MÉMOIRES ORSTOM

P. LOUIS

CONTRIBUTION GÉOPHYSIQUE A LA CONNAISSANCE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DU LAC TCHAD



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE-MER

ORSTOM

CONTRIBUTION GÉOPHYSIQUE A LA CONNAISSANCE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DU LAC TCHAD

MÉMOIRES ORSTOM N° 42

CONTRIBUTION GÉOPHYSIQUE A LA CONNAISSANCE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DU LAC TCHAD

par

P. LOUIS

ORSTOM
PARIS
1970

Préface

Il n'est peut être pas inutile, pour présenter le travail de M. LOUIS, de le situer rapidement dans le cadre de la mission qui incombe à la section de Géophysique de l'O.R.S.T.O.M., telle qu'elle apparaît après un quart de siècle d'activité. Si à l'origine, il s'est agi d'assurer la mise en place et l'exploitation des éléments du réseau mondial d'observatoires, tant sismiques que magnétiques, qui devaient être implantés dans les pays où s'exerce l'activité de l'O.R.S.T.O.M., il est rapidement apparu que ceux-ci offraient bien d'autres sujets d'étude, et d'abord par les phénomènes géophysiques particuliers dont ils sont le siège, qu'il s'agisse d'une activité sismique, heureusement absente de la région du Tchad, ou des aspects équatoriaux de phénomènes mondiaux, tels que le magnétisme, étudié en particulier à l'occasion des années géophysiques. Mais, en outre, les géophysiciens de l'O.R.S.T.O.M. se sont rapidement attachés à l'application de la Géophysique à l'étude de la structure géologique profonde du pays où ils travaillaient.

Rappelons combien de telles préoccupations étaient alors nouvelles. Si, dans la découverte de la structure géologique des océans, qui passe actuellement par une phase véritablement explosive, la Géophysique a précédé l'interprétation géologique, à terre au contraire, la Géologie disposait d'un siècle d'avance. Avant 1940, la Géophysique n'apparaissait guère que comme un recueil de méthodes, applicables sur des surfaces restreintes, pour l'étude de gisements miniers. Les mesures gravimétriques, encore très délicates, étaient largement espacées, et étaient surtout considérées comme apportant une contribution à l'étude de la forme de la Terre.

Ce n'est guère que dans les années 1945-1950, que l'apparition des gravimètres a fait entrevoir la possibilité d'études régionales, avec des stations suffisamment serrées pour apporter une contribution à la connaissance de la structure géologique.

Il faut ici rendre hommage à la pénétration et à la foi avec lesquelles Mademoiselle CRENN a résolument engagé les équipes de l'O.R.S.T.O.M. dans cette tâche, qui aurait pû paraître disproportionnée avec les moyens dont on disposait. Après les premiers tâtonnements, le travail s'est poursuivi pendant des années, s'étendant sur l'ensemble de la surface couverte par la planche de la page 288 (schéma gravimétrique de l'Afrique occidentale et centrale).

Principalement préoccupés par l'exécution des mesures, les géophysiciens de cette première équipe en ont publié les résultats étape par étape, accompagnés à chaque fois de commentaires assez brefs, qui soulignaient les liens avec la structure géologique. On comptait, en Afrique comme en France, que les géologues, ainsi mis en possession de données essentielles pour la solution des problèmes qu'ils étudiaient, sauraient les exploiter. Il faut bien reconnaître que cet espoir a été déçu.

L'importance de la thèse de M. LOUIS, c'est qu'elle apporte, sur une région assez vaste pour constituer un exemple valable à l'échelle continentale, une interprétation qui résulte d'une discussion approfondie de toutes les connaissances géologiques, en même temps que des données gravimétriques, avec une comparaison attentive de toutes les hypothèses. Là où des doutes subsistaient, l'Auteur a entrepris des mesures complémentaires par sondages électriques, pour préciser les interprétations à retenir. Je ne doute pas que, de ce point de vue, cet ouvrage sera considéré comme un modèle et je souhaite que cet exemple soit suivi, ne serait-ce que pour les régions plus occidentales dont les levers gravimétriques ont été effectués par l'O.R.S.T.O.M.

La région étudiée — qui s'est trouvée déterminée par le fait que M. LOUIS a été chargé des levés gravimétriques sur le territoire de la République du Tchad, dans le cadre d'une convention passée avec son gouvernement — se prêtait remarquablement à une telle étude : y ajoutant les levers antérieurs de M. RECHENMANN au Niger, M. LOUIS avait à interpréter la structure profonde d'une zone couverte en surface par des sédiments récents sur un million de kilomètres carrés ; il disposait, à titre de comparaison, des levers gravimétriques et des données géologiques sur les terrains anciens entourant le bassin, si bien que son étude porte au total sur un million et demi de kilomètres carrés.

Je ne puis, ici, entreprendre une justification économique de la marche de ce travail de prospection régionale, mais je voudrais seulement montrer comment une telle justification pourrait être conduite : il faudrait faire le total de toutes les dépenses, quelle qu'en soit l'origine, consacrées tant à l'étude géologique qu'à l'étude géophysique de la région considérée, faire le bilan des connaissances ainsi acquises, et examiner si ce bilan aurait pu être amélioré, par une répartition différente du même montant global. Dans celui-ci, le coût de la Géophysique est certainement bien inférieur à celui de la Géologie. Mais sans elle, on ignorerait à peu près tout de la zone couverte par les sédiments récents. Il est encore difficile de chiffrer — au sens économique — la valeur des indications fournies par la Géophysique, certes imprécises, mais qui fournissent néanmoins une orientation générale ; on ne pourra le faire que dans quelques années, après une phase nouvelle de recherches de pétrole qui apparaît maintenant comme possible, et peut-être certains développements dans l'exploitation des eaux souterraines ; et il n'est pas nécessaire de rappeler les minéralisations uranifères de la République du Niger, dont la répartition dépend de la forme du socle, en bordure d'une zone de sédimentation ancienne.

Sans faire le calcul dont j'indique le principe, il apparaît clairement que la part des investissements consacrés à la Géophysique n'est pas excessive, et même sans doute nettement inférieure à l'optimum.

Mais peut-être est-il rationnel d'opérer par étapes, et de n'appliquer d'autres méthodes géophysiques plus coûteuses, comme le levé aéromagnétique, qu'après une première reconnaissance, telle que celle présentée ci-après par M. LOUIS, et, en priorité, dans les zones qui paraissent les plus intéressantes.

Par la suite, la recherche de gisements éventuels, de pétrole par exemple, impliquera l'emploi de méthodes beaucoup plus coûteuses, mais sur des surfaces beaucoup plus réduites, grâce au résultat des reconnaissances antérieures ; il faut espérer que quelques soient les résultats de ces prospections, les connaissances acquises à leur occasion pourront contribuer à une meilleure compréhension globale des structures.

Le chapitre II évoque aussi un autre prolongement possible. La Gravimétrie n'est pas liée seulement aux structures superficielles qui intéressent les prospecteurs. Elle peut nous apporter des indications sur les structures profondes, inaccessibles à d'autres méthodes, et par là, sur les rapports entre les grandes unités structurales du bâti africain. Ce ne sont pas là des considérations purement théoriques, car la connaissance des rapports entre ces grandes unités profondes, éclairerait sans doute la répartition de

certaines minéralisations. D'autres méthodes devront pour celà se combiner avec la Gravimétrie, et l'on fonde actuellement certains espoirs sur diverses méthodes électriques.

Bien des directions de recherche s'offrent donc à nous, et la « Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad », si elle marque une étape importante, n'est pas un terme, mais un point de départ, pour appliquer ailleurs la même méthode de travail, et pour préciser d'une manière plus fine les structures qui paraîtront susceptibles de présenter un intérêt économique.

Jean GOGUEL.

Avant propos

C'est M. le Professeur L. CAGNIARD qui m'a donné, alors que j'étais élève à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie appliquée et de Prospection Minière de Nancy, le goût de la géophysique appliquée et à qui je dois d'avoir connu l'O.R.S.T.O.M. où, sur ses conseils, je suis entré. Il m'a fréquemment, par la suite, fait part des remarques que lui suggéraient mes travaux et a bien voulu accepter de présider mon jury. Pour toutes ces raisons je lui exprime ma profonde reconnaissance.

A l'O.R.S.T.O.M., M. le Professeur J. GOGUEL, Président du Comité Technique de Géophysique, m'a, depuis dix ans, inlassablement guidé sur le plan scientifique et m'a aidé fréquemment à résoudre les difficultés financières qu'inévitablement posait de temps à autre l'ampleur de l'étude en cours. C'est pour la manière dont il m'a aidé durant ces dix années de vie professionnelle et pour avoir bien voulu maintenant accepter d'être le rapporteur de ce travail que je lui suis si profondément reconnaissant.

MM. les Professeurs R. DARS et H. FAURE qui ont connu, comme moi, mais quelques années avant et dans des conditions probablement plus pénibles la brousse africaine, ont bien voulu accepter d'être mes examinateurs, je les en remercie sincèrement. Tous deux ont consacré un temps important à discuter avec moi de certains des problèmes soulevés par mes interprétations. Ces conversations avaient d'ailleurs commencé avec M. FAURE il y a déjà plusieurs années, en Afrique même, bien avant qu'il ne fût question de la constitution d'un jury de thèse.

Les Directeurs généraux de l'O.R.S.T.O.M. qui se sont succédé depuis dix ans, MM. J. J. JUGLAS, J. SRIBER et G. CAMUS ont tous accepté de dégager les moyens importants nécessaires à la réalisation du programme dont j'étais chargé. Je les en remercie ici ainsi que MM. J. SEVERAC

et M. GLEIZES, respectivement Secrétaire Général et Secrétaire Général Adjoint de l'Office, qui ont finalement toujours réussi à résoudre les problèmes de financement et de personnel que je leur ai fréquemment posés. Je remercie plus particulièrement M. le Professeur CAMUS pour m'avoir autorisé à présenter devant l'Université cette synthèse des études géophysiques réalisées par l'O.R.S.T.O.M. dans le bassin du Tchad avant de la transmettre aux gouvernements et aux organismes intéressés.

Ce travail, étant par son ampleur celui de toute une équipe et non d'un seul homme, nombreux sont les agents de l'O.R.S.T.O.M. qui devraient être cités ici. Je me contenterai d'indiquer que j'ai bénéficié de l'expérience et des conseils de Mademoiselle Y. CRENN, que c'est mon camarade J. RECHENMANN qui a réalisé le levé gravimétrique de toute la partie occidentale de la cuvette tchadienne et que c'est grâce à toute l'équipe de Bangui qui a travaillé avec moi puis avec M. F. COLLIGNON que les mesures de terrain ont pu être réalisées. Cette équipe dont je garde un excellent souvenir et dont les pivots furent MM. MAILLARD, LACHAUX, FRIN, CHAUVIN et le remarquable mécanicien de brousse, M. MITAINE, a manifesté une conscience professionnelle et un dévouement dont je ne sais comment les remercier. A Bangui, M. G. MARTIN, qui fut quelques années Chef de Centre, a droit à toute ma reconnaissance pour avoir toujours aplani autant qu'il le pouvait les difficultés qui se présentaient.

Au stade de la rédaction de ce mémoire, j'ai rencontré à Bondy, aux Services Scientifiques Centraux de l'O.R.S.T.O.M., toute l'aide nécessaire, que ce soit de son Directeur P. SEGALEN ou de mes collègues J. DEJARDIN et R. VAN den DRIESSCHE qui m'ont fait bénéficier de leur expérience dans le domaine de l'analyse statistique. Le Service Central de Documentation dirigé par M. F. BONNET-DUPEYRON, et par M. C. R. HIERNAUX assisté de Mademoiselle DARDENNE, m'a aidé de son mieux ; tout particulièrement le Service de Cartographie, pour qui je fus, durant deux ans, un « gros client », a tout fait pour que cartes et illustrations fussent prêts à temps. M. COMBROUX, son responsable, a toujours manifesté beaucoup de compréhension pour mes problèmes, je l'en remercie ainsi que de la qualité du personnel qu'il a mis à ma disposition : MM. BUFFARD-MOREL, ARQUIER et Mademoiselle DAUMAIN. Ces cartographes participèrent non seulement à la réalisation mais à l'élaboration d'une illustration assez lourde nécessitée par la nature même du travail. Plus généralement, que tous ceux qui, à l'O.R.S.T.O.M., m'ont aidé trouvent ici mes sincères remerciements, que ce soit pour la frappe de mon manuscrit, pour les travaux photographiques ou pour l'établissement de mes fiches bibliographiques.

Depuis deux ans que je travaille en France à la mise au point de ce mémoire, j'ai rencontré de nombreux concours extérieurs à l'Office. M. L. MIGAUX, Président honoraire de la Compagnie Générale de Géophysique, mon parrain scientifique, a bien voulu me faire bénéficier de son expérience et m'a mis en relations avec M. G. KUNETZ, Ingénieur en Chef à la C.G.G., qui a accepté d'appliquer à certains de mes sondages électriques son procédé de « traitement automatique ». De même, M. MABILE, Directeur des Productions au Commissariat à l'Energie Atomique, m'a permis de disposer des puissants moyens de calcul du C.E.A. et de bénéficier des connaissances de M. R. COULOMB dans leur utilisation. Grâce à l'introduction due à M. le Professeur CAGNIARD, j'ai pu également utiliser le centre de calcul de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine à Pau. Je remercie M. J. M. VITARD du Service Géophysique de cette Société qui s'est chargé de mes problèmes.

Des géologues, MM. J. M. OBELLIANNES du C.E.A., R. REICHELT du B.R.G.M. et, surtout, R. BLACK du C.N.R.S. m'ont permis de comprendre les conceptions récentes que l'on se fait actuellement du bâti structural de l'Afrique occidentale. R. BLACK particulièrement, au cours de longues conversations, m'a fait bénéficier de ses grandes connaissances en ce domaine. Il a accepté en outre ainsi que M. le Professeur G. ROCCI de critiquer le chapitre qui, dans mon mémoire, concerne ces problèmes, je les en remercie vivement. J'ai également rencontré l'appui de Mademoiselle S. CORON, au Bureau Gravimétrique International.

Je termine l'énumération de ceux qui m'ont aidé en demandant que l'on m'excuse de n'avoir pu nommer tout le monde et en mettant l'accent sur le fait que ce travail résulte des efforts de bien des gens. Mais, parmi tous ceux-ci, je crois qu'il convient tout de même de mettre plus particulièrement en avant les prospecteurs qui ont réalisé les levés de terrain. C'est à eux que je dédierai ce travail en souvenir de leurs longues tournées en brousse.

Introduction

HISTORIQUE DU TRAVAIL

L'étude géophysique de toute la partie francophone du bassin du lac Tchad dont il est rendu compte dans les pages qui suivent a commencé fin 1959. Elle a été entreprise par l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (O.R.S.T.O.M.) dans le cadre de ses études géophysiques générales du continent africain. Ce travail a bénéficié d'un complet appui de la part des Républiques Centrafricaine, du Tchad, du Niger et de la République fédérale du Cameroun qui passèrent à cette occasion des conventions avec l'O.R.S.T.O.M.

Sur le plan technique, dès le départ, le projet avait rencontré un accueil très favorable auprès des géologues du Service Géologique de la France d'Outre-Mer qui existait encore à l'époque, tout spécialement auprès de ceux de l'Afrique équatoriale dont l'activité intéressait le Tchad. Il fut décidé que l'O.R.S.T.O.M. établirait, de la même manière qu'il l'avait déjà réalisé pour une bonne partie de l'Afrique occidentale, une carte gravimétrique de reconnaissance de ce vaste bassin sédimentaire.

Ce programme qui demandait un énorme travail sur le terrain et, par suite, des moyens importants devait rencontrer l'aide financière de nombreux organismes. Ce fut initialement celle de l'Organisation Commune des Régions Sahariennes (O.C.R.S.), puis celle du Fonds d'Aide et de Coopération (F.A.C.) qui, à la demande des jeunes républiques, accepta de participer tant à l'équi-

pement qu'au fonctionnement des missions pendant de nombreuses années. C'est grâce à cette aide que la couverture gravimétrique d'une aussi vaste région — un peu plus de trois fois la superficie de la France — put être réalisée en moins de dix ans. D'autres organismes ou sociétés subventionnèrent également, dans une moindre mesure, nos travaux dans des régions particulières, ce fut le cas du Bureau de Recherche de Pétrole (B.R.P.) et de la Société Pétrolière PETROPAR. Cette dernière avait un permis de recherche dans les Erdis, au nord du Tchad. L'ensemble de ces concours a représenté environ le tiers des dépenses engagées pour l'opération.

Au fur et à mesure que la carte gravimétrique faisait apparaître dans le bassin des régions où les formations sédimentaires étaient susceptibles de présenter une grande épaisseur, il était décidé, toujours en liaison avec les géologues, de procéder à des campagnes de sondages électriques en longue ligne. Ces sondages devaient permettre de recouper les résultats de la gravimétrie et d'obtenir quelques renseignements sur la stratigraphie possible des remplissages sédimentaires. C'est ainsi que d'importantes campagnes de prospection électrique furent réalisées dans le Tchad méridional et, par la suite, dans le Niger oriental et le nord du lac.

Sur le plan de l'organisation interne de l'O.R.S.T.O.M., ce fut la section géophysique de Bangui qui se chargea, de 1959 à 1967, des prospections électriques ainsi que du levé gravimétrique du Cameroun septentrional, du nord de la République Centrafricaine et de la plus grande partie du Tchad. Le Niger oriental et le Tchad occidental furent, pour leur part, cartographiés par une autre équipe, placée sous la direction de J. RECHENMANN, en trois campagnes de saison sèche, de 1962 à 1965.

Ce mémoire présente la synthèse des travaux effectués au terme des études. Il reprend évidemment, en les complétant, beaucoup de résultats qui furent déjà signalés aux services techniques des Etats intéressés dans des rapports de diffusion limitée. Il essaie de commenter le plus complètement possible les cartes qui ont pu être établies et d'étudier les principales structures qui apparaissent. Mais compte tenu de l'étendue de la zone considérée ces commentaires sont loin d'épuiser le sujet. En outre, ils utilisent les connaissances dont on dispose actuellement mais il est bien évident qu'au fur et à mesure que des notions nouvelles seront acquises, d'une manière ou d'une autre, les données géophysiques rassemblées ici permettront d'éclairer leur interprétation et d'y apporter quelques précisions. Il faut donc bien voir qu'il ne s'agit pas là de données que l'on puisse prétendre interpréter actuellement de manière définitive mais au contraire de documents qu'il faudra reprendre périodiquement soit à la lumière de résultats nouveaux, soit tout simplement sous l'angle des nouvelles théories scientifiques qui apparaîtront. En particulier toute nouvelle hypothèse géologique devra être testée par comparaison avec la gravimétrie.

TRAVAUX GÉOPHYSIQUES RÉALISÉS PAR D'AUTRES ORGANISMES DANS LE BASSIN

Antérieurement à 1959, début de notre travail, certaines études géophysiques avaient déjà été effectuées dans le bassin. Elles étaient d'ailleurs en nombre très limité. Nous allons les indiquer très rapidement :

Gravimétrie.

LAGRULA avait réalisé le premier, en 1952, quelques grands itinéraires à travers le Tchad qui lui avaient permis de se rendre compte de l'existence d'anomalies très importantes. Il notait même « les secteurs calmes sont l'exception : presque partout on note des mouvements importants ». Dans son rapport il avait essayé de les interpréter uniquement en termes de variation de profondeur du

socle cristallin et ceci l'avait malheureusement conduit à des conclusions en contradiction avec les données géologiques.

Y. CRENN, en 1954, à la demande du Service de l'Elevage du Tchad, effectuait un levé de reconnaissance dans les zones d'élevage du centre du pays (région du lac Fitri) et, à la demande du Service de l'Agriculture, dans la région de Moundou et de Doba (Tchad méridional). Son rapport concluait en mettant l'accent sur une très importante anomalie négative rencontrée dans ce dernier secteur et qui, disait-elle, devait correspondre à « un bassin sédimentaire sans doute analogue aux plus profonds connus en Afrique occidentale ».

Don A. HANSEN effectuait en 1956 des études limitées de gravimétrie et de magnétisme en cinq zones du Tchad central dans le cadre d'un programme de développement des ressources en eau. Les travaux de gravimétrie de détail s'avérèrent peu concluants et le magnétisme ne révéla que des anomalies extrêmement faibles.

Aéromagnétisme.

Un certain nombre de profils aéromagnétiques isolés ont été réalisés en 1956 par la Société Aérienne de Recherches Minières pour le compte du Bureau de Recherches de Pétrole. Une interprétation en a été faite par la Compagnie Générale de Géophysique (C.G.G.) mais les profils étant très espacés elle a été très délicate.

Prospection électrique.

Plusieurs campagnes de sondages électriques avaient été effectuées en vue de recherches hydrogéologiques et avaient donné lieu à des rapports : GODIVIER, 1955 ; STANUDIN, 1956 ; Compagnie Générale de Géophysique, 1955 et 1958 (Niger oriental). En outre, J. ABADIE, alors géologue de la France d'Outre-Mer, avait fait lui-même à de nombreuses reprises de courts sondages électriques dans le Tchad oriental. Mais seuls certains des sondages de la C.G.G. ont été réalisés avec des lignes assez longues et ont permis d'aborder les problèmes de structures régionales.

En outre, depuis 1959, parallèlement à la réalisation de nos travaux d'ensemble, d'autres études géophysiques plus localisées (méthode électrique et sismique réfraction) ont été menées, pratiquement toutes orientées vers les recherches d'eau, que ce soit par la C.G.G., le Bureau de Recherches Géologique et Minière (B.R.G.M.), la Compagnie Française de Prospection Géophysique, la Société L.E.R.I.C.I. ou nous-mêmes. Dans le bassin du Djado ainsi que dans le bassin des Erdis, d'importantes études de sismique ont également été entreprises à des fins pétrolières ; dans le même but, en 1960, des profils aéromagnétiques furent réalisés par la Société Aérienne de Prospection Aéroportée au nord du lac.

Il est bien évident que les résultats de tous ces travaux, dans la mesure où ils étaient rendus publics, ont été utilisés lorsqu'il pouvait être intéressant de les rapprocher de nos documents.

PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE DU SECTEUR

La zone étudiée comprend toute la partie francophone du bassin du lac Tchad mais englobe également largement ses bordures. En fait, elle intéresse le Niger oriental, à l'est d'une ligne Agadès-Zinder, tout le Tchad ainsi que les parties septentrionales de la République fédérale du Cameroun et de la République Centrafricaine. En outre, nous avons pu incorporer à nos cartes les données gravimétriques de la Fédération du Nigéria avec l'accord des services compétents.

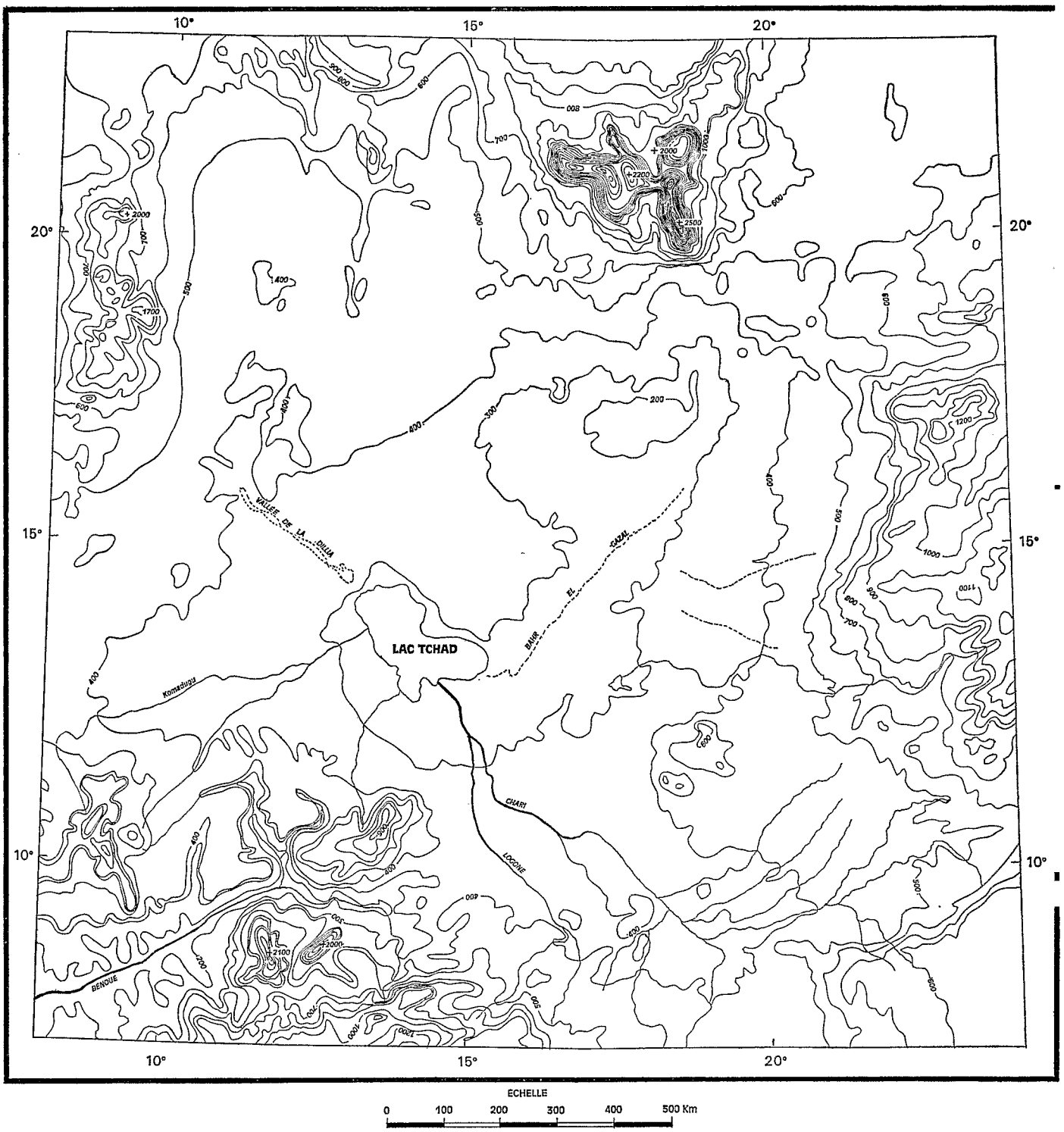


FIG. 1. — Carte hypsométrique.

Il n'appartient pas au sujet de ce mémoire de faire une présentation géographique détaillée de cet immense secteur. Nous nous contenterons donc de mentionner la superficie couverte par notre levé gravimétrique : plus de 150 degrés carrés, soit près de trois fois la surface de la France, puis nous indiquerons à l'aide de cartes quelques éléments qui seront utiles pour la compréhension des chapitres ultérieurs. Il s'agit notamment d'une carte d'altitude moyenne [1] (fig. 1), dont le but est de montrer au lecteur les grandes lignes de la topographie de la région. Un bloc-diagramme qui en dérive (fig. 2) permet de situer d'un coup d'œil les grandes masses du relief. Enfin, une autre

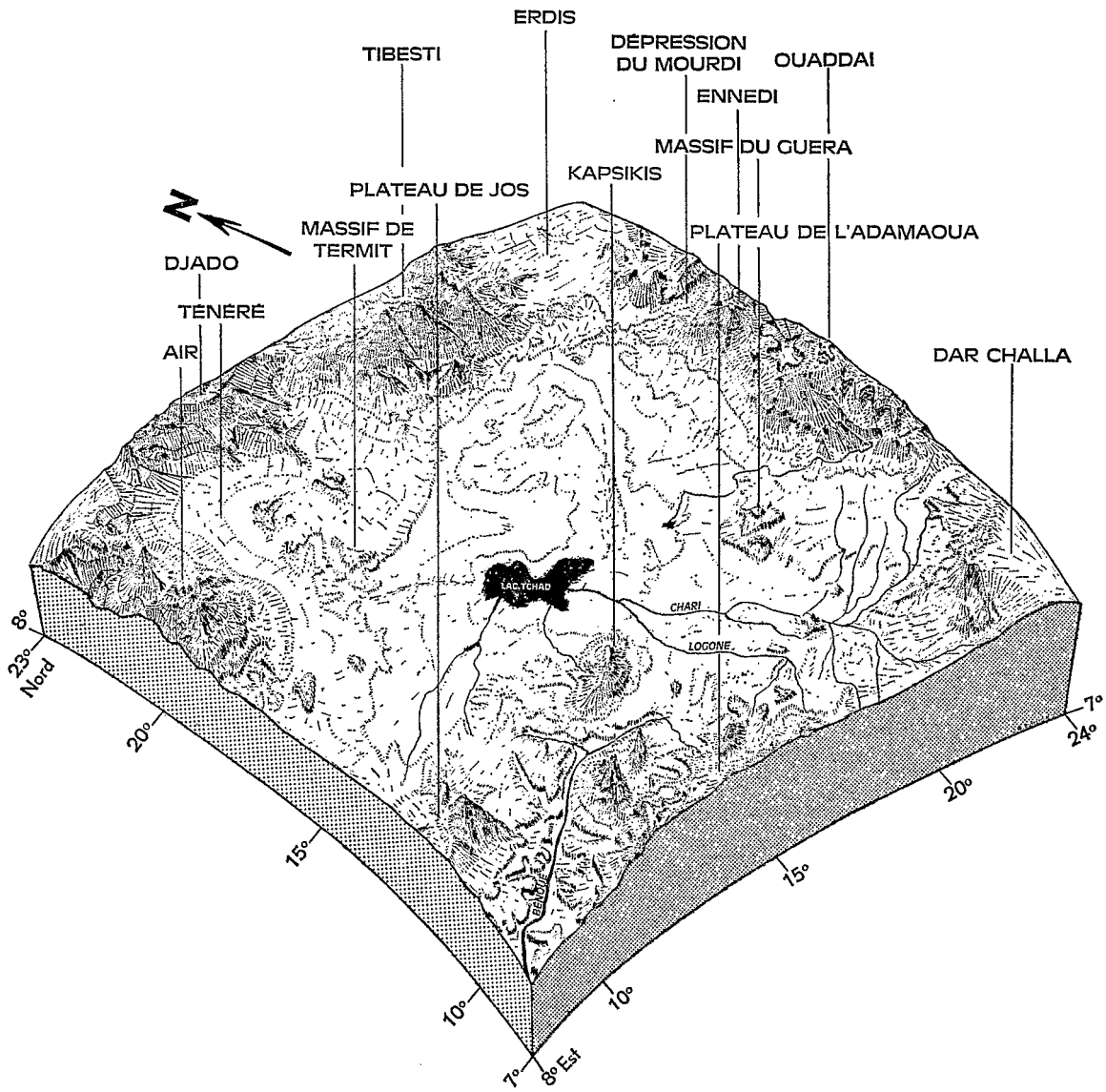


FIG. 2. — Bloc diagramme du relief.

1. Nous précisons que cette carte n'est pas homogène. Nous avons utilisé pour la réaliser des éléments disparates :
   — pour le Niger, les altitudes déterminées à nos stations gravimétriques ;
   — en Nigéria, les données des cartes topographiques.
   — ailleurs, des altitudes moyennes évaluées par carré de 5 minutes de côté.

carte (fig. 3) met en place les principales régions naturelles ainsi que les grands traits de l'hydrographie. L'absence de cours d'eau dans toute la partie nord de cette carte montre l'étendue des secteurs désertiques dans le bassin du lac Tchad, ce qui n'a, évidemment, pas facilité la réalisation des travaux de terrain.

PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE

De nombreux documents géologiques existent. Ils seront cités au fur et à mesure de leur utilisation. Mais comme un certain nombre d'entre eux sont récents (carte géologique de la République du Niger, 1966 ; de la République du Tchad, encore inédite), ils n'ont pu être inclus dans une carte synthétique du bassin. C'est ce qui m'a conduit à établir un tel document, à l'échelle de 1/5 000 000, en utilisant les données les plus récentes. Il s'agit uniquement d'un travail d'assemblage qui a évidemment posé quelques problèmes pour les raccords aux frontières. Cette carte, grâce aux nombreux éléments récents, représente incontestablement un gros progrès par rapport à l'ancien document d'ensemble de 1963 (carte géologique de l'Afrique A.S.G.A. - U.N.E.S.C.O.). Compte tenu de l'échelle retenue, il était nécessaire d'établir une carte relativement simplifiée, c'est ce qui explique les regroupements stratigraphiques utilisés. Les « younger granites » ont été cartographiés avec un assez grand soin car leur existence sera fréquemment utilisée dans les commentaires des données géophysiques. En revanche, les différenciations dans le Quaternaire ne présentaient aucun intérêt pour notre travail et c'est la raison pour laquelle elles n'ont pas été retenues. Signalons que l'U.N.E.S.C.O., dans le cadre d'une synthèse hydrologique, établit également actuellement (1969) une carte du bassin qui complètera harmonieusement la nôtre, car les formations récentes y sont traitées avec grand soin.

Nous ne proposerons pas ici de notice même simplifiée pour cette carte géologique générale. Elle a en effet simplement pour but, complétée par des cartes plus détaillées de certains secteurs, de faciliter les commentaires des travaux géophysiques et c'est à cette occasion que nous exposerons les éléments qui nous seront utiles, région par région.

PLAN D'EXPOSITION RETENU

Dans une première partie, j'ai essayé d'aborder tous les problèmes liés à la précision des mesures et à l'élaboration des cartes gravimétriques. Quelques conséquences qui se déduisent du mode de travail adopté sont ensuite indiquées. La seconde partie présente le commentaire des documents géophysiques obtenus, à la lumière de toutes les données géologiques disponibles. Cette étude régionale apporte certains éléments nouveaux qui pourront aider à l'établissement d'une carte tectonique du bassin et également à sa mise en valeur. Pour éclairer certains des traits structuraux mis en évidence, il a semblé utile d'effectuer une incursion assez large dans l'Afrique de l'Ouest où la comparaison entre les conclusions d'études récentes, en particulier géochronologiques, et la gravimétrie conduit à des remarques intéressantes.

Dans toute la rédaction de ce travail j'ai cherché à présenter le plus clairement possible le degré de certitude des diverses interprétations géophysiques pour permettre aux géologues, qui voudront bien les utiliser, de distinguer ce qui est solidement établi de ce qui n'est qu'hypothèse.

Enfin, je voudrais rappeler, ici, quel énorme effort a été demandé aux prospecteurs et techniciens de l'O.R.S.T.O.M. tout au long de la réalisation des levés de terrain. Leurs conditions de travail, tant matérielles que climatiques, ont souvent été très pénibles. Je tiens à les remercier de l'énergie qu'ils ont dépensée et de l'enthousiasme avec lequel ils ont participé à cette tâche. C'est grâce à leur dévouement que cette étude a pu être réalisée.

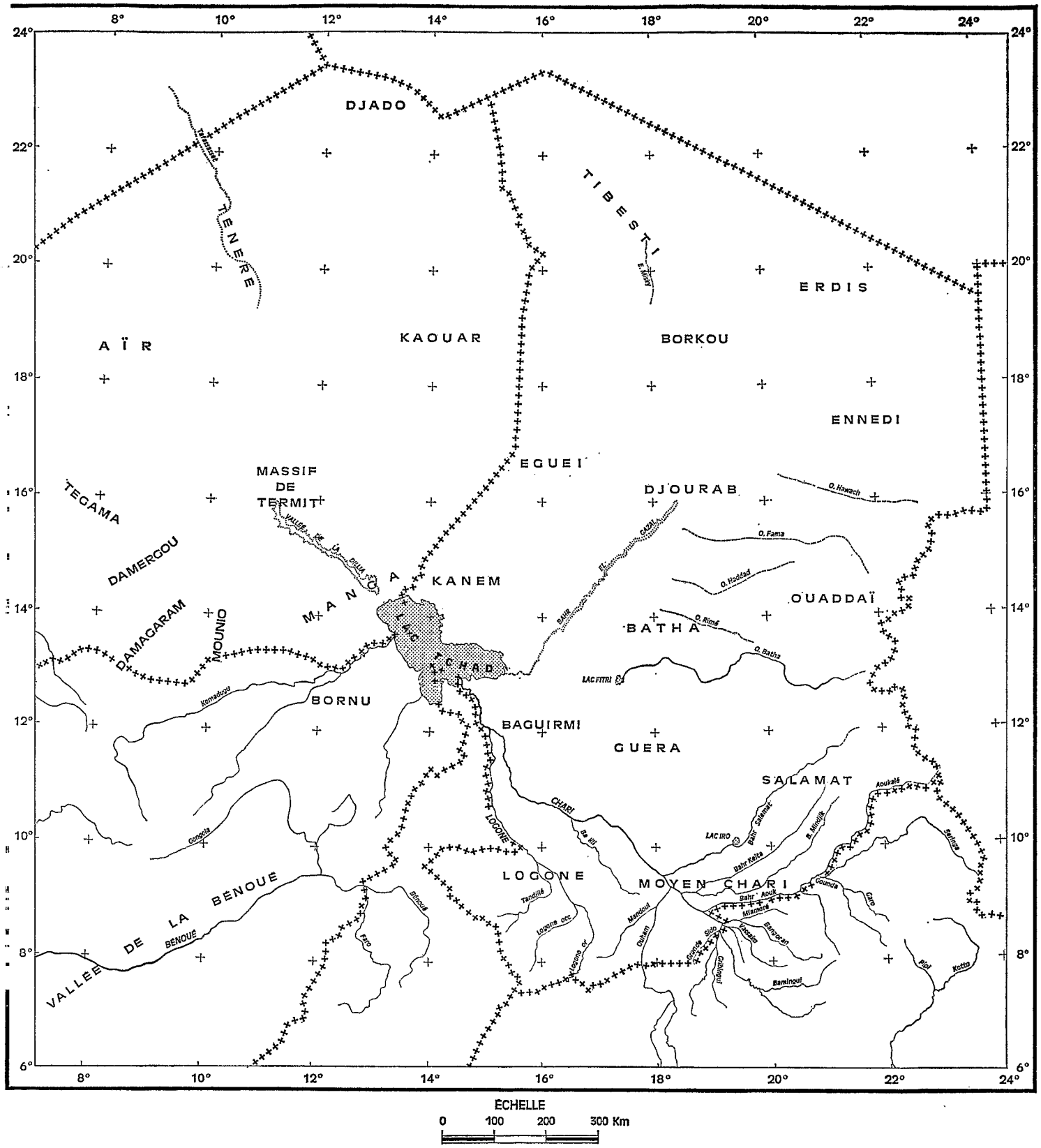


FIG. 3. — Régions naturelles et hydrographie

Première partie

MÉTROLOGIE

LES MESURES GÉOPHYSIQUES ET LEUR EXPLOITATION

1

Généralités sur les anomalies gravimétriques

Les définitions et les modes de calcul des grandeurs classiques dont on est amené à se servir pour pouvoir utiliser à des fins géodésiques ou géophysiques les mesures de pesanteur vont être rappelés ici. Je me suis attaché à bien faire ressortir le sens de chaque opération et spécialement les facteurs sous la dépendance desquels restent les diverses quantités que l'on est classiquement conduit à définir. Ceci permettra de mieux comprendre les usages respectifs que l'on peut en faire. Ces généralités devraient permettre au lecteur non spécialisé en gravimétrie de mieux envisager ce qu'il est possible d'attendre de ce travail.

Les variations de la valeur de la pesanteur d'un point à l'autre de la surface terrestre sont sous la dépendance d'un certain nombre de facteurs :

a) L'altitude des stations.

Il va de soi, et l'expérience le confirme, que la pesanteur diminue quand l'altitude augmente. En s'élevant, on s'éloigne des masses attirantes, leur attraction diminue, et, de plus, secondairement, la force centrifuge due à la rotation de la terre sur elle-même augmente : les deux effets s'ajoutent donc.

b) La latitude des stations.

Ce facteur intervient du fait de l'ellipticité terrestre et de l'existence de la force centrifuge.

c) La topographie de la surface terrestre.

d) Les hétérogénéités du sous-sol.

Ces deux derniers points sont clairs car les masses mises en jeu par le relief et les densités variables des roches constitutives du sous-sol joueront naturellement un rôle dans les variations de pesanteur que l'on constatera d'un point à l'autre.

Les deux premiers facteurs sont d'ordre géodésique, ils ne font intervenir que la position des stations sur la terre. Afin de regrouper toutes les causes d'ordre géologique, le point *c* peut être réduit à l'influence des accidents de la topographie en supposant les masses superficielles formées d'une roche homogène de densité constante choisie arbitrairement ; par là même seront rejetées dans le point *d* toutes les influences dues aux variations de densité de l'écorce terrestre, aussi bien dans les éléments de la topographie que dans les couches profondes.

De ces quatre facteurs de variation de la pesanteur, deux sont calculables théoriquement à partir du moment où l'altitude et la latitude de la station de mesure ont été déterminées. Les irrégularités topographiques sont indiquées par les cartes et cette connaissance empirique permet d'éliminer leur influence. Seules les hétérogénéités du sous-sol sont entièrement inconnues.

Les deux premiers facteurs sont, en effet, calculables théoriquement car ils dépendent des caractéristiques géodésiques et dynamiques de la Terre et d'autres techniques que la gravimétrie ont permis de les connaître. En particulier, en ce qui concerne la figure de la Terre, bien avant que les études gravimétriques fussent développées, les géodésiens avaient été amenés à supposer qu'elle avait approximativement la forme d'un ellipsoïde de révolution dont le petit axe coïncide avec la ligne des pôles. Puis, en mesurant des arcs de méridiens ils avaient pu déterminer ses dimensions et, tout au long du XIXe siècle, ils se sont efforcés d'obtenir un ellipsoïde qui représente le mieux le globe terrestre. Mais les divergences qui subsistaient entre les meilleurs résultats ont fait comprendre que le problème était mal posé. Aujourd'hui, on s'efforce de déterminer la forme réelle de la Terre, sans faire à son sujet aucune hypothèse *a priori*, et en n'utilisant l'ellipsoïde conventionnel que comme un système de référence par rapport auquel on exprime les écarts. Depuis 1924, une décision internationale, prise à Madrid par l'U.G.G.I. (Union Géodésique et Géophysique Internationale), a fixé les dimensions de cette figure de référence, c'est l'ellipsoïde de Hayford (rayon équatorial $a = 6\,378\,388$ mètres, aplatissement 1/297). En ne se représentant pas simplement cet ellipsoïde comme une surface géométrique mais comme un corps centré sur le centre de masse de la Terre, doté d'une masse égale à celle de la Terre et animé d'une rotation identique, dont la surface est une équipotentielle on peut, en se fixant une valeur conventionnelle de la gravité à l'équateur, ce qui a été fait par l'U.G.G.I. à Stockholm en 1930, calculer la valeur de *g* en tout point de l'espace. On peut, notamment, obtenir par une formule due à CLAIRAUT la valeur de *g* à la surface de l'ellipsoïde de Hayford en fonction de la latitude. Cette valeur de la gravité déduite de la formule de CLAIRAUT constitue ce que l'on appelle la gravité normale. Comme la variation de *g* en altitude se trouve évidemment également imposée par les conventions adoptées, il est donc toujours possible de déterminer, en une station donnée d'altitude et de latitude connues, le champ de pesanteur correspondant au système de référence. Les géophysiciens peuvent donc ainsi, à partir des valeurs de *g* mesurées sur le terrain et à partir des valeurs de la pesanteur déduites du système de référence, définir des anomalies qui ne dépendent plus que de l'écart entre le géoïde (surface équipotentielle vraie de la Terre correspondant au niveau moyen des mers) et l'ellipsoïde de Hayford ainsi que des hétérogénéités du sous-sol. C'est d'ailleurs dans ces deux domaines de l'étude du sous-sol et de la détermination de la forme exacte de la Terre que la gravimétrie a pu apporter des données nouvelles. Nous ouvrons une parenthèse pour rappeler que CLAIRAUT a montré, en envisageant l'équilibre d'une masse de rotation formée de plusieurs fluides de densités différentes, que les surfaces de séparation de ces fluides et la surface extérieure sont sensiblement des ellipsoïdes (au moins pour des dimensions et des vitesses de rotation comparables à celles de la Terre). Cette remarque n'entraîne évidemment pas l'obligation pour la Terre d'être ainsi constituée. C'est, en effet, une des caractéristiques de la gravimétrie que plusieurs répartitions de masses puissent donner une même surface équipotentielle, c'est-à-dire en fait le même champ extérieur, celui-ci étant complètement déterminé (à un facteur près) par la connaissance d'une seule surface équipotentielle. On peut toutefois penser que la Terre présente une répartition des densités très analogue à celle d'un ellipsoïde de CLAIRAUT. En effet, un astre de cette taille, si les masses étaient distribuées à l'intérieur d'une

manière irrégulière, serait le siège de contraintes internes très élevées auxquelles on concevrait mal que la matière puisse résister indéfiniment.

Les considérations ci-dessus ont amené les géophysiciens à définir un certain nombre de corrections liées à l'altitude des stations et à la topographie terrestre. Il s'agit des corrections à l'air libre, de plateau, de relief que nous allons examiner maintenant.

LA CORRECTION A L'AIR LIBRE (fig.4)

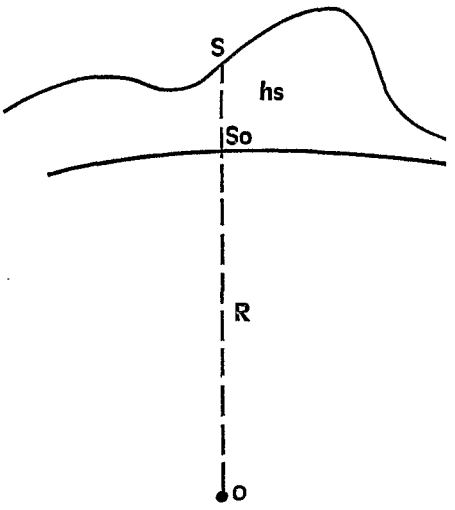


FIG. 4. — Correction à l'air libre.

Ayant mesuré la valeur de g en un point S, d'altitude h_S, on peut simplement déduire, de cette mesure, la valeur au point S_o, situé sur la même verticale à une altitude nulle, en considérant que la différence de pesanteur en S et S_o est due uniquement à la variation d'altitude entre ces deux points, c'est-à-dire à la différence de leurs distances au centre de la Terre. Cette correction est dite à l'air libre ou « de Faye ». Son calcul rigoureux (LEJAY, 1947) fait intervenir la latitude L du point S_o, il aboutit à l'expression :

$$C_{\text{air libre}} = (0{,}308557 - 0{,}00021 \text{ Cos } 2 \text{ L})\, h_S$$

Le terme qui fait intervenir la latitude étant extrêmement faible dans le cadre de l'étude du bassin tchadien, nous nous sommes contentés de le calculer pour une latitude moyenne de 15° (le bassin s'étend de 7° à 23° N.).

LA CORRECTION DE PLATEAU (fig. 5 et 6)

On peut également calculer ce que serait la gravité au point S_o, mais cette fois en tenant compte de l'attraction qu'exerce au point S la couche de terrain comprise entre les rayons R et $R + h_S$. Théoriquement, il faudrait calculer l'influence de cette couche sphérique étendue à toute la terre. En fait, ce type de correction étant appliqué en pratique à des valeurs de la pesanteur mesurées en des stations assez proches les unes des autres, il n'est pas nécessaire de considérer une couche sphérique complète. On se contente d'une première approximation qui consiste à supposer que la station est située sur un vaste plateau horizontal. Si cette approximation est admissible pour les masses situées au voisinage de la station, elle s'écarte de plus en plus de la réalité à mesure qu'on considère des régions plus lointaines. A grande distance il n'est pas permis, de toute évidence, de négliger la courbure de la terre. S'il est vrai que les masses lointaines du plateau horizontal n'exercent qu'une action insignifiante, il n'est pas vrai du tout que les masses lointaines de la Terre réelle aient une action négligeable. Cette correction de plateau est donc un artifice commode qui permet d'éliminer en gros l'influence des masses rapprochées mais néglige les masses éloignées. Il sera donc possible de s'en servir pour des études locales. Pour celles-ci, en effet, les masses éloignées agissent de façon semblable dans un périmètre limité et n'entrent pratiquement pas en considération. Mais nous verrons plus loin que pour des études portant sur de grandes étendues il sera nécessaire de compléter cette correction de plateau. La valeur de celle-ci est de 0,118 h_S en supposant que le plateau est constitué d'une matière homogène de densité 2,67. Cette densité est celle qui est communément adoptée comme densité moyenne pour l'écorce ou au moins pour les premiers kilomètres de celle-ci.

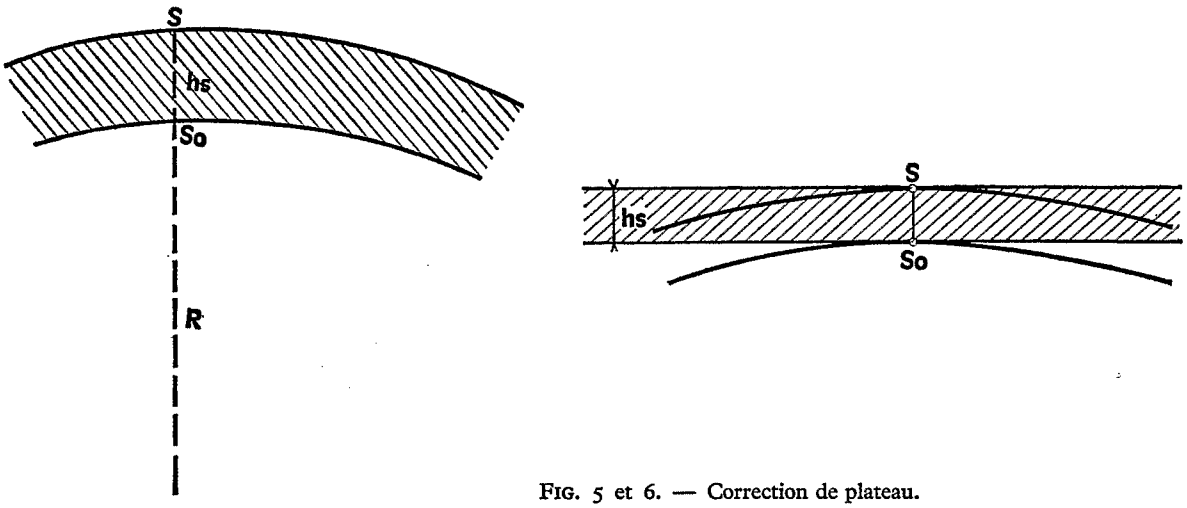


FIG. 5 et 6. — Correction de plateau.

Si nous avions voulu calculer effectivement l'attraction d'un plateau sphérique couvrant la Terre entière, nous aurions trouvé exactement deux fois l'attraction d'un plateau horizontal indéfini. On peut donc se demander s'il ne serait pas plus logique d'appliquer une telle correction. Cette suggestion en fait ne résiste pas à l'examen. En effet si admettre une constance relative d'altitude du terrain à proximité d'une station peut avoir un sens, l'étendre jusqu'aux antipodes est évidemment absurde. Ce serait modifier la Terre en lui retranchant, pour chaque station, une couche d'épaisseur égale à son altitude, variable d'un point de mesure à l'autre ce qui reviendrait, pour éliminer l'influence des masses comprises entre la station et le géoïde, à ajouter l'influence de masses fictives, variables suivant les stations et sensiblement du même ordre que celles qu'on voulait supprimer. Il n'y a donc aucune raison de s'intéresser à un plateau sphérique étendu à toute la Terre, par contre il est possible, si on le désire, de calculer exactement l'attraction d'une couche sphérique d'étendue limitée et de la substituer à l'influence du plateau horizontal indéfini. En pratique, lorsqu'on utilise ce mode de travail, on limite la couche sphérique à une circonférence de rayon 166 km [1] autour de la station (son influence est alors sensiblement égale à celle du plateau horizontal indéfini). Le choix de cette distance est justifié, comme le dit P. LEJAY (1947), par le fait que les masses superficielles, au voisinage de cette distance, exercent une action minimale, presque négligeable. Les valeurs de la pesanteur ainsi corrigées se prêtent donc bien aux études portant sur des régions limitées, de relativement faible étendue, où les masses très lointaines exerceront une action sensiblement uniforme ; on peut dire que les valeurs aux diverses stations du réseau auront alors été corrigées des influences proches, qu'on n'aura pas tenu compte des influences lointaines qui sont les mêmes pour toutes les stations et qu'on aura négligé les influences des masses aux distances moyennes qui sont extrêmement faibles.

Dans le cas du bassin du Tchad la correction de plateau horizontal indéfini a été utilisée. Il sera envisagé au chapitre suivant les écarts que l'emploi d'un plateau sphérique aurait apportés.

LA CORRECTION DE RELIEF (fig. 7)

Dans la correction précédente on a considéré une couche sphérique régulière puis, pour simplifier, un plateau horizontal. En réalité, la surface extérieure de la Terre comporte des dénivellations.

1. On adopte ce nombre précis de 166 km pour une raison de commodité. Il s'agit de la limite extérieure de la zone O_2 de Hayford. Or, ces zones sont prises en considération dans des tables qui facilitent les calculs gravimétriques (tables de Cassinis).

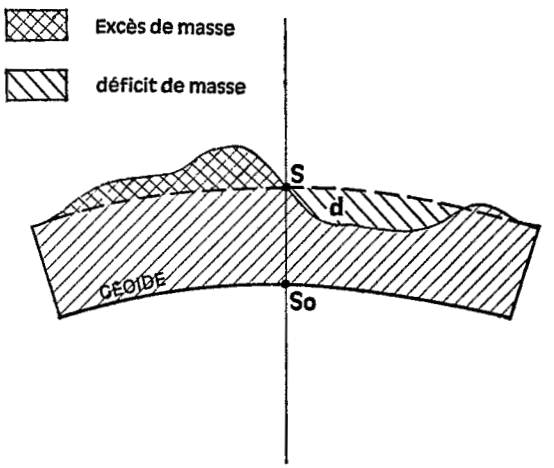


FIG. 7. — Correction de relief.

Pour en tenir compte et réduire la valeur de la pesanteur mesurée en S à la valeur qu'on obtiendrait en S_0 si la Terre était rasée au niveau du géoïde on tiendra compte des masses supplémentaires (extérieures à la surface passant par S) et des déficits de masse (en-dessous de cette surface). Cette correction est dite de relief. Elle se fait à l'aide d'abaques sur lesquels je n'insisterai pas et au sujet desquels je renverrai à l'ouvrage sur la gravimétrie de P. LEJAY (1947).

L'ensemble des trois corrections précédentes (air libre, plateau, relief) constitue ce que l'on appelle la correction de Bouguer.

La définition de ces corrections permet celle des anomalies « de Bouguer » et « à l'air libre » : elles se définissent à partir des mesures expérimentales de la pesanteur, des corrections correspondantes et des valeurs normales de *g* sur l'ellipsoïde de Hayford, surface approchée du géoïde comme il a été vu plus haut. Si l'on applique aux mesures la correction d'air libre et que l'on fasse la différence entre ces mesures corrigées et les valeurs normales sur l'ellipsoïde, on obtient « l'anomalie à l'air libre ». Si l'on effectue les mêmes opérations avec la correction de Bouguer on obtient « l'anomalie de Bouguer ».

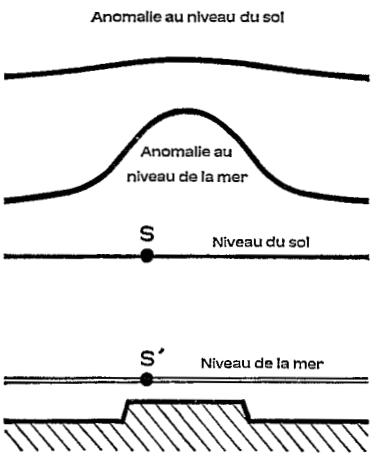


FIG. 8. — Une caractéristique de l'anomalie de Bouguer (d'après H. NAUDY et R. NEUMANN).

L'anomalie de Bouguer peut donc être considérée comme la différence entre ce que serait la gravité si on remplaçait la station par sa projection au niveau de la mer en supprimant la topographie, et la valeur au point correspondant de la surface de l'ellipsoïde de référence. Il faut bien voir qu'en compensant les mesures de *g* de l'effet des matériaux situés au-dessus d'un certain niveau de référence tout ne se passe pas comme si le gravimètre avait été effectivement transporté à ce niveau. C'est bien évident. Pour le montrer nous emprunterons un exemple à un article de H. NAUDY et R. NEUMANN (1965). Supposons qu'à la verticale d'une station S (fig. 8) nous ayons pu réaliser une mesure de *g* en S′ au niveau de la mer, par exemple en utilisant une galerie creusée à ce niveau dont nous supposerons l'effet éliminé. Si nous calculons l'anomalie de Bouguer en S et en S′ nous n'obtiendrons pas le même résultat. Pour le préciser, imaginons qu'une structure dense soit située immédiatement au-dessous de la station inférieure, son effet gravimétrique est évidemment plus intense en ce point qu'à la surface du sol. Les anomalies de Bouguer calculées à partir des mesures faites en S et S′ ne sont pas égales, elles ne sauraient donc

admettre le même point d'application. Il est donc bien clair qu'il n'est pas possible à partir d'une mesure faite en S d'en déduire la valeur du champ de pesanteur en S′ par la simple application d'une correction. La solution de cette question est toute autre puisqu'il s'agit en fait du problème du prolongement du champ vers le bas.

Il existe une autre manière de représenter les anomalies en utilisant la notion de modèle. Cette représentation a été utilisée par J. J. LEVALLOIS (1962) et par J. GOGUEL (1963). Elle consiste à imaginer que l'on construit des modèles fictifs du Globe, calqués quant à leurs dimensions, leur masse, leur rotation, leur relief, ou tout autre caractère sur le Globe réel et dont nous calculerons le champ de gravité. Ces modèles serviront de système de références pour les valeurs mesurées de g auxquelles on n'aura fait subir aucune correction autre qu'instrumentale. Suivant les caractéristiques que l'on accordera aux modèles de référence on retrouvera l'une ou l'autre anomalie. Si l'on considère un modèle construit à partir de l'ellipsoïde de Hayford dans lequel la surface topographique s'obtient en portant sur la normale correspondante, à partir de l'ellipsoïde, le segment h altitude de la station considérée, sans imaginer la présence d'aucune matière entre l'ellipsoïde et la surface topographique, nous obtiendrons le modèle à l'air libre. En effet l'écart entre la gravité mesurée en une station et la valeur calculée sur ce modèle correspondra à l'anomalie à l'air libre. De même si l'on définit le système de référence en partant encore de l'ellipsoïde et en posant sur lui un relief, réalisé avec la densité arbitraire que nous avons choisie et correspondant à la topographie de la Terre (au moins dans le voisinage de la station, pour nous limiter à la zone où la Terre peut être considérée comme plate), l'anomalie de Bouguer est alors la différence entre la pesanteur mesurée et la pesanteur théorique au point correspondant du modèle ainsi complété. Il est très facile de vérifier l'équivalence des opérations pratiques impliquées par les deux définitions des anomalies. On peut se rendre compte très facilement que la réduction des mesures envisagées plus haut se traduit par les mêmes calculs que ceux qui correspondent au processus de reconstruction partant d'un modèle de Terre choisi. En effet, la réduction de Bouguer par exemple conduit à l'application de la formule suivante:

$$g' = g - \mathrm{A} - \mathrm{B} - \mathrm{C}$$

et l'anomalie de Bouguer s'écrit alors :

$$\mathrm{B} = g' - g_0 = g - \mathrm{A} - \mathrm{B} - \mathrm{C} - g_0$$

où A est la correction à l'air libre, B la correction de plateau, C la correction topographique et g_0 la valeur de la pesanteur sur l'ellipsoïde au point considéré. Mais en groupant les termes différemment on peut écrire :

$$\mathrm{B} = g - (g_0 + \mathrm{A} + \mathrm{B} + \mathrm{C}),$$

on constate immédiatement que la valeur de g mesurée est comparée à une valeur théorique et cette dernière est bien précisément celle qui correspond au modèle de référence.

La signification des anomalies, après ce qui vient d'être dit du processus par lequel on y aboutit, est claire. Nous allons néanmoins reprendre ce point car c'est du recensement des facteurs sous la dépendance desquels les anomalies restent que nous déduirons leur utilisation.

L'anomalie de Bouguer représente la résultante des influences suivantes :

1) Influence des hétérogénéités des terrains superficiels par rapport à la densité moyenne adoptée pour la topographie du modèle de référence.

2) Influence de la topographie lointaine non incluse dans le modèle.

3) Influence des hétérogénéités du sous-sol au-dessous de l'ellipsoïde par rapport à une distribution des masses qui ferait de cet ellipsoïde une surface de niveau du champ de pesanteur.

4) Influence des écarts entre le géoïde et l'ellipsoïde de Hayford.

Dans cet ensemble les facteurs 1 et 3 représentent l'influence de la Géologie, ce terme étant pris au sens large et comprenant tous les contrastes de densité même très profonds. Quant aux facteurs 2 et 4, ils ont en commun cette particularité d'avoir une influence lentement variable d'une station à l'autre si celles-ci sont rapprochées. De ces remarques découle immédiatement l'utilisation que l'on pourra faire de cette anomalie. Elle sera très bien adaptée à une étude de caractère géologique sur des secteurs limités.

Pour préciser les idées, indiquons que le secteur devra être d'autant plus limité que la zone d'étude sera plus rapprochée d'accidents importants du relief et que la précision du travail sera plus grande. Il est évident que dans le voisinage de masses aussi importantes que celles du Tibesti, par exemple, pour que les écarts entre les anomalies de Bouguer de deux stations ne dépendent que faiblement du relief, il faudra que ces stations soient très proches. Par contre, au centre de la cuvette tchadienne, les écarts entre les anomalies de Bouguer de stations distantes d'une centaine de kilomètres ne dépendront guère de l'influence de reliefs qui sont lointains.

Cette anomalie présente un caractère intéressant, elle tolère l'interpolation, ceci résulte du fait qu'aucun des facteurs dont elle dépend n'entraîne de variations discontinues.

Il est bien évident que dans le cas de notre travail sur le bassin tchadien dont le principal but était de contribuer à la connaissance géologique de cette vaste région, le calcul des anomalies de Bouguer s'imposait. Il a en effet été effectué et les résultats cartographiés. Mais les caractéristiques que nous venons d'établir pour cette anomalie montrent bien que, si nous pouvons tout à fait admettre que dans un secteur limité et d'autant plus limité que la topographie environnante sera plus accentuée, une variation importante mise en évidence sera de nature géologique, il ne sera pas possible de faire le même raisonnement si l'on compare des valeurs situées en des points de notre carte très éloignés. Il en résulte notamment que, pour des interprétations quantitatives, nous pourrons utiliser la carte des anomalies de Bouguer lorsque les structures envisagées ne seront pas trop étendues. Nous verrons plus loin que dans le cas où l'on s'intéresserait à des structures couvrant des centaines de kilomètres il serait préférable d'utiliser une autre catégorie d'anomalies mieux adaptées, les anomalies isostatiques. Elles sont beaucoup moins sous la dépendance de la topographie lointaine et, en outre, ne sont pas non plus corrélées à l'altitude régionale alors que les anomalies de Bouguer le sont [1].

L'anomalie à l'air libre et l'anomalie de Bouguer diffèrent de la correction de plateau majorée de la correction de relief. La correction de plateau étant directement proportionnelle à l'altitude de la station et l'anomalie de Bouguer ne présentant pas, comme nous venons de le voir, de corrélation avec le relief, l'anomalie à l'air libre présentera cette corrélation de façon très marquée. Par conséquent, il ne sera pas possible d'interpoler les valeurs de cette anomalie entre des points de mesure. Si on désire le faire il faudra nécessairement passer par l'intermédiaire de la carte des anomalies de Bouguer. Il en résulte donc qu'il sera peu intéressant de cartographier les anomalies à l'air libre car nous ne pourrons tracer d'isanomales. Même si une grande densité de stations permettait de la réaliser, une telle carte présenterait peu d'intérêt puisqu'elle ressemblerait essentiellement à une carte topographique. Ce que nous venons de dire montre bien que cette anomalie ne présente aucune utilité pour les applications géologiques de la gravimétrie puisque le facteur dont l'influence est prépondérante : la topographie, même dans un pays peu vallonné comme le bassin du Tchad, suffit à masquer ou au moins à perturber très fortement l'influence des hétérogénéités de densité.

Cette anomalie n'est utilisée, en fait que par les géodésiens, depuis que certains auteurs (HIRVONEN, LEVALLOIS, MOLODENSKY) ont démontré que la formule de Stokes, base de la géodésie gravimétrique [2], pouvait être appliquée à la surface de la Terre réelle en utilisant les anomalies à l'air libre alors que la formule, sous sa forme classique appliquée à une surface équipotentielle, exigeait l'utilisation d'anomalies isostatiques. Cette nouvelle expression de la formule de Stokes permet de

1. Ce fait traduit la réalité de « l'isostasie » qui sera examinée plus loin.

2. La géodésie gravimétrique est la branche de la géodésie qui cherche à déterminer la forme de la Terre à partir des mesures de pesanteur.

déterminer l'écart entre les équipotentielles de la Terre vraie et les équipotentielles du système de référence (l'ellipsoïde de Hayford) de mêmes cotes géopotentielles connaissant les anomalies à l'air libre sur toute la surface terrestre. Le calcul, en pratique, fait intervenir la valeur moyenne de l'anomalie à l'air libre dans certaines aires, par exemple dans des carrés qui auront un côté de 1 degré ou de 5 degrés. Ces valeurs moyennes ne peuvent pas être obtenues en partant directement des valeurs mesurées aux stations, il est donc indispensable de calculer, d'une part, la moyenne de l'anomalie de Bouguer, d'autre part, la valeur moyenne de l'altitude et d'en déduire la moyenne de l'anomalie à l'air libre. Cette remarque aboutit à ce résultat que bien que l'anomalie à l'air libre présente un intérêt géodésique, il est inutile de la calculer, la carte des anomalies de Bouguer combinée aux cartes altimétriques permettant d'obtenir sa valeur moyenne, but de la gravimétrie géodésique, avec une bien meilleure précision. C'est la raison pour laquelle nous n'en avons pas effectué le calcul dans le bassin tchadien, nous contentant de renvoyer le géodésien à la carte des anomalies de Bouguer et aux cartes d'altitude.

Cette application de la gravimétrie à la géodésie entraînait par le passé le calcul d'anomalies isostatiques. Nous allons expliquer rapidement pourquoi. Rappelons d'abord l'origine de la notion d'isostasie. Elle réside dans le fait que le champ de gravité de la Terre réelle est beaucoup plus près du champ de gravité du modèle à l'air libre que de celui d'un modèle constitué en ajoutant à l'ellipsoïde de Hayford le relief terrestre affecté d'une densité raisonnable. Et cet écart présente la caractéristique remarquable de montrer que l'attraction du relief est très inférieure à ce que l'on pouvait prévoir. Il faut donc admettre que quelque chose compense son effet. Ce ne peut être que l'existence de roches de densités faibles — pour la profondeur à laquelle elles se trouvent — sous les zones élevées ; inversement, sous les zones basses (fond des océans, par exemple), il existerait des roches plus denses à profondeur égale.

Par ailleurs, comme nous l'avons dit plus haut, la formule de Stokes n'avait été établie que pour une surface équipotentielle et non pour la surface du sol. STOKES avait montré que la distance qui sépare la surface de niveau d'une Terre fictive limitée par cette surface, d'une surface de référence voisine d'une sphère, était déterminée si l'on connaissait les valeurs de la pesanteur sur les deux surfaces. La Terre n'ayant pas cette caractéristique d'avoir pour surface topographique une surface de niveau, il fallait donc tourner cette difficulté en construisant une Terre fictive possédant ce caractère. On la réalisait en remplaçant toutes les masses extérieures au géoïde constituant le relief par des masses égales situées à l'intérieur du géoïde. Ceci pouvait être effectué de plusieurs manières. Dans l'hypothèse de l'isostasie, on suppose justement que les masses constitutives du relief sont compensées à une certaine profondeur par des déficits de masse équivalents. On pouvait donc, si on le désirait, utiliser cette hypothèse et transporter le relief à l'intérieur du géoïde de telle manière que les déficits dus à l'isostasie disparaissent ; c'est ce que l'on s'efforçait de faire pratiquement. Il restait une dernière difficulté pour pouvoir appliquer la formule de Stokes, car ce transfert de masse entraînait une modification du potentiel de pesanteur et par suite le géoïde de la Terre réelle pris comme surface extérieure de la terre fictive n'était plus une équipotentielle, il fallait donc déterminer cette nouvelle surface, transformée du géoïde, qui prenait le nom de cogéoïde (cette déformation du géoïde appelée l'effet indirect est calculable à l'aide de tables). C'était ce cogéoïde que la formule de Stokes permettait de déterminer, il suffisait ensuite à l'aide de l'effet indirect de revenir au géoïde réel. Mais l'application de la formule de Stokes exigeait la connaissance des écarts entre la pesanteur sur le cogéoïde et sur l'ellipsoïde de référence. Il fallait donc calculer la pesanteur sur le cogéoïde à partir des valeurs à la surface du sol, pour cela on faisait subir aux mesures une correction isostatique et l'on en déduisait par différence avec les valeurs de g sur l'ellipsoïde des « anomalies isostatiques ». C'est à ces anomalies que s'appliquait la formule de Stokes.

Les anomalies isostatiques sont de plusieurs types. Elles correspondent aux diverses manières dont on représente conventionnellement la réalisation de la compensation. Si nous reprenons la notion de modèle envisagée plus haut, nous serons donc amenés à définir autant de modèle isostatique que d'hypothèse de compensation. Ces modèles seront tous réalisés de la même manière. A l'ellipsoïde de Hayford, nous ajouterons le relief et les masses compensatrices placées suivant l'hypothèse retenue. Les anomalies isostatiques, obtenues par la comparaison de la pesanteur mesurée à

la pesanteur théorique du système de référence, possèdent deux caractères importants. Comme l'anomalie de Bouguer, elles jouissent de la propriété de ne pas être en corrélation avec l'altitude de la station, ce qui permet de la cartographier et de tracer des isanomales. Par contre, alors que l'anomalie de Bouguer est en corrélation étroite avec l'altitude régionale, les anomalies isostatiques en sont pratiquement indépendantes, ceci résulte de la réalité physique de l'hypothèse isostatique qui n'est qu'exceptionnellement infirmée. Ce point est important car c'est grâce à lui que les valeurs de l'anomalie isostatique peuvent être directement comparées même en des stations très éloignées sans qu'il soit nécessaire de s'entourer de précautions particulières.

Bien que, comme nous l'avons indiqué plus haut, le calcul d'anomalies isostatiques ne soit plus indispensable pour l'utilisation géodésique des mesures de pesanteur, dans le cas du bassin du Tchad, nous avons effectué ce calcul et nous avons cartographié les résultats. Ceci, dans un double but ; tout d'abord, afin d'établir dans quelle proportion l'isostasie se révélera vérifiée dans le cas de ce vaste bassin et, deuxièmement afin de fournir au lecteur un document qui soit débarrassé de toute influence topographique. De ce fait, la carte des anomalies isostatiques permet plus valablement que celle des anomalies de Bouguer de suivre des structures sur de grandes étendues. Elle a en outre l'avantage, par comparaison avec la carte de Bouguer, de nous montrer quelle est la part de cette dernière qui s'explique uniquement à l'aide de l'hypothèse isostatique adoptée. C'est pour faciliter cette comparaison que les deux cartes sont données à la même échelle. Par contre les interprétations quantitatives seront faites sur les anomalies de Bouguer, ceci pour la raison simple que, comme l'étude de la précision des résultats nous le montrera, les anomalies isostatiques sont déterminées avec une bien moins bonne précision. Ce n'est que dans le cas où une structure serait largement régionale qu'il pourrait être envisagé d'utiliser cette dernière anomalie pour l'interprétation.

Avant de terminer ces considérations nous préciserons qu'en pratique, lorsque l'on parle de « correction isostatique », il s'agit en fait simplement du terme qu'il faut ajouter à l'anomalie de Bouguer pour obtenir l'anomalie isostatique dans le système adopté. Présentée d'une autre manière, nous pouvons dire qu'elle représente la différence entre la pesanteur du modèle de référence isostatique choisi et du modèle de Bouguer. C'est avec cette acception que nous avons figuré antérieurement lors de la publication des coupures à 1/1 000 000 des anomalies de Bouguer du Tchad et du Niger, des cartouches de correction isostatique permettant aux lecteurs d'évaluer l'influence de l'hypothèse isostatique retenue dans la zone examinée.

2

Calcul des anomalies et précision des résultats

PRÉCISION SUR LES MESURES DE PESANTEUR

I. — ERREUR SYSTÉMATIQUE INDÉPENDANTE DE NOTRE TRAVAIL

Les mesures de pesanteur effectuées avec des gravimètres sont des mesures relatives qui nécessitent deux éléments au départ :

— une valeur de référence (point de départ du réseau de mesure) ;

— une base d'étalonnage (utilisée pour définir la valeur en milligals de l'échelle de lecture du gravimètre).

Dans le cas de notre levé, nous avons utilisé toutes les bases du réseau O.R.S.T.O.M. situées dans le bassin tchadien [1] pour caler nos mesures. Nous allons donc examiner l'imprécision entachant ce réseau qui se répercutera évidemment sur nos mesures.

1. Fort-Lamy, Fort-Archambault, Moussoro, Largeau, Zinder.

1. Erreur sur la valeur de la station de référence.

Le réseau O.R.S.T.O.M., établi par MARTIN a pour point fondamental : Paris, Observatoire :

— Pilier E, ancienne salle de pesanteur, $g = 980\,943{,}00$ milligals.
— Point A, jardin devant la salle, $g = 980\,943{,}35$

Ces valeurs sont définies dans le système de Potsdam (valeur à Potsdam $g = 981\,274$). Elles proviennent d'une compensation ancienne de mesures pendulaires (BORASS, 1913) qui n'a cessée d'être confirmée par les travaux plus récents.

A l'heure actuelle, à la suite des récentes déterminations des valeurs absolues de la pesanteur (en particulier, B.I.P.M. [1], Sèvres, où la précision obtenue serait du centième de milligal) il est reconnu que ce système de Potsdam est entaché d'une erreur que l'Association Internationale de Géodésie a recommandé de prendre égale à — 14 milligals (vœu nº 22, Lucerne, septembre 1967).

2. Erreur sur la base d'étalonnage.

Tout le réseau O.R.S.T.O.M. a été effectué avec le gravimètre NA 124 étalonné sur la base d'étalonnage française, Paris-Toulouse qui a été elle-même établie à partir d'un réseau de mesures pendulaires européennes déjà anciennes (1949).

Compte tenu des récentes mesures pendulaires et des travaux systématiques réalisés ces dernières années (appareil pendulaire Gulf, Cambridge, etc.) sur les trois chaînes d'étalonnage mondiales (Europe-Afrique, Amérique, Ouest Pacifique), il apparaît que le milligal français tel qu'il est défini par la base Paris-Toulouse s'écarte d'environ 1/1 000 du milligal mondial le plus probable. Le groupe spécial d'étude de l'Association Internationale de Géodésie (Président : Professeur MORELLI) chargé d'établir un réseau gravimétrique mondial homogène, définira prochainement les meilleures valeurs de la pesanteur aux stations de premier ordre. A ce moment pourra être déterminée la correction rigoureuse à apporter à la valeur adoptée pour l'écart de pesanteur entre Paris et Toulouse. On peut admettre, actuellement, qu'une erreur de l'ordre de 2,8 milligals sur les valeurs des bases O.R.S.T.O.M. dans le bassin tchadien existe puisque l'écart gParis - gFort-Lamy est de 2 800 milligals environ.

Cette erreur n'est pas constante dans toute notre zone d'étude, elle varie de 0,5 milligal du sud au nord du bassin, la variation de pesanteur étant d'environ 500 milligals (valeur à Baïbokum $g = 977\,994{,}31$, valeur à Ounianga-Kebir $g = 978\,452{,}54$).

3. Erreur accidentelle à l'intérieur du réseau.

Martin estime (MARTIN, 1954) que le réseau O.R.S.T.O.M. qu'il a établi, à travers l'Afrique, constitue un réseau homogène pour lequel la limite supérieure de l'erreur commise sur la valeur de g d'une station quelconque ne doit pas dépasser 1,2 milligal ; les différences gravimétriques entre stations d'une même région étant déterminées avec une précision très supérieure. Il indique par exemple pour toutes les stations d'Afrique (à l'exception de celles situées au nord de Dakar et de Niamey) une limite supérieure de l'erreur de $\pm$ 0,20 milligal par rapport à Douala).

Nous avons utilisé pour l'établissement de notre carte des anomalies de Bouguer du bassin tchadien, les valeurs obtenues en Nigéria par les gravimétriciens anglais (C. R. CRATCHLEY, 1959, 1961). Ces mesures sont effectuées dans le système O.G.S. (Overseas Geological Surveys) que nous allons examiner rapidement en le comparant au réseau Martin.

1. Bureau International des Poids et Mesures.

4. Comparaison des réseaux O.G.S. et O.R.S.T.O.M.

Le réseau O.G.S. a été établi dans le système de Potsdam avec les gravimètres World Wide n° 36 et Worden n° 44 en Afrique orientale entre 1958 et 1961. Il est calé sur les mesures pendulaires effectuées en 1960 par B. C. BROWNE avec les pendules de Cambridge. L'étalonnage des gravimètres utilisés a été réalisé entre les bases pendulaires de Nairobi et de Salisbury séparées par un g de 607,82 milligals défini à $\pm$ 0,2 milligal (dans le système pendulaire considéré). Ces stations étaient rattachées à la base de Johannesburg du réseau international de premier ordre et reliées à Potsdam par une chaîne de mesures pendulaires (BROWNE, 1959). C'est en comparant les coefficients d'étalonnage obtenus sur cette base Nairobi-Salisbury avec ceux de l'Afrique de l'est, calculés à l'aide des bases Martin, qu'une différence systématique est apparue (MASSON SMITH et ANDREW, 1962). En outre, en 1960 et 1961, 23 étalonnages du gravimètre World Wide n° 36 effectués à la table inclinée, aboutissaient à un coefficient de : 0,19791 milligal par division, alors que le coefficient obtenu sur la base pendulaire O.G.S. était de 0,19786 milligal par division, l'accord était donc très bon. On pouvait en déduire que la base pendulaire de Nairobi ne pouvait être entachée d'une forte erreur ; or, en cette station, la valeur de la pesanteur dans le système Martin, obtenue par rattachement aux stations O.R.S.T.O.M. de Nairobi, était de 5 milligals trop forte par rapport à celle de Browne. L'écart apparaissait donc important. Par la suite, neuf stations Martin furent réoccupées par les appareils des O.G.S. et l'on peut en déduire que pour une valeur de la pesanteur de 978,0 milligals, la valeur de Martin est trop forte de 4,40 $\pm$ 0,03 milligal et que le coefficient d'étalonnage qu'il avait adopté était de 0,168 $\pm$ 0,008 pour cent trop bas par rapport au réseau O.G.S. Le graphique de la figure 9 illustre ces résultats.

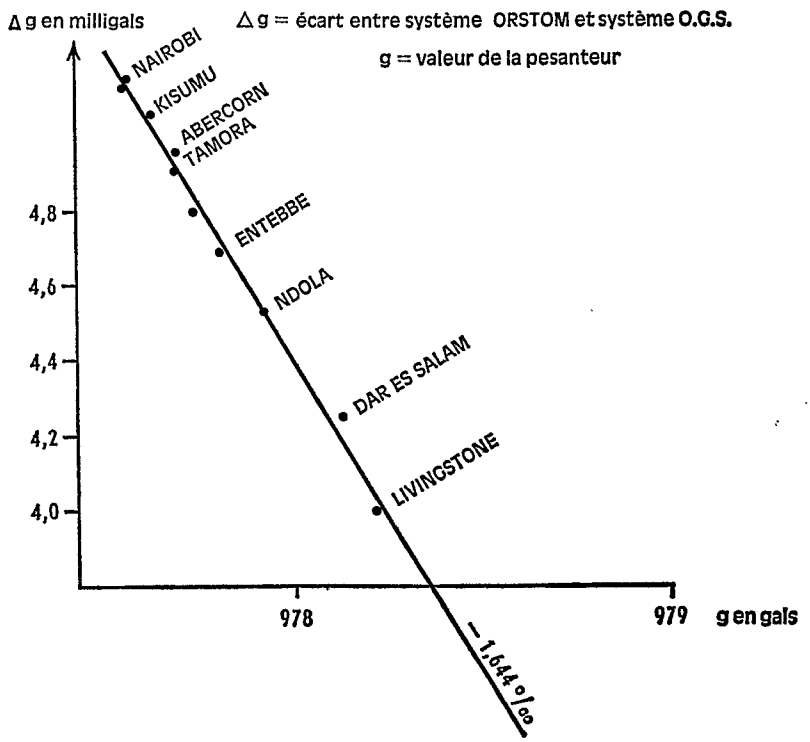


FIG. 9. — Ecart entre système O.R.S.T.O.M. et système O.G.S. (communiqué par le Bureau gravimétrique international).

Il faut signaler qu'après unification des étalonnages, sur dix stations appartenant à la fois au réseau O.G.S. et au réseau O.R.S.T.O.M., réparties sur une surface grande comme trois fois la France, l'écart moyen trouvé n'est que de 0,022 milligal. C'est donc uniquement l'écart des étalonnages O.R.S.T.O.M. - O.G.S. qui se révèle important. Il est probable que les conclusions définitives de la Commission présidée par le Professeur MORELLI amèneront à modifier les deux réseaux de manière sensiblement égale. En attendant que le réseau mondial soit défini, pour la commodité des raccords aux frontières sur la carte des anomalies de Bouguer, nous avons ramené les valeurs de la Fédération du Nigéria du système O.G.S. dans le système O.R.S.T.O.M. La correction à apporter aux valeurs anglaises était d'environ — 4 milligals.

II. — ERREUR PROPRE A NOTRE TRAVAIL

Les travaux de terrain n'ont pas été conduits, comme nous l'avons déjà indiqué, d'une manière uniforme dans tout le bassin. Alors que toute la zone occidentale, englobant le Niger oriental et l'Ouest tchadien jusqu'au Bahr el Ghazal (piste Fort-Lamy, Largeau) était levée d'une manière systématique secteur par secteur en trois campagnes (saisons sèches 1963, 1964 et 1965), la cartographie du reste du bassin ne put être réalisée de la même manière. Elle le fut à l'aide de grands itinéraires de reconnaissance, recoupant toutes les régions, qui se complétèrent les uns les autres au fil des années (entre 1960 et 1967). L'ensemble aboutissant d'ailleurs à une densité de mesures tout à fait analogue à celle qui avait été obtenue dans la partie occidentale (150 à 200 stations par degré carré), si bien que cette différence de méthode dans la réalisation du travail ne se marque absolument pas sur la carte générale. Par contre, il est indispensable d'étudier séparément les deux secteurs en ce qui concerne la précision des mesures de pesanteur. En effet, outre le fait que l'organisation du travail fut différente, les gravimètres utilisés le furent également.

1. La zone occidentale.

La méthode de travail consistant à lever systématiquement la carte secteur par secteur a été utilisée dans cette zone. Autour d'un camp de base où était enregistrée en permanence la pression atmosphérique, travaillaient trois gravimètres. Chaque gravimètre effectuait des sorties de trois à quatre jours qui représentaient l'autonomie en eau et en essence dont disposaient les véhicules utilisés (Pick up Land rover) dans ces régions désertiques. Les itinéraires parcourus par les divers gravimètres se recoupaient, si bien, qu'en pratique, il était rare qu'un gravimètre reste deux jours sans occuper une station où un autre appareil avait déjà effectué ou effectuerait une mesure. Ceci permettait de contrôler le fonctionnement des gravimètres les uns par les autres et d'estimer les dérives des appareils dans des conditions convenables eu égard au type de travail effectué.

Deux North-American (n° 124 et 165) et un Worden (n° 313) ont été utilisés. Le Worden 313 indisponible par suite d'une révision anormalement longue fut remplacé trois mois en 1964 par le Worden n° 239 dont il sera question plus loin et dont nous verrons que la dérive est assez fantasque. Celle du 313 est incontestablement moins capricieuse mais elle est loin d'avoir la régularité de celle des deux North-American. Il est certain que les stations occupées par un des deux Worden risquent d'être entachées d'une erreur beaucoup plus importante que celles où les mesures ont été effectuées avec les North-American. Tout le levé est appuyé sur la valeur de la pesanteur à la base de Zinder du réseau Martin. Les coefficients d'étalonnage adoptés : $k = 0{,}2050$ pour le NA 124, $k = 0{,}2107$ pour le NA 165, $k = 1{,}010$ pour le Worden 313 avant sa révision, l'ont été d'après les étalonnages remontant à novembre 1962, réalisés sur les bases Martin d'Abidjan. La comparaison de ces coefficients avec les précédents déterminés sur les bases Martin de Dakar en décembre 1961, indiquait des écarts de $7 \cdot 10^{-4}$ pour le NA 165, $3 \cdot 10^{-4}$ pour le NA 124, $2 \cdot 10^{-3}$ pour le Worden 313. Nous avons cherché à déterminer si ces écarts correspondaient à une modification réelle des appareils

ou s'il s'agissait d'une dispersion des mesures d'étalonnage due à leur imprécision. Pour procéder à cet examen nous avons admis que les déterminations des écarts entre les bases servant à l'étalonnage se faisaient avec une erreur d'environ ± 0,03 milligal que ce soit à Dakar ou à Abidjan. Dans les deux cas, en effet, il faut moins d'une heure pour les relier par une bonne route. Compte tenu du fait que la base d'étalonnage de Dakar est de plus de 80 milligals, tandis que celle d'Abidjan n'atteint pas 40, nous pouvons écrire sensiblement :

Abidjan	NA 124	0,2044 ± 0,0002	Dakar	NA 124	0,2041 ± 0,0001
	NA 165	0,2107 ± 0,0002		NA 165	0,2115 ± 0,0001
	W 313	1,010 ± 0,001		W 313	1,008 ± 0,0005

On en déduit que les écarts ne sont significatifs ni pour le NA 124, ni pour le W 313. Par contre, il semble que le NA 165 ait évolué de décembre 1961 à novembre 1962. Ces considérations ont pour but de montrer l'importance des erreurs qui peuvent être introduites par une mauvaise détermination ou une variation des coefficients d'étalonnage des gravimètres. Si l'on adopte, comme cela a été le cas, pour les campagnes dans le bassin tchadien, la série des déterminations faites à Abidjan, on constate que les erreurs introduites par l'imprécision des étalonnages atteint plus ou moins un millième pour chaque appareil. Ceci peut donc donner, pour des écarts de 250 milligals comme il en existe par exemple entre Zinder et Largeau, une erreur de ± 0,25 milligal. Du fait que pour la détermination de la pesanteur à chaque camp de base, nous prenons la moyenne des valeurs obtenues à l'aide des trois gravimètres, il est très probable que nous sommes très en dessous de cette erreur ; or ce sont ces valeurs des camps de base qui sont utilisées pour ouvrir les itinéraires exécutés par chaque appareil. Au total, il apparaît donc que l'erreur systématique due à une mauvaise détermination des coefficients d'étalonnage ou à une variation de ceux-ci est certainement inférieure au millième. Mentionnons, pour terminer cette question, qu'une variation accidentelle du coefficient d'un gravimètre apparaîtrait rapidement lors des recoupements d'itinéraires.

Après cet examen des erreurs systématiques dues à l'imprécision dans la détermination des coefficients d'étalonnage des gravimètres que nous avons utilisés, nous allons examiner les erreurs accidentelles. Ce sont celles qui interviennent seules pour les études quantitatives que nous serons amenés à effectuer, sur des structures d'extension limitée à quelques dizaines de kilomètres, lors de l'utilisation géologique de nos cartes. Elles proviennent de l'erreur de lecture faite par le prospecteur lors des mesures (un très petit nombre de centième de milligal) et, essentiellement, de la non linéarité de la dérive des gravimètres. Compte tenu du caractère de grande reconnaissance de cette étude du bassin tchadien et surtout compte tenu du fait que trois appareils travaillaient parallèlement et permettaient un contrôle permanent des mesures, il n'a pas été réalisé dans ce secteur du bassin de réseau de bases principales. Chaque camp de base était évidemment relié au camp précédent et par voie de conséquence à la base Martin de Zinder, ouverture des mesures, par les trois gravimètres mais à l'occasion d'itinéraires de mesures normaux et non par des trajets spécialement effectués. Cette méthode de travail, compte tenu de la très bonne linéarité de la dérive des deux North-American, a permis d'excellents résultats. Les réoccupations s'effectuaient presque toujours avec une précision meilleure que le dixième de milligal et il est remarquable de constater que la fermeture sur la base Martin de Fort-Lamy après plus de cinq mois d'un travail de ce type, s'est effectuée avec un écart d'un dixième de milligal. Si même l'on admet qu'il y a eu dans ce cas une coïncidence favorable, on pourra tout de même accepter de prendre le dixième de milligal comme ordre de grandeur de l'erreur susceptible d'entacher des mesures intéressant une structure géologique d'extension limitée, ne dépassant pas, par exemple, quelques dizaines de kilomètres. Pour des stations plus éloignées, il semble qu'admettre une erreur de ± 0,2 milligal serait raisonnable .

En conclusion, nous voyons donc que :

— Pour des stations proches, nous pouvons considérer que la pesanteur est déterminée au dixième de milligal.

— Pour des stations séparées par un Δg important, une erreur peut s'ajouter, provenant de l'imprécision dans la détermination des coefficients d'étalonnage des appareils, qui peut atteindre au plus un dixième de milligal par tranche de 100 milligals.

2. Le reste du bassin.

Une partie a pu en être également cartographiée systématiquement. Il s'agit du secteur s'étendant au nord de la route Fort-Lamy, Abéché (route du 13e parallèle) jusqu'à Largeau et Fada, ainsi que d'une partie du Salamat. Ces levés furent effectués avec deux gravimètres, le North-American n° 71 et le Worden géodésique type Master n° 600. Les conditions de travail furent alors du même type que celles examinées précédemment et les erreurs comparables, les réoccupations entre gravimètres étaient très bonnes.

Par contre le reste, comme nous l'indiquions au début de cette étude, fut levé par grands itinéraires qui en se complétant d'une campagne à l'autre aboutirent à une carte homogène. Pour nous permettre de dépouiller chaque année les mesures de terrain avec une précision raisonnable, cette méthode de travail a entraîné la nécessité d'établir un réseau de bases. Ce réseau de bases dont nous allons examiner la réalisation maintenant fut exécuté par voie aérienne avec le gravimètre Worden géodésique n° 600.

a) ETABLISSEMENT D'UN RÉSEAU DE BASES PAR VOIE AÉRIENNE.

Pour calculer la dérive des gravimètres travaillant par grands itinéraires, nous utilisions évidemment dans les premières campagnes nos propres réoccupations qui étaient peu nombreuses de par la technique même employée et nous nous calions sur les quatre bases du réseau Martin situées dans notre secteur : Fort-Lamy, Fort-Archambault, Moussoro, Largeau. Mais il suffit de regarder la carte de la figure 10 pour se rendre compte que certaines zones levées se situaient à de très grandes distances de n'importe quelle base Martin. Abéché, par exemple, se trouve à 700 kilomètres de Fort-Lamy et de Fort-Archambault, presqu'aussi loin de Largeau en kilomètres et beaucoup plus loin en temps car la piste qui traverse l'erg du Djourab est extrêmement dure ; quant à Moussoro, la bonne piste qui permet de relier ce centre à Abéché passe pratiquement par Fort-Lamy.

C'est pourquoi, afin d'obtenir un levé homogène de tout le bassin, nous avons décidé d'établir un réseau de bases qui s'appuierait sur les bases Martin et qui aurait sensiblement sa précision. La seule méthode pour mener à bien ce projet consistait à utiliser le même moyen de locomotion que MARTIN lui-même : l'avion. Ce projet fut réalisable dès que nous avons pu disposer du gravimètre géodésique Worden n° 600, car auparavant nous ne disposions que de deux appareils (Worden type prospector n° 239 et North-American n° 71) dont les domaines d'utilisation sans changement de zone n'étaient que de 80 milligals.

Ce travail a bénéficié de l'aide des Armées de l'Air, tant française que tchadienne, ce qui a permis de relier en avion « Broussard » des terrains non desservis par des lignes régulières (Ounianga-Kebir, Koro-Toro, Oum Chalouba). Les vols réalisés en 1962 et 1963 se sont effectués au départ de Fort-Lamy et au départ de Largeau. Ces deux centres sont des bases Martin sur lesquelles notre réseau est calé. Nous pouvons supposer que les valeurs de la pesanteur en ces deux bases sont très homogènes car elles sont relativement proches et MARTIN a déterminé la base de Largeau par un aller-retour à partir de celle de Fort-Lamy. Il n'y a donc pas d'inconvénient dans le fait que notre réseau s'appuie pour la partie méridionale de la République du Tchad sur la base de Fort-Lamy et, pour la partie septentrionale, sur celle de Largeau.

Le gravimètre Worden, Master, n° 600 dont le chauffage était assuré pendant les vols à l'aide de piles, a eu un comportement excellent. Il n'a pas été nécessaire d'utiliser le cadran géodésique, ce qui a augmenté la précision des mesures. En effet, l'écart de pesanteur le plus important était de 206 milligals (Fort-Lamy, Baïbokoum) et le domaine d'utilisation du gravimètre est de 220 milligals sans changement de zone.

Les lignes aériennes effectuent généralement à l'aller et au retour des escales identiques si bien que la plupart des stations intermédiaires ont été occupées deux fois. C'est le cas de Fianga, Laï, Moundou, Bousso. Les écarts (corrigés des variations luni-solaires et de la dérive du gravimètre), mesurés à l'aller et au retour, diffèrent de 2 à 3 centièmes de milligal. La dérive du gravimètre a donc été très régulière, mais il faut également préciser que la durée des vols sans escale était très courte,

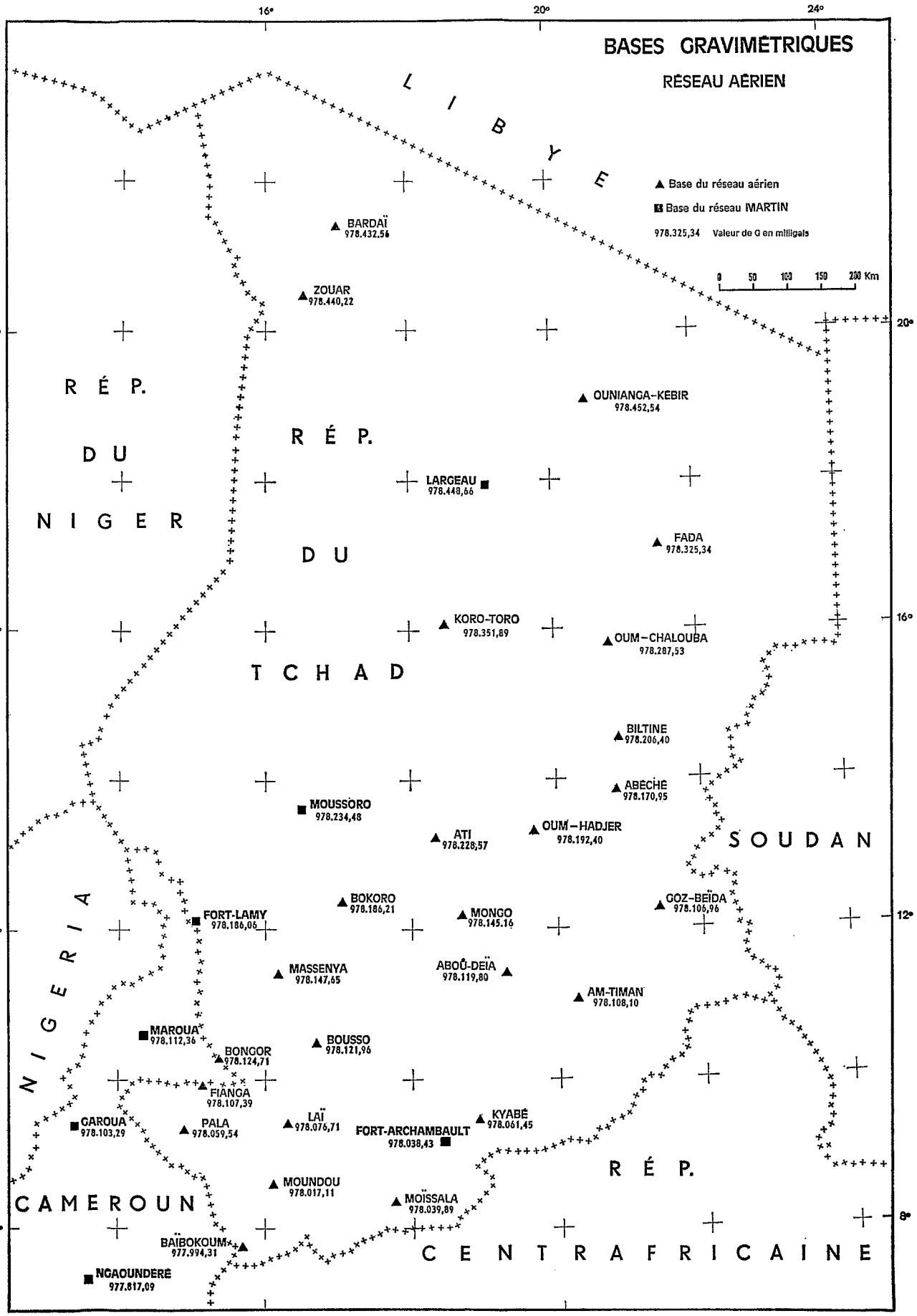

BASES GRAVIMÉTRIQUES
RÉSEAU AÉRIEN
▲ Base du réseau aérien
■ Base du réseau MARTIN
978.325,34 Valeur de G en milligals
0 50 100 150 200 Km
16° 20° 24°
20° 16° 12° 8°
L I B Y E
R É P. DU NIGER
R É P. DU TCHAD
NIGERIA
CAMEROUN
SOUDAN
R É P. CENTRAFRICAINE
BARDAÏ 978.432,56
ZOUAR 978.440,22
OUNIANGA-KEBIR 978.452,54
LARGEAU 978.448,66
FADA 978.325,34
KORO-TORO 978.351,89
OUM-CHALOUBA 978.287,53
BILTINE 978.206,40
ABÉCHÉ 978.170,95
MOUSSORO 978.234,48
ATI 978.228,57
OUM-HADJER 978.192,40
BOKORO 978.186,21
FORT-LAMY 978.186,06
MONGO 978.145,16
GOZ-BEÏDA 978.106,96
MASSENYA 978.147,65
ABOU-DEÏA 978.119,80
AM-TIMAN 978.108,10
MAROUA 978.112,36
BONGOR 978.124,71
BOUSSO 978.121,96
FIANGA 978.107,39
GAROUA 978.103,29
PALA 978.059,54
LAÏ 978.076,71
FORT-ARCHAMBAULT 978.038,43
KYABÉ 978.061,45
MOUNDOU 978.017,11
MOÏSSALA 978.039,89
BAÏBOKOUM 977.994,31
NGAOUNDERÉ 977.817,09

FIG. 10

elle dépassait rarement deux heures. Nous devons signaler toutefois que la base de Kyabe est déterminée avec une moins bonne précision. En effet, la dérive trouvée de 0,139 milligal-heure (pendant le trajet Fort-Archambault, Kyabe, Fort-Archambault) est anormalement forte [1] et dénote un comportement défectueux du gravimètre. Ceci provient certainement du fait que le « Broussard » qui vole à faible altitude a été violemment secoué par suite de mauvaises conditions météorologiques.

Pour effectuer le calcul des valeurs de la pesanteur aux bases ainsi occupées il s'est posé la délicate question du choix du coefficient d'étalonnage du gravimètre. Nous allons aborder maintenant ce problème mais auparavant nous indiquons que toutes les bases ont été calculées avec le coefficient : $k = 1{,}0047$ excepté : Koumra, Moïssala, Bousso, Massenya et Kyabe pour lesquelles le coefficient adopté a été $k = 1\,0040$. C'est avec ces valeurs que les g portés sur la figure 10 ont été obtenus.

b) L'ÉTALONNAGE DES GRAVIMÈTRES.

A Bangui, centre d'où partaient toutes les missions dont nous étudions actuellement le travail, nous étions dans de très mauvaises conditions pour étalonner les appareils. En effet, l'écart entre une mesure faite au sommet de la colline qui domine la ville et une mesure faite dans la plaine n'est que de 30 milligals. C'est sur ce faible écart qu'il fallut étalonner les trois gravimètres que nous avons été amenés à utiliser au cours de diverses campagnes : le Worden, type prospector nº 239, le North-American nº 71 et le Worden type Master nº 600. En fait, lorsque le levé gravimétrique du bassin tchadien fut entamé fin 1959, aucune détermination de l'écart de pesanteur entre la colline et la ville de Bangui n'était en notre possession. Ce n'est qu'au début de 1960 que nous avons pu disposer des résultats des mesures effectuées par STEINMETZ avec le North-American nº 171 qui attribuait à notre base d'étalonnage un écart de 33,90 (4) milligals. En l'absence de ce résultat, le seul gravimètre dont nous disposions à l'époque, le Worden nº 239, fut étalonné sur les bases Martin de Dakar. Malheureusement, cet appareil avait une dérive fantasque, si bien que son coefficient ne pouvait être déterminé avec précision et qu'il n'était pas question de l'utiliser pour déterminer l'écart de notre base de Bangui. Par la suite, lorsque nous avons successivement disposé du NA 71 et du Worden 600, il nous a fallu déterminer leur coefficient d'étalonnage. Le NA 71 n'avait plus servi depuis de très nombreuses années et le coefficient connu était sujet à caution ; quant au Worden 600, il sortait d'usine et son coefficient n'avait jamais été déterminé en milligals Martin. Pour ces mesures, nous avons utilisé la valeur de notre base d'étalonnage indiquée par STEINMETZ.

Le Worden 239 qui ne fut d'ailleurs utilisé dans le bassin tchadien qu'au début des travaux ne fut étalonné sur notre base de Bangui que pour s'assurer de la constance de son coefficient. Celui-ci, déterminé à Dakar, fut pris constamment égal à 0,937.

Le NA 71 était resté assez longtemps, sans être utilisé, à Nouméa avant d'être remis en service en 1960 à Bangui. Il présentait la régularité de dérive des bons North-American. De nombreux étalonnages nous ont conduit à admettre 0,9205 milligal par division. Si comme précédemment nous admettons que l'erreur sur la mesure de la base peut atteindre 0.03 milligal, sur le coefficient elle sera de l'ordre du millième. A partir de la fin 1964, le gravimètre a eu une dérive moins régulière. Nous avons constaté fréquemment des écarts entre plusieurs mesures de notre base d'étalonnage consécutive atteignant un dixième de milligal. Dans ces conditions il est difficile de savoir si la valeur du coefficient d'étalonnage précédemment déterminé restait valable. Il pourrait donc exister à partir de cette période une erreur systématique trois fois plus forte sur les mesures de terrain effectuées par cet appareil.

Le Worden 600 a été étalonné de très nombreuses fois. Son coefficient à 88ºF, sa température normale de fonctionnement, a été pris égal à 1,0040. Les divers étalonnages donnaient des valeurs s'étalant de 1,0036 à 1,0047, ce qui est très bon, si l'on songe que cela correspond à un écart de 0,03 milligal sur la mesure de la base. Ce gravimètre possédait un avantage considérable par rapport aux deux précédents. Sans utiliser le cadran géodésique il était possible de relier deux bases Martin,

1. Dérive normale : 0,05 milligal/heure.

cela grâce à sa zone de 220 milligals. Une première liaison de ce type fut réalisée entre Fort-Lamy et Fort-Archambault, à l'occasion de l'établissement par voie aérienne du réseau de bases couvrant le Tchad. Les conclusions de cet examen n'ont pas été très satisfaisantes. En effet l'utilisation de cette liaison (écart de 150 milligals) fournissait comme valeur du coefficient 1,0061. Cette valeur était bien supérieure à celle obtenue quelques jours plus tôt dans un étalonnage sur la base de Bangui qui semblait pourtant correct et qui aboutissait à 1,0021 (à 87°F). L'écart était important et nous étions amenés à penser que notre base de Bangui était mal étalonnée. Mais une autre donnée obtenue indépendamment compliquait la situation. En effet au cours d'une campagne gravimétrique réalisée en République du Congo, il avait été établi pour cette république un réseau de bases par voie aérienne. A cette occasion, deux bases Martin qui ne présentaient qu'un écart de 80 milligals avaient été reliées : Brazzaville et Pointe-Noire. L'étalonnage obtenu : 1,0052 milligal/division à 106°F (température utilisée par suite d'un dérèglement du thermostat) correspondait à la valeur 1,0040 à 88°, valeur normalement obtenue à Bangui. Il pouvait donc être envisagé que l'écart constaté sur l'itinéraire Lamy-Archambault puisse provenir de la détermination faite par MARTIN. Ceci n'était pas impossible, car en reprenant le rapport de la mission Martin et une note concernant ce travail (MARTIN, 1952), il apparaît que Fort-Archambault n'a été occupé qu'une fois et qu'à Fort-Lamy, entre deux déterminations faites à une année d'intervalle (1951 et 1952) existe un écart de trois dixièmes de milligal. Il semblait donc que la précision pouvait ne pas être excellente. Faute d'élément déterminant nous avons continué à utiliser la valeur indiquée par STEINMETZ pour notre base et à utiliser la valeur moyenne $k = 1{,}0040$ qui en découlait pour le Worden 600.

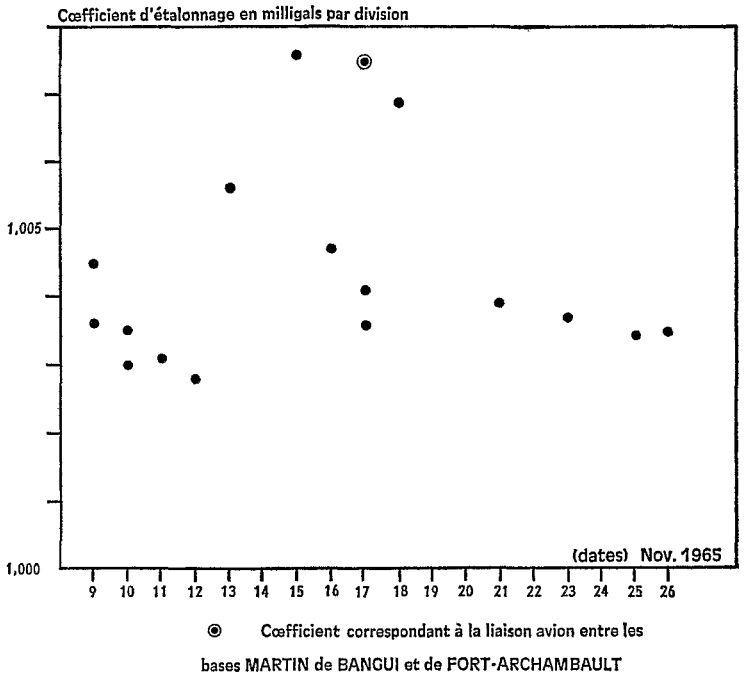


FIG. 11. — Etalonnage du Worden n° 600 sur la base de Bangui.

En novembre 1965, nous avons décidé de reprendre cette question. Du 9 au 26 novembre, nous avons effectué 15 étalonnages du Worden 600 et pendant cette période, le 17, une liaison entre deux bases Martin (Bangui et Fort-Archambault) a été réalisée par voie aérienne. Cette liaison de sept heures aller-retour avec un Δg de 120 milligals, s'est déroulée dans de bonnes conditions. Le gravimètre a présenté une dérive de 0,05 milligal par heure, identique à l'aller et au retour,

aucune perturbation atmosphérique ne s'est faite sentir pendant le voyage. Le coefficient qui en a été déduit est $k = 1{,}0075$ milligal/division, alors que les étalonnages sur la base de Bangui se groupaient autour de la valeur 1,0040 comme le montre le graphique de la figure 11. L'écart trouvé lors de la liaison Fort-Lamy, Fort-Archambault se vérifiait bien et l'on pouvait penser que la valeur de notre base d'étalonnage était sousestimée. Le seul élément qui ne convergeait pas vers cette conclusion provenait de la liaison Brazzaville-Pointe Noire. Mais il était logique de ne pas lui accorder trop de confiance car d'une part l'écart n'était que de 80 milligals et d'autre part, fait plus important, la liaison retour n'avait pas été réalisée. Par suite le dépouillement avait été effectué en adoptant une dérive moyenne supposée, obtenue en faisant la moyenne de toutes les dérives calculées pendant la campagne d'établissement de bases par voie aérienne en République du Congo. Il semblait donc que devant la qualité de la liaison Bangui, Fort-Archambault, il devenait nécessaire de négliger celle qui avait été réalisée au Congo dans de bien moins bonnes conditions. Nous avons disposé depuis d'un autre élément conduisant à la même conclusion. En 1964, ce même Worden 600 avait été prêté à Angel Garcia COGOLLOR, géophysicien espagnol, qui l'avait utilisé à Fernando Po. Par la suite un autre gravimètre, le Worden 757, a également servi à effectuer des mesures dans cette île et il y avait été apporté juste après un étalonnage sur la base française Paris-Toulouse. De la comparaison des mesures obtenues par ces deux appareils sur des stations présentant des écarts importants, jusqu'à 204 milligals, il ressort que le coefficient du Worden 600 serait de 1,0076 [1].

Pour régler définitivement cette affaire, fin 1967 et début 1968, le gravimètre fut ramené en France et étalonné successivement sur le tronçon Chartres, Poitiers (150 milligals) de la base d'étalonnage principale Paris, Toulouse de Martin et sur la base de référence du B.R.G.M., située près de Tarare (125 milligals). Le premier étalonnage sur la base Martin, aboutissait à la valeur moyenne 1,007(0), deux étalonnages indépendants indiquant 1,0067 et 1,0074. Le second, à Tarare, donnait avec le milligal B.R.G.M., qui n'est pas tout à fait le milligal Martin : $k = 1{,}0059$. Nous décidions alors d'adopter définitivement pour le Worden 600, le coefficient $k = 1{,}007$ milligals/division, ce qui nous amenait à admettre sur la valeur de notre base d'étalonnage de Bangui une erreur relative de 3 millièmes. Nous mentionnerons ici le fait regrettable qu'il n'existe pas dans cette partie de l'Afrique une vraie base d'étalonnage. En effet les étalonnages sur les bases européennes présentent l'inconvénient de ne pas être effectués dans la zone d'utilisation effective de l'appareil lors des travaux de terrain. Il semble qu'à Fernando Po qui présente, sur de courtes distances, de forts écarts de pesanteur, il serait assez facile de définir une telle base.

En conclusion de cette étude sur l'étalonnage de nos gravimètres, il apparaît un certain nombre de faits :

1) Toutes les mesures effectuées avec les deux gravimètres NA 71 et Worden 600 sont entachées d'une erreur systématique provenant de coefficients d'étalonnage sous-estimés de 3 millièmes.

2) Les valeurs des bases établies par voie aérienne sont également trop faibles, l'erreur était des 3 millièmes de l'écart entre la valeur à la base considérée et la valeur à la base Martin sur laquelle la détermination s'appuyait, c'est-à-dire Largeau pour le nord du Tchad et Fort-Lamy pour le sud.

Il résulte de ces remarques que si, théoriquement, il est possible de faire disparaître l'écart dû à l'utilisation de coefficients d'étalonnage inexacts, en pratique, ce sera assez difficile. En effet, la difficulté provient du fait que le réseau des bases avion s'appuie sur deux bases Martin et non sur une. Si, une seule base avait été utilisée pour caler tout le levé, il aurait suffi pour évaluer la correction à appliquer à la valeur indiquée pour une station gravimétrique quelconque, de calculer son écart Δg avec la station de base et d'en prendre les 3 millièmes. Malheureusement, l'existence de deux bases complique la situation. Il faudra, si l'on désire effectuer cette correction, se reporter aux itinéraires réalisés sur le terrain pour connaître la base à laquelle est rattachée la station considérée. Certains calculs de dérive devraient même être repris, ceux qui correspondent à des itinéraires calés à une extrémité sur le réseau rattaché à Largeau, à l'autre sur le réseau rattaché à Fort-Lamy. Le travail représenté par l'élimination de cette erreur qui, comme nous allons le voir, reste toujours assez

1. Communication de M. COGOLLOR.

faible, aurait été considérable. Nous n'avons pas cru indispensable de l'exécuter compte tenu de l'utilisation que nous voulions faire des mesures. En effet, nous n'avions pas l'intention de nous servir des valeurs brutes de la pesanteur, mais uniquement des cartes d'anomalies. Or nous verrons que, dans le calcul de ces anomalies, la principale cause d'erreur provient de l'imprécision des altitudes et l'erreur ainsi introduite est beaucoup plus importante que celle qui est liée aux mauvais coefficients d'étalonnage. Elle sera en particulier faible sur des stations proches dont l'écart Δg ne saurait être très grand, l'immense majorité des stations se situant dans la plaine de relief très calme. Or, pour les études à caractère géologique qui nous intéressent, ce sont surtout sur les anomalies localisées que nous effectuerons des interprétations quantitatives et il est certain que la précision de leur tracé sera peu influencée par les erreurs d'étalonnage. Pour toutes ces raisons, nos cartes primitivement établies à partir des coefficients sous évalués n'ont pas été corrigées.

Pour terminer l'examen de cette question, nous allons chiffrer les erreurs les plus importantes qui peuvent entacher nos valeurs. En ce qui concerne les bases établies par voie aérienne, Oum-Chalouba présente l'écart le plus important avec la base de référence, 160 milligals avec Largeau, ce qui correspond à une erreur due à l'étalonnage de 0,5 milligal. En principe, c'est au Tibesti que les variations de pesanteur pourraient être très fortes ; or on constate en pratique que les écarts, par rapport aux bases de Zouar et de Bardaï, dépassent rarement 100 milligals, ce qui correspond à 3 dixièmes de milligal d'erreur. Ces mêmes bases présentent des écarts faibles avec Largeau, les variations dues à l'altitude étant partiellement compensées par les variations dues à la latitude. Nous avons trouvé une exception, la station réalisée au trou au natron, célèbre cratère du Tibesti, situé à 2 588 mètres d'altitude, présente un écart de près de 400 milligals avec Largeau. L'erreur sera, dans ce cas, supérieure au milligal mais c'est un cas tout à fait exceptionnel.

En conclusion, nous rappellerons donc que l'erreur systématique due aux coefficients d'étalonnage défectueux n'a pas été corrigée mais qu'elle ne nous gênera pas pour l'utilisation géologique de nos cartes d'anomalies. Par contre, il conviendra, lors d'une publication des valeurs de la pesanteur en vue d'une utilisation géodésique éventuelle, d'appliquer cette correction. Il ne restera plus alors qu'une erreur résiduelle possible de l'ordre du millième provenant de l'imprécision des mesures pendant les étalonnages.

c) ESTIMATION DE LA DÉRIVE DES GRAVIMÈTRES.

Comme nous l'avons indiqué plus haut, tout le levé du bassin, hormis celui de la partie occidentale, s'appuie à la fois sur les bases Martin et sur celles qui ont été établies par nos liaisons aériennes. En outre, dans la région du Logone où une étude gravimétrique plus dense a été réalisée à la demande des services techniques (Génie rural), nous avons réalisé une sorte de réseau de deuxième ordre. Celui-ci couvre la superficie de trois feuilles à 1/200 000 (latitude de 8° à 9°N, longitude de 16° à 19°E.) et comprend un réseau de stations distantes les unes des autres d'une trentaine de kilomètres. Ces stations ont été généralement reliées par un aller-retour à toutes les stations voisines. Ce travail réalisé avec le North-American 71 l'a été dans de bonnes conditions et les erreurs accidentelles ne doivent pas dépasser le dixième de milligal. Le gravimètre était transporté dans une Land Rover sur des pistes qui, dans cette région, une des plus peuplées du Tchad, n'étaient pas trop mauvaises.

Compte tenu de l'existence de ces réseaux de bases, le calcul des valeurs de la pesanteur a été conduit de la manière suivante :

— Au terme de chaque campagne, une détermination était effectuée en tenant compte de tous les éléments disponibles permettant d'évaluer la dérive.

— Au terme du levé d'un secteur, les dépouillements antérieurs étaient repris en utilisant toutes les réoccupations réalisées durant les diverses campagnes. Les valeurs adoptées pour ces stations n'étaient pas systématiquement les moyennes arithmétiques des mesures réitérées, la pondération utilisée tenait compte de la qualité du gravimètre, de la régularité de sa dérive sur l'itinéraire comprenant la station considérée, de la longueur de cet itinéraire. Nous avons constamment cherché à tirer le meilleur parti de tous les renseignements apportés par les cahiers de terrain.

Le dépouillement des mesures a été une opération artisanale. Nous avons, à la réflexion, décidé de ne pas utiliser la méthode des moindres carrés pour une compensation d'ensemble de notre réseau de station réitérées bien que l'emploi d'un ordinateur pour ce calcul eût allégé notre propre travail. Nous pensions, en effet, que nous ne pourrions pas, avec cette méthode systématique, utiliser au mieux tous les renseignements dont nous disposions.

Nous précisons que, systématiquement, la correction de marée luni-solaire a été effectuée, non pas que le degré de précision des mesures l'imposât, mais comme nous souhaitions qu'elle fut calculée pour les stations réoccupées et que nous disposions de personnel, nous avons décidé de l'appliquer à l'ensemble du levé. Aucune correction de température ni de pression par contre n'ont été apportées systématiquement. En ce qui concerne les variations de pression, seul, le Worden 600 qui a effectué les itinéraires du Tibesti, aurait pu en ressentir les effets. Or, les liaisons par voie aérienne pour l'établissement des bases qu'il a servi à réaliser ont montré le peu d'influence de ce facteur. En effet, des mesures effectuées immédiatement après un atterrissage et prolongées pendant quelques heures ne donnaient, après correction de l'effet luni-solaire, aucun écart significatif. Pour la température, nous nous sommes contentés de vérifier sa stabilité pour le NA 71 tandis que pour le Worden 600 nous avons été amenés à apporter exceptionnellement quelques corrections. Si, comme il est probable, ce facteur a pu légèrement intervenir, son effet n'a jamais dû être très fort car il aurait alors eu pour résultat de faire apparaître des dérives anormales. Nous n'avons pas non plus contrôlé la linéarité du cadran de mesures des gravimètres. Mais dans le bassin du Tchad où la pesanteur ne varie finalement pas considérablement (moins de 500 milligals), cette question n'offrait pas un intérêt considérable. C'est à l'occasion de l'étalonnage réalisé en France que ce facteur a pu se faire sentir.

Au total, il apparaît que les erreurs accidentelles, estimées à partir de la dispersion des mesures aux stations réoccupées, ne doivent pas dépasser $\pm$ 0,2 milligal, à l'exception de certains itinéraires qui ont gardé un caractère de reconnaissance et qui présentent peu de stations de recoupement ; ce serait le cas du Tibesti, du tour de l'Ennedi et d'une partie du bassin des Erdis. Cet ordre de grandeur n'est pas valable non plus pour les parcours réalisés dans des conditions spéciales :

— Levé effectué en bateau le long des voies navigables du nord de la République Centrafricaine (secteur compris entre 8° et 9° N. en latitude et entre 18°30′ et 20°30′ E. en longitude).
— Itinéraires parcourus à pied dans cette même région et recoupant les voies navigables en reliant deux pistes.

Dans ces deux cas, il est difficile d'évaluer l'erreur qui peut entacher notre détermination de la pesanteur mais nous pensons qu'elle est toujours inférieure à $\pm$ 0,5 milligal, ceci compte tenu des fermetures trouvées après des itinéraires d'une semaine sans réoccupation.

Dans toutes les considérations précédentes sur la dérive nous n'avons jamais cité le gravimètre Worden 239. Ceci provient du fait que son fonctionnement est loin d'être aussi bon que celui des autres appareils. Alors que leur dérive était régulièrement de quelques centièmes de milligal à l'heure, et toujours dans le même sens (positive pendant les périodes de travail, négative pendant les périodes de repos), la sienne était environ double et surtout avait l'inconvénient de ne pas être linéaire et de présenter des changements de signe pendant le travail. Il en résulte que l'ordre de grandeur donné précédemment pour l'erreur susceptible d'entacher la mesure de g n'est pas valable avec cet appareil. Pour donner une idée de son fonctionnement nous avons tracé sa courbe de dérive pendant la période s'étendant de janvier à mars 1960 durant laquelle il a été utilisé dans le nord du Tchad.

Le graphique de la figure 12 a été tracé à l'aide :
— des valeurs des bases ;
— des valeurs obtenues aux stations de recoupement.

Dans la construction du graphique, nous avons porté en abscisse le temps de travail en éliminant tous les arrêts ; en ordonnée nous avons porté la dérive en milligal qui a effectivement existé pendant le travail. C'est-à-dire que lors d'une fermeture nous avons tenu compte non seulement de l'écart à la fermeture mais nous l'avons majoré de toutes les dérives négatives qui avaient existé

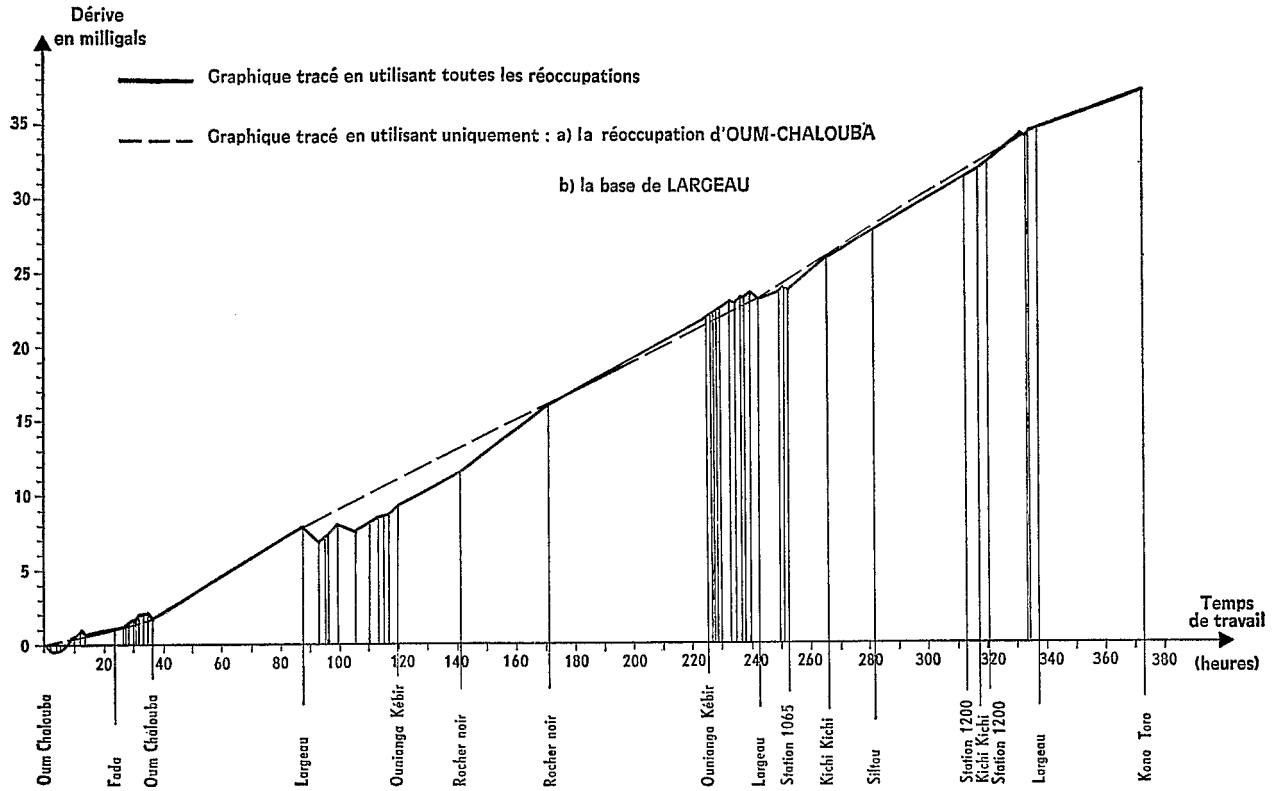


FIG. 12. — Graphique de dérive du Worden n° 239.

pendant les arrêts et qui avaient contribué à réduire apparemment la dérive du gravimètre pendant la période où les mesures étaient effectuées.

Le graphique considéré permet de faire les remarques suivantes :

— La dérive moyenne du gravimètre sur la période considérée a été de + 0,0986 milligal/heure.

— Lorsque les réoccupations sont nombreuses et permettent donc une meilleure évaluation de la dérive, on constate qu'elle est loin d'être régulière et que la valeur précédente n'est vraiment qu'une dérive moyenne qui résulte en fait de valeurs très différentes.

Nous allons essayer, compte tenu des données que nous possédons, de voir quelle est l'importance de l'erreur introduite sur les mesures par cette indétermination de la dérive.

Pour cela nous allons procéder de la manière suivante, c'est-à-dire tracer les dérives moyennes que nous aurions utilisées pour les corrections si nous n'avions disposé que de la base de Largeau pour nous fermer. Nous aurions eu dans ce cas deux segments (portés sur le graphique).

On constate que si dans l'ensemble les écarts entre ces segments et la courbe utilisée sont de l'ordre de quelques dixièmes de milligal ; dans un cas, lors du premier passage à Ounianga, l'erreur est de 2 milligals. De même sur l'itinéraire Oum-Chalouba, Fada, Oum-Chalouba, l'écart peut atteindre 7 à 8 dixièmes de milligals.

Si nous admettons que notre courbe de dérive ne masque pas de dérive aberrante supérieure à celles qui auraient été masquées dans la supposition précédente, nous pouvons admettre que la valeur de la pesanteur est généralement connue à 0,5 milligal près, par rapport aux bases du réseau. Toutefois des erreurs allant jusqu'à 2 milligals ne sont pas impossibles. Il est néanmoins très peu probable qu'une erreur de 0,5 milligal intervienne entre deux stations voisines.

Il nous faut préciser que ce Worden 239 a été très peu utilisé. Il n'a pas effectué au total plus de 2 000 stations sur les 30 000 qui constituent le levé du bassin tchadien.

III. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES CONCERNANT LES ERREURS A CRAINDRE SUR LES VALEURS DE LA PESANTEUR

1. Erreurs systématiques de notre réseau.

a) Erreur accidentelle du réseau O.R.S.T.O.M. touchant les bases du bassin tchadien. MARTIN indique lui-même comme limite supérieure de cette erreur 1,2 milligals.

b) Erreur systématique due à l'utilisation du réseau O.R.S.T.O.M. Elle ne pourra être connue que lorsque le réseau gravimétrique mondial du premier ordre aura été défini.

c) Erreur provenant de la sous-évaluation de la base d'étalonnage de Bangui. Il en résulte que le milligal utilisé est plus grand que le milligal du réseau O.R.S.T.O.M. d'environ 3 millièmes Cette erreur ne concerne évidemment que la zone orientale.

L'imprécision de nos mesures d'étalonnage, provenant du fait que les bases utilisées (Abidjan et Bangui) étaient trop petites, entraîne que de toute manière les coefficients ne sont guère connus qu'avec une précision du millième.

2. Erreurs accidentelles.

a) Sur les bases déterminées par voie aérienne, la précision serait sensiblement de 1 à 2 dixièmes de milligals. Elle serait du même ordre sur les stations de recoupement des trois gravimètres dans la zone occidentale.

b) Sur les stations quelconques, elle serait de plus ou moins 0,2 milligal par rapport aux valeurs des bases précédentes ou des stations de recoupement, à l'exception des cas spéciaux (itinéraires effectués à pied ou en bateau : $\pm$ 0,5 milligal) et des stations réalisées avec le Worden 239 où l'erreur peut, exceptionnellement, atteindre $\pm$ 2 milligals.

Ces valeurs limites pour l'erreur accidentelle sont données entre stations quelconques, mais entre stations voisines elles sont beaucoup moins fortes : en général, elles ne dépassent pas 1 à 2 dixièmes de milligal. C'est pourquoi, sans y attacher une valeur excessive, notre fichier des stations gravimétriques du bassin tchadien comporte les valeurs de la pesanteur au dixième de milligal.

NOTE : Examen des valeurs de la pesanteur obtenues en onze stations du Bassin du Tchad par N. HEIDEMANN.

En 1968, à l'occasion de mesures géodésiques, concernant le 12e parallèle, effectuées à travers l'Afrique, N. HEIDEMANN, géophysicien américain, s'est rendu au Tchad avec deux gravimètres géodésiques La Coste et Romberg (nos 116 et 120). Il a réoccupé, à cette occasion, huit de nos bases secondaires établies par voie aérienne ainsi que les trois bases Martin de Fort-Lamy, Largeau et Fort-Archambault.

La comparaison des écarts obtenus aux diverses stations, après élimination d'un écart systématique évalué à 44 dix-millièmes, n'indique pas de différence accidentelle supérieure à 0,20 milligal comme le montre la figure 13. Ce résultat est donc bien en accord avec les considérations que nous venons de développer sur la précision de nos mesures.

Un point retient l'attention. L'écart à la base Martin de Fort-Archambault est anormalement élevé : 0,36 milligal. Il semblerait donc que l'une des mesures Martin ou Heidemann soit entachée d'une erreur accidentelle. En reprenant le rapport de la mission Martin et une note concernant ce travail (MARTIN, 1952), il apparaît que Fort-Archambault n'a été occupé qu'une fois et qu'à Fort-Lamy, entre deux déterminations faires à une année d'intervalle (1951 et 1952) existe un écart de 3 dixièmes de milligal. Il semble donc que dans cette région, la précision puisse ne pas être excellente.

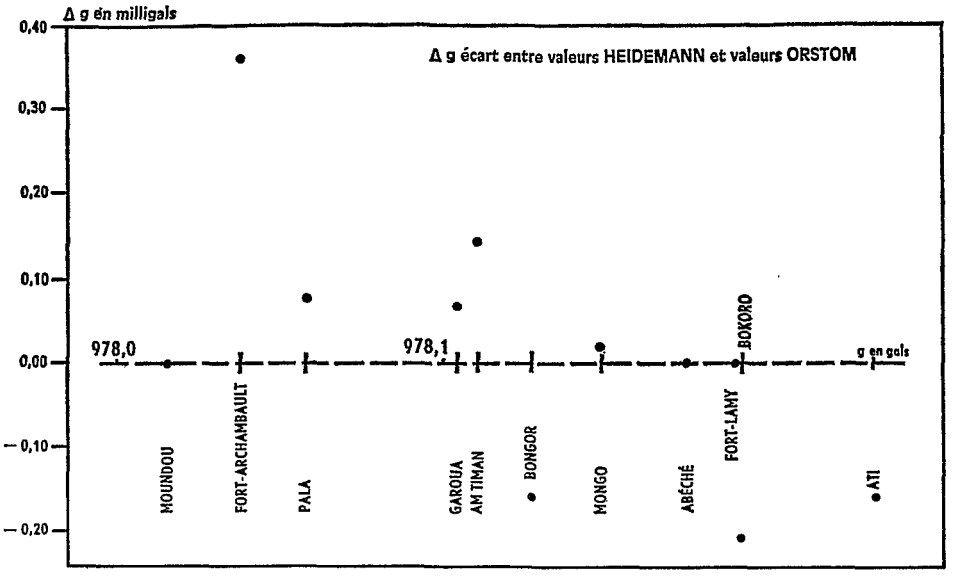


FIG. 13. — Ecart entre les valeurs de la pesanteur obtenues par HEIDEMANN et par l'O.R.S.T.O.M. en quelques stations situées au Tchad.

Si nous admettions que l'ensemble de cet écart est imputable à une erreur dans la détermination de MARTIN, cela entraînerait une modification importante pour la valeur du coefficient d'étalonnage du Worden 600 obtenue entre les bases de Bangui et de Fort-Archambault. En effet, ce coefficient passerait de 1,0075 à 1,010, cette dernière valeur est anormalement élevée et n'est pas en accord avec les déterminations faites sur les bases françaises. Il semble donc difficile d'admettre que ce soit la mesure Martin de Fort-Archambault qui soit responsable de la totalité de l'écart, sauf si cet écart se retrouvait également à Bangui, car dans ce cas il ne ferait évidemment pas sentir son influence sur notre étalonnage.

PRÉCISION DES ANOMALIES DE BOUGUER

Le calcul de l'anomalie de Bouguer nécessite la connaissance de la pesanteur à la station considérée. Nous venons d'examiner l'erreur qui peut entacher ce terme. Il nécessite également de connaître la valeur de la pesanteur théorique sur le modèle de Bouguer au même point. C'est l'erreur qui peut être réalisée sur cette détermination que nous allons examiner maintenant. L'expression de la pesanteur théorique en un point M du modèle de comparaison s'écrit :

$$g_{th_B} = \gamma o + A + B + C.$$

où

- γo représente la pesanteur théorique sur l'ellipsoïde de Hayford au point M.
- A représente le terme « à l'air libre ».
- B représente le terme « de plateau ».
- C représente le terme topographique.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre concernant les généralités sur les anomalies gravimétriques, nous rappelons que le modèle de Bouguer ne comporte le relief que dans un rayon de 166 kilomètres autour du point M. L'évaluation dans ce même chapitre des termes « à l'air libre » et de « plateau » a montré qu'ils étaient tous deux proportionnels à l'altitude du point considéré, en pratique, on combinera donc leurs effets ; pour la latitude moyenne de 15°, on obtient un coefficient de proportionnalité de 0,1955 si l'on admet pour la densité du plateau 2,67.

Le terme topographique C intéresse le relief dans un rayon de 166 kilomètres autour de la station. Il n'a pas été calculé pour plusieurs raisons. Tout d'abord, l'absence d'altimétrie sur la plupart des cartes existantes et, pour une grande partie de la zone étudiée, l'absence totale de cartes ne l'aurait pas permis facilement. En outre, pour la plus grande partie de la région cartographiée, tout le bassin proprement dit, ce terme aurait été négligeable étant donné le relief peu accidenté. Quelques calculs exécutés ont en effet fourni des valeurs inférieures à 0,2 milligal. Il était donc logique, compte tenu de la nature de notre levé, de négliger ce terme. Il est tout à fait évident que les remarques que nous venons de faire concernant la faible influence de la topographie perdent toute valeur en ce qui concerne certaines stations réalisées dans les régions montagneuses qui bordent le bassin. Le terme C peut alors être important, il est facile de montrer d'ailleurs qu'il est toujours négatif (LEJAY, 1947) et qu'il diminuerait donc la valeur théorique recherchée. Dans son évaluation les zones proches (moins de 10 km) interviennent fortement, si bien qu'il serait nécessaire dans les régions montagneuses où il est important de le calculer, de faire pratiquement ce calcul pour chaque station. Cela aurait représenté un travail considérable. En outre, il aurait fallu disposer des documents nécessaires à la détermination de l'altitude des régions proches : cartes à 1/50.000 en courbe de niveau par exemple. Or, en fait, dans les meilleures conditions, c'est-à-dire quand il existait des cartes de ces régions montagneuses, elles étaient à l'échelle de 1/200.000 et pour le Tibesti notamment les courbes de niveau n'étaient que figuratives.

Pour avoir un ordre de grandeur de ce terme de relief nous avons essayé d'effectuer quelques calculs approchés avec les éléments dont nous disposions. Nous avons retenu quatre stations : Zouar et Bardaï dans le Tibesti, Fada dans l'Ennedi et Baïbokoum dans le sud du bassin près des montagnes du Cameroun. Dans tous ces cas nous avons déterminé l'altitude des zones comprises entre 167 et 8 kilomètres [1] à l'aide des cartes d'altitude moyenne que nous avons établies en vue des corrections isostatiques. Ces cartes sont à l'échelle de 1/1 000 000 et découpées en éléments de 5 minutes sur 5 minutes sexagésimales. Le calcul nous a montré que pour nos quatre stations, l'influence de ces zones était très faible et même négligeable, à la précision de notre travail : ceci provient du fait que les stations sont sensiblement au niveau moyen de la région. Mais nous avons constaté que les documents de l'Institut Géographique National étaient notoirement insuffisants pour déterminer l'effet des zones proches, effet qui est très important. Par suite de cette insuffisance, nous ne pouvions réaliser de façon acceptable le calcul du terme topographique : c'est essentiellement pour cette raison que nous l'avons systématiquement négligé. Il en résulte qu'il faudra nous contenter dans les secteurs montagneux de faire des remarques d'ordre qualitatif sur la carte gravimétrique et nous garderons toujours présent à l'esprit l'existence de cette erreur.

Nous allons examiner maintenant la précision avec laquelle sont déterminés les termes γo, A et B.

I. — PRÉCISION DU TERME : VALEUR THÉORIQUE DE LA PESANTEUR SUR L'ELLIPSOIDE

La formule internationale qui fournit cette valeur nécessite la connaissance de la latitude de la station considérée. La source d'erreur sur ce terme résidera donc dans l'imprécision qui existe sur la détermination des latitudes.

1. Il s'agit des zones circulaires de Hayford O_2, O_1, N, M, L, K, J ; la zone J est comprise entre les rayons de 12,400 m et de 8 440 m.

Pour toutes les régions dans lesquelles la circulation s'est faite sur pistes et qui possèdent des coupures régulières au 200 millièmes, les stations sont faciles à reporter (en utilisant le tracé de la piste et le compteur hectométrique, préalablement étalonné, du véhicule). Dans ce cas l'erreur introduite est extrêmement faible, elle sera au plus et, exceptionnellement, de quelques dixièmes de milligals.

Par contre, en tous terrains et *a fortiori* en tous terrains dans les zones sans carte, la détermination de sa position devient un problème ardu. La méthode utilisée est la suivante, cheminement à la boussole avec de très nombreuses visées, détermination des distances avec le compteur hectométrique, fermeture des cheminements sur des points astronomiques expédiés (4 étoiles) que nous réalisions nous-mêmes en cas de nécessité. Ceci pour les zones désertiques du nord dépourvues de cartes ou pour lesquelles les cartes possèdent peu de détails bien caractéristiques. Par contre, pour les itinéraires effectués en tous terrains dans le sud, le problème était différent. En fait, ces itinéraires ont été réalisés dans le nord de la République Centrafricaine, dans des conditions physiques très difficiles. Ils ont été parcourus soit à pied, soit en pirogue le long des voies navigables.

Les itinéraires à pied furent levés à la boussole et les distances mesurées à la fois au podomètre et en utilisant une roue de bicyclette munie d'un compteur (la meilleure méthode). Les itinéraires étaient calés ordinairement entre deux bornes de nivellement portées sur les cartes et ne nécessitaient pas de détermination astronomique. Néanmoins des erreurs assez importantes peuvent entacher les résultats. Le parcours dans ces savanes boisées est difficile et oblige à de multiples détours. Certaines stations peuvent probablement présenter 3 ou 4 kilomètres d'erreur en latitude, ce qui représente une erreur pouvant aller jusqu'à 2 milligals. Les itinéraires réalisés en pirogue sont correctement reportés car le prospecteur disposait des photographies aériennes.

Pour revenir aux zones désertiques du nord, l'erreur sur le cheminement est en grande partie fonction de l'opérateur. Les fermetures sont en général régulièrement effectuées sur des points astronomiques de l'I.G.N. avec une précision de l'ordre de la minute sexagésimale (ce qui correspond à 1 milligal à ces latitudes) pour un itinéraire d'une centaine de kilomètres. Lorsque nous utilisons des points astronomiques réalisés par nous, il peut s'y ajouter une erreur supplémentaire d'une minute provenant de l'imprécision de notre détermination astronomique.

Les itinéraires les plus douteux sont situés dans le nord Tchad, ce sont :

— Fada - Fada par le tour de l'Ennedi,

— Ounianga - Kébir, Ouri, Gouro,

où les erreurs doivent pouvoir atteindre 3 minutes.

En conclusion, l'influence des erreurs de latitude sur la précision des anomalies de Bouguer ne peut donc entraîner aucune erreur systématique du réseau. Il peut exister sur un itinéraire parcouru en zone désertique de 100 à 150 kilomètres une erreur continue sur un itinéraire de l'ordre de 2 milligals ; l'erreur peut même être un peu plus forte sur les itinéraires effectués à pied en région de savane arbustive dense. Sur deux stations voisines, elle est considérablement inférieure, nous pouvons admettre raisonnablement la demi-minute, c'est-à-dire environ 0,5 milligal, comme limite supérieure de l'erreur dans ce cas. Pour les stations situées sur des pistes cartographiées régulièrement, elle ne dépasserait pas 0,1 à 0,2 milligal.

II. — PRÉCISION DES TERMES « AIR LIBRE » ET « PLATEAU »

1. Erreur provenant d'une mauvaise détermination des altitudes.

Comme nous l'avons vu ces deux termes se réduisent à 0,1955 h si l'on admet 2,67 comme densité pour le plateau. C'est donc la précision sur l'altitude des stations qui règlera l'importance de l'erreur sur ces termes. Or, cette précision est très variable, nous distinguerons deux cas :

a) ITINÉRAIRES DU NIVELLEMENT GÉNÉRAL.

Sur ces itinéraires, l'erreur systématique est celle du nivellement général ; l'erreur accidentelle est différente pour deux catégories de stations :

— Les stations faites au voisinage d'un repère de nivellement pour laquelle elle est de quelques décimètres, en pratique ; elle pourrait d'ailleurs, si c'était utile, être absolument négligeable.

— Les stations interpolées à l'aide d'un microaltimètre entre deux bornes de nivellement (soit parce que celles-ci sont trop espacées, soit assez souvent parce que les bornes sont introuvables dans ces paysages monotones de dunes). Dans ce cas l'erreur est en général inférieure à 5 mètres.

b) ITINÉRAIRES NIVELÉS BAROMÉTRIQUEMENT.

En dehors des itinéraires nivelés par l'Institut Géographique National, les altitudes sont déterminées par nivellement barométrique. Bien que cette méthode de nivellement soit peu précise, elle a été adoptée pour sa rapidité. D'une part les levés gravimétriques que nous réalisons sont des levés de reconnaissance (stations espacées en moyenne de 4 kilomètres), d'autre part cette méthode n'a pas nécessité de personnel supplémentaire et par suite n'a pas alourdi nos équipes de terrain. Ceci est très important dans beaucoup de régions qui ont été cartographiées et qui sont de type saharien où il faut être « léger ».

Les appareils utilisés ont été des microaltimètres Wallace et Tiernan.

Les erreurs instrumentales dues à une mauvaise détermination de la pression atmosphérique à l'instant de la mesure sont faibles. Ceci provient du fait que ces microaltimètres ont un coefficient de température très petit et que par suite la mauvaise homogénéisation de la température dans l'appareil se fait sentir faiblement. cette erreur instrumentale (sauf faute de lecture) est petite devant les suivantes.

Les erreurs importantes proviennent en effet du principe même du nivellement barométrique dont la formule de Laplace est à la base.

Ce travail de détermination des altitudes a été assez délicat et comme malheureusement il est la principale cause d'erreur dans le calcul des anomalies de Bouguer, nous allons indiquer avec quelques détails la manière dont nous avons procédé et les raisons qui nous ont conduits à le faire.

1) *La formule de Laplace.*

Tout d'abord nous allons faire quelques remarques sur cette formule classique, pour le détail de l'établissement de laquelle nous renvoyons aux notes techniques de l'I.G.N. (1955, 1964) ou à JONES (1958). Nous n'en indiquerons ici que le principe afin de faire ressortir essentiellement les approximations qui sont faites lorsqu'elle est appliquée au nivellement barométrique.

L'équation différentielle d'équilibre d'une masse élémentaire d'un gaz s'écrit :

$$\frac{dp}{p} = \mathrm{A} \cdot g \cdot \frac{dz}{1 + \alpha\Theta}$$

où

p est la pression
Θ la température corrigée (température sèche corrigée de la tension de vapeur d'eau)
g l'accélération de la pesanteur
A une constante
z l'altitude.

Elle ne peut être intégrée que si l'on connaît la loi de variation de la température Θ en fonction de l'altitude z.

L'expérience montre que la courbe $\Theta\ (z)$, qui représente la variation de la température corrigée de l'air sur la verticale d'un point donné, dépend :

— de l'heure d'observation,
— de l'altitude *zo* du sol au point considéré.

La pratique conduit à adopter une relation linéaire du type suivant entre la température et l'altitude :

$$\Theta = \Theta o + \gamma\,(z - zo)$$ (Θ diminue d'environ 6° si l'on s'élève de 1 km).

Si l'on admet que ce terme peut représenter avec une précision suffisante la fonction $\Theta\,(z)$, l'intégration de l'équation différentielle conduit à la formule de Laplace :

$$z_B - z_A = K\left(1 + \alpha\,\frac{\Theta A + \Theta B}{2}\right)(\log p_A - \log p_B) \qquad (I)$$

avec

$$K = 18\,400\,(1 + 0{,}0026\ \mathrm{Cos}\ 2L)\,(1 + 3 \cdot 10^{-7}\,z)$$

L étant la latitude et z l'altitude moyenne de A et B.

Nous voyons que cette formule n'est théoriquement valable que pour deux points situés sur la même verticale. L'utilisation que nous allons en faire dans le nivellement barométrique sera évidemment toute différente. Il faudra donc se souvenir que la formule de Laplace n'est qu'une « approximation » : elle représente, le moins mal possible, la réalité des levés sur le terrain. On négligera, pour son utilisation, le terme Cos 2 L qui, dans les basses latitudes où nous travaillons, est très petit.

En utilisant les développements en série et en supprimant les termes négligeables, eu égard à la précision recherchée, la formule I peut se mettre sous la forme II :

$$z_B - z_A = k\,(p_A - p_B) \qquad (II)$$

dans laquelle k est un coefficient fonction des pressions et températures moyennes des deux stations et qui, exprimé en mètres, représente la dénivelée correspondant à une variation de pression de 1 millimètre. Pour l'ensemble de la zone qui nous intéresse, ce coefficient est compris entre 11 et 14 mètres, il a été mis en abaque en fonction de

$\frac{p_A + p_B}{2}$ et de $\frac{\Theta_A + \Theta_B}{2}$ par l'Institut Géographique National (Annexe de Brazzaville).

A partir de cet abaque, la dénivelée tirée de la formule II est donc obtenue par une simple multiplication.

C'est ce mode de calcul que nous avons utilisé pour tous nos travaux.

2) *Mode de levé adopté.*

Si la pression ne variait qu'en fonction de l'altitude, les méthodes opératoires seraient évidemment simples. Mais la pression varie aussi en fonction des conditions climatiques locales et également selon les heures de la journée (marée barométrique). Pour éliminer ces variations qui ne sont pas dues à la différence d'altitude, l'Institut Géographique National préconise essentiellement deux techniques de levée :

α) Observations simultanées en deux points voisins :

Cette méthode se conduit de la façon suivante : soit A et B deux opérateurs, $to - t_1 \ldots t_n$ les instants d'observation, $So - S_1 \ldots S_n$ les points stationnés. En to, A et B sont en So (point connu).

Ils font une observation simultanée, puis A se déplace en S_1. En t_1, B réobserve en So et A en S_1, puis B dépasse A et occupe S_2. En t_2, A réobserve en S_1 et B observe en S_2 puis A dépasse B et occupe alors S_3 et ainsi de suite jusqu'au point final d'altitude connue.

Cette méthode est la plus précise car les pressions comparées sont observées en des lieux très proches et la comparaison reste valable même en période d'instabilité (périodes encadrant une tornade). Malheureusement, cette méthode est lourde et lente et pratiquement inutilisable dans les zones de parcours difficile hors des pistes. C'est pourquoi nous avons écarté son utilisation malgré sa plus grande précision et adopté la technique du cheminement simple.

β) Cheminement simple :

Une station fixe où se trouve un baromètre observé chaque quart d'heure pendant la durée du travail permet d'établir la marée barométrique. Un autre baromètre itinérant est lu à chaque station gravimétrique. Cette méthode, évidemment moins précise que la précédente, possède l'énorme avantage de ne pas alourdir considérablement le levé gravimétrique. En effet, il suffit d'avoir au camp de base, en supplément, un lecteur pour le baromètre. Dans la limite du possible le baromètre itinérant ne s'éloignait pas à plus de 150 kilomètres du camp.

Le mode de travail utilisé était le suivant en pratique, chaque prospecteur se contentait de lire à la station gravimétrique son baromètre. Cette méthode ne ralentissait donc pas le travail purement gravimétrique et chaque prospecteur était ainsi utilisé au maximum, ce qui n'aurait pas été le cas avec la technique précédente.

Dans le cas des levés effectués par grands itinéraires, où il n'était pas possible de mettre en place nos propres postes fixes, nous avons utilisé les postes météorologiques. Nous nous entendions par avance avec les agents chargés de ces stations afin de leur demander des relevés plus fréquents.

En ce qui concerne le relevé de la pression, les prospecteurs dès qu'ils arrivaient sur l'emplacement choisi pour faire une station gravimétrique, ouvraient le microaltimètre et le laissaient à l'ombre le temps de la mesure au gravimètre, ils ne faisaient leur lecture qu'au moment du départ. Ceci afin de permettre au microaltimètre de se mettre à la température ambiante, ce qui est absolument indispensable.

Nous précisons que les microaltimètres Wallace et Tiernan que nous utilisions étaient gradués en unités de pression (millibars ou millimètres de mercure) et non en altitude. Nous avons eu un appareil gradué en pieds mais à l'aide de l'échelle utilisée par le constructeur pour constituer la graduation nous revenions aux unités de pression.

Le mode de travail utilisé n'est, évidemment, pas excellent car dans certains cas les points nivelés sont à près de 150 kilomètres de la station fixe où la marée barométrique est établie. Malgré tout, la comparaison de courbes de marée relevées en plusieurs stations pour une même journée montre que, pendant la période où nous travaillions (saison sèche), les courbes étaient assez semblables. Par suite, on peut penser que l'hypothèse qui consiste à supposer la marée identique au poste fixe et aux diverses stations de mesure n'est pas absurde. Toutefois l'erreur introduite sera de plusieurs mètres.

Il nous faut également examiner le problème de la correction du gradient isobarique. Lorsque l'atmosphère est en équilibre, les surfaces isobares sont confondues avec les surfaces de niveau. Mais, en fait, les surfaces isobares s'inclinent par rapport à celles-ci et l'équilibre est rompu (ce qui donne naissance aux vents). Dans ce cas une surface de niveau quelconque est coupée par les surfaces isobares selon des lignes d'égale pression (les isobares). Le gradient isobarique (quotient de la variation de pression entre deux points d'une même surface de niveau par leur distance) est très variable. Cette variation peut être forte et fausser considérablement nos mesures d'altitude si l'opérateur rencontre une dépression atmosphérique, elle peut être faible si l'isobare de départ suit le niveleur dans son déplacement.

En fait, pendant les mois considérés, les dépressions sont assez rares dans la zone de travail ; toutefois l'erreur reste importante et ne peut être éliminée. La seule solution consisterait pour combattre ce gradient à disposer de plusieurs postes fixes d'enregistrement barométrique encadrant la zone de travail, or, cela n'a pas été possible pour des raisons matérielles.

3) *Problèmes de la température et de l'humidité.*

Comme nous l'avons vu la formule de Laplace fait intervenir la température corrigée. Celle-ci s'exprime à partir de la température sèche t et de la tension de vapeur d'eau f par l'expression suivante :

$$\frac{1}{1+\alpha\Theta_c} = \left(1 - 0{,}377\frac{f}{p}\right)\left(\frac{1}{1+\alpha t}\right) \text{ où } p \text{ désigne la pression du lieu.}$$

c'est-à-dire

$$\Theta_c = \frac{p\,\alpha\,t + 0{,}377\,f}{\alpha\,(p - 0{,}377\,f)}$$

f la tension de vapeur d'eau dans l'atmosphère se détermine à partir des températures sèche et humide. On opère de la manière suivante. L'humidité de l'air U est lue dans un abaque en fonction de la température humide et de l'écart $\Delta t = t$ humide $- t$ sèche, une autre table indique la tension de vapeur saturante de l'eau e_w à cette même température (on utilise la température sèche), à l'aide de U et de e_w on calcule $f = \frac{U}{100} \times e_w$.

Nous allons examiner l'importance de l'écart qui existe entre la température corrigée dont nous venons d'envisager le mode de calcul et la température sèche, qui est la température couramment utilisée dans notre zone de travail.

En consultant « les résumés mensuels du temps » publiés par le Service Météorologique du Tchad, on constate que les valeurs maximales de f se trouvent en saison des pluies (juillet, août, septembre). Le maximum trouvé se situe en septembre à Bol (au bord du lac), il correspond à une valeur mensuelle moyenne de 31 millibars. Il semble que l'on ne puisse rencontrer davantage car nous sommes au voisinage d'une atmosphère saturée, en effet pour la température de 27° qui est celle de ces régions à cette période de l'année la saturation correspond à une tension de 35 millibars. La température corrigée pour ces dernières valeurs serait 31°11, ce qui correspond à un écart de 4°11 avec la température habituelle. En fait, nos campagnes de terrain sont réalisées en saison sèche et les écarts sont donc beaucoup moins importants. Pour indiquer un ordre de grandeur nous fournissons quelques résultats de calculs :

a) Abéché, le 6 décembre 1961 à 04.00 h $t_s = 15°2$ $t_h = 10°0$
$p = 951{,}8$ millibars $\Theta_c = 16°27$ $\Theta_c - t_s = 1°07$

b) Ati, le 13 avril 1962 à 06.00 h $t_s = 28°6$ $t_h = 21°9$
$p = 971{,}9$ millibars $\Theta_c = 31°2$ $\Theta_c - t_s = 2°6$
à 10.00 h $t_s = 32°2$ $t_h = 23°5$
$p = 973{,}3$ millibars $\Theta_c = 35°0$ $\Theta_c - t_s = 2°8$

Ces résultats sont très représentatifs des autres calculs effectués. Il en résulte que des écarts $\Theta_c - t_s$ de 2 à 3 °C sont courants. En pratique, nous n'avons généralement pas utilisé la température corrigée pour appliquer la formule de Laplace. Ceci, afin de réduire les travaux de calcul et du fait que, comme nous allons le voir, l'erreur introduite est assez faible. Pour cela nous examinerons l'influence d'une erreur sur la température dans le calcul d'une dénivelée.

En partant de la formule de Laplace prise sous sa forme (I) générale, on obtient, en négligeant les termes du second ordre :

$$\frac{d\,\Delta z}{\Delta z} = \alpha\, d\,\Theta_c \qquad \text{ou} \qquad d\,\Theta_c = \frac{d\,\Delta z}{\alpha} \cdot \frac{1}{\Delta z}$$

Ce qui montre, si l'on désire une erreur moyenne η_z sur la dénivelée, qu'il faut déterminer la température avec une précision $\eta\Theta$ inversement proportionnelle à Δ_z.

Le tableau suivant donne la précision nécessaire sur la température pour avoir une précision de 3 mètres sur les dénivelées :

Denivelée (en m)	*Précision nécessaire sur la température*
100	$8^0 2$
200	$4^0 1$
300	$2^0 7$
400	$2^0 0$
500	$1^0 6$
600	$1^0 4$
700	$1^0 2$
800	$1^0 0$
900	$0^0 9$
1 000	$0^0 8$

Il résulte de ce tableau que, pour les levés effectués dans la cuvette où les différences d'altitude sont pratiquement toujours inférieures à 100 mètres autour de la station d'enregistrement barométrique, nous pouvons nous dispenser de calculer les températures corrigées et les remplacer par les températures sèches. En effet, nous avons vu que l'écart entre ces deux températures est couramment de 2 à 3 degrés, mais n'excède pas 4, l'erreur introduite restera donc généralement inférieure au mètre. C'est ce que nous avons fait en pratique, réservant les calculs de température corrigée pour certaines régions de forte dénivelée en bordure du bassin.

Nous allons envisager maintenant, toujours dans cette question des températures, une autre cause d'erreur qui présente l'inconvénient d'être difficile à chiffrer.

Il s'agit du fait que nous utilisons la formule de Laplace avec des températures mesurées au sol. Or, comme nous l'avons déjà signalé lors de l'établissement de cette formule, la température Θ_c en un point de la verticale d'une station donnée ne dépend pas seulement de l'altitude absolue de ce point, mais de son altitude relative par rapport au sol. Ceci revient à dire que les surfaces isothermes ne sont pas parallèles aux surfaces de niveau. Il en résulte qu'au régime des températures observées, il est nécessaire de substituer un régime de « températures fictives », telles que :

a) elles soient des fonctions linéaires de l'altitude seule

$$\Theta = \Theta_0 + \gamma (z - z_0)$$

ce qui revient à éliminer l'effet des anomalies locales (influence du sol, réverbération des roches...),

b) elles réalisent au mieux la correspondance pression-altitudes qui est à la base du calcul des dénivelées.

Le coefficient γ déterminé pour les températures corrigées Θ_c est une quantité qui varie peu dans le temps, on peut le supposer constant et le prendre, comme nous l'avons déjà vu plus haut égal à -6^0 par kilomètre. On adoptera donc cette valeur de γ comme gradient vertical des températures fictives que nous cherchons à définir. Il restera à choisir Θ_0, quantité variable dans le temps, pour que la condition *b* soit remplie. L'expérience montre qu'il n'est pas possible d'utiliser les températures corrigées mesurées au sol. L'Institut Géographique National conseille de déterminer expérimentalement Θ_0 dans une région déterminée de la manière suivante. Si la zone comporte deux points d'altitude très différente (ordre de 400 m par exemple) et connue, on placera un baromètre en chacun de ces points pendant deux ou trois jours. On calculera à l'aide de la formule de Laplace

la température qui, compte tenu de la différence de pression, lue à chaque heure, permet de retrouver la dénivelée réelle. En pratique, on utilisera l'abaque I.G.N. mentionné plus haut pour ce calcul. Ce sont les valeurs trouvées pour la température que nous utiliserons comme Θ_0 horaire. Nous aurons bien ainsi défini une « température fictive » répondant aux critères posés.

Dans le bassin tchadien où les dénivelées sont faibles nous n'avons pas pu utiliser cette méthode qui, en outre, aurait eu l'inconvénient de retarder notre travail. Heureusement la faiblesse des dénivelées n'exige pas une connaissance très précise de la loi de distribution des températures, ce qui a permis d'utiliser une méthode empirique proposée par l'I.G.N. et vérifiée par l'expérience. Elle consiste à tracer le courbe $\Theta_c = f$ (heure), où Θ_c représente la température corrigée au sol, à réaliser ensuite une affinité de rapport 0,33 ayant pour axe l'horizontale passant par la température de 9 heures et à décaler ensuite les heures vers la gauche de 2 h 30 (fig. 14).

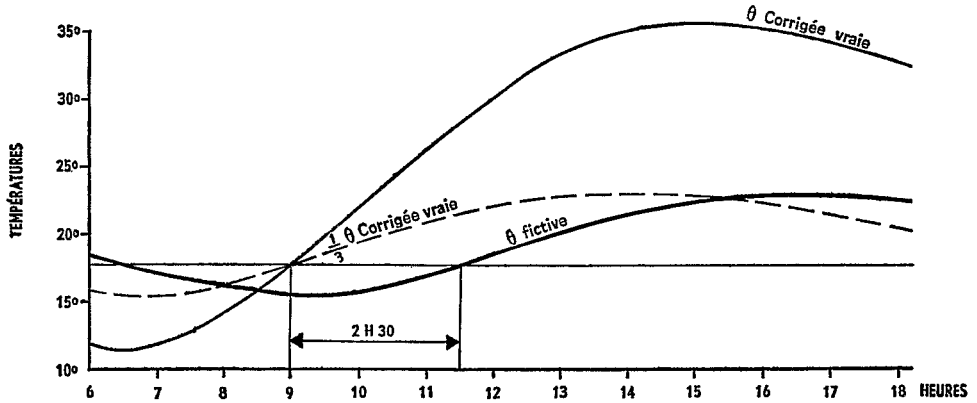


FIG. 14. — Méthode empirique de détermination de la température fictive.

En pratique, à l'occasion de chaque campagne où nous l'avons pu, nous avons appliqué cette méthode aux températures corrigées calculées par la station météorologique la plus proche du secteur étudié, ceci nous évitait d'avoir à relever nous-mêmes les températures sèche et humide. Compte tenu du caractère approché de sa détermination, nous pouvions conserver pendant plusieurs semaines la même courbe de température fictive. Pour le vérifier nous avons comparé un certain nombre de courbes journalières (les courbes extrêmes) avec des courbes moyennes établies généralement sur les données d'un mois. Nous donnons figure 15 quelques exemples.

Pour les levés effectués loin de toute station météorologique, nous n'avons pas appliqué le procédé empirique préconisé par l'I.G.N. aux températures corrigées mais aux températures sèches mesurées au camp de base où était lue la marée barométrique. Nous avons vu ci-dessus l'ordre de grandeur de l'erreur introduite par cette manière d'opérer, elle n'excède pas le mètre en général.

4) *Répartition de l'erreur de fermeture.*

Toutes les dénivelées étant calculées, on en déduit les altitudes de proche en proche. Il en résulte à chaque passage sur un repère de nivellement une erreur de fermeture qu'on devrait répartir proportionnellement à la valeur absolue de la dénivelée de chaque segment du cheminement. En fait, les dénivelées étant faibles on a souvent réparti l'écart proportionnellement au numéro du segment, ce qui allégeait sensiblement le travail de dépouillement.

5) *Erreurs à craindre sur les altitudes.*

Le nivellement barométrique, de par son principe même, n'a qu'une précision limitée. Mais, en outre, pour alléger le travail sur le terrain, nous venons de voir que nous ne nous sommes pas

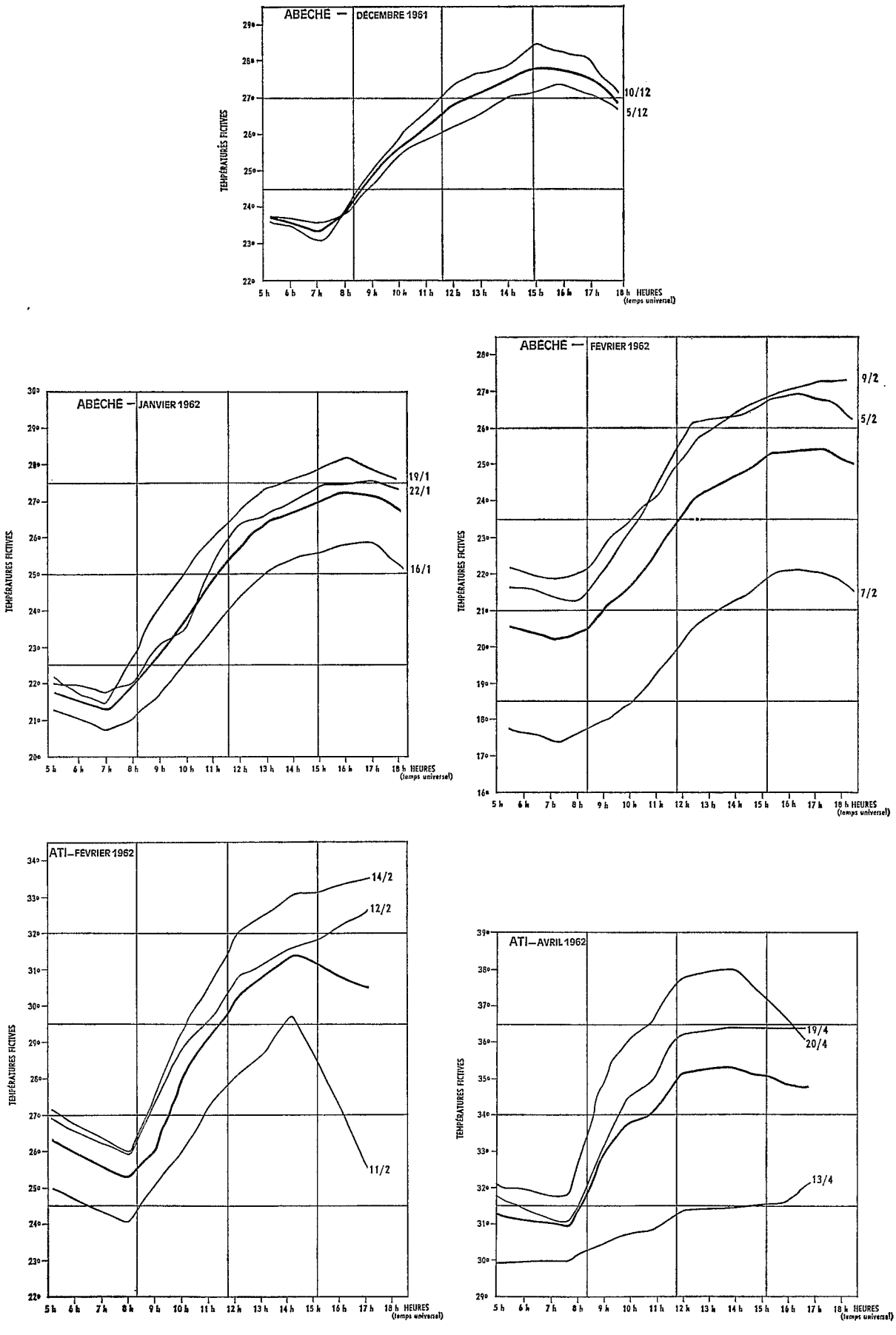


FIG. 15. -- Comparaison de courbes journalières et mensuelles de température fictive.

toujours placés dans les meilleures conditions possibles. Nous n'avons pas notamment disposé de plusieurs postes fixes encadrant le secteur de travail, ce qui aurait amélioré notre évaluation de la marée barométrique et aurait pu permettre une estimation du gradient isobarique. De plus l'éloignement des points nivelés pouvait être assez grand par rapport au poste fixe (150 km).

M. REYT, Ingénieur Géographe, donne (note interne à l'I.G.N.), comme ordre de grandeur de l'erreur à craindre sur la moyenne des dénivelées calculées à partir de trois postes fixes situés à moins de 100 kilomètres du poste itinérant (avec un matériel identique à celui que nous utilisions) $\pm$ 3 mètres. Le fait que nous n'utilisions qu'un poste fixe diminue cette précision mais $\pm$ 5 mètres doit approcher de la réalité.

De ces quelques remarques, nous pouvons admettre que les erreurs sont de l'ordre de grandeur suivant :

— *Erreur sur la valeur moyenne des anomalies.*

Si nous admettons comme nous l'avons dit $\pm$ 5 mètres pour l'erreur sur la moyenne des dénivelées, cela correspond à $\pm$ 1 milligal.

— *Erreur continue sur un itinéraire.*

Il semble normal d'admettre pour tous les points une erreur inférieure à 10 mètres, c'est-à-dire 2 milligals. Ceci résulte du fait que lorsqu'un itinéraire nivelé barométriquement recoupe un itinéraire du nivellement général, on constate des écarts qui sont toujours inférieurs à 10 mètres et, généralement, d'environ 5 mètres.

— *Erreur entre stations voisines.*

Nous admettrons 3 à 5 mètres, donc moins d'un milligal dans ce cas.

Ces nombres concernent les stations réalisées dans le bassin proprement dit dont l'altitude reste inférieure à 600 mètres. Les altitudes déterminées dans les montagnes qui l'entourent (Tibesti, Cameroun, etc.) risquent d'être entachées d'erreurs bien supérieures. C'est pourquoi dans ces régions nous nous sommes contentés généralement d'effectuer nos stations gravimétriques sur les itinéraires nivelés par l'I.G.N. Dans le Tibesti des comparaisons entre nos mesures barométriques et les altitudes exactes du nivellement général indiquent parfois des différences de 30 mètres ce qui représenterait un écart de 6 milligals sur l'anomalie de Bouguer.

2. Influence des facteurs autres que l'altitude sur la précision des termes « air libre » et « plateau ».

Avant de chiffrer l'erreur totale susceptible d'entacher les anomalies de Bouguer, nous allons examiner deux points que nous n'avons pas encore soulevés. Il s'agit du choix de la densité 2,67 et de l'utilisation d'un coefficient constant indépendant de l'altitude pour le calcul du terme de plateau.

a) UTILISATION D'UN COEFFICIENT CONSTANT POUR LE CALCUL DU TERME DE PLATEAU.

Il est aisé d'estimer l'erreur introduite par ce dernier point. Elle provient du fait que le « plateau » sur le modèle de Bouguer n'est en réalité ni plan, ni indéfini, mais pourrait plutôt être assimilé à une couche sphérique. Le calcul montre que l'effet d'un tel plateau sphérique est proportionnel à son épaisseur et que le coefficient, si l'on prend 166 kilomètres pour son rayon, est voisin de celui obtenu avec un plateau horizontal indéfini. Il existe toutefois un écart, fonction de l'épaisseur du plateau, que BULLARD (1936) a évalué, il a établi qu'il convenait d'ajouter à la valeur déterminée par la méthode du plateau plan indéfini la quantité *b* exprimée, en dixième de milligals, dans le tableau suivant :

Altitude (m)	500	1 000	1 500	2 000	3 000
b	6	12	15	17	15

Nous n'avons pas appliqué cette correction, ce qui introduit, dans le bassin dont l'altitude varie de 200 à 500 mètres, une erreur atteignant 0,6 milligal. Les variations d'altitude étant lentes, cette erreur n'interviendra pas dans les interprétations quantitatives que nous seront amenés à réaliser sur certaines structures limitées. L'erreur est évidemment plus importante dans les régions montagneuses encadrant le bassin, dans le Tibesti notamment où des stations sont situées à plus de 2 000 mètres.

Nous aurions pu réduire la valeur du terme b calculé par BULLARD. Pour le montrer nous reproduisons (fig. 16) un graphique dû à SCHLEUSENER (1953) qui fournit un ensemble de courbes représentatives des fonctions $k = f(r)$ pour diverses épaisseurs du plateau. k n'est autre que le coefficient de proportionnalité dans l'expression donnant l'effet d'une couche sphérique qui s'écrit : $k \cdot d \cdot e$ (e, épaisseur de la couche, d, densité de celle-ci) ; c'est une fonction du rayon r de la circonférence limitant la couche sphérique. On constate bien que la valeur $k = 0{,}0419$ milligal/mètre correspondant à la couche horizontale indéfinie est trop faible, pour un rayon r de 167 kilomètres, tant que l'épaisseur du plateau n'est pas très grande, en fait b ne devient négatif qu'à partir de $e = 4\,500$ mètres, valeur bien supérieure à celles qui nous intéressent ici. Pour notre étude nous aurions donc pu utiliser la valeur $k = 0{,}0423$ et le terme b aurait été pratiquement nul jusqu'à une altitude de plus de 1 000 mètres. Comme les dépouillements avaient été commencés avec 0,0419, nous n'avons pas cru utile de les reprendre ni de changer de valeur en cours de travail. Ceci, d'autant plus, que la définition courante du modèle de Bouguer, qui limite l'existence du relief à une circonférence centrée sur la station de rayon 167 kilomètres, fournit des anomalies qui resteront sous la dépendance du relief extérieur à cette zone. Comme nous l'avons indiqué au chapitre I, pour des stations proches les unes des autres, proches par rapport à 167 kilomètres, l'influence de ce relief extérieur serait sensiblement la même et ne modifierait que la valeur moyenne des anomalies et non les écarts. Par contre, pour des points distants de centaines de kilomètres, il en serait différemment et les écarts seraient alors sous la dépendance du relief extérieur aux calottes sphériques. Le bassin étant très régulier, cette action lointaine n'est, bien sûr, ni très importante ni très variable. Toutefois nous indiquons, pour information, que la correction topo-isostatique pour les zones situées au-delà de 167 kilomètres atteint plusieurs milligals et que la variation de sa valeur d'une station à une autre peut être du même ordre. Ceci montre bien qu'il n'est pas très gênant que les anomalies de Bouguer de stations éloignées soient entachées d'erreurs de quelques milligals. Il était donc sans importance de conserver le facteur 0,0419 pour le calcul du terme de plateau, les variations d'altitude étant lentes.

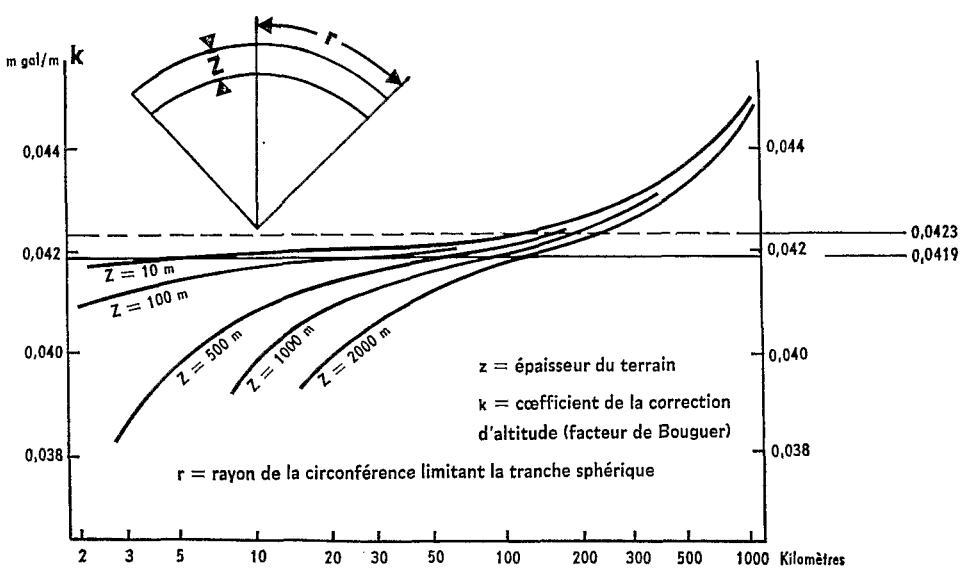


FIG. 16. — Graphique dû à SCHLEUSENER

b) CHOIX DE LA DENSITÉ POUR LE MODÈLE DE BOUGUER.

Il est bien évident que les valeurs théoriques de la pesanteur sur le modèle de Bouguer dépendront de la valeur admise pour la densité du relief. Nous avons adopté la valeur uniforme classique $d = 2{,}67$. Le tracé de la carte que nous avons obtenue est évidemment indissociable de ce nombre. Une autre densité pourrait donc aboutir à une carte différente. C'est cette question que nous allons envisager maintenant.

Incontestablement la densité unique 2,67 qui est généralement bien adaptée à un pays cristallin sera ici, pour le bassin proprement dit, trop forte. Il est évident qu'elle ne convient pas bien pour des régions sédimentaires et spécialement pour des sédiments légers superficiels. Des mesures faites au gravimètre au fonds d'un puits, près d'Haraze, et à la surface conduisaient à une densité de 1,95 pour la couche superficielle dans le secteur Centre-Est du bassin (Batha). Mais il est important de remarquer que l'allure de la carte des anomalies de Bouguer établie même avec une aussi faible densité ne serait que légèrement différente en réalité de la nôtre. Ceci provient du fait que les dénivelées sont très modérées dans ce bassin sédimentaire et que toutes les stations d'une même zone se situent sensiblement à une même altitude moyenne. Par suite, la valeur moyenne des anomalies de Bouguer sera affectée d'une manière sensible mais les écarts resteront pratiquement les mêmes et le dessin des anomalies sera en conséquence inchangé. Pour préciser les ordres de grandeur, supposons une altitude moyenne de 400 mètres et des variations topographiques de 30 mètres et comparons les anomalies de Bouguer obtenues avec $d = 2{,}67$ et $d = 2{,}00$. La différence sur la valeur moyenne des anomalies sera de 11,2 milligals, mais les variations extrêmes sur les écarts entre anomalies ne seront que de 0,8 milligal entre les deux cartes. Les variations régionales d'altitude dans le bassin sont très lentes. Si l'on se reporte à la carte hypsométrique (fig. 1), on constate que le passage de la courbe 200 mètres (Pays-Bas) à la courbe 500 mètres se fait, en général, sur plus de 600 kilomètres, sauf vers le nord par suite de la présence du Tibesti. Il convient de remarquer que les secteurs, où les écarts altimétriques sont importants, sont également ceux où le socle cristallin apparaît et où l'utilisation de la densité 2,67 semble alors raisonnable : Ouaddaï, Aïr, Tibesti, Cameroun, Bouclier centrafricain, Massif du Guéra. Seuls le massif de Termit et surtout le Djado font exception et présentent des dénivelées importantes en restant constitués de formations sédimentaires.

Il est évident que si nous avions divisé le bassin tchadien en plusieurs zones et que nous ayons admis d'utiliser des densités différentes pour chacune des cartes correspondantes, nous aurions pu envisager de rechercher la densité optimale dans chaque cas. Pratiquement, celle qui aurait fait disparaître toute corrélation directe ou inverse entre la forme du relief et celle du profil gravimétrique. La méthode de Nettleton ou celle de Jung (étude du coefficient de corrélation altitudes - anomalies) ou celles des triplets (variante de la méthode de Nettleton proposée par la C.G.G.) auraient permis de déterminer les meilleures densités, elles auraient d'ailleurs exigé la réalisation de profils spécialement à cette intention avec des stations rapprochées et nivelées géométriquement. Mais notre intention était d'établir une carte unique pour l'ensemble du levé et dans ces conditions des déterminations expérimentales qui n'auraient eu qu'un intérêt local et n'auraient intéressé que les couches superficielles n'étaient d'aucune aide, nous n'y avons donc pas procédé. Il était plus rationnel dans notre cas d'utiliser la valeur classiquement admise 2,67 en n'oubliant pas qu'il s'agissait d'une valeur moyenne. Par suite, il ne faudra pas manquer d'examiner dans chaque cas si une modification de la densité ne pourrait pas faire disparaître les anomalies cartographiées. C'est un point que nous avons toujours considéré dans nos essais d'interprétation en nous aidant pour cela de la carte hypsométrique établie à partir des altitudes des stations gravimétriques (fig. 1).

III. — ERREUR POSSIBLE SUR LA VALEUR DE L'ANOMALIE DE BOUGUER

De l'ensemble des éléments exposés dans ce chapitre, il ressort que nous pouvons faire un certain nombre de remarques sur l'erreur maximale possible :

a) Erreur systématique.

Si nous ne nous occupons de l'erreur qu'à l'intérieur du réseau O.R.S.T.O.M., celle-ci pourra être prise égale à un milligal : l'erreur accidentelle des bases Martin.

b) Erreur sur un itinéraire.

— *En zone dépourvue de cartes.*

— Itinéraire nivelé I.G.N. : erreur de l'ordre de 2 milligals.
— Itinéraire nivelé barométriquement : erreur pouvant atteindre 4 milligals.

— *En zone régulièrement cartographiée* (à l'échelle de 1/200 000) *et disposant de points repérables sur le terrain.*

— Itinéraire nivelé I.G.N. : erreur inférieure au milligal.
— Itinéraire nivelé barométriquement : l'erreur peut atteindre 3 milligals.

c) Erreur entre deux stations proches.

Elle est variable suivant les conditions entre moins d'un milligal et un maximum de 2 milligals.

Les limites des erreurs qui sont indiquées ici sont calculées comme la somme de toutes les erreurs dans les plus mauvaises conditions et il est très probable qu'elles dépassent largement les erreurs pratiquement existantes.

PRÉCISION DES ANOMALIES ISOSTATIQUES

Comme nous l'avons indiqué dans les généralités sur les anomalies gravimétriques, l'anomalie isostatique se définit comme l'écart entre le g mesuré en un point et le g théorique sur le modèle isostatique en ce même point. Le modèle isostatique peut se définir à partir du modèle de Bouguer. On ajoute à celui-ci le relief extérieur à la circonférence de rayon 167 kilomètres centré sur la station, ainsi que les masses de compensation isostatique correspondant à l'ensemble de la topographie terrestre, intérieure et extérieure à cette circonférence. Ces évaluations peuvent se faire pour un certain nombre d'hypothèses isostatiques classiques, à l'aide de tables (Cassinis, 1937).

1. Choix d'une hypothèse isostatique.

Pour notre part, nous avons adopté l'hypothèse d'Airy avec une profondeur de compensation de 30 kilomètres. Elle suppose qu'un excédent de masse quelconque posé sur l'écorce, épaisse de 30 kilomètres, produit l'enfoncement dans un magma plus dense de la portion située sous lui. Les densités admises sont 2,67 pour l'écorce et 3,27 pour le magma sous-jacent. Une compensation locale plus profonde, ou une compensation régionale aurait peu modifié les résultats moyens dans le bassin, une augmentation de la correction à distance étant compensée par une diminution à proximité. Les écarts entre les divers modes de compensation ne seraient sensibles que pour les zones montagneuses de bordure, spécialement le Tibesti et le Cameroun qui sont les plus élevées. Une étude effectuée antérieurement en Afrique occidentale (Y. Crenn, 1956) a montré que, si dans les régions continentales n'importe quel type de compensation convenait, dans les régions côtières bordant la fosse marine du Golfe de Guinée l'hypothèse d'Airy, 30 kilomètres, était la mieux adaptée. La comparaison avait porté entre la compensation régionale de Vening Meinesz (avec un degré de régionalité de 232 km) et les hypothèses d'Airy avec des profondeurs de compensation de 30 et de 60 kilomètres. C'est cette étude qui avait conduit les géophysiciens de l'O.R.S.T.O.M. à fixer

leur choix pour l'établissement de la carte isostatique de l'Afrique occidentale sur l'hypothèse d'Airy, avec une profondeur de compensation de 30 kilomètres. Par souci d'uniformité, pour permettre à notre travail de venir compléter celui déjà réalisé et, comme rien ne s'y opposait, nous avons tout naturellement utilisé la même hypothèse.

Nous allons examiner maintenant avec quelle précision le « terme isostatique » a été calculé. L'erreur qui l'entachera venant s'ajouter à celles que nous avons calculées précédemment pour définir l'erreur affectant la carte des anomalies isostatiques.

2. Calcul du terme isostatique.

Le calcul du « terme isostatique » entraîne la nécessité de connaître non seulement l'altitude du point où la valeur de la pesanteur est observée, mais encore celle des régions voisines. Théoriquement, il faudrait même connaître l'altitude de la Terre entière, puisque le modèle isostatique suppose le relief et sa compensation mis en place sur l'ensemble du Globe. En fait, le Bureau Isostatique International d'Helsinki a établi des cartes couvrant notre zone de levé. Elles fournissent les courbes d'égales valeurs de la portion du terme isostatique due à l'influence des masses situées à l'extérieur de la circonférence, centrée sur la station, de rayon 167 kilomètres. Elles indiquent ce que l'on appelle classiquement l'influence des zones 18 à 1 [1]. Il nous suffira donc de calculer l'action des masses de compensation du relief situé à l'intérieur de la circonférence indiquée. Pour cela, il nous faut absolument connaître l'altitude de la surface terrestre dans la région intéressée. Il ne nous est pas possible, comme nous l'avons fait pour le « terme topographique », de supposer que toute la région est à l'altitude de la station. En effet, dans ce dernier cas, l'influence prépondérante était réservée aux zones proches, ce qui, compte tenu des paysages du bassin où l'altitude varie assez lentement, justifiait l'hypothèse faite. Mais dans le calcul du terme isostatique, ce sont au contraire les régions situées entre 28 et 133 kilomètres [2] qui joueront un rôle important et ces zones peuvent, évidemment, être à une altitude assez différente de celle de la station. C'est cette remarque qui nous a obligé à établir, au prix d'un travail considérable, des cartes d'altitude moyenne.

3. Etablissement des cartes d'altitude moyenne.

Nous avons établi ces cartes d'altitude moyenne à 1/1.000.000 à l'aide des documents suivants :

— Cartes à 1/200.000 de l'I.G.N. quand elles existaient.

— Cartes à 1/1.000.000 quand les précédentes faisaient défaut.

— Altitude des stations gravimétriques.

Le résultat obtenu est de valeur variable suivant les régions. Il consiste en cartes divisées en petits carreaux limités par les méridiens et les parallèles ; dans chacun d'eux, se trouve inscrite la valeur de l'altitude moyenne. Chaque carreau mesure 5' sexagésimales en latitude et 5' en longitude. Le travail a évidemment été délicat dans les régions montagneuses. Dans celles du sud du bassin (Cameroun, République Centrafricaine), il existait des coupures régulières au 1/200.000 en courbes de niveau qui permettaient des déterminations d'altitude dans des conditions convenables ; il semble que dans ces régions d'assez forte dénivellation, il est raisonnable d'admettre une erreur de l'ordre de 25 mètres sur l'altitude des carreaux. Une région posait un problème délicat : le Tibesti. Il a pu être résolu en utilisant des documents de l'I.G.N. au millionième avec des courbes de niveau d'équidistance 100 mètres. Mais le relief était tellement tourmenté que l'estimation des altitudes moyennes s'avérait très délicate. Cette évaluation a été réalisée avec l'aide de l'Ingénieur Géographe DARRIBÈRE qui connaissait très bien ces régions, ayant effectué la plupart des points astronomiques

1. Il s'agit d'un découpage conventionnel de la surface terrestre, en zones circulaires concentriques, centrées sur la station, dû à Hayford ; ces zones ont des rayons déterminés que l'on trouvera par exemple dans (CASSINIS, 1937).

2. Ce sont les zones L, M, N, O, de Hayford.

du nord Tchad. Néanmoins, l'erreur sur certains carreaux doit atteindre 100 mètres. Dans le bassin proprement dit les erreurs sont certainement faibles et ne doivent pas dépasser une dizaine de mètres, ceci grâce aux nombreuses stations gravimétriques dont l'altitude a été déterminée.

4. Erreur sur le « terme isostatique ».

Le calcul de ce terme nécessite la détermination de l'altitude d'un certain nombre de zones circulaires [1] à partir des cartes d'altitudes moyennes. Cette détermination se fait à travers un abaque transparent [2], aux dimensions de la zone à l'échelle des cartes (1/1 000 000). L'utilisation de cartes d'altitudes moyennes introduit une erreur qui provient du fait qu'un certain nombre de carreaux de ces cartes ne sont pas entièrement compris dans une zone de l'abaque. Dans ce cas on affecte à tort à la fraction du carreau l'altitude moyenne attribuée à l'ensemble. Cette cause d'erreur a été étudiée (CORON, 1954) et en fait, n'a pas une grande importance si les dénivellations à l'intérieur du carreau n'ont pas une ampleur considérable.

A titre d'information nous indiquons qu'une variation de 20 mètres de l'altitude moyenne de la zone N entraîne une variation de 0,2 milligal du terme isostatique. La détermination de ce terme dans le bassin se fait donc avec une bonne précision, vraisemblablement de l'ordre du milligal. Elle diminue évidemment considérablement dans les bordures montagneuses où l'erreur doit bien atteindre 5 milligals, dans le Tibesti, par exemple.

Outre cette erreur sur le calcul même du terme isostatique, il existe une autre cause d'imprécision. Elle provient du fait que le terme n'est calculé que pour un certain nombre de points et que l'on trace ensuite des courbes d'isovaleurs. C'est à partir de ces courbes interpolées que l'on détermine la valeur en chaque station gravimétrique du terme isostatique. A titre d'exemple la figure 17 fournit la carte tracée pour le Tchad. Pour l'établir, la correction isostatique a été calculée en 230 points [3], ce qui a représenté un travail assez long car il n'a pas été réalisé par des méthodes modernes de calcul (ordinateur), mais à la main. Cette interpolation sur une carte lissée est une nécessité pour assurer la cohérence du terme isostatique. Il est possible toutefois que, réalisée avec un nombre de points peut-être un peu trop limités, elle puisse introduire, dans les régions montagneuses particulièrement, une imprécision de quelques milligals. Mais dans le bassin proprement dit, elle ne cause sûrement pas d'erreur supérieure au milligal.

Au total, on voit que dans le bassin le terme isostatique est déterminé à environ 2 milligals près, tandis que dans les zones montagneuses l'erreur peut atteindre vraisemblablement 6 ou 7 milligals.

5. Erreur sur l'anomalie isostatique.

L'erreur sur l'anomalie isostatique est la somme de celle qui entache l'anomalie de Bouguer et de celle que nous venons d'examiner liée au terme isostatique. Si elle varie lentement d'une station à l'autre, elle peut en valeur absolue être assez importante en région montagneuse. En effet l'erreur sur le terme de Bouguer peut alors atteindre facilement une douzaine de milligals en l'absence de correction de relief et le terme isostatique n'est pas défini à mieux que 5 ou 6 milligals près, ce qui aboutit à une erreur absolue peu inférieure à une vingtaine de milligals sans tenir compte encore de l'erreur systématique du réseau des bases O.R.S.T.O.M. Il est bien évident que dans le bassin proprement dit, nous sommes loin de telles valeurs, le terme isostatique n'introduisant qu'une erreur faible probablement toujours inférieure à 2 milligals et le terme de Bouguer étant également beaucoup moins important comme nous l'avons vu plus haut.

1. Ce sont les zones de Hayford.

2. Nous n'insisterons pas sur le détail des calculs isostatiques qui sont classiques. Nous renvoyons pour leur exposé soit à P. LEJAY (1947) soit à S. CORON (1954).

3. En pratique le calcul n'a pas été effectué pour toutes les zones de Hayford en chacun de ces points, car l'action des zones lointaines qui varie lentement peut s'interpoler entre des stations assez éloignées.

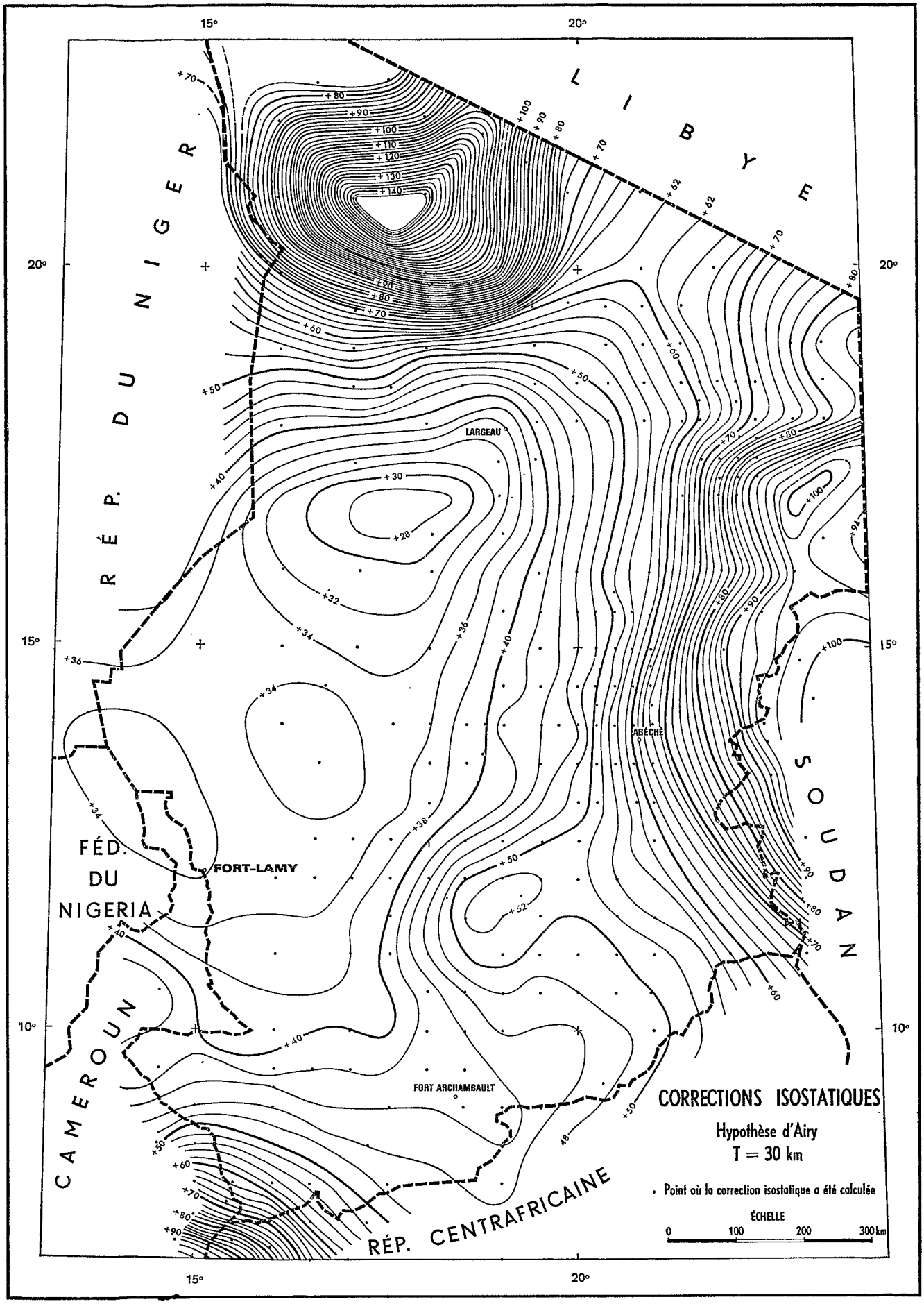

15°
20°
LIBYE
RÉP. DU NIGER
LARGEAU
ABÉCHÉ
SOUDAN
FÉD. DU NIGERIA
FORT-LAMY
CAMEROUN
FORT ARCHAMBAULT
RÉP. CENTRAFRICAINE
CORRECTIONS ISOSTATIQUES
Hypothèse d'Airy
T = 30 km
• Point où la correction isostatique a été calculée
ÉCHELLE
0 100 200 300 km

FIG. 17

3

Considérations sur les caractéristiques et le tracé des cartes gravimétriques

Avant d'étudier les cartes gravimétriques et de chercher à en extraire des renseignements sur la structure du sous-sol du bassin tchadien, nous allons examiner l'influence d'un certain nombre de facteurs sur l'allure de ces cartes. Il s'agit :

1) De la maille retenue pour le réseau des stations de mesure.

2) De la valeur de l'erreur susceptible d'entacher les anomalies.

Nous examinerons ensuite la sélectivité du filtrage opéré par notre mode de travail en fonction de l'origine plus ou moins profonde des anomalies. Enfin, nous aborderons la question délicate du tracé des isanomales, dernière opération avant l'obtention des cartes.

I. — INFLUENCE DE LA DENSITÉ DU RÉSEAU DES MESURES SUR L'ALLURE DES CARTES

Une importante question s'est posée lorsque le principe de l'établissement d'une carte gravimétrique de reconnaissance pour le bassin tchadien a été admis : il fallait choisir la maille de ce levé. Plusieurs facteurs devaient être pris en considération. Les uns, liés à des impératifs financiers, tendaient à limiter le nombre total de stations gravimétriques. Les autres, techniques, montraient que ce nombre ne pouvait pas être trop faible au risque de faire perdre une grande partie de l'intérêt géologique du travail envisagé. Cette étude, en effet, répondait à un double but : géodésique et géo-

logique. Il est bien évident que si l'utilisation géodésique de la gravimétrie, en pratique l'application de la formule de Stokes pour la détermination du géoïde, n'exige pas forcément un grand nombre de stations (une dizaine par degré carré régulièrement réparties pourraient suffire), il n'en est pas de même lorsque l'on désire tirer des renseignements géologiques de cette même carte gravimétrique. Il était certain à priori que nous n'avions pas la prétention de rechercher des structures n'intéressant que des superficies limitées, il ne s'agissait nullement d'établir un levé gravimétrique à la manière des pétroliers. Il n'était pas question non plus, comme l'avait décidé le B.R.G.G. [1] en entamant le levé du Bassin Parisien, de poser que l'on ne réduirait pas la densité des stations en dessous d'une valeur qui permette un tracé bien assuré des isogammes et donne pratiquement l'assurance de ne laisser échapper aucune anomalie susceptible de présenter un intérêt industriel. En effet une telle obligation avait entraîné pour le Bassin Parisien l'occupation de 65 000 stations sur 200 000 kilomètres carrés. Un travail comparable aurait été absolument impensable avec nos moyens sur l'immensité du bassin tchadien et, n'aurait pas été justifié. En fait, de la même manière que la précision limitée de notre mode de travail, due essentiellement au nivellement barométrique, ne nous permettait pas de rechercher des anomalies de faible amplitude, nous ne pouvions prétendre, compte tenu de la superficie que nous souhaitions couvrir avec des moyens et en un temps forcément limités, mettre en évidence toutes les anomalies que leur amplitude aurait dû nous permettre de déceler. Il était évident, qu'outre un seuil d'amplitude en deça duquel une anomalie passerait inaperçue, il existerait également des dimensions minimales indispensables pour permettre de garantir leur détection. C'était précisément le choix d'une maille qui soit en harmonie avec la précision limitée de nos mesures, avec l'immensité des zones à couvrir et néanmoins puisse fournir des données géologiques qui s'avérait délicat. C'est après l'examen des résultats obtenus dans des travaux du même type antérieurement réalisés que la décision a pu être prise. L'expérience obtenue dans les levés précédemment exécutés par les équipes de l'O.R.S.T.O.M. dans une grande partie de l'Afrique occidentale permettait de faire un certain nombre de remarques. Une carte de reconnaissance réalisée avec une densité de stations de 2 à 3 par millier de kilomètres carrés fait ressortir les grands traits de la structure géologique et peut attirer l'attention des géologues sur certaines particularités locales qui contribuent à orienter les études géologiques de surface mais il ne faut pas se cacher que cette carte à mailles très lâches laisse échapper des structures géologiques intéressantes. Si l'on veut réduire le risque de manquer de telles structures, on est conduit à resserrer les itinéraires à quelques dizaines de kilomètres au plus les uns des autres. L'examen d'autres cartes gravimétriques, notamment un certain nombre de celles que le B.R.G.M. a établies en France, nous a amené à conclure également que généralement, les anomalies d'une dizaine de milligals ou plus, anomalies que nous souhaitions ne pas laisser échapper avaient des dimensions telles que des itinéraires distants de 20 à 30 kilomètres devraient les déceler presque toutes. Comme par ailleurs, l'expérience avait montré que resserrer les stations le long des itinéraires n'augmentait que faiblement le coût de l'opération, il avait été décidé, comme cela avait d'ailleurs déjà été réalisé en Afrique occidentale dans les dernières campagnes, d'espacer les stations d'environ 4 kilomètres le long de ceux-ci.

L'ensemble de ces considérations nous amenait donc à envisager un levé d'une densité avoisinant 150 stations par degré carré, soit environ une station pour 80 kilomètres carrés. C'est, en définitive, ce qui a été sensiblement réalisé. Certaines zones se singularisent soit par un levé plus dense (Ténéré, Logone, la densité par endroit dépassant largement 200 stations par degré carré), soit par un réseau plus lâche (d'une manière générale, il s'agit de régions montagneuses : Ouddaï, Ennedi, Tibesti).

Afin de préciser quelque peu les dimensions des anomalies que nous pouvons espérer mettre en évidence avec le levé tel qu'il a été réalisé, ainsi que les chances que nous avons de détecter les anomalies en fonction de leur taille, nous allons utiliser des tables de probabilité russes. Elles ont été établies à l'intention des géologues et des géophysiciens par Igor Dmitrievich SAVINSKII (1965). Ces tables permettent de déterminer en fonction d'un certain nombre de paramètres la probabilité

1. Bureau de Recherches Géologiques et Géophysiques, ancienne appellation du B.R.G.M. (Bureau de Recherches Géologiques et Minières).

de mettre en évidence des corps cachés de forme elliptique avec une grille rectangulaire d'observations. Ces observations peuvent être indifféremment des données de sondages, des mesures géochimiques ou comme dans notre cas des données gravimétriques. Il est bien évident que si l'assimilation des anomalies à des ellipses peut être considérée comme une approximation à peu près acceptable, il est beaucoup plus difficile d'assimiler le réseau de nos points de mesures (il suffit pour le constater d'examiner ce réseau sur les cartes hors-texte) à une grille rectangulaire. Ceci n'est sensiblement réalisé que dans l'Erg de Bilma (Niger oriental) pour la simple raison d'ailleurs que les dunes y constituent des cordons parallèles et que la circulation ne peut se faire qu'entre ces cordons. D'une manière générale, au contraire, les divers itinéraires, le long desquels se situent les mesures, se recoupent. Ceci était indispensable pour permettre une métrologie correcte tant de la pesanteur que de l'altitude (nécessité de réoccupation de stations). En outre, dans le sud du bassin où la circulation se fait surtout le long des pistes, il fallait bien utiliser le réseau routier tel qu'il se présentait. Néanmoins, il nous a semblé intéressant d'utiliser ces approximations qui donc donneront dans la région de Bilma des résultats directement applicables à notre travail et qui, plus généralement, permettront de se faire une idée des anomalies qu'un levé de reconnaissance comme le nôtre peut espérer mettre en évidence.

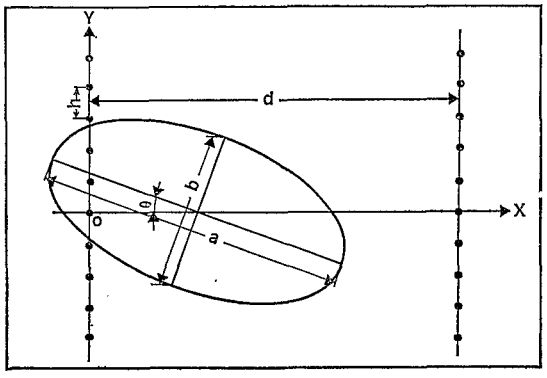


FIG. 18

Pour pouvoir utiliser ces tables, il est nécessaire donc de se donner les dimensions des objets cherchés et de les supposer elliptiques. Les corps allongés seront représentés par des ellipses (fig 18) avec des rapports petit axe/grand axe de 0,1 à 0,2, les anomalies lenticulaires par des ellipses avec des rapports de 0,3 à 0,5, les corps sensiblement circulaires par des ellipses avec des rapports de 0,7 à 1. Les tables indiquent les valeurs de la probabilité d'intercepter ces objets elliptiques de dimensions variées par une grille d'observations rectangulaire sous la seule condition que ces objets soient répartis au hasard. Les calculs se font séparément pour deux cas, dans l'un, on suppose que l'allongement de l'objet recherché est connu et que les profils sont placés perpendiculairement à lui, à plus ou moins 30 degrés. Dans l'autre, au contraire, aucune relation n'est supposée exister entre la direction des profils et l'orientation de l'ellipse. Il existe donc deux ensembles de tables correspondant à ces deux cas.

Chaque table est établie pour une valeur du rapport b' = petit axe / grand axe (que nous appellerons coefficient de contraction) et pour une distance d entre les profils également définie. Des tables sont fournies pour 6 valeurs du paramètre b' : 1,0 — 0,7 — 0,5 — 0,3 — 0,2 — 0,1. Dans chacun de ces cas la distance d exprimée en prenant a (grand axe de l'ellipse) comme unité de longueur varie de 0,5 à 2,0. Donc pour une valeur de b', il existera un groupe de tables correspondant aux diverses valeurs de d comprises entre 0,5 et 2,0. Dans une table, chaque ligne correspond à une valeur définie de l'espacement des stations sur les profils (paramètre h) ; h est exprimé en prenant d comme unité de longueur et varie de 0,05 à 1 (grille carrée). Les diverses colonnes de ces tableaux, P_1, P_2,... P_7 indiquent les probabilités d'interception de l'objet respectivement par un, deux, ..., sept points de la grille. La première colonne P_0 fournit la probabilité de ne pas rencontrer l'objet étudié. Dans la colonne $P \geqslant 8$ est indiquée la probabilité de recouper l'objet par huit points ou plus. Deux autres colonnes $P \geqslant 1$ et $P \geqslant 2$ nous donnent les probabilités de rencontre de l'objet recherché respectivement avec un point de la grille au moins pour la colonne $P \geqslant 1$ et avec deux points au moins pour la colonne $P \geqslant 2$. Ces colonnes se déduisent aisément des colonnes précédentes puisqu'évidemment $P \geqslant 1 = P_2 + P_3 + \ldots + P_7 + P \geqslant 8$, nous pourrions de la même manière calculer $P \geqslant 4$, par exemple, si nous le souhaitions. Une dernière colonne de ces tableaux donne la probabilité d'inter-

cepter l'ellipse simultanément par deux profils au moins, sans que le nombre de points intéressés sur chacun des profils soit pris en considération. La dernière ligne de ces tableaux donne la probabilité d'intercepter l'objet recherché dans le cas d'observation continue le long des profils. Sur cette ligne, dans la première colonne P_0 on lit la probabilité que l'objet ne rencontre aucun profil et dans la dernière colonne la probabilité de sa rencontre avec deux profils au moins. On peut d'ailleurs déduire de ces valeurs la probabilité d'interception de l'ellipse par un seul profil, il suffit évidemment de retrancher de l'unité la somme des deux probabilités indiquées ci-dessus. A titre d'exemple nous reproduisons ci-dessous une des tables, elle correspond à une ellipse très allongée, située de manière quelconque par rapport à une grille dont l'écartement est double de la plus grande dimension de l'objet cherché :

$b' = 0{,}1 \quad -90^0 \leqslant \Theta \leqslant 90^0 \quad d = 2{,}0$

h en unités de d	P_0	P_1	P_2	P_3	P_4	P_5	P_6	P_7	$P \geqslant 8$	$P \geqslant 1$	$P \geqslant 2$	*Probabilité d'interception par 2 profils*
0,05	0,719	0,215	0,045	0,010	0,004	0,002	0,001	0,001	0,002	0,281	0,066	
0,10	0,827	0,158	0,010	0,003	0,002	0,001	0,0005			0,173	0,015	
0,15	0,878	0,115	0,005	0,002	0,0005					0,122	0,007	
0,20	0,906	0,091	0,003	0,0005						0,094	0,004	
0,25	0,923	0,075	0,002							0,077	0,002	
0,30	0,935	0,064	0,001							0,065	0,001	
0,35	0,944	0,055	0,0005							0,056	0,0005	
0,40	0,951	0,049	0,0005							0,049	0,0005	
0,45	0,956	0,044	0,0005							0,044	0,0005	
0,50	0,961	0,039								0,039		
0,60	0,967	0,033								0,033		
0,70	0,972	0,028								0,028		
0,80	0,975	0,025								0,025		
0,90	0,978	0,022								0,022		
1,00	0,980	0,020								0,020		
Observ. continue le long du profil	0,677											

Si l'on admet, comme c'est le cas dans notre levé gravimétrique que la distance entre les stations le long des profils est de 4 kilomètres et que l'espacement des profils est de 20 kilomètres, ce sera la quatrième ligne correspondant à $h = 0{,}20$ qui intéressera notre problème. Elle nous indique qu'une anomalie allongée de longueur 10 kilomètres orientée de manière quelconque, avec une grille rectangulaire proche de celle que nous utilisons, a 90 chances sur cent de passer totalement inaperçue. Pour que cette probabilité descende à 50% une autre table nous indique que la longueur de l'anomalie doit atteindre 25 kilomètres. Pour que deux profils aient 27% de chances de la recouper, il faut que son grand axe mesure le double de l'espacement des profils, c'est-à-dire 40 kilomètres. On voit que ces tables permettent de se faire une idée des anomalies que nous pouvons espérer détecter et de l'importance du rôle de filtre joué par la maille du levé.

Pour préciser un peu les considérations ci-dessus nous avons dressé des tableaux de probabilité. Ils sont établis pour un écartement de profil d de 20 kilomètres et pour un espacement entre stations

le long des profils de 4 kilomètres, cette grille est celle qui se rapproche le plus du canevas de notre levé gravimétrique. Ces tableaux forment deux groupes, le premier indique les probabilités pour que des anomalies de dimensions variées soient détectées par deux profils au moins. Ces probabilités sont données dans des tableaux à double entrée, chaque colonne correspond à une dimension fixée pour le grand axe de l'ellipse assimilée à l'anomalie tandis que chaque ligne correspond, elle, à un rapport *b'* déterminé (petit axe/grand axe de l'ellipse) c'est-à-dire à une forme définie. On peut constater que du haut en bas des tableaux, on part de structures allongées pour terminer sur des structures circulaires en passant par des formes lenticulaires. Ce groupe comprend deux tableaux établis dans deux cas, dans l'un l'angle Θ défini sur la figure 18 est compris entre -30^0 et $+30^0$, dans l'autre il est quelconque (Θ compris entre -90^0 et $+90^0$). Ces tableaux sont donnés ci-dessous. Pour permettre une comparaison supplémentaire, nous avons porté entre parenthèses dans les colonnes de ces tableaux, les probabilités que l'on obtiendrait en supposant que les mesures le long des profils seraient continues au lieu d'être distantes de 4 kilomètres. On pourra remarquer qu'à l'exception du cas des structures très allongées, cas dans lequel le petit axe de l'ellipse est justement de l'ordre de l'espacement des stations, des mesures continues n'apporteraient pas une grosse augmentation des probabilités.

Probabilités d'interception par deux profils

TABLEAU I

$-30^0 \leqslant \Theta \leqslant +30^0$ d = 20 km h = 4 km

a km	*40*	*33*	*29*	*25*	*22*
b'					
0,1	0,55 (0,91)	0,21 (0,59)	0,07 (0,36)	0,02 (0,19)	0,005 (0,06)
0,2	0,84 (0,91)	0,50 (0,59)	0,26 (0,37)	0,08 (0,20)	0,01 (0,06)
0,3	0,88 (0,92)	0,56 (0,60)	0,32 (0,37)	0,14 (0,20)	0,02 (0,07)
0,5	0,92 (0,93)	0,60 (0,61)	0,36 (0,38)	0,19 (0,21)	0,05 (0,07)
0,7	0,95 (0,95)	0,62 (0,63)	0,39 (0,40)	0,21 (0,22)	0,07 (0,09)

TABLEAU II

$-90^0 \leqslant \Theta \leqslant +90^0$ d = 20 km h = 4 km

a km	*40*	*33*	*29*	*25*	*22*
b'					
0,1	0,27 (0,44)	0,09 (0,27)	0,03 (0,14)	0,01 (0,07)	0,005 (0,02)
0,2	0,41 (0,45)	0,22 (0,27)	0,10 (0,15)	0,03 (0,07)	0,005 (0,02)
0,3	0,45 (0,46)	0,25 (0,27)	0,13 (0,15)	0,05 (0,07)	0,01 (0,02)
0,5	0,53 (0,54)	0,30 (0,31)	0,16 (0,17)	0,07 (0,08)	0,02 (0,02)
0,7	0,71 (0,71)	0,42 (0,43)	0,22 (0,22)	0,09 (0,10)	0,03 (0,03)
1,0	0,996 (1,00)	0,667 (0,667)	0,424 (0,429)	0,245 (0,250)	0,105 (0,111)

Nous avons, par ailleurs, pensé qu'il était utile de calculer les probabilités pour que deux points au moins et non plus deux profils de notre réseau de mesures soient concernés par la présence des anomalies. Il est évident que ces probabilités sont plus élevées que les précédentes. Comme ci-dessus nous avons dressé deux tableaux correspondant aux mêmes anomalies et à des orientations privi-

légiées ($-30^0 \leqslant \Theta \leqslant +30^0$) et quelconques ($-90^0 \leqslant \Theta \leqslant +90^0$) des ellipses par rapport à la grille. On constatera que, comme on pouvait s'y attendre, les probabilités varient de 1 jusqu'à pratiquement 0. Ce n'est évidemment pas ce qui est intéressant, par contre ces tableaux montrent la manière suivant laquelle varie cette probabilité, ce qui est plus instructif.

Probabilités d'interception par deux points au moins

TABLEAU III

$-30^0 \leqslant \Theta \leqslant +30^0$ d = 20 km h = 4 km

a km	*40*	*33*	*29*	*25*	*22*	*20*	*18*	*16*	*15*	*14*	*13*	*12*	*10*
b'													
0,1	0,57	0,21	0,07	0,02	0,005								
0,2	1,00	0,86	0,56	0,24	0,07	0,011	0,005						
0,3	1,00	1,00	1,00	0,80	0,47	0,29	0,18	0,11	0,057	0,025	0,007	0,005	
0,5	1,00	1,00	1,00	1,00	0,94	0,77	0,66	0,55	0,45	0,35	0,27	0,15	0,06
0,7	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,88	0,78	0,70	0,62	0,56	0,50	0,38	0,22

TABLEAU IV

$-90^0 \leqslant \theta \leqslant +90^0$ d = 20 km h = 4 km

a km	*40*	*33*	*29*	*25*	*22*	*20*	*18*	*16*	*15*	*14*	*13*	*12*	*10*
b'													
0,1	0,53	0,24	0,12	0,07	0,04	0,031	0,023	0,018	0,014	0,011	0,009	0,006	
0,2	0,88	0,77	0,54	0,33	0,21	0,14	0,10	0,077	0,060	0,048	0,038	0,026	0,015
0,3	0,93	0,88	0,82	0,66	0,49	0,36	0,28	0,21	0,162	0,124	0,096	0,062	0,035
0,5	1,00	0,97	0,92	0,86	0,77	0,66	0,58	0,50	0,43	0,37	0,31	0,22	0,13
0,7	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,79	0,70	0,63	0,57	0,51	0,46	0,38	0,26

Enfin pour permettre de se faire une idée sur l'influence de l'espacement des stations le long des profils lorsque l'écartement de ceux-ci est défini nous reproduisons deux diagrammes toujours établis à l'aide des tables précédentes (fig. 19). Il s'agit de deux diagrammes concernant le premier des anomalies allongées (nous supposerons que b', rapport du petit axe / grand axe de l'ellipse, a pour valeur 0,2) et le second des anomalies circulaires (b' = 1). Nous supposons fixé l'écartement des profils, c'est un paramètre pour lequel une diminution de valeur est très coûteuse, il a été pratiquement déterminé par des considérations financières. Par contre une modification de l'espacement des stations sur les profils pouvait être envisagée car elle est beaucoup moins onéreuse. Cette dimension a, par exemple, été longtemps de 5 km dans les travaux de l'O.R.S.T.O.M. réalisés en Afrique occidentale. Dans le bassin tchadien, elle n'a pratiquement jamais dépassé 4 km et a fréquemment été inférieure. Les courbes permettent de se faire une idée de l'influence de ce facteur bien que ne donnant qu'un aspect de cette influence. En effet, elles permettent d'une manière simple, pour un espacement de stations fixé, de connaître les probabilités qui existent pour que deux points au moins de notre grille de mesures interceptent des ellipses de forme déterminée mais de dimensions variées. Il est bien évident que ce critère d'interception par deux points au moins n'est pas le seul à prendre en considération. Il donne, tout de même, une indication sur la taille des anomalies que l'on peut espérer détecter avec une grille déterminée.

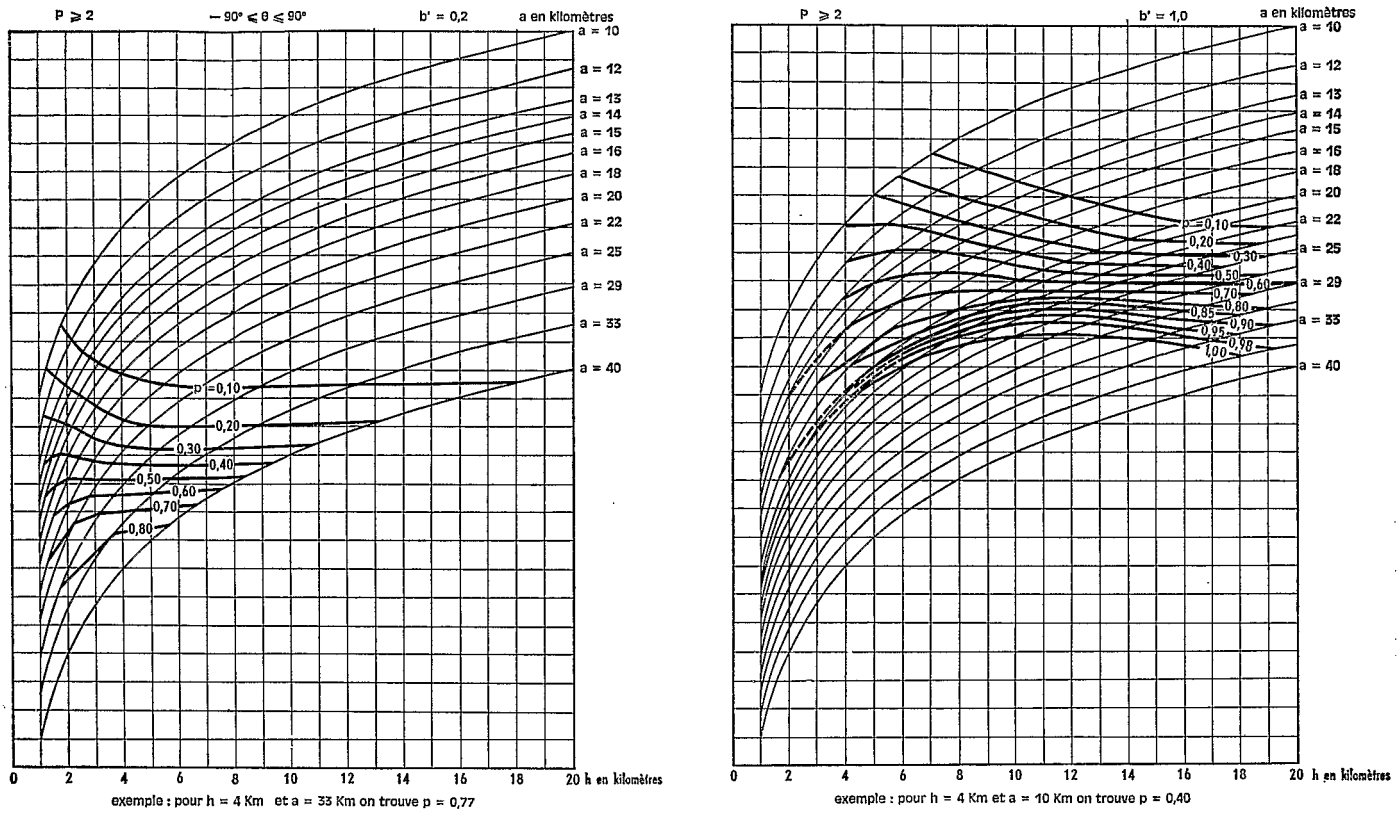


FIG. 19. — Diagrammes de probabilité.

L'utilisation de ces diagrammes est aisée. Chaque courbe a = constante correspond à une anomalie bien définie. L'abscisse du point d'intersection de cette courbe et de celle qui représente la probabilité p donnera un espacement h le long du profil. C'est celui qui est nécessaire pour que l'anomalie concernée ait la probabilité p d'être détectée par la grille de mesures. Nous pouvons réciproquement nous donner un espacement et en déduire les probabilités que nous avons de détecter des anomalies de forme donnée en fonction de leur dimension. Il suffit d'interpoler entre les courbes p tracées. Un exemple est d'ailleurs traité sur chacun des graphiques de la figure 19.

Ces quelques remarques que nous venons de faire sur les probabilités de détection d'objets elliptiques par des grilles rectangulaires ainsi que les tableaux et graphiques fournis ci-dessus nous permettent de mieux nous rendre compte de ce que l'on peut espérer attendre de levés de reconnaissance comme le nôtre. Nous pensons que ceci permettra, spécialement aux géologues utilisateurs, de bien concevoir tout ce que notre réseau peut laisser passer à travers ses mailles. Ainsi ils ne s'étonneront pas si des anomalies pour lesquelles ils pourront se rendre compte que la probabilité de détection était effectivement très faible à priori, n'apparaissent pas sur nos cartes.

Compte tenu de la densité de stations réalisée, les résultats ne nécessitaient pas une présentation à une échelle plus grande que le 1/1 000 000. C'est, en effet, sous forme de cartes des anomalies de Bouguer à cette échelle, présentées par unité politique (5 coupures couvrant la République du Niger, 6 coupures couvrant la République du Tchad) que les résultats viennent récemment d'être publiés. Dans ce mémoire, nous avons regroupé les coupures couvrant l'unité du bassin tchadien en une seule feuille à 1/3 000 000 sur laquelle les emplacements des stations sont portés mais non les valeurs de l'anomalie de Bouguer en chaque point. En outre une carte à la même échelle a été établie avec les anomalies isostatiques.

II. — INFLUENCE DE L'ERREUR ENTACHANT LES ANOMALIES

Les conclusions obtenues dans l'étude de la précision des résultats (cf. chap. 2), nous ont amené à admettre qu'entre des stations proches les erreurs sur les anomalies de Bouguer ne devaient pas dépasser sauf accident :

— 4 milligals en zone désertique non nivelée et non cartographiée par l'Institut Géographique National.

— 2 milligals en zone cartographiée et proche d'un itinéraire du nivellement général.

— 1 milligal pour des stations effectuées sur des bornes du nivellement général.

Ces résultats nous fixent immédiatement un seuil pour l'amplitude des anomalies que nous pouvons espérer cartographier. Notamment en région désertique, il ne faudra attacher véritablement un sens qu'à des écarts sur l'anomalie de Bouguer atteignant 5 milligals.

III. — INFLUENCE DES FACTEURS PRÉCÉDENTS SUR LE FILTRAGE DES ANOMALIES EN FONCTION DE LA PROFONDEUR DE LEURS CAUSES

Nous venons, en étudiant l'influence de la maille du réseau de stations et de l'erreur susceptible d'entacher les mesures, de montrer que des anomalies trop faibles ne pourraient pas être détectées par notre levé et que des anomalies de dimensions réduites auraient des probabilités faibles de l'être.

Maintenant, nous allons chercher les conséquences de ces remarques sur les caractéristiques des anomalies que nos cartes pourront contenir. Puis nous examinerons enfin si ces résultats n'entraînent pas un filtrage de fait des anomalies en fonction de la profondeur de leurs causes.

L'étude que nous avons faite des erreurs qui peuvent entacher nos mesures ainsi que les considérations développées sur les probabilités qu'un réseau de stations assez proche du nôtre puisse détecter des anomalies de taille déterminée pourraient permettre de se faire une idée de l'amplitude et des dimensions minimales qu'auront les anomalies cartographiées. Mais ceci ne serait exact qu'à la condition de pouvoir faire des hypothèses sur la gamme des anomalies présentes dans la région étudiée. En effet, s'il est évident que toutes les anomalies d'amplitude inférieure à l'erreur possible ne seront pas retenues. il n'est pas aussi simple de prendre en considération le facteur dimensions et forme de ces anomalies. Les tableaux I, II, III, IV (voir plus haut) indiquent la probabilité pour que deux points ou deux profils de notre grille rencontrent une certaine anomalie placée au hasard [1]. Il serait effectivement possible d'admettre que, sur une grande étendue cartographiée, ces tableaux, éventuellement complétés, puissent permettre de se faire une idée du nombre d'anomalies de chaque catégorie que nous devrions rencontrer. Comme nous le disions ci-dessus, il faudrait pour cela pouvoir émettre une hypothèse sur la manière dont se présente la gamme des anomalies naturelles dans le secteur de travail. Si nous pouvions supposer, par exemple, que le nombre d'anomalies dans chaque catégorie est égal pour toutes, indépendamment des dimensions, et qu'il est grand dans la zone étudiée, nous pourrions établir à priori des tableaux donnant la fréquence relative des anomalies les unes par rapport aux autres. Si cette hypothèse est évidemment inexacte, l'examen de cartes gravimétriques détaillées montrant que les anomalies de faible extension, en général d'ailleurs d'amplitude limitée, sont beaucoup plus nombreuses que les autres, il ne nous semble guère possible d'en émettre une autre qui puisse être sérieusement retenue. En bref, si les tables de probabilité permettent de se faire une idée de l'effet de filtre joué par la dimension de la maille du réseau de mesures, il ne nous est pas possible de savoir comment se présente la gamme des anomalies naturelles auquel ce filtre est appliqué. Si bien qu'en définitive, il ne faut guère espérer

1. Une partie des tableaux (I et III) limite ce hasard en fixant certaines limites à l'orientation de l'anomalie.

pouvoir prédire la distribution des anomalies que présentera une carte établie avec une maille déterminée. Nos considérations sur les probabilités ne peuvent donc nous permettre d'aborder qu'un seul type de problème, celui qui concerne la manière dont les anomalies de taille et de forme données pourront être détectées par notre réseau de stations. Mais elles ne nous permettront pas avant le levé d'avoir des indications sur les anomalies qui seront effectivement cartographiées. Par contre nous pourrons en examinant la taille et le nombre des anomalies présentes sur la carte en déduire des indications sur la totalité des anomalies qui existent réellement. C'est-à-dire qu'à partir de l'échantillonnage obtenu par filtrage à travers le réseau de stations et à la condition que les nombres trouvés soient assez grands pour que l'application des probabilités garde un sens nous pourrons reconstituer sensiblement l'ensemble des anomalies qui existent dans la zone étudiée. Cette remarque est intéressante mais il faut citer tout de suite une limitation de la précision par un facteur qui sera examiné plus loin en détail. Il s'agit du fait que la taille des anomalies cartographiées est malheureusement pour une certaine part sous la dépendance de l'optique du dessinateur, celui-ci peut, en effet, fragmenter ou au contraire regrouper les anomalies en une seule et par là donc, modifier l'allure de la carte. Nous voyons donc, dès maintenant, à quel point le tracé de la carte est une opération importante et nous verrons plus loin à quel point elle est délicate.

Nous allons chercher maintenant si le rôle de filtre du réseau de stations n'aurait pas pour conséquence de favoriser certains types d'anomalies par rapport à d'autres, ces types étant définis par la profondeur de leurs causes dans l'écorce terrestre. Autrement dit, ceci revient à examiner, puisque nous savons qu'il y a un filtrage en fonction de la taille, si nous pouvons établir une correspondance statistique entre la profondeur des structures et la taille des anomalies qu'elles créent. Cette correspondance ne peut être établie qu'expérimentalement en étudiant des anomalies créées par des structures connues par d'autres méthodes. En effet, sans entrer dans les problèmes de l'interprétation quantitative qui seront examinés plus loin, nous indiquerons ici un caractère fondamental de cette interprétation. La connaissance même complète du champ de gravité à la surface ne suffit pas pour déterminer la répartition des masses en profondeur. Théoriquement, une infinité de répartitions différentes pourraient donner lieu au même champ extérieur. On ne peut donc déduire, avec certitude, d'une anomalie expérimentale la structure qui l'a provoquée. La seule indication indiscutable concernant la profondeur que l'on puisse tirer de l'examen d'une anomalie gravimétrique n'est autre qu'une limite supérieure de cette profondeur. Mais, sans autre donnée que la carte gravimétrique, il ne sera pas possible de savoir si la structure recherchée se situe effectivement à cette profondeur ou si elle est plus superficielle avec, évidemment dans ce cas, une forme différente. Ces remarques ont simplement pour but de montrer qu'il n'est pas possible, à partir de l'étude du filtrage réalisé par notre réseau de mesures en fonction de la taille des anomalies, d'en déduire directement s'il existe un filtrage en fonction de l'emplacement des masses pertubatrices. Il nous faut, puisque théoriquement nous ne pouvons lier la taille des anomalies et la profondeur des masses, voir si, expérimentalement, une telle liaison existe. Pour cet examen nous allons utiliser les résultats de travaux réalisés par les techniciens du pétrole. Il s'agit de courbes donnant le groupement des anomalies gravimétriques selon leur origine, ces courbes ont été établies à partir de données obtenues en France, au Sahara, en Afrique occidentale [1]. L'origine des anomalies a été classée en trois groupes :

— Les structures de la série sédimentaire, ce sont les informations attendues par les pétroliers, il s'agit pour eux du signal.

— Les couches peu profondes qui sont l'équivalent de la « Weathered zone » en prospection sismique.

— Le socle et toutes les masses situées en dessous.

Ces deux derniers ensembles constituent pour les recherches de pétrole le bruit gravimétrique qu'il faut séparer du signal. Le socle, au sens large, c'est-à-dire comprenant également toutes les masses plus profondes, en est d'ailleurs le responsable le plus important. L'étude expérimentale a été menée de la manière suivante.

1. CHEREAU, 1962.

Dans de nombreux bassins on sait que les conditions tectoniques calmes imposent cette origine à toutes les anomalies importantes : c'est dans ces conditions que les études ont été conduites. On a pu alors étudier la répartition des amplitudes, des largeurs et des gradients en liaison avec la profondeur du socle. Pour la représentation graphique, l'auteur de ce travail (CHEREAU) a remarqué qu'une forte proportion des anomalies positives ou négatives assez allongées peut, valablement, être approchée sur une coupe perpendiculaire par une sinusoïde, premier terme du développement en série de Fourier. Une étude statistique lui a montré que le résidu lié aux harmoniques supérieurs ne dépassait pas 20% en moyenne. En réduisant ainsi le spectre à sa fréquence fondamentale, les anomalies ont été classées sur un diagramme bilogarithmique représentant l'amplitude de l'anomalie en fonction de l'inverse de la largeur, c'est-à-dire en fonction de sa fréquence spatiale. Deux graphiques ont pu être construits à partir des résultats expérimentaux, l'un correspond au socle affleurant (fig. 20), l'autre à un socle situé à environ 2 000 mètres de profondeur (fig. 21). Les deux courbes C_0 et C_{2000} donnent les amplitudes limites des anomalies dues au socle correspondant à une certaine fréquence spatiale. On vérifiera en passant l'effet de filtre du prolongement analytique vers le haut en comparant les branches des courbes C_0 et C_{2000} situées vers les fréquences élevées. Nous reparlerons de cette question au moment où nous envisagerons l'interprétation des cartes. Pour l'instant nous allons noter que les anomalies s'étendent de façon continue le long de la gamme des fréquences. Il n'apparaît en effet aucune discontinuité entre les anomalies imputables à des causes géologiques perceptibles (batholites) et celles qui relèvent de causes plus profondes. Surtout nous allons comparer ces résultats au graphique obtenu en étudiant les signaux donnés par les anomalies des séries sédimentaires : sont classés dans cette catégorie les variations de niveau du socle qui augmentent ou diminuent la puissance des séries. Une comparaison identique entre les anomalies dues au socle et celles qui sont dues aux couches superficielles (cours fossile de fleuves, franges récifales) ressort du graphique (fig. 23). Ces diagrammes permettent les conclusions suivantes. Tout d'abord, vu la précision faible de nos travaux de reconnaissance, les anomalies superficielles passeront inaperçues dans une grande proportion compte tenu de leur amplitude relativement faible. Cette remarque reste d'ailleurs valable pour toutes les anomalies d'une largeur inférieure à 4 ou 5 kilomètres, car quelle qu'en soit l'origine, leur amplitude ne dépasse pas 4 milligals. Une autre constatation importante réside dans la superposition des domaines de répartition des anomalies. En effet, celles dont l'origine correspond à des variations de nature dans le socle ou de causes plus profondes encore ne se séparent pas des anomalies liées au sédimentaire. C'est bien ce que montre le graphique 22. On voit que les anomalies représentées par tous les points placés en dessous de la courbe C_{2000} pourraient, aussi bien être interprétées par des causes situées dans le socle si celui-ci se trouve à 2 000 mètres de profondeur que par leurs causes réelles qui sont liées au sédimentaire. Seules les anomalies correspondant aux points placés au-dessus de la courbe C_{2000} ne laisseraient pas d'ambiguïté.

L'examen des graphiques (fig. 20 à 23) montre qu'il existe en pratique une relation de proportionnalité entre l'amplitude maximale possible d'une anomalie et sa largeur. C'est la pente de la courbe C_0, puisque cette courbe sert également de limite aux anomalies d'origine sédimentaire (graphique 22). Cette pente est sensiblement de 1,1 milligal/kilomètre sur le diagramme. Cette expression semble valable dans la gamme s'étendant pour L de 3 à 300 kilomètres (graphique 20). Ceci correspond d'ailleurs à un gradient réel de 3,5 milligals au kilomètre. L'existence d'un tel gradient horizontal maximal s'explique par le fait que les fluctuations de densité sont évidemment bornées dans la nature.

Si l'on cherche l'incidence de ces remarques sur notre levé de reconnaissance, compte tenu de ses caractéristiques, nous remarquons un fait important. Les deux facteurs, erreur sur les mesures et maille du réseau, interviendront dans le même sens pour éliminer la plupart des anomalies provenant des couches superficielles et de l'ensemble du sédimentaire. En fait, seules les anomalies liées à des épaississements sédimentaires importants seront sensibles. Par contre, une grande partie des anomalies, dues au socle, dépassent de loin par leur amplitude le bruit dû aux erreurs de mesure et de réduction. De même leur largeur est de celles pour lesquelles la probabilité de mise en évidence par notre réseau devient importante. Il en résulte donc qu'incontestablement les signaux provenant du socle et des masses plus profondes seront enregistrées de façon privilégiée. Il est bien certain,

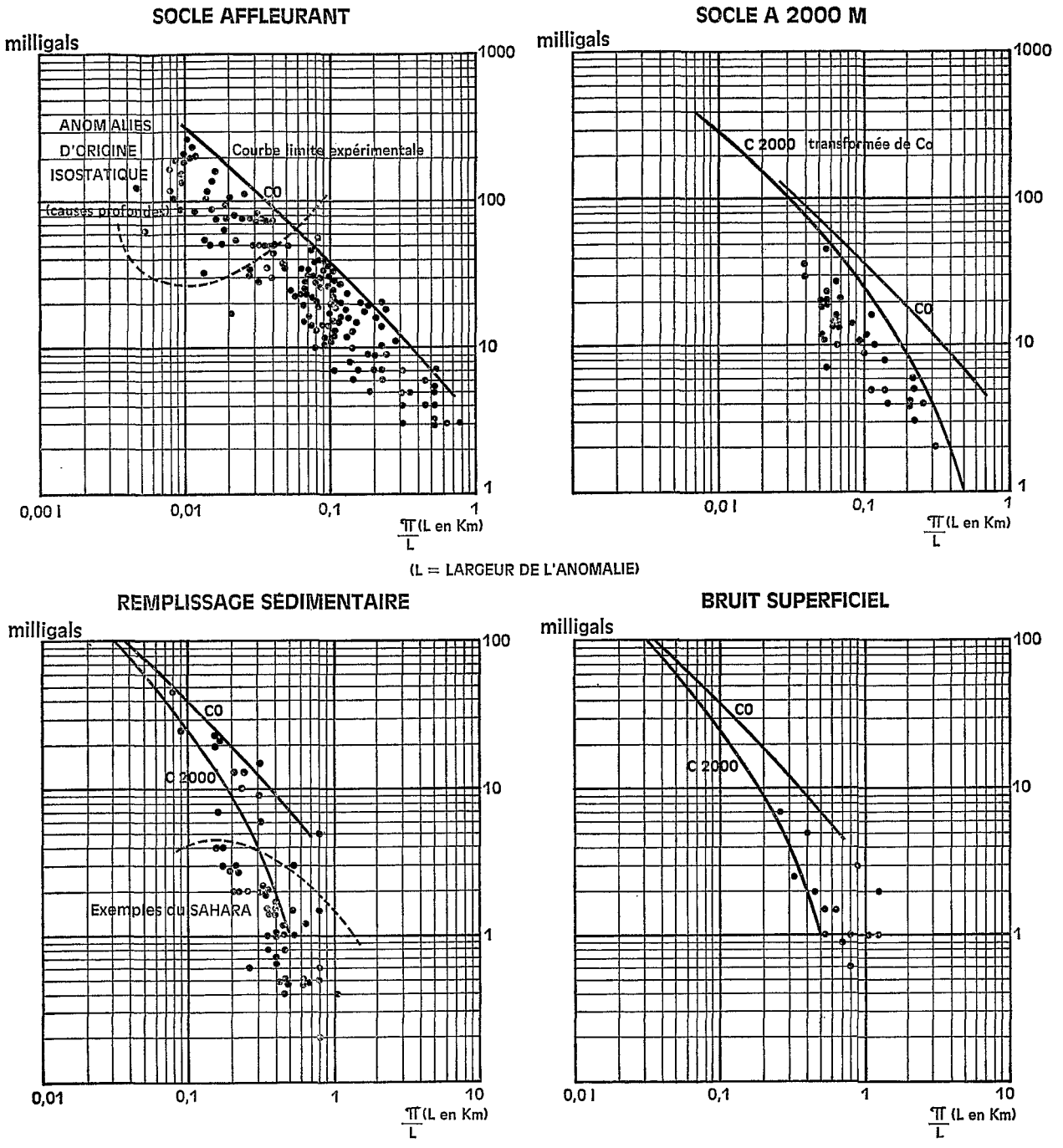


Fig. $\frac{20 \mid 21}{22 \mid 23}$ — Amplitude des anomalies gravimétriques en fonction de leur origine (d'après CHEREAU).

en tout cas, que nos conditions de travail ne permettent pas la mise en évidence des structures sédimentaires au sens des pétroliers.

Nous espérons que ces considérations sur les caractéristiques de notre levé et sur les anomalies gravimétriques en général permettront de mieux estimer ce qu'il est possible d'attendre de notre travail, de mieux utiliser nos cartes et surtout de bien avoir conscience des limites inhérentes à l'ensemble.

IV. — LE TRACÉ DES ISANOMALES

Théoriquement cette question est simple. Il ne s'agit que de reporter les résultats sur un plan de position puis de tracer un réseau de courbes d'égale valeur. Pratiquement, au contraire, ce tracé est une opération très délicate. On en prend pleinement conscience quand on l'effectue. On réalise, à ce moment, à quel point ce tracé d'un réseau de courbes à l'intérieur du canevas formé par les stations de mesure constitue déjà une interprétation. En réalité, en effet, tout ce que l'interprétation proprement dite pourra dégager ultérieurement se trouve latent dans les cartes obtenues. Au contraire introduire la puissance du continu dans un ensemble de valeurs isolées introduit artificiellement des renseignements complémentaires. C'est pour que tous les utilisateurs éventuels de nos documents puissent ne pas tomber dans ce piège que nous avons, même sur les cartes de synthèse fournies avec ce travail, reporté l'emplacement des stations de mesure. Il n'était pas possible pour des raisons pratiques, d'indiquer en chaque point la valeur de l'anomalie, comme cela a été fait sur les coupures à 1/1 000 000 antérieurement publiées, mais l'emplacement des stations permet de juger de la part d'hypothèse que contient notre tracé.

Il est probable que le manque d'attention généralement apporté à ce problème provient de ce que beaucoup d'utilisateurs des cartes ne conçoivent pas nettement la possibilité de dessiner des courbes de plusieurs façons. En effet, il existe un moyen, semble-t-il indiscutable, de tracer les isanomales, il consiste à interpoler linéairement entre les points de mesure. La courbe + 10 par exemple devra passer exactement à la même distance de deux points où les valeurs de l'anomalie seront + 11 et + 9. Un tel tracé effectué à vue demande un gros travail et comporte des imperfections. Il peut être rendu pratiquement parfait en faisant appel au tracé automatique que les ordinateurs peuvent réaliser. Mais nous obtenons alors, d'une part, une précision dans l'interpolation qui est trop grande compte tenu de l'imprécision des mesures et d'autre part, le tracé obtenu ainsi n'est absolument pas théoriquement parfait. En effet, la définition de la maille à l'intérieur de laquelle l'ordinateur interpole reste arbitraire et influencera le tracé de la carte. Il sera donc préférable, éventuellement, de conserver un tracé régulier aux isanomales plutôt que de déformer le dessin des courbes pour les amener à passer par certains points. La latitude dans le passage des courbes justifiée par l'imprécision des mesures, peut être grande dans les zones de faible gradient et entraîner des différences importantes entre deux cartes tracées indépendamment par deux prospecteurs.

Mais, en dehors même de cette complication provenant de l'erreur entachant les mesures, une telle définition mathématique des courbes ne donne évidemment pas la certitude d'obtenir la meilleure carte possible. En effet, si un tel tracé automatique représente un avantage d'objectivité appréciable, il a l'inconvénient de ne pas tenir compte de l'ensemble des connaissances géologiques et géophysiques que l'on peut posséder sur une région. Le prospecteur se trouve donc placé devant un problème délicat : savoir jusqu'à quel point le caractère interprétatif d'un tracé doit être poussé. Et l'on peut se demander dans quelle mesure un tracé subjectif peut être considéré comme supérieur à un tracé théorique dans lequel n'entre aucune part d'initiative. Nous insistons sur ces questions, car, fréquemment, l'utilisateur d'une carte imagine difficilement qu'à partir du réseau de mesures, on aurait pu donner aux courbes une autre orientation que celle qui a été adoptée. Pour les cartes, objets de ce travail, elles ont été dessinées par plusieurs personnes indépendamment. Nous avons constaté que dans les zones à fort gradient, tous les dessinateurs traçaient les anomalies sensiblement de la même manière, mais que dans les zones molles les tracés différaient largement. Pour retenir le tracé proposé nous avons évité, si possible, les courbes fermées autour d'un petit nombre de points. Assez souvent de telles anomalies se placent dans le prolongement d'accidents plus étendus

dont elles ne sont séparées que par un col. Nous avons fréquemment réuni une anomalie de ce genre à une plus importante au lieu de l'isoler, éventuellement, en faisant passer deux courbes de même cote entre deux stations dont les valeurs se placent toutes deux au-dessus ou au-dessous de cette cote. De même lorsque sur des profils voisins nous avons relevé des gradients importants entre les mêmes courbes, nous avons cherché à les relier si rien ne s'y opposait plutôt que de dessiner des séries d'anomalies isolées. De toute manière, afin que l'utilisateur de nos cartes puisse juger par lui-même de la part d'hypothèse de notre tracé, nous rappelons que nous avons indiqué sur les cartes gravimétriques fournies avec ce texte l'emplacement des stations de mesure. Il est toujours possible également de se reporter aux coupures à 1/1 000 000 des anomalies de Bouguer, publiées antérieurement, qui fournissent les valeurs en chaque station.

V. — ESSAI D'ÉLABORATION DE CARTES GRAVIMÉTRIQUES A L'AIDE D'UNE CALCULATRICE ÉLECTRONIQUE

Des fractions assez importantes de la carte ont pu donner lieu à un tracé automatique des isanomales à l'aide des programmes mis au point par R. COULOMB du Département de Minéralogie du Commissariat à l'Energie Atomique. Le principe du calcul est exposé dans une note (R. COULOMB, 1967) ; il s'agit d'un ajustement polynomial d'une surface à des points expérimentaux par la méthode des moindres carrés appliquée en chaque point d'un réseau à maille carré. Les programmes permettent d'obtenir, soit la restitution pure et simple des valeurs interpolées imprimées selon une grille géographique (fig. 24), soit des tracés directs de courbes selon des coupures choisies par l'utilisateur. Ces coupures peuvent être choisies arbitrairement, par exemple de 10 en 10 milligals, ou, au contraire, déterminées après une étude statistique des mesures expérimentales. En effet, une étude statistique peut permettre de déterminer les lois de référence et les paramètres de la population à laquelle les mesures appartiennent. Le programme permet alors de choisir des coupures sur la loi statistique : par exemple, répartition des valeurs dans des classes dont chacune a une étendue égale à 0,5 fois l'écart type. La figure 25 reproduit un tracé, effectué pour une coupure tous les 10 milligals, de la carte gravimétrique du nord du lac Tchad. Elle permet de vérifier que, si généralement le tracé manuel et automatique concordent, il n'en est pas toujours ainsi. En particulier au nord du lac, à la frontière Niger-Tchad, il serait bien possible que le tracé réalisé à la main soit un peu trop subjectif.

Le mode de représentation est important pour visualiser la surface que la calculatrice a ajusté à l'ensemble des points expérimentaux. Cette surface est assimilable à un relief topographique et il peut sembler intéressant alors d'utiliser les techniques de restitution adoptées par les géographes. Les cartes d'isanomales représentent évidemment l'équivalent des cartes topographiques en courbes de niveau et ce sont ces documents qui donnent la représentation précise sur laquelle on s'appuiera, en gravimétrie pour une interprétation quantitative, en topographie pour l'établissement d'itinéraires ou l'implantation de travaux d'arts. Mais il peut être intéressant dans certains cas d'avoir une vue d'ensemble du relief d'une région, c'est ce qui conduit les géographes à la construction de blocs diagrammes. De la même manière une vue d'ensemble de la surface gravimétrique de tout un secteur peut favoriser une interprétation intuitive. Elle fait, en effet, ressortir davantage les grands accidents et peut ainsi faciliter le travail, particulièrement celui des géologues dont certains peuvent être peu familiers des cartes gravimétriques. Les analystes et programmeurs du C.E.A. ont bien voulu étudier sur des fragments de la carte gravimétrique du bassin du Tchad, la possibilité de faire réaliser par un ordinateur le tracé de tels blocs diagrammes. Le programme a été mis au point et il a été constaté que la méthode la plus parlante consistait à couper la surface gravimétrique par un plan moyen choisi judicieusement et à présenter deux blocs. L'un représente la partie de la surface située en dessous du plan moyen, l'autre la partie située au-dessus. On obtient alors un document qui visualise bien la topographie gravimétrique de la région. La figure 26 représente la surface des anomalies de Bouguer d'une partie du Ténéré (Niger oriental) où existent des fossés d'effondrement. En bordure des blocs, ils apparaît quelques points aberrants ; ils proviennent des difficultés que la calculatrice a eu

pour ajuster la surface. Ceci résulte du fait que les données fournies à la machine ne débordaient pas assez l'étendue du bloc. Précisons que le programme permet de tracer plusieurs blocs diagrammes d'une même zone en changeant les points de vue.

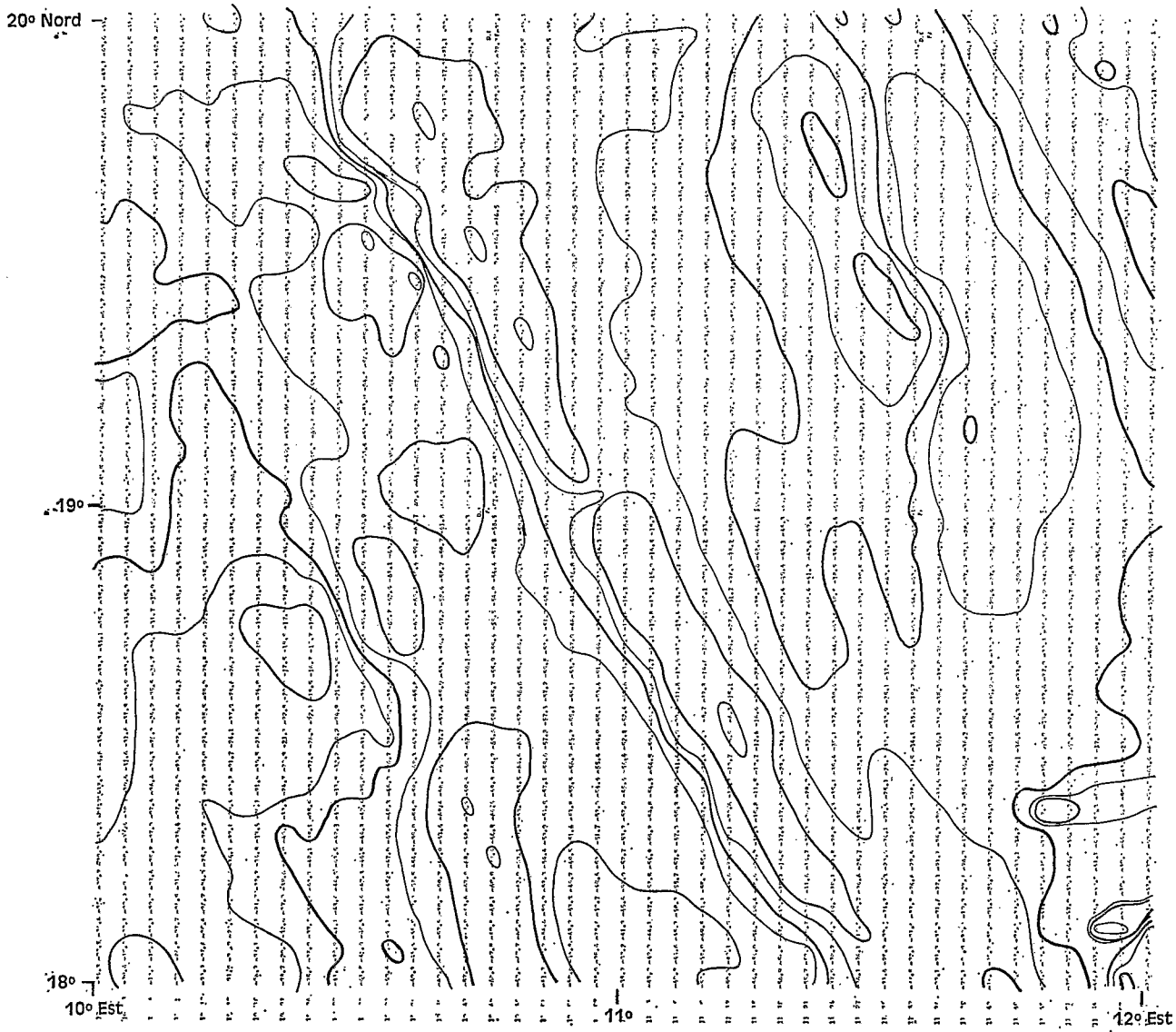


FIG. 24. — Interpolation polynomiale par IBM 7094, tracé des isanomales à la main (anomalies de Bouguer — Niger oriental : Ténéré).

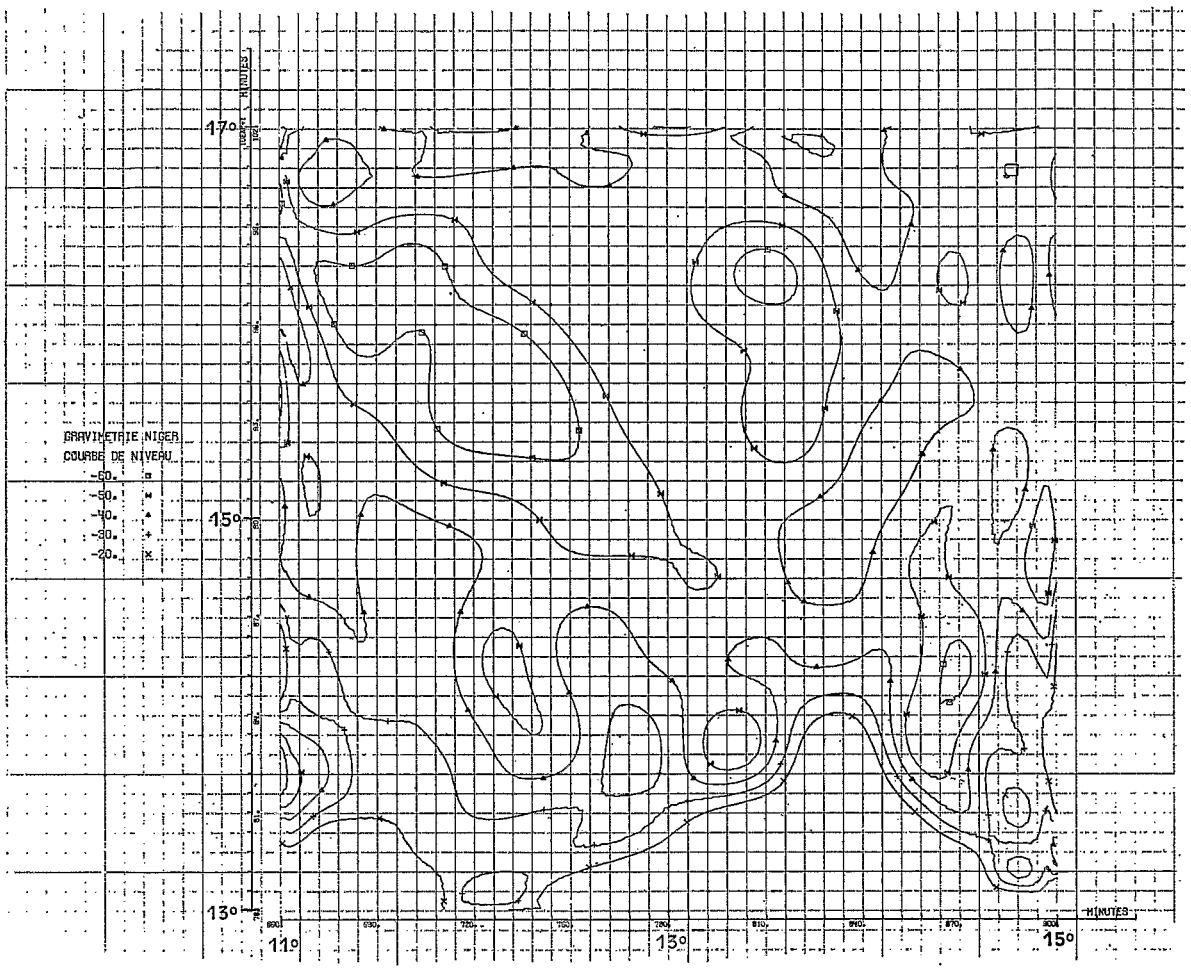
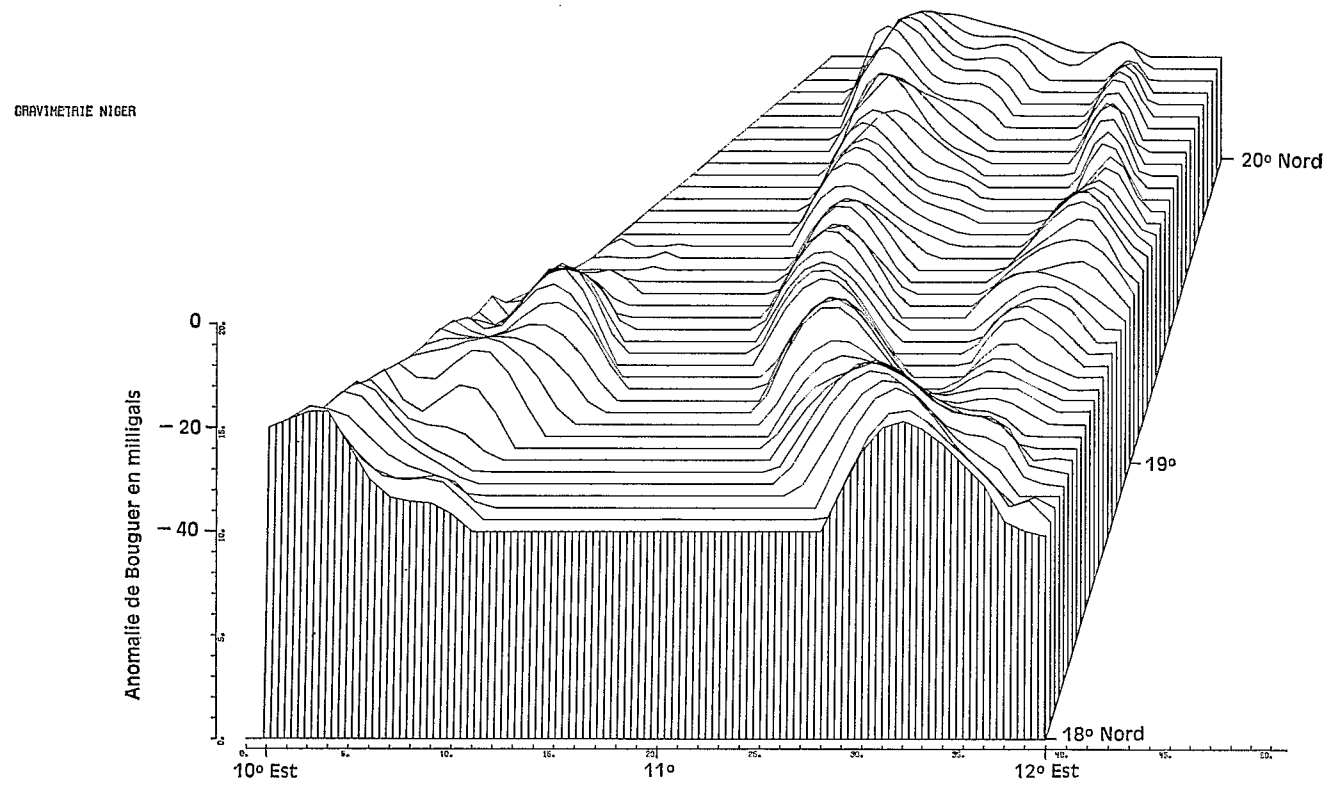
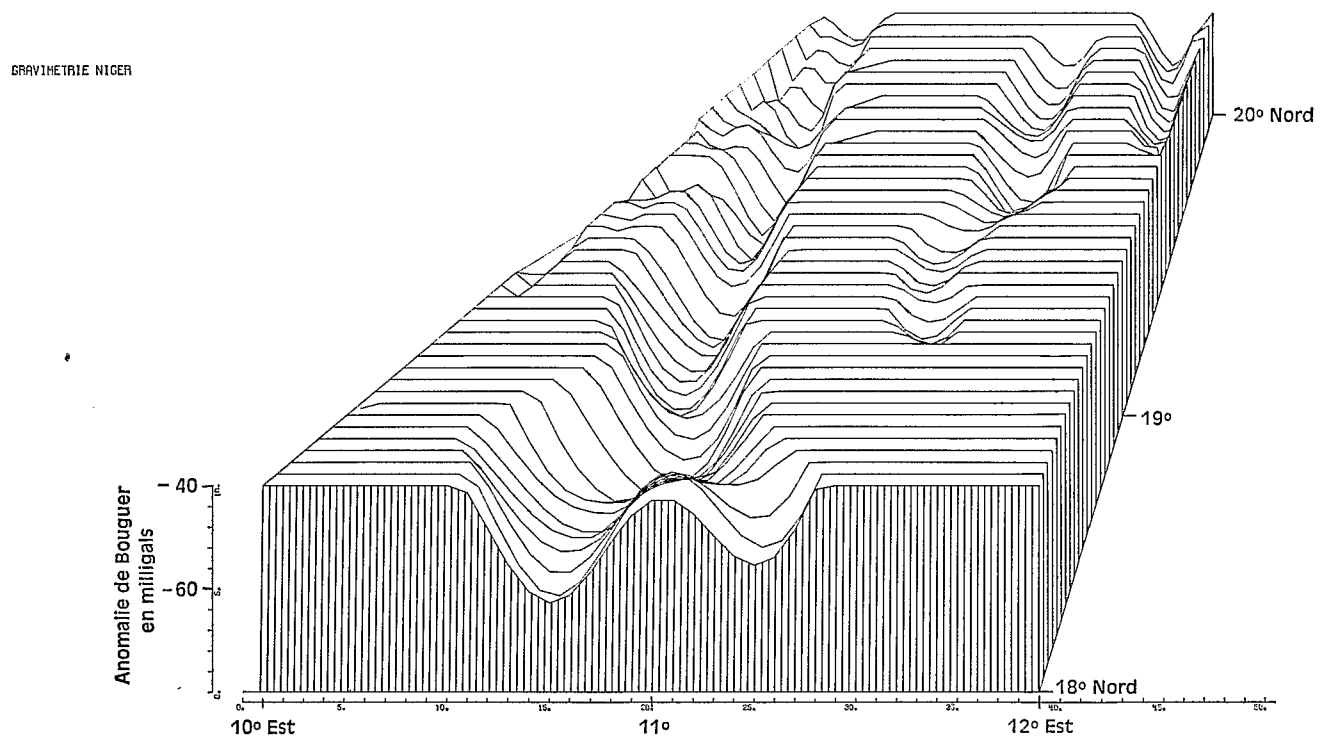


FIG. 25. — Tracé automatique des isanomales par I.B.M. 7094
(anomalies de Bouguer — Nord du lac Tchad).



a) Anomalie de Bouguer supérieure à — 40 milligals.



b) Anomalie de Bouguer inférieure à — 40 milligals

FIG. 26. — Tracé automatique d'un bloc diagramme (Niger oriental : Ténéré).

4

Les mesures électriques

1. Généralités.

On démontre que la connaissance complète du champ de gravité à la surface du sol donc, en fait, la possession d'une carte gravimétrique parfaite, ne suffit pas pour déterminer la répartition des masses en profondeur. Théoriquement, une infinité de répartitions différentes, nous l'avons déjà écrit, pourraient donner lieu au même champ extérieur. Mais beaucoup de celles-ci feraient intervenir des densités invraisemblables pour les roches, ce qui limite quelque peu l'indétermination. Malgré cela, il reste un large champ de structures compatibles avec une carte gravimétrique donnée, d'où l'intérêt de disposer d'autres éléments pour permettre de réduire cet éventail à un petit nombre de structures ou même à une seule.

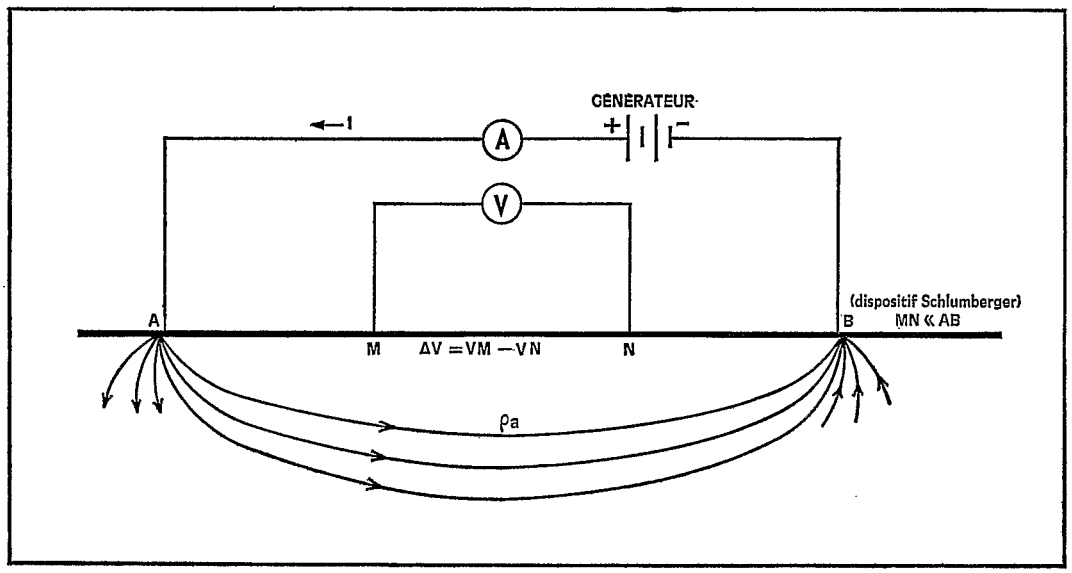
Dans le cas de notre travail, les techniques de l'aéromagnétisme et de la sismique n'étant pas à l'échelle de nos possibilités nous avons décidé de compléter par des prospections électriques notre levé gravimétrique. Notre idée était schématiquement la suivante : chercher à séparer dans les anomalies gravimétriques négatives qui apparaissaient sur la carte la part qui pouvait être due à une différenciation dans le socle de celle qui correspondait à un épaississement sédimentaire. En outre, nous espérions que, dans le cas de remplissage important, les méthodes électriques en nous renseignant sur les résistivités des terrains nous permettraient, avec l'appui de la géologie locale, d'ébaucher des schémas stratigraphiques.

Nous n'avons pas abordé ce problème entièrement dans l'inconnu. Avant nous, d'autres géo-

physiciens avaient réalisé des sondages électriques dans le bassin [1]. Mais ces sondages, orientés vers les recherches hydrogéologiques, étaient restés de longueur limitée, 1 à 2 kilomètres, à l'exception de quelques campagnes effectuées dans le Niger oriental où des sondages avaient été prolongés jusqu'à des longueurs de ligne de 6 kilomètres. Tous ces travaux avaient montré que, généralement, dès que le remplissage devenait un peu important, les terrains comportaient un fort pourcentage de séries argileuses qui amenait la résistivité apparente à des valeurs faibles et, même souvent, très faibles (quelques ohm/mètres), ce qui posait de délicats problèmes de mesures. Ces difficultés auxquelles nous nous sommes effectivement heurtées ont été accrues par le fait qu'il a été souvent nécessaire, d'une part à cause de la puissance des formations sédimentaires, d'autre part par suite de la nature du remplissage qui réduisait la profondeur d'investigation, d'effectuer des sondages en très longue ligne (jusqu'à 24 000 m) pour que l'influence du socle cristallin puisse se faire sentir. Ces difficultés nous ont amené à mettre au point progressivement un matériel dont les performances sont assez intéressantes et que nous allons décrire maintenant.

2. Description et caractéristiques du matériel utilisé.

Nous ne reviendrons pas sur les principes de la technique que nous avons essentiellement utilisée, celle des sondages électriques avec un dispositif Schlumberger. Ils sont exposés dans tous les manuels de géophysique, par exemple (CAGNIARD, 1950 ; KUNETZ, 1965). Ils sont schématisés sur la figure 27. La résistivité apparente ρ_a calculée pour chaque dispositif A B M N est la quantité à déterminer. Elle est reportée sur du papier bilogarithmique en fonction de la demi-longueur de ligne $\left(\frac{AB}{2}\right)$ et on obtient alors le diagramme du sondage électrique utilisé pour l'interprétation.



A = Dispositif de mesure d'intensité

V = Dispositif de mesure de différence de potentiel

FIG. 27. — Principe du sondage électrique.

1. Se reporter dans « l'introduction » au paragraphe concernant « l'état des travaux antérieurement réalisés ».

a) SOURCE DE COURANT (fig. 28).

ρ_a est calculée à partir des mesures de I et de Δ V par la formule :

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$ où K est un paramètre lié à la disposition du quadripôle A, B, M, N.

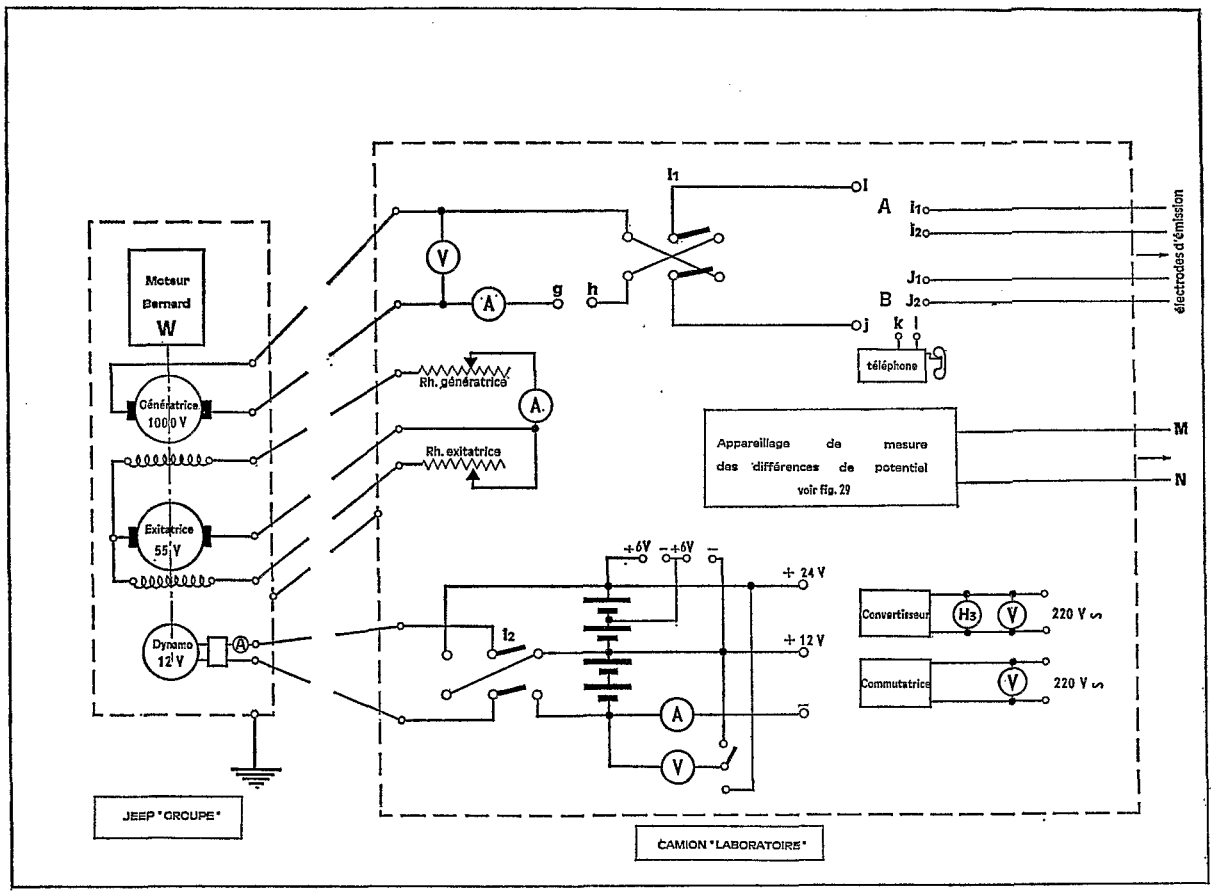


FIG. 28. — Matériel utilisé pour les sondages électriques.

La résistivité apparente étant une caractéristique du sous-sol, on constate une fois K_1 [1] fixé, que la différence de potentiel à mesurer $\Delta V = K_1 \cdot \rho_a \cdot I$ ne pourra être augmentée que dans la mesure où nous pourrions envoyer un courant de forte intensité dans le sol. C'est ce que nous nous sommes efforcés de réaliser. Nous avons utilisé une génératrice à courant continu [2], à excitation indépendante, de caractéristique 1 000 volts, 2 ampères. En fait, elle nous permettait d'atteindre jusqu'à 1 600 volts pendant de courts instants. Nous n'avons pas cherché à réaliser une source plus puissante, essentiellement par suite de l'encombrement rédhibitoire que nous aurions alors atteint,

1. K_1 augmente si l'on accroît la distance entre M et N pour un AB constant. Mais MN ne peut devenir trop important si l'on désire rester dans le cadre du dispositif « Schlumberger ».

2. Une dynamo est également entraînée par le moteur de la génératrice. Elle charge des batteries de grosse capacité.

également par suite des dangers qui pouvaient résulter de l'utilisation de tension très élevée. Nous avons cherché à diminuer la résistance du circuit AB pour utiliser au mieux les possibilités de notre génératrice. En fait, c'est au niveau des prises de terre A et B que se localise cette résistance. Nous avons été amenés à utiliser, dans les zones très sèches (Ténéré, notamment), des barres en acier inoxydable de 2 mètres au nombre de 5 pour chaque prise. L'amélioration apportée par leur arrosage à l'aide d'un électrolyte (solution salée) était insignifiante et coûtait fort cher dans ces régions où l'eau doit souvent être cherchée très loin, nous avons donc cessé de le faire.

Comme il ne nous était plus possible à partir d'un certain moment d'accroître davantage I, il ne nous restait que la possibilité d'améliorer la mesure de la différence de potentiel.

b) MESURE DES DIFFÉRENCES DE POTENTIEL.

1. *Examen des éléments perturbateurs.*

Un certain nombre de facteurs gênent cette mesure et ne permettent pas d'accroître utilement la sensibilité de façon illimitée. Nous allons rapidement passer ces éléments en revue, il s'agit de :

— La dérive de la différence de potentiel ΔV_1 due à la polarisation spontanée existant entre les électrodes M et N.

— La présence des courants telluriques dont l'amplitude dépend de la distance MN.

Les travaux de terrain nous ont permis de constater que :

— La dérive de la différence de potentiel ΔV_1 pouvait être rendue inexistante par la mise en place des électrodes vingt-quatre heures à l'avance. Les électrodes étaient choisies suivant les terrains. Nous disposions d'électrodes en cuivre, en plomb et en acier inoxydable.

— Le niveau des telluriques était variable mais souvent très faible, réduit à quelques microvolts par kilomètre. Certaines fois il atteignait 500 μV/km. Pour les grandes longueurs de ligne l'enregistrement était nécessaire et la méthode de déviation était alors utilisée.

Ces remarques nous montrent qu'étant donné souvent le faible niveau du bruit tellurique, il était raisonnable de chercher une grande sensibilité dans le dispositif de mesure des différences de potentiel, c'est ce que nous avons fait.

2. *Appareils de mesure.*

Nous avons débuté nos travaux en utilisant un potentiomètre de prospection fabriqué par le B.R.G.M., puis nous lui avons adapté un amplificateur à cellule, ce qui a donné d'excellents résultats.

Nous avons essayé de réaliser un appareil permettant une large gamme d'utilisation [1]. Dans le même boîtier nous avons adapté deux systèmes de mesure. L'un permettant de faire des mesures directes, l'autre des mesures après amplification du signal. Il est possible par ailleurs d'utiliser au choix la méthode d'opposition ou la méthode de déviation. Un circuit commun classique comprend un circuit de compensation de la P. S. (Polarisation spontanée) et un circuit de mesure qui fournit la tension de référence pour la méthode d'opposition et la tension d'étalonnage pour la méthode de déviation.

Suivant la position de la clé C_5 de la figure 29, nous nous trouverons dans l'un des trois cas suivants :

— Position 0. — Circuit ouvert. Entre les bornes *a* et *b* nous pouvons brancher divers instruments de mesure. Nous disposons d'un galvanomètre Stablindex de grande sensibilité ($0{,}45 \cdot 10^{-9}$ A/mm à 1 m) et d'un système enregistreur sur suiveur de spot. Le suiveur de spot est commandé par un galvanomètre immergé de même sensibilité que le précédent (type AV 15 T). Avec ce dispositif d'enregistrement, nous utilisons la méthode de déviation et nous faisons un étalonnage avant et après chaque mesure. Nous disposons également en secours d'un enregistreur potentiométrique.

1. Ce matériel, mis au point par M. LACHAUD, technicien au Centre O.R.S.T.O.M. de Bangui, a été décrit par lui en détail dans une note O.R.S.T.O.M. interne.

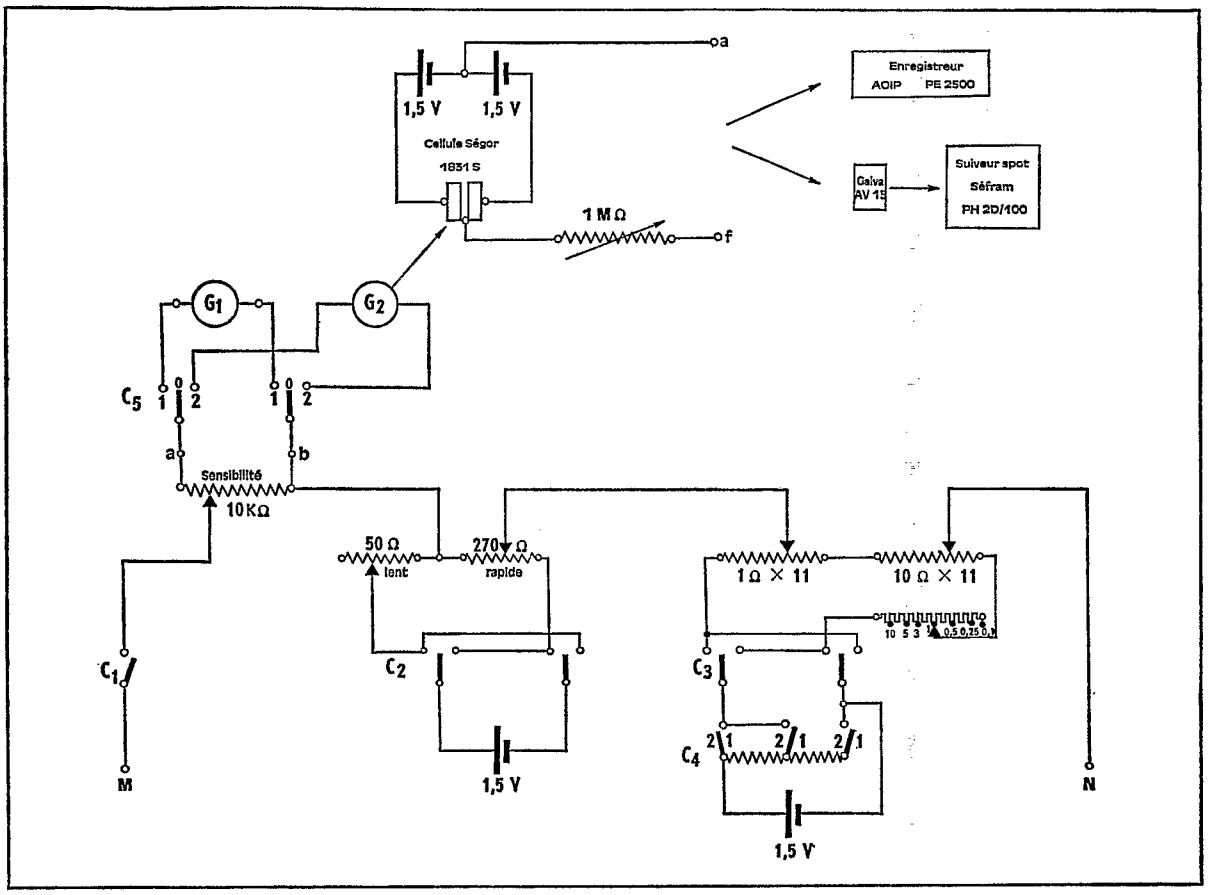


FIG. 29. — Détail du matériel utilisé pour la mesure des différences de potentiel.

— Position I. — La lecture est directe sur le galvanomètre G_1 de l'appareil. Il s'agit du galvanomètre qui était monté en milliampèremètre dans le résistivimètre B.R.G.M., sa sensibilité est limitée. Cette position n'est utilisée que pour des mesures faciles ou pour le contrôle de la tension de la pile du circuit mesure.

— Position II. — Dans cette position, le signal attaque un amplificateur à cellule. A la sortie *e-f* de cet amplificateur est branché en général le dispositif d'enregistrement mais rien n'empêche, si l'enregistrement n'est pas nécessaire, d'y placer le galvanomètre Stablindex. Le bruit de fond de l'amplificateur est très faible, des essais l'ont indiqué de l'ordre de 0,025 μV. Son gain, tel qu'il est réalisé, atteint 250, ce qui est très largement suffisant. Il est d'ailleurs fonction de la période du signal à l'entrée de notre ensemble (fig. 30), ce qui est sans importance pour nous.

Il est évident que lorsque nous sommes obligés d'utiliser la méthode de déviation, la valeur de la résistance du circuit MN intervient. Comme dans le cas du circuit AB, c'est au niveau des prises de terre que cette résistance se localise lorsqu'elle est importante. Nous avons étudié avec chacun des appareils de mesure dont nous disposons la déviation obtenue à sensibilité maximale en fonction des valeurs de la résistance du circuit MN pour une différence de potentiel constante égale à 1 millivolt. Les résultats sont reproduits sur la figure 31. Nous voyons que les déviations obtenues sont telles que si les courants telluriques le permettent nous pouvons mesurer dse différences de potentiel extrêmement faibles. Nous avons effectivement mesuré dans certains cas très favorables des différences aussi faibles que 40 à 50 μV, et ceci avec une bonne précision.

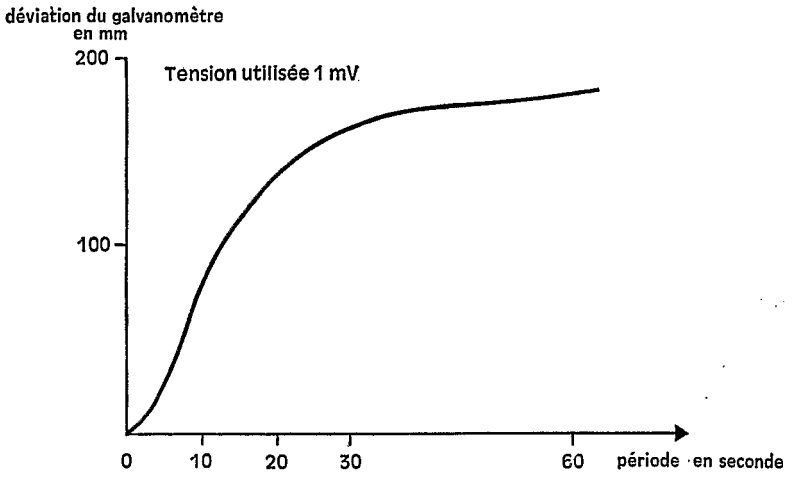


FIG. 30 — Gain de l'amplificateur en fonction de la période du signal.

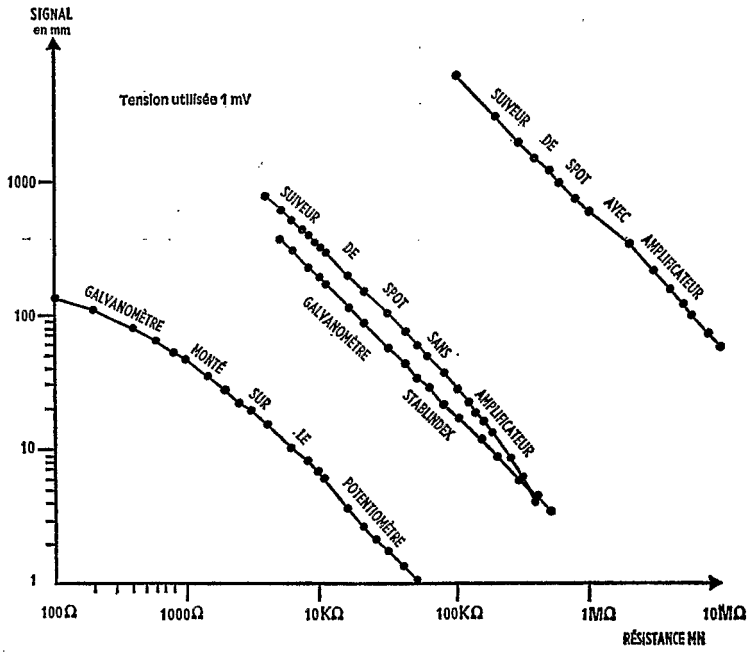


FIG. 31. — Comparaison à sensibilité maximale des divers appareils de mesure des différences de potentiel

Comme nous l'avons vu, le galvanomètre (G_1) à lecture directe, incorporé au potentiomètre, est utilisé pour le contrôle de la tension de la pile du circuit mesure. Ce contrôle s'effectue en court-circuitant les sorties M et N et en plaçant toujours la même résistance dans le circuit de la pile. En pratique, une pile de 1,5 volts donne une déviation de 90 divisions, à 88 divisions, la pile est à réformer.

3. Réalisation pratique d'un sondage électrique.

Les sondages en longue ligne (jusqu'à 24 km) que nous avons été amenés à effectuer nécessitaient des moyens matériels assez importants. Quatre véhicules étaient utilisés pour la réalisation du sondage. Un pick-up International était équipé en camion laboratoire, une jeep Land Rover portait le groupe générateur de courant et deux pick-up Land Rover assuraient le déplacement des bobines de fil, des électrodes et du personnel, de part et d'autre du point central. Ces deux véhicules étaient reliés au camion laboratoire, pour les courtes distances (2 à 3 km), par poste émetteur-récepteur type Talkie-Walkie ensuite par liaison téléphonique utilisant les lignes d'envoi de courant. Nous n'indiquons que, pour donner une idée exacte de l'importance des moyens de terrain mis en œuvre, la présence d'un camion Man deux ponts (7 t de charge) qui servait à transporter le carburant, le matériel de campement et qui faisait fonction de camion atelier. En région désertique [1], il nous a été indispensable d'adjoindre un deuxième camion, un Bedford (4 t de charge) qui avait comme fonction d'effectuer les rotations pour ravitailler l'équipe en eau et en carburant.

Le camion laboratoire (fig. 28) groupe la commande et les appareils de contrôle de la génératrice de courant continu ainsi que les appareils de mesure à la fois de l'intensité débitée dans le circuit AB et de la différence de potentiel du circuit MN. Un convertisseur à transistors et une commutatrice de secours fournissent la tension alternative 220 volts nécessaire à l'alimentation des appareils enregistreurs (suiveur de spot, enregistreur potentiométrique). Un inverseur permet d'envoyer le courant dans la ligne AB tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre. En pratique, dans les cas difficiles nous inversons le courant une vingtaine de fois pour réaliser une mesure.

Ce camion laboratoire ainsi équipé a permis de réaliser un grand nombre de sondages électriques. Mais il n'a pas été utilisable dans les conditions très difficiles du Ténéré ; d'une part les résistances des prises de terre étaient considérables et réduisaient l'intensité du courant dans le circuit A B à moins d'une centaine de milliampères parfois et, d'autre part, des résistivités apparentes très faibles contribuaient encore à abaisser les différences de potentiel à mesurer. Dans ces régions nous avons dû travailler en utilisant une autre disposition matérielle (fig. 32).

Le camion laboratoire était installé perpendiculairement et à quelques mètres du point central O du sondage. Le véhicule portant le groupe se plaçait dans le prolongement du camion laboratoire à une trentaine de mètres. Le courant I se mesurait dans le laboratoire, normalement, par contre, il n'était plus possible d'effectuer la mesure de la différence de potentiel dans ce camion. En effet, les valeurs à mesurer étaient si faibles qu'il n'était plus possible de le faire correctement à proximité de circuits auxquels était appliquée la forte tension du groupe. Nous réalisions donc pour ces mesures fines une installation séparée très soignée. Il s'agissait d'un abri en contreplaqué que l'on montait à l'opposé du camion laboratoire à une vingtaine de mètres du point O. Les appareils étaient installés à même le sol pour leur stabilité. Les prises de terre M et N étaient entièrement enfoncées dans le sol [2] et les fils les reliant au potentiomètre étaient recouverts de sable. Les lignes M N étaient déroulées parallèlement à la ligne A B à une quarantaine de mètres de celle-ci. On apportait deux batteries à côté de l'abri, l'une était réservée à l'éclairage du spot de l'amplificateur à cellule, ceci pour en assurer la constance. Seule la tension alternative 220 volts pour l'alimentation du suiveur de spot provenait du laboratoire. Ces installations ont donné d'excellents résultats et ont permis de réaliser des sondages dans des conditions particulièrement difficiles ; notamment, malgré les vents de sable, nous n'avons pas été gênés par l'électricité statique.

Un inconvénient de cette technique : elle nécessite deux opérateurs pour réaliser les mesures, l'un pour la manipulation de l'inverseur commandant l'envoi du courant dans le circuit A B et la lecture de l'ampèremètre, l'autre pour les enregistrements des différences de potentiel. Un sondage avec une longueur de ligne maximale de 20 000 mètres nécessite, en principe, deux jours dans des conditions normales.

Nous indiquons sur la planche 33 deux exemples de mesure (documents de terrain).

1. Campagnes effectuées au Niger et plus spécialement dans le Ténéré.
2. Ce qui diminue la dérive de la P.S.

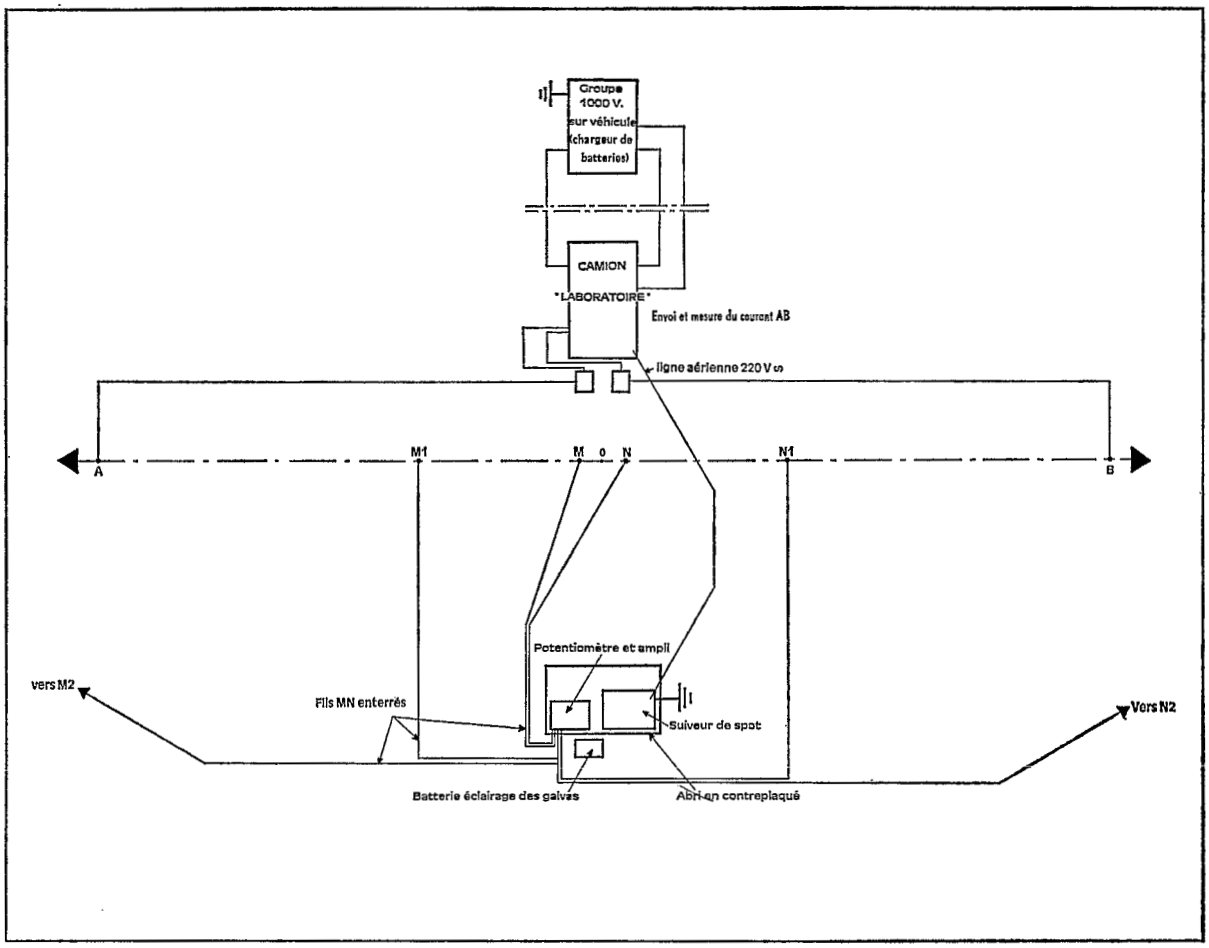
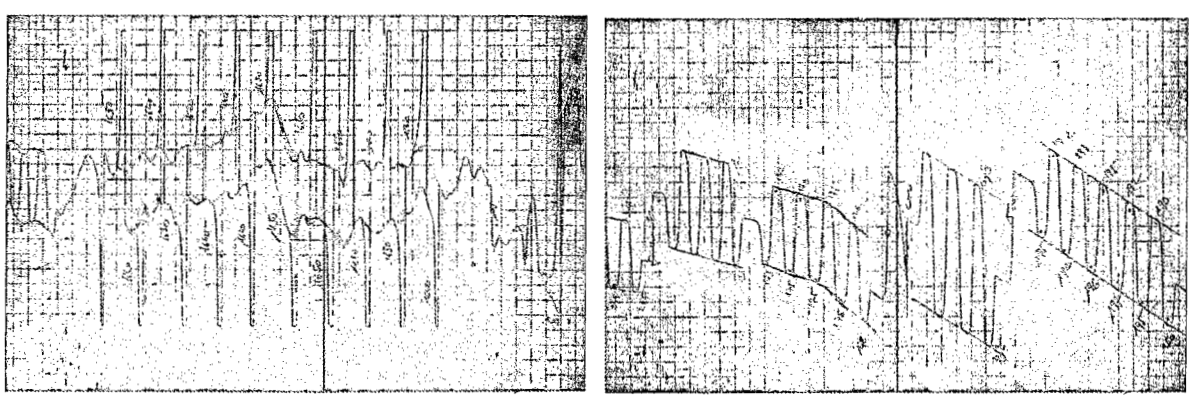


FIG. 32. — Disposition matérielle utilisée pour des mesures de différence de potentiel très faible.



a *b*

FIG. 33. — Exemples d'enregistrement des différences de potentiel avec le suiveur de spot (en *a*, effet d'induction important)

4. Anomalies de certains diagrammes.

Malheureusement le matériel et le mode de réalisation des sondages que nous venons d'examiner n'ont pu être mis en œuvre dès nos premiers travaux de terrain. C'est pourquoi une partie des études réalisées dans le sud du Tchad (bassin du Logone, Moyen-Chari) n'a pu en bénéficier. Il nous a notamment manqué dans nos premières campagnes la possibilité de faire des enregistrements des différences de potentiel. L'examen de ces courbes montre que certaines fins de sondages sont perturbées ; on remarque notamment assez fréquemment des pentes de plus de 45° pour l'asymptote à droite. Or, l'impossibilité de telles pentes avec des couches stratifiées horizontales est une règle générale et absolue qui gouverne les diagrammes bilogarithmiques de sondages électriques. Pourtant, dans nos premières campagnes effectuées dans le sud du Tchad, où les terrains sont bien sensiblement horizontaux, de nombreux diagrammes transgressent ce principe général concernant l'asymptote à droite, il suffit pour s'en convaincre d'examiner en particulier les planches reproduisant les sondages des profils E F, K L, O P [1]. Il est probable qu'il n'y a qu'une explication à toutes ces anomalies, elles sont la conséquence du skin effect. La mesure a été faite trop tôt après l'émission du courant dans la ligne A B pour que sa répartition dans le sol ait atteint son état stable. Nous allons examiner ce point.

Le temps d'établissement du régime stable dans une plaque conductrice et la structure du sous-sol sur lequel nous avons travaillé est suffisamment assimilable à une telle plaque est proportionnel à C . x, C étant la conductance de la plaque et x la longueur ou demi-longueur de ligne. Il en résulte que pour un point du diagramme électrique représenté par ρ et x (demi-longueur de ligne), ce temps est proportionnel à $\frac{x^2}{\rho} = k$. On pourra donc essayer de déterminer, sur les diagrammes perturbés, la valeur de k pour laquelle l'asymptote dessinée se détache de sa position théorique à 45°. Ce n'est pas si facile, car bien souvent elle se détache dès sa base, ce qui veut dire que le skin effect a commencé à jouer avant cette base. En utilisant au mieux les diagrammes, il semble que k doit être de l'ordre de 30 000 (x étant exprimé en mètres et ρ en ohm/mètres). Si l'on suppose que les conditions de mesure n'ont varié sensiblement ni en fonction de la longueur de ligne ni d'un sondage à l'autre, c'est-à-dire si l'on suppose que la durée d'émission du courant a été pratiquement toujours la même, on peut en tirer une conséquence concernant l'ensemble des sondages. Cette supposition, si elle n'est évidemment pas très exacte, est assez justifiée du fait que les mesures ont été effectuées par un même opérateur et que son mode opératoire est bien resté le même pendant toutes ces premières campagnes. Moyennant cette hypothèse, il en résulte que tous les points des diagrammes pour lesquels $\frac{x^2}{\rho}$ est supérieur à 30 000 sont affectés. C'est-à-dire que la résistivité apparente estimée est trop forte et cela d'autant plus que $\frac{x^2}{\rho}$ est plus grand. La comparaison entre les diagrammes obtenus pour certains sondages, réalisés en 1961 sans enregistrement et qui ont été repris par la suite dans des conditions correctes, indique que le rapport ρ perturbée/ρ exacte peut atteindre 2. La conséquence est double. Tout d'abord, tous ces sondages électriques perturbés par le skin effect sont, à leur extrémité droite, à dessiner en dessous des diagrammes obtenus, il faudra donc en tenir compte dans l'estimation des profondeurs qui seront supérieures à celles que l'on pourrait tenter de déterminer directement. Mais aussi, il résulte que les formes et les positions des fins de courbes de ces diagrammes ne sont plus très assurées et cela engage à la prudence en ce qui concerne leur interprétation quantitative.

En dehors de ces remontées anormales, je ferai quelques remarques sur des formes qui paraissent suspectes, c'est-à-dire incompatibles avec les formes classiques de diagrammes de sondage électrique : il s'agit donc soit d'à-coups de prise, soit d'erreurs, et il faudra éviter de les interpréter. Je citerai la bosse de CD 16 vers 2 000 à 3 000 mètres (fig. 79), la bosse un peu trop pointue du EF 21

1. Voir le chapitre « Tchad méridional ».

vers 3 000 mètres (fig. 83), le crochet final de EF 20 (fig. 83), la bosse finale de OP 10, celle de OP 9 (fig. 87), la bosse finale de WX 7, celle de WX 5 vers 3 000 mètres (fig. 95). Au total cela représente assez peu de chose. De toute manière, afin que le lecteur puisse juger de la confiance qu'il est possible d'accorder aux divers sondages, tous les diagrammes sont reproduits intégralement dans le texte. Afin qu'ils n'occupent pas une place excessive nous avons utilisé pour le fond bilogarithmique un module d'un centimètre. Cette réduction ne facilite évidemment pas l'examen détaillé des courbes individuelles, mais permet de grouper sur une même planche tout un profil et ainsi d'en donner une vue synthétique. Ceci est intéressant pour suivre les coupes géologiques interprétatives qui seront proposées.

5. Travaux de terrain effectués.

Les prospections électriques se localisent dans le sud du Tchad et le Niger oriental. La figure 34 les situe schématiquement. Elles intéressent essentiellement la très importante anomalie gravimétrique négative qui borde au nord le Bouclier centrafricain et dont la partie occidentale constitue le bassin de Doba, ainsi que les structures d'effondrement du Niger, découvertes elles aussi par la gravimétrie.

Au total 250 sondages électriques ont été effectués. Ils se présentent par profils, le long desquels leur espacement est variable en fonction des besoins nécessités par la continuité de l'interprétation. Dans les régions calmes du Niger, deux sondages consécutifs peuvent être distants de 25 à 30 kilomètres. Par contre, dans le bassin de Doba étudié plus en détail, car plus complexe, cette distance peut être ramenée à 5 ou 6 kilomètres. Pour des facilités d'interprétation, les profils commencent et se terminent généralement près d'un affleurement du socle. Signalons qu'en dehors des sondages électriques, dans le Ténéré, trois profils de résistivité en ligne de 6 kilomètres ont été réalisés pour préciser le passage d'une faille.

Nous ne rendrons pas compte d'un certain nombre d'études ponctuelles, orientées vers des recherches hydrogéologiques de sub-surface, que nous avons effectuées dans le bassin du Tchad ces dernières années, mais qui n'ont apporté aucune contribution à la connaissance géologique générale du bassin, objet de ce travail. Par contre, nous allons voir, dans les chapitres suivants, que les grands profils régionaux réalisés, ont complété utilement, comme nous l'espérions, l'interprétation des cartes gravimétriques et permettent même de proposer des ébauches de coupes stratigraphiques régionales.

CARTE DE LOCALISATION DES SONDAGES ÉLECTRIQUES

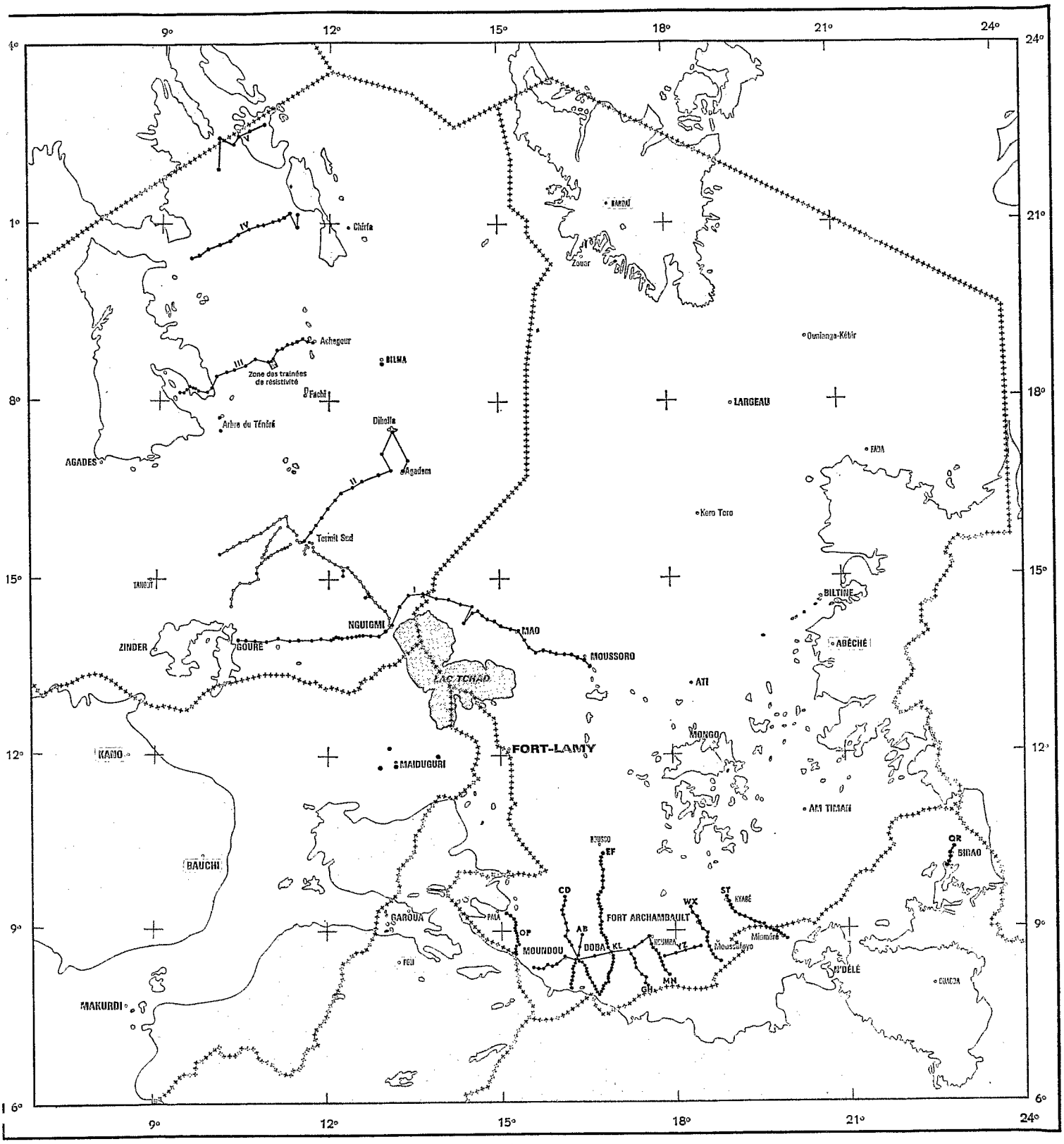


FIG. 34.

Deuxième partie

INTERPRÉTATION

COMMENTAIRES GÉOLOGIQUES DES DOCUMENTS GÉOPHYSIQUES

Dans cette seconde partie, après l'exposé des techniques d'interprétation utilisées tant pour l'exploitation des sondages électriques que des données gravimétriques, viennent un certain nombre de considérations générales, dont beaucoup d'ordre statistique, qui se dégagent des cartes gravimétriques.

L'analyse, région par région, des données géophysiques est ensuite entreprise. L'ordre adopté est le suivant :

— Tchad méridional,

— Tchad central et Cameroun septentrional,

— Tchad septentrional,

— Niger oriental.

Pour cette étude régionale, l'étude détaillée des documents géophysiques a été rejetée en fin de chapitres, dans des annexes. Ce mode de présentation a été adopté afin de pouvoir fournir au lecteur des chapitres allégés dans lesquels seuls les principaux apports de la géophysique sont exposés et discutés à la lumière des connaissances géologiques.

Dans un dernier chapitre j'ai cherché à éclairer l'interprétation des principaux traits de la carte gravimétrique du bassin du Tchad en la replaçant dans un contexte plus large. C'est ce qui m'a conduit à étudier, d'une manière très générale, les relations entre les données gravimétriques et le bâti structural de l'Afrique occidentale et centrale, tel qu'il semble ressortir des études récentes, particulièrement géochronologiques. Nous verrons que cette incursion dans l'Afrique de l'ouest permet des comparaisons qui seront à l'origine de certaines suggestions concernant la structure du bassin tchadien.

Pour terminer, une conclusion résume les divers résultats obtenus et par là-même, présente le bilan du travail accompli.

5

Les techniques d'interprétation utilisées

Il n'est pas question, dans ce chapitre, de faire un exposé critique complet de toutes les techniques d'interprétation concernant les cartes gravimétriques et les sondages électriques. Il s'agit simplement d'indiquer succinctement la manière dont nous avons conduit notre travail et les techniques que nous avons utilisées. Ceci nous évitera ainsi dans les diverses études régionales d'alourdir l'exposé par la description de méthodes qu'il nous suffira simplement alors d'évoquer d'un mot. Nous allons envisager successivement l'interprétation de la gravimétrie puis des sondages électriques.

I. — L'INTERPRÉTATION EN GRAVIMÉTRIE

Bien qu'en ce domaine notre étude soit essentiellement une grande reconnaissance, nous n'avons pas voulu nous contenter de donner une description des cartes, conduite avec le seul souci de mettre l'accent sur les zones intéressantes où il serait recommandé de réaliser des travaux complémentaires. Nous avons cherché à donner à nos commentaires un caractère quantitatif, évidemment plus ou moins marqué suivant les cas.

Dans certaines zones le seul aspect général de la carte suggère l'existence d'alignements, de raccordements et attire ainsi directement l'attention du géologue. Mais même dans ce cas, si l'on

veut aller plus loin dans l'interprétation, il est nécessaire de confronter avec la carte gravimétrique l'effet qui serait théoriquement produit par telle ou telle structure que l'on est amené à supposer. On est, en effet, obligé d'opérer de cette manière puisque l'opération qui consisterait à déduire directement de l'anomalie expérimentale la structure qui en est cause, est impossible. C'est là un des aspects les plus importants de l'interprétation en gravimétrie. Il provient de ce caractère fondamental du champ de gravité que sa connaissance complète à la surface ne suffit pas pour déterminer la répartition des masses en profondeur. Théoriquement, une infinité de répartitions différentes pourraient donner lieu au même champ extérieur. Il en résulte donc qu'il est impossible de faire correspondre à une anomalie une structure définie et une seule si l'on ne dispose pas d'éléments supplémentaires. Ces remarques permettent de comprendre pourquoi la gravimétrie ne peut pratiquement pas être employée seule et doit être complétée par d'autres méthodes, dans notre cas les sondages électriques. Heureusement, les nombreuses répartitions de masses entre lesquelles joue l'indétermination théorique inhérente à la gravimétrie ne sont pas toutes compatibles avec ce que l'on connaît de l'écorce terrestre. Beaucoup feraient intervenir des densités, soit très faibles, soit très grandes dont nous savons qu'elles sont impossibles. Les seules valeurs vraisemblables pour les densités des roches suffisent déjà à donner une première limite à l'indétermination. La marge d'incertitude sera encore réduite en faisant appel à des considérations géologiques. Dans certains cas la marge d'incertitude est tellement réduite que ses limites extrêmes conduisent à des résultats du même ordre de grandeur : malheureusement ceci est très rare. La plupart du temps il reste une gamme importante de structures qu'il est possible de placer à l'origine d'une même anomalie. C'est pourquoi dans ces cas-là nous nous bornerons à tenter de dégager les quelques traits généraux que tous les modèles auraient nécessairement en commun.

Puisque la détermination directe de la structure cherchée est impossible, il faut utiliser la gravimétrie différemment. En effet, si la connaissance de la gravimétrie ne permet pas de déterminer la forme des masses souterraines, on peut la confronter avec toute hypothèse faite sur cette forme et elle permet de dire si cette hypothèse est acceptable ou non. Il est donc nécessaire pour cela de calculer l'effet gravimétrique correspondant à telle ou telle structure que l'on est amené à imaginer. Ce problème a été résolu par un grand nombre de moyens. Il n'entre pas dans nos intentions de les passer tous en revue, nous nous contenterons d'examiner ceux que nous avons effectivement utilisés.

Au préalable, nous indiquerons quelques règles d'application immédiate (J. GOGUEL, 1955 ; P. LEJAY, 1947) dont nous avons fait un large usage qui permettent très rapidement d'obtenir les principaux ordres de grandeur des structures compatibles avec une anomalie donnée. Il ne s'agit pas là de règles qui s'opposent à l'indétermination foncière de la gravimétrie. Elles n'ont, en effet, pas d'autres buts que de fournir des limites à certains des paramètres dont dépendent ces structures mais ne peuvent, évidemment, nous permettre d'en construire une qui serait la seule possible.

1. Détermination directe de quelques caractéristiques des structures à partir des anomalies.

a) La carte gravimétrique indiquant une anomalie limitée dans toutes les directions il est possible de calculer la masse totale responsable de cette anomalie, masse qui est bien définie. Pour cela nous nous appuyons sur la remarque suivante. Si l'on ajoute une couche homogène horizontale indéfinie, l'anomalie, qui est la même en tous points, augmente de 1 milligal par 2,38 kilogrammes par centimètre carré. Cet effet est indépendant de la profondeur de la couche. Par exemple, une couche de 100 mètres d'épaisseur de densité 0,238, ce qui représente 2,38 kg/cm^2, produira une anomalie d'un milligal.

Nous utilisons cette règle pour la détermination de la masse responsable d'une anomalie de la manière suivante. Puisque cette masse est un invariant, nous pouvons prendre pour sa détermination n'importe quelle répartition de matière donnant lieu à l'anomalie. Le plus simple est d'imaginer une couche mince située directement sous la surface du sol. Dans ce cas, seule la portion de cette couche tout à fait voisine d'une station contribue à l'anomalie de cette station. Nous reproduirons donc l'anomalie donnée en attribuant à cette couche une densité qui serait égale en chaque point

au produit de l'anomalie en milligals par 2,38 kilogrammes par centimètre carré. Un exemple d'application est présenté sur la figure 35, il s'agit de l'anomalie correspondant au bassin de Doba, structure qui sera étudiée de façon détaillée plus loin. Ici, nous nous contenterons d'évaluer le déficit de masse par rapport à l'équilibre isostatique auquel elle correspond. Pour cela, nous partons de la carte isostatique et nous évaluerons les aires comprises entre les diverses isanomales. Les évaluations ont été faites au planimètre sur une carte à 1/1 000 000 ; à cette échelle le nombre de millimètres carrés correspondait au nombre de kilomètres carrés. Les valeurs suivantes ont été trouvées :

S_1 (aire intérieure à l'isanomale — 50 milligals) = 200 km²
S_2 (aire comprise entre — 50 et — 40 milligals) = 1 980 km²
S_3 (aire comprise entre — 40 et — 30 milligals) = 2 980 km²
S_4 (aire comprise entre — 30 et — 20 milligals) = 4 170 km²

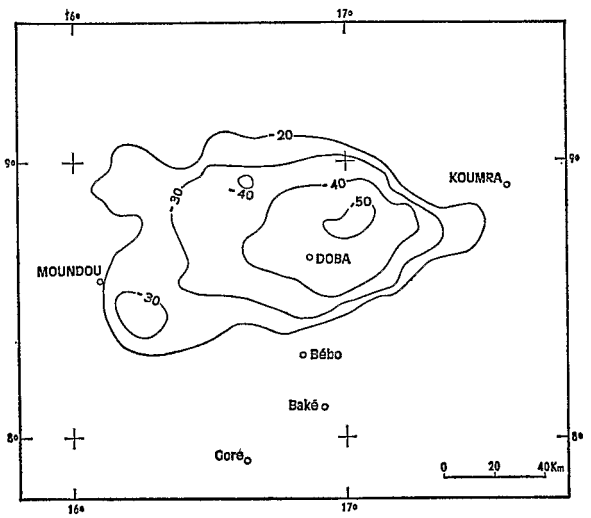


FIG. 35. — Détermination de la masse responsable d'une anomalie (région de Doba).

Compte tenu des remarques énoncées plus haut, nous savons qu'une anomalie d'un milligal sur 1 kilomètre carré correspond à 2,38 kg × 10^{10} cm² soit 23,8 millions de tonnes. Si nous admettons comme valeur moyenne de l'anomalie entre les courbes n et $n + 10$ la valeur $n + 5$ il en résulte que les aires S_2, S_3, S_4 correspondent respectivement à des masses de 2 121 BT[1], 2 482 BT et 1 481 BT. L'examen des valeurs des anomalies pour les stations situées à l'intérieur de la courbe — 50 milligals nous a montré qu'elles étaient très proches de ce nombre, ce qui nous a amené à le conserver pour le calcul. Dans ces conditions l'aire S_1 correspond à la masse 238 BT. Au total, le déficit de masse correspondant à la portion du bassin de Doba considérée sur la figure 35 atteint 6 322 BT. Cela correspond à un déficit moyen de l'ordre de 0,68 BT au kilomètre carré.

b) Supposons — et c'est un cas que nous rencontrerons d'une manière suffisamment approchée — que la carte montre une anomalie de largeur limitée, longue par rapport à sa largeur et d'allure symétrique. Nous nous proposons de chercher à déterminer une bande de largeur constante d'une couche mince homogène horizontale qui donne lieu à une anomalie aussi voisine que possible de celle qui est étudiée. Il est commode pour cela de tracer un profil transversal de l'anomalie : en

1. Un billion-tonne (BT) = 1 milliard de tonnes = 10^9 tonnes.

pratique, pour éliminer les particularités purement locales, nous utilisons une coupe moyenne. La construction graphique classique repose sur la remarque suivante. Si l'on envisage en profondeur une couche homogène horizontale mince incomplète, l'anomalie qu'elle produit en un point est proportionnelle à l'angle solide sous lequel elle est vue de ce point. Or, si comme dans le cas présent, la bande est illimitée dans une direction, son influence en un point pourra se déduire de celle d'un plan indéfini. En effet (fig. 36), si d'un point S de la surface la bande est vue sous l'angle ASB, on passera de l'influence du plan indéfini à celle de la bande en multipliant la première par $\frac{ASB}{180^0}$ (ASB exprimé en degrés). Compte tenu de la remarque faite plus haut sur l'expression de l'anomalie créée par un plan indéfini, nous voyons que la bande créera une anomalie qui, en milligals, sera de $\frac{ASB}{180^0} \times \frac{d}{2{,}38} \times \frac{e}{10}$ (1), formule dans laquelle d représente la différence de densité entre la bande et les formations avoisinantes et e son épaisseur en mètres.

Le point de l'anomalie maximale correspond à l'axe de symétrie de la courbe qui sera également l'axe de symétrie de la bande cherchée. Soient M et M′, les deux points pour lesquels l'anomalie est la moitié du maximum. Considérons le cercle de diamètre MM′. La bande horizontale AB cherchée

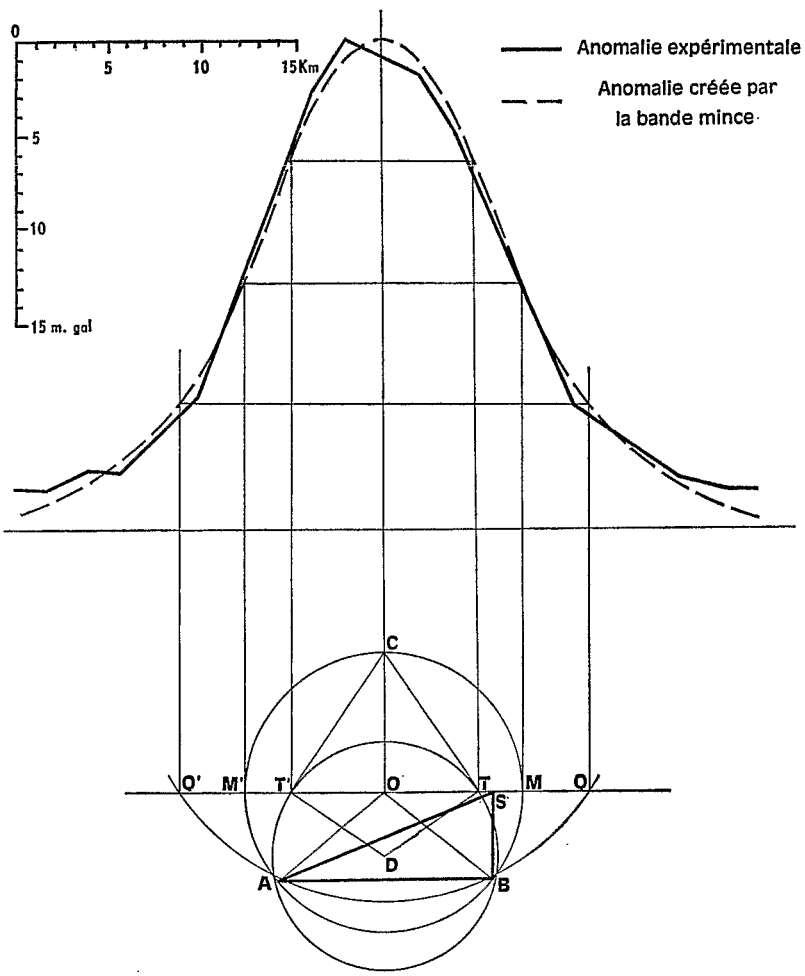


FIG. 36. — Détermination d'une bande créant une anomalie déterminée (anomalie de Bébo).

a ses extrémités sur ce cercle. En effet, l'angle AMB est la moitié de l'angle au centre AOB. Considérons maintenant les points Q et Q′ où l'anomalie est le quart du maximum et soit C le point du cercle de centre O situé au-dessus de O. Le cercle de centre C passant par Q et Q′ passe encore par les points A et B. En effet, l'angle AQB est la moitié de ACB et donc le quart de l'angle AOB. La bande AB est bien ainsi déterminée. A titre de vérification on peut mettre en œuvre une troisième construction : soient T et T′ les points où l'anomalie est les 3/4 du maximum. Joignons CT et élevons en T la perpendiculaire qui rencontre en D l'axe de la figure ; le cercle de centre D passant par T passe encore par A et B.

Une fois la bande AB déterminée par ces constructions, la densité de matière à lui attribuer par unité de surface résulte par application de la formule (1) de la valeur de l'anomalie en O et de la grandeur de l'angle AOB. Nous aurons ainsi déterminé le produit *e.d.*, produit de l'épaisseur de la bande par la densité de la matière la constituant. La même formule nous permet de calculer rapidement l'anomalie créée par la bande trouvée sur le profil considéré en mesurant les angles sous lesquels AB est vue de différents points. On peut ainsi comparer le profil calculé au profil donné.

Nous traitons, à titre d'exemple, par cette méthode, sur la figure 36, l'anomalie de Bebo. Il s'agit d'une anomalie très allongée située dans le sud du Tchad dont il sera question lors de l'étude régionale. Comme le graphique le montre, elle est bien sensiblement symétrique. La construction précédente nous permet de trouver une bande qui, à quelques milligals près, crée une anomalie proche de la courbe expérimentale. Les résultats auxquels elle conduit sont les suivants : profondeur de la bande : 4,5 kilomètres ; largeur : 11,6 kilomètres. Le calcul par application de la formule (1) fournit pour le produit *ed* la valeur 1 071 tonnes/m², ce qui donne pour différents contrastes de densité le tableau suivant :

d	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	1
e km	10,7	5,3	3,4	2,6	2	1

Si donc nous admettons, pour interpréter cette anomalie, une intrusion de densité 3,0 dans un socle de densité 2,7, ce qui donne un contraste de 0,3, il nous faut environ une puissance de 3 400 mètres pour la bande considérée. Si nous admettons, par contre, que cette même intrusion a percé les sédiments, le contraste deviendra alors de 1 si l'on attribue une densité de 2 aux sédiments tchadiens et, dans ce cas, une bande d'un kilomètre suffira à expliquer l'anomalie.

Il est bien certain que ce procédé n'est qu'une approximation, il ne donne qu'une détermination approchée d'une bande qui peut rendre sensiblement compte de l'anomalie expérimentale. Mais une telle bande ne correspondra pratiquement jamais à une structure géologique réelle ; si nous l'avons utilisée, c'est parce qu'elle possède un caractère intéressant que nous signalons maintenant. La profondeur que l'on a trouvée pour elle constitue, en effet, pratiquement une limite supérieure pour la profondeur moyenne des masses perturbatrices quel que soit le détail de leur forme. Or, cette notion d'une limite supérieure pour la profondeur moyenne des inégalités de densités qui produisent une anomalie donnée est, avec l'estimation de la masse totale, l'un des résultats les plus sûrs que l'on puisse dégager de l'étude des anomalies gravimétriques.

2. Calcul des anomalies dues à des structures données.

a) Ordre de grandeur de l'anomalie créée par la variation de puissance d'une couche subhorizontale.

Il s'agit ici encore, comme dans le paragraphe précédent, d'un moyen simple permettant d'obtenir des ordres de grandeur. La propriété dont il va être question est applicable à toute tranche de terrain subhorizontal présentant une variation de puissance entre deux régions assez éloignées

l'une de l'autre pour que l'influence de la forme du raccordement entre la partie mince et la partie épaisse soit négligeable. Ce sera en particulier le cas des bassins sédimentaires dont l'étude est justement à l'échelle de notre prospection gravimétrique de reconnaissance. Nous avons vu que si l'on ajoute une couche homogène, horizontale, indéfinie, l'anomalie augmente de 1 milligal par 2,38 kg/cm². L'application de cette règle nous permettra donc d'obtenir un ordre de grandeur de l'approfondissement d'un bassin entre sa bordure et sa partie centrale à la condition d'avoir une connaissance approximative de la densité des sédiments. Par exemple, dans le cas du bassin de Doba, région dont nous avons déjà parlé, il existe sensiblement 50 milligals d'écart sur la carte des anomalies de Bouguer entre la bordure et le centre du bassin. Ceci correspond approximativement à un bassin sédimentaire de 4 000 mètres de profondeur avec un contraste de densité entre le remplissage et le socle de 0,3 en admettant qu'aucune compensation isostatique n'est réalisée.

b) UTILISATION D'ABAQUES BILOGARITHMIQUES.

Ces abaques constituent un moyen de dégager rapidement, à partir d'une anomalie expérimentale et lorsqu'on s'est fixé la nature de la structure par laquelle on souhaite pouvoir l'interpréter (faille, anticlinal...), la gamme des valeurs qu'il est possible de donner aux divers paramètres de cette structure pour qu'elle puisse effectivement convenir. Il s'agit donc là d'une technique déductive à l'intérieur de certaines catégories limitées de volumes simples (failles verticales, parallélépipèdes de base carré, etc.). Ces abaques permettent également de réaliser rapidement l'opération inverse : calcul d'une anomalie à partir d'une structure. La rapidité de cette opération autorise à faire varier largement la forme, dans la mesure où les abaques correspondantes existent, et la profondeur de la structure et l'on peut ainsi examiner comment varie corrélativement l'anomalie provoquée. Il faut toutefois préciser dès maintenant que ces abaques ne conduisent qu'à des solutions schématiques, car elles n'existent, comme nous le verrons, que pour des formes géométriques simples. Leur intérêt essentiel est dû à leur emploi très rapide qui permet de dégrossir rapidement une interprétation. Nous allons indiquer rapidement leur principe.

L'utilisation des coordonnées bilogarithmiques était l'apanage des géophysiciens exécutant des sondages électriques jusqu'à ces dix dernières années. Leur introduction en gravimétrie (J. CHASTENET DE GERY et H. NAUDY, 1957, H. NAUDY, 1962, R. NEUMANN, 1962) présente un intérêt qui découle de la remarque suivante. Toute structure dont on se propose d'étudier l'effet gravimétrique est caractérisée par une profondeur h, par des longueurs a, b, c... (les paramètres de forme) et par une valeur σ du contraste de densité. Si on se limite aux structures simples définies par un seul paramètre de forme a, il existe trois variables qui sont h, a, σ, ou ce qui revient au même h, $\frac{a}{h}$ et σ. Si le rapport $\frac{a}{h}$ est fixé, une variation de σ ou de h se traduira par une variation proportionnelle des ordonnées et des abscisses de la courbe anomalique correspondante. Il en résulte, si nous utilisons pour chaque coordonnée une échelle logarithmique dans la représentation de ces courbes, que toutes celles qui correspondront à une même valeur de $\frac{a}{h}$ se déduiront les unes des autres par une simple translation. Il suffit donc de tracer une seule famille de courbes, en fonction du paramètre $\frac{a}{h}$, pour avoir l'ensemble des formes correspondant à toutes les valeurs possibles des trois paramètres. Dans ces conditions, en traçant le profil expérimental sur papier bilogarithmique et en comparant avec les abaques, on obtiendra, par sélection des meilleures coïncidences[1], un ou plusieurs groupes de valeurs pour les trois paramètres qui seront caractéristiques des structures pouvant convenir. A titre d'illustration nous reproduisons figure 37 l'abaque correspondant à une structure anticlinale

1. Il est en effet fréquent qu'il n'y ait pas une seule coïncidence qui s'impose mais plusieurs qui conviennent avec des approximations comparables. Ceci signifie simplement que tous ces modèles sont des approches de structures pouvant parfaitement convenir au moins physiquement sinon géologiquement.

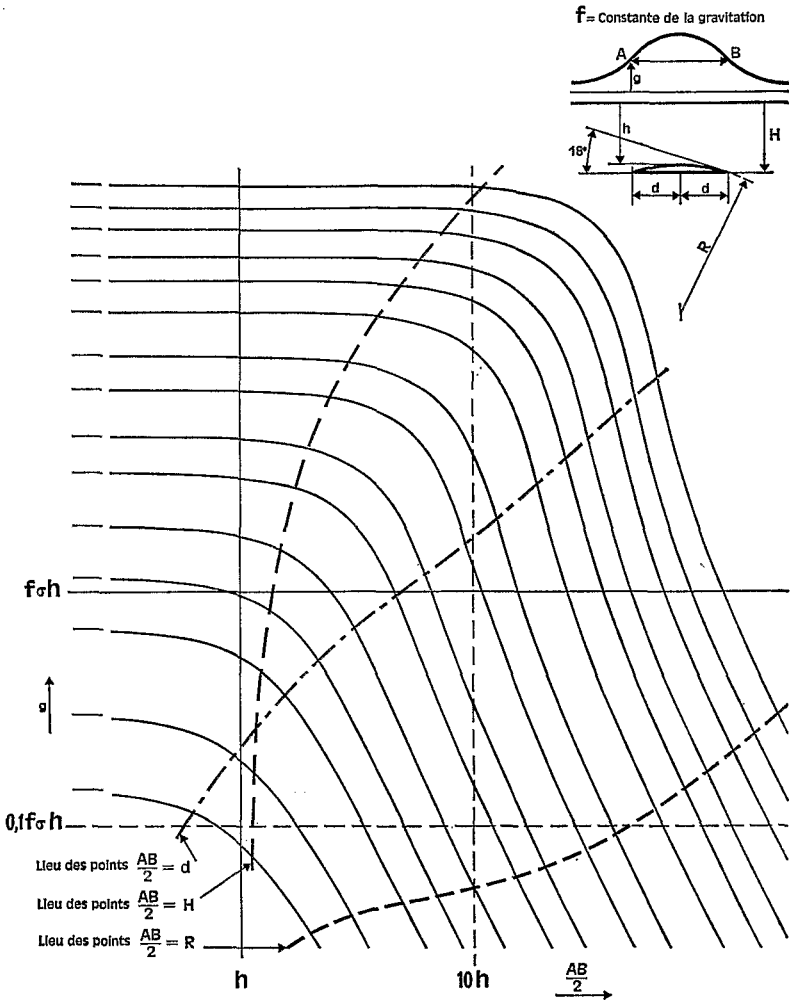


FIG. 37. — Abaque bilogarithmique correspondant à une structure anticlinale (D'après CHASTENET DE GERY et NAUDY).

ayant un allongement infini dans le sens horizontal ; l'angle α fixé à 18° lie d et R ainsi que h et H, de telle sorte que les trois paramètres déterminant la structure seront la densité σ, la profondeur H ou h et au choix la dimension d ou le rayon R.

L'utilisation pratique de ces abaques est très simple. On emploie du papier bilogarithmique transparent d'un module identique, évidemment, à celui qui a servi à construire les abaques. Si l'on désire obtenir l'anomalie créée par une structure donnée on cochera sur le transparent les paramètres caractéristiques de cette structure, on pourra alors caler convenablement le transparent sur l'abaque se rapportant à la forme envisagée et décalquer la courbe désirée ; en repassant en coordonnées linéaires nous obtiendrons alors l'anomalie recherchée. Si, par contre, on veut utiliser les abaques comme une méthode directe, c'est-à-dire en partant d'une anomalie expérimentale pour aboutir à une hypothèse structurale, on agira différemment. On transposera l'anomalie en coordonnées bilogarithmiques sur papier transparent. On choisira l'abaque correspondant à un type de structure. On cherchera s'il existe une courbe de l'abaque ou plusieurs coïncidant assez bien avec la courbe expérimentale ; s'il en est bien ainsi on cochera les paramètres caractéristiques, nous aurons alors obtenu une ou plusieurs interprétations possibles.

A titre d'exemple nous allons envisager la possibilité d'interprétation d'une anomalie située dans le sud du bassin tchadien, au nord de Birao [1] par une faille verticale du socle infiniment allongée, masquée par un recouvrement sédimentaire. Sur la figure 38 est reproduite l'anomalie expérimentale en coordonnées linéaires et coordonnées bilogarithmiques. En comparant ce dernier graphique aux courbes de l'abaque concernant les failles verticales, on constate une bonne coïncidence à quelques pour cent près avec tout un ensemble de courbes. Ce sont toutes celles qui sont comprises entre deux courbes limites C_1 et C_2 dont les paramètres caractéristiques sont cochés sur la figure 38. Elles correspondent aux valeurs suivantes :

— pour C_1, $h = 1\,100$ mètres $H = 2\,600$ mètres $d = 1$

— pour C_2, $h = 620$ mètres $H = 3\,400$ mètres $d = 0{,}5$

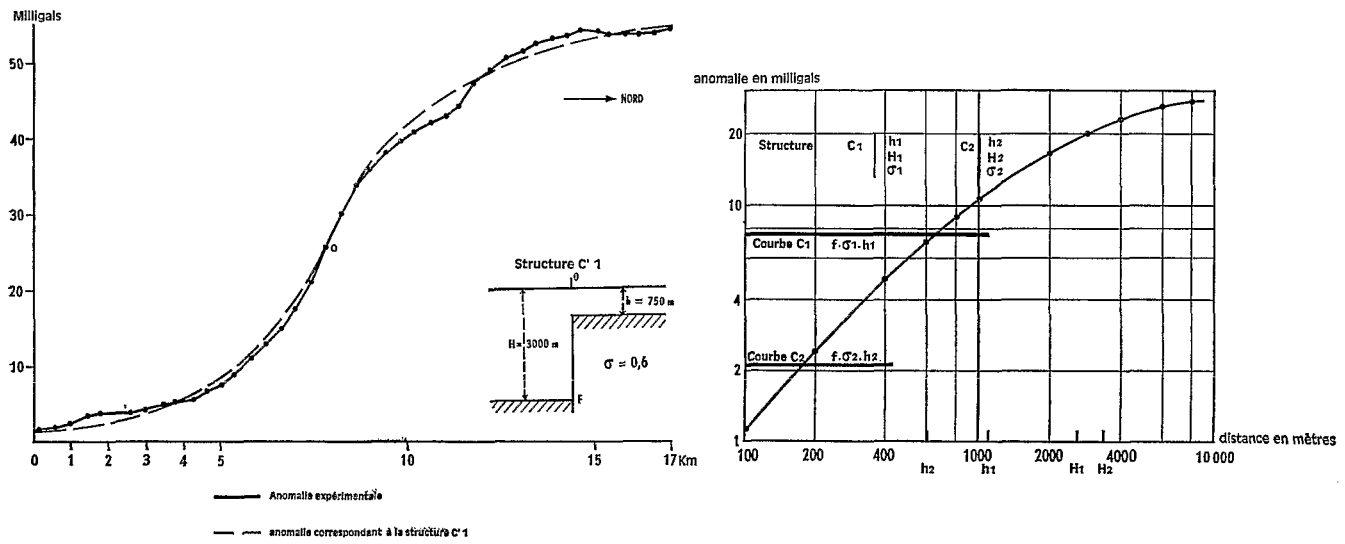


FIG. 38. — Interprétation de l'anomalie située au nord de Birao (gravimétrie de détail : profil 7) par une faille verticale.

Les structures intermédiaires pouvant convenir correspondent à des contrastes de densité plus importants que pour la structure 2, à une profondeur plus grande pour le toit de la faille mais à une dénivelée plus faible. Comme le contraste pour C_2 est de 0,5, ce qui est déjà très fort, la plupart des structures qui pourraient théoriquement convenir seront à écarter puisque conduisant à des contrastes de densité anormalement élevés. En fait, nous réduirons pratiquement l'éventail aux valeurs limites suivantes :

— pour C'_1, $h = 750$ mètres $H = 3\,000$ mètres $d = 0{,}6$

— pour C_2, $h = 620$ mètres $H = 3\,400$ mètres $d = 0{,}5$

Nous voyons, dans ce cas, que la latitude dans le choix est suffisamment réduite pour nous donner un ordre de grandeur avec une précision raisonnable. Ce résultat est d'autant plus intéressant que, lorsqu'on peut interpréter comme ici une anomalie par une faille verticale, il n'existe pratiquement pas d'autres structures en différent sensiblement et pouvant répondre à la question qui ne fasse pas intervenir de contraste de densité plus élevé. Nous sommes donc presque dans la situation de pouvoir déterminer la seule structure géologiquement possible capable d'interpréter l'anomalie

1. Il s'agit du profil 7 de gravimétrie de détail dont on peut voir l'emplacement sur la planche en couleurs « géologie et géophysique du Tchad méridional » (chapitre 7, p. 192).

donnée. C'est évidemment un cas très favorable et qui n'est malheureusement pas très fréquent.

Le maniement de ces abaques est si facile que nous avons cherché à les utiliser le plus fréquemment possible, particulièrement dans l'interprétation des profils effectués en gravimétrie de détail. En effet, ces profils, implantés sur des zones à fort gradient presque toujours très allongées, donc correspondant bien à des structures cylindriques, nous ont montré souvent des anomalies sensiblement symétriques, ce qui est un caractère nécessaire pour que l'anomalie puisse s'interpréter par une faille verticale. Dans ces cas-là nous comparions les deux demi-courbes et lorsque la demi-courbe moyenne ne différait pas des deux précédentes de plus de 10%, nous passions en coordonnées bilogarithmiques et cherchions à utiliser l'abaque pour failles verticales infiniment allongées. Nous avons pu obtenir ainsi un certain nombre de résultats comme nous le verrons dans les études régionales. Un avantage de ces abaques, outre la simplicité de leur maniement, réside dans le fait que l'on compare l'anomalie expérimentale à des anomalies théoriques dans leur ensemble et non simplement par certaines caractéristiques. Dans ces conditions, s'il existe de petites variations qui perturbent l'anomalie à étudier, on examine simplement si la courbe théorique constitue une régularisation valable du profil expérimental. On arrive ainsi à obtenir une interprétation de la partie principale de l'anomalie. On peut d'ailleurs, si on le désire, transposer l'anomalie théorique obtenue en coordonnées linéaires, la retrancher de l'anomalie expérimentale, l'importance du résidu obtenu pourra alors être estimé et, éventuellement, donner lieu à une nouvelle interprétation.

Le seul inconvénient de cette gamme d'abaques c'est qu'elle ne peut concerner que des structures simples puisque leur forme ne doit pas dépendre d'un trop grand nombre de paramètres. Nous avons pu utiliser [1], outre l'abaque concernant les failles verticales, un ensemble concernant des parallélépipèdes variés (à base carrée, rectangulaire, ayant un allongement horizontal infini) et un ensemble concernant des structures anticlinales.

c) FAILLES OBLIQUES.

Le cas des failles obliques nous a intéressé car la plupart des zones où nous avons effectué de la gravimétrie de détail, comme nous l'avons indiqué ci-dessus, sont des régions où nous avions des gradients extrêmement forts avec, généralement, des isanomales régulièrement parallèles sur notre carte gravimétrique générale. Nous étions donc dans de bonnes conditions pour tenter des interprétations par des failles infiniment allongées. Lorsque les profils des anomalies se présentaient très sensiblement symétriques, les abaques bilogarithmiques nous permettaient de trouver les failles verticales qui étaient susceptibles de convenir. Mais certaines anomalies n'étaient absolument pas symétriques et pour celles-là une interprétation par faille verticale n'était pas possible. Nous nous sommes alors intéressés au cas des failles obliques. Le calcul d'une telle structure sous sa forme la plus générale, c'est-à-dire une faille oblique décrochant le socle, masquée par un recouvrement sédimentaire, est possible ; il conduit à une formule compliquée faisant intervenir des fonctions Arc *tg* et log que nous ne reproduirons pas ici. Les calculs numériques auxquels son application conduit sont très pénibles et finalement si l'on désire vraiment rechercher l'anomalie créée par une structure de ce type, il est préférable de confier le travail à un ordinateur suivant une technique qui sera indiquée plus loin. Par contre, si l'on se limite au cas des failles obliques affleurantes, la formule est encore compliquée mais elle a l'avantage de ne faire intervenir x que sous la forme du rapport $\frac{x}{h}$ (pour la définition de ces symboles se reporter à la figure 39). L'anomalie dépend évidemment de l'angle α et est proportionnelle au contraste de densité d. Pour faciliter le calcul de toutes failles obliques correspondant

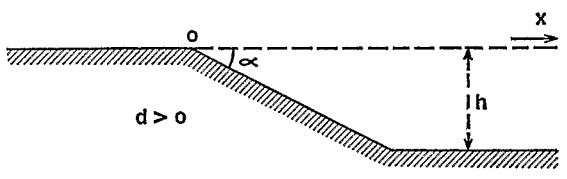


FIG. 39

1. Grâce à l'amabilité de la Compagnie Générale de Géophysique

à un angle α déterminé, mais a des d et h variables nous avons utilisé le résultat indiqué plus haut concernant l'anomalie créée par la variation de puissance d'une couche horizontale. Nous avions vu que l'on avait

$$\Delta g \text{ milligals} = \frac{d_{g/cm^3} \times h_m}{23{,}85},$$

cela correspondra à l'amplitude maximale de l'anomalie créée par la faille oblique. Nous avons utilisé les calculs effectués dans l'atlas de gravimétrie du B.R.G.M. (R. BOLLO, J. GOGUEL) qui fournissent pour une amplitude totale de l'anomalie de 2 milligals sa valeur en fonction de $\frac{x}{h}$ pour $\alpha = 30^0$ et $\alpha = 60^0$. En fait, nous n'avons retenu que la faille oblique de pente $\alpha = 30^0$, car l'anomalie correspondant à $\alpha = 60^0$ diffère assez peu de celle qui est créée par une faille verticale. Le tableau suivant indique les résultats :

$\frac{x}{h}$	-5	$-2{,}5$	$-1{,}4$	$-0{,}6$	$-0{,}2$	0	$+0{,}2$	$+0{,}6$	$+1$	$+1{,}4$	$+2{,}5$	$+5$
Δ g/mgals	0,95	0,91	0,87	0,81	0,74	0,67	0,42	+0,05	−0,24	−0,46	−0,77	−0,92

Ceci nous permet pour une faille oblique quelconque de pente 30° de déduire l'anomalie qu'elle crée aux divers points définis par les valeurs indiquées dans le tableau, il suffira de multiplier les nombres de la ligne Δg par la quantité $\frac{d \cdot h}{47{,}70}$. Ainsi donc, il sera relativement facile de tracer la coupe gravimétrique perpendiculairement à une faille oblique de pente 30° infiniment allongée, dont on se donnera le d et le h.

En pratique, on pourra même aller plus loin. En effet, on remarque en examinant le tableau que l'on a sensiblement la moitié de l'amplitude du Δg total pour $\frac{x_1}{h} = 0{,}6$ et environ le quart (en fait, un peu plus) pour $\frac{x_2}{h} = 1{,}4$. Si bien que lorsque l'on a une anomalie expérimentale et que l'on désire voir si l'interprétation par une faille de pente 30° est possible, les remarques précédentes permettent d'avoir immédiatement une idée du h puisque $x_2 - x_1 = 0{,}8\ h$. Le d se déduira directement des ordonnées de la courbe expérimentale. On pourra alors construire la courbe théorique et la comparer à celle qui a été obtenue sur le terrain, la comparaison nous indiquera si l'interprétation peut convenir. A titre d'exemple, nous avons traité le cas des profils de gravimétrie de détail 5 et 8 [1] du sud Tchad sur la figure 40. Le profil 5 s'interprète très bien avec une faille affleurante infiniment allongée de pente 30° présentant un contraste de densité de 0,22 et un rejet de 1 500 mètres. Par contre, le profil 8 a été choisi pour montrer un exemple de correspondance beaucoup moins satisfaisante. L'écart entre la courbe expérimentale et la courbe théorique atteint par endroit 2 milligals ; la courbe théorique tracée pour un rejet de 2 500 mètres et un contraste de densité de 0,3 présente un gradient trop fort par rapport à celui de l'anomalie expérimentale, l'interprétation ne convient donc pas.

d) STRUCTURES QUELCONQUES.

Dans tous les procédés particuliers étudiés ci-dessus, il s'agissait de déterminer des anomalies occasionnées par des structures de formes géométriques simples. On s'éloignait donc ainsi de la

1. Pour la localisation, se reporter à la planche en couleurs « géologie et géophysique du Tchad méridional » (chapitre 7, p. 192).

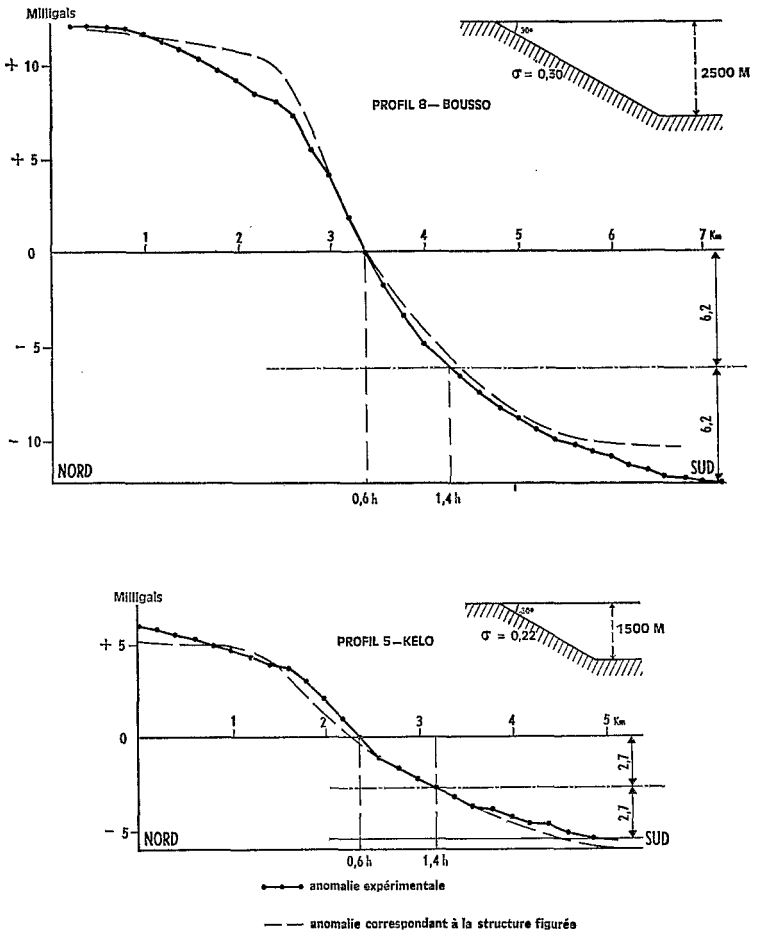


FIG. 40. — Exemples d'interprétation par faille inclinée (gravimétrie de détail : profils 5 et 8).

réalité, mais ces techniques avaient l'énorme avantage d'être d'un emploi rapide et dans une catégorie géologique donnée (faille verticale, faille oblique faisant un angle donné, anticlinal d'un certain type...) de pouvoir être utilisées de manière déductive. Elles permettaient effectivement de déterminer immédiatement si l'une des structures appartenant à un ensemble défini par quelques caractères communs était compatible avec l'anomalie expérimentale étudiée.

On comprend donc que nous ayons fait un large usage de ces méthodes, elles étaient parfaitement adaptées au travail de dégrossissage, seul possible avec les documents dont nous disposions, essentiellement la carte gravimétrique de reconnaissance du bassin, complétée par quelques profils de sondages électriques. Nous ne disposions pas de données précises sur la forme et la nature des structures causes des anomalies. En effet, les géologues, dans ce vaste pays à couverture sédimentaire récente où les forages profonds n'existaient pas, loin de nous fournir de tels renseignements, attendaient des géophysiciens toutes les indications sur la structure du bassin. C'est pourquoi les techniques d'interprétation plus élaborées dont nous allons parler maintenant n'ont, en fait, été que peu utilisées. Elles ne peuvent en effet intervenir que lorsque l'interprétation a acquis déjà une idée suffisamment précise de la forme et des contrastes de densité des structures recherchées. Cela a été le cas dans le sud du Tchad où des études électriques assez complètes, l'existence d'un profil de prospection sismique, nous ont permis effectivement de réaliser une interprétation en général plus élaborée. Les méthodes qui permettent de calculer en chaque point de la surface l'anomalie occa-

sionnée par une structure quelconque, limitée ou non dans ses dimensions, sont très variées. Toutes ont pour but de calculer l'intégrale triple à laquelle conduit l'application de la formule de Newton, base de la gravimétrie, dans le cas d'une structure générale ou l'intégrale double à laquelle elle se réduit dans le cas où la structure considérée est cylindrique.

En pratique, compte tenu de l'espacement existant entre les stations de notre levé (4 km suivant les profils, davantage entre eux), nous n'avons pas été amenés à aborder l'interprétation d'anomalies de petite taille et, par suite, nous n'avons pas eu à imaginer des structures limitées à quelques kilomètres ou à fortiori à quelques hectomètres. Toutes nos interprétations intéresseront donc des structures d'extension horizontale importante. Par contre, beaucoup d'entre elles feront intervenir des variations de puissance de la série sédimentaire résultant d'approfondissement du socle et, par suite, resteront limitées à quelques milliers de mètres quant à leurs dimensions verticales. Dans ces conditions, sauf exception (cas des extrémités de structures très allongées), les rayons de courbures des sections horizontales des volumes imaginés seront toujours très grands par rapport à leurs profondeurs. Il en résulte qu'il nous sera pratiquement toujours possible avec une approximation suffisante, qui n'a d'ailleurs pas besoin d'être très grande vu l'importance de l'erreur qui peut entacher le tracé de l'anomalie expérimentale, d'admettre pour conduire les calculs que les structures sont cylindriques. C'est, en fait, uniquement dans le cas où l'on est amené à supposer la cause d'une anomalie à des profondeurs notables, à la base de l'écorce par exemple, ce qui représente plusieurs dizaines de kilomètres, que l'on pourrait envisager de considérer des structures non cylindriques. Mais alors dans ce cas, l'absence de tout renseignement autre que gravimétrique laisse place à une telle indétermination qu'un simple calcul approché montrant qu'une solution peut effectivement être trouvée aux profondeurs envisagées semble suffisant.

Nous nous contenterons donc d'indiquer les deux méthodes de calcul que nous avons utilisées pour l'évaluation des intégrales doubles auxquelles conduisent les structures cylindriques. Nous avons employé, lorsque cela a été possible, une calculatrice électronique [1], et plus simplement, mais plus péniblement, le reste du temps, un abaque à mailles. Cet abaque classique, établi par le Laboratoire de Géophysique Appliquée de la Sorbonne permet de tracer le profil anomalique correspondant à une coupe de la structure perpendiculaire à son axe. Le plan de la coupe est divisé en compartiments, à l'aide d'un réseau de demi-droites concourantes partant du point de la surface où l'on se propose de calculer l'anomalie, et d'un réseau de cercles concentriques centrés au point précédent. Les demi-droites sont déterminées de telle sorte que chaque compartiment apporte la même contribution à la valeur de l'anomalie au point où s'effectue le calcul. La mise en œuvre de cet abaque est assez rapide et permet de déterminer assez facilement si une structure suggérée par des considérations géologiques ou par les sondages électriques est compatible avec l'anomalie gravimétrique expérimentale.

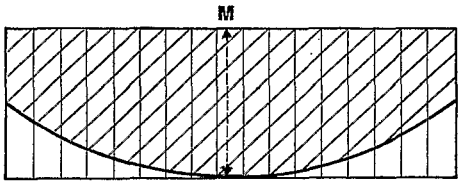


FIG. 41

Nous avons utilisé également une technique très rudimentaire mais qui présente l'avantage d'être d'un maniement extrêmement simple. Elle consiste, si l'on veut connaître l'anomalie créée par une certaine structure en un point M, à remplacer toute la structure par un plan indéfini d'une certaine épaisseur. Dans le cas des structures que nous avons étudiées, en général des épaississements sédimentaires, nous prenions un plan d'épaisseur égale à la cote du socle sous M. Cela revient à remplacer dans le dessin de la figure 41 l'influence de la partie en hachures verticales par la partie hachurée à 45°. Cette manière de procéder peut garder un sens pour deux raisons, liées toutes deux au fait que notre travail n'est que de la gravimétrie de reconnaissance. La première, c'est que nos mesures sont d'une précision toute relative, seul le milligal sur l'anomalie de Bouguer a un sens ; la seconde, c'est que, par ailleurs, la faible densité de nos stations

1. C'est le Centre de Calcul de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, à Pau, qui a bien voulu se charger de nos travaux.

(distance entre stations de 4 à 5 km) ne nous permet pas d'imaginer le détail des structures, nous ne raisonnons que sur d'amples structures régionales pour lesquelles les distances horizontales sont beaucoup plus grandes que les distances verticales.

Nous avons effectué sur deux exemples la comparaison de la méthode rigoureuse de calcul (par ordinateur) avec cette approximation que nous appellerons du « plan indéfini ». Ces exemples intéressent le sud du Tchad. Pour le premier les pentes de la structure sont faibles, ce qui doit nous mettre dans de bonnes conditions pour l'utilisation du calcul approché. Le second exemple, au contraire, concerne une structure de pente plus raide, c'est l'interprétation d'une anomalie lourde. Les résultats sont les suivants :

Premier calcul. — Il s'agit du bassin de Doba. Nous supposons un remplissage sédimentaire du bassin de densité uniforme (contraste de densité avec le socle = 0,33) et nous nous donnons la topographie suivante pour le socle.

0	70 km	140 km	165 km
400 m	4 400 m	2 000 m	200 m

Il s'agit de la cote du socle par rapport à la surface du sol. Les deux méthodes aboutissent aux valeurs ci-dessous :

Distance (km)	*Ordinateur (mgals)*	*Méthode du Plan (mgals)*
0	6	5,5
20	14,3	13,8
40	26,3	24,8
60	44,5	45,2
80	54,8	58,3
100	47,8	49,0
110	38,8	39,6
140	30,3	30,2
160	13,8	12,8

Deuxième calcul. — Il s'agit là d'un essai d'interprétation de l'anomalie lourde (anomalie de Bebo) qui occupe le bassin de Doba. Nous avons imaginé que se surajoutait à l'hypothèse faite dans le premier calcul pour la topographie du socle une intrusion qui aurait la forme représentée sur la figure 42 et présenterait un contraste de densité de 0,4 par rapport aux sédiments. Les deux calculs donnent les résultats suivants :

Distance (km)	*Ordinateur (mgals)*	*Méthode du Plan (mgals)*
0	12	14,5
5	20,8	25,8
10	20,8	23,4
15	15,6	20,9
20	10,0	12,8

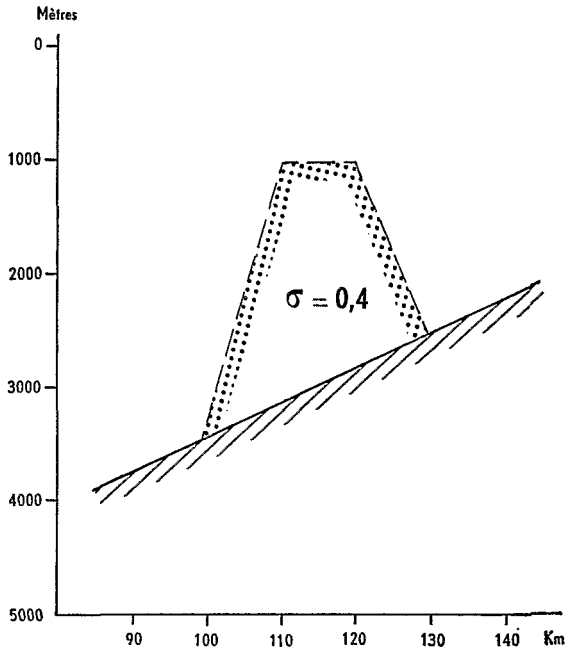


FIG. 42. — Essai d'interprétation de l'anomalie lourde de Bébo.

En examinant ces chiffres il apparaît que lorsque les pentes des structures ne sont pas trop fortes, le calcul approché peut donner des résultats acceptables, compte tenu du degré de précision auquel nous travaillons ; il n'en est plus de même lorsque les structures sont prononcées ou lorsque nous nous intéressons au point bas d'une cuvette, il est évident que dans ce cas, par exemple, la cote prise pour le socle aboutit à fournir une anomalie surestimée. Chaque fois que nous serons dans ces conditions, il faudra donc effectuer un calcul de l'intégrale qui fournit la valeur de l'anomalie, soit si l'on en a la possibilité à l'aide d'un ordinateur, soit, plus simplement mais plus péniblement à l'aide d'abaques à mailles.

Ces indications que nous venons d'obtenir, sont également intéressantes en ce qui concerne l'estimation de l'erreur que nous risquons de commettre en considérant, pour simplifier les calculs, des structures limitées dans toutes leurs dimensions comme cylindriques. Elles montrent bien qu'effectivement cette approximation sera, en général, largement suffisante, elle le sera d'ailleurs dans les mêmes conditions que l'approximation du plan indéfini vis-à-vis de la structure cylindrique.

Toutes ces remarques nous amènent aux conclusions suivantes :

1. Dans le cas où les isanomales ne sont pas très serrées, c'est-à-dire où le gradient de l'anomalie n'exige pas pour son interprétation une pente du socle trop forte, nous pouvons sensiblement admettre que les isanomales reproduisent les isobathes du socle. Ceci n'est vrai, évidemment, que si nous admettons un socle et un remplissage sédimentaire homogènes.

2. Lorsque les pentes sont fortes ou que nous raisonnons sur un point situé à l'aplomb d'un changement de pente marqué du socle, le calcul de l'intégrale est nécessaire. Mais il suffit qu'il soit réalisé dans l'hypothèse d'une structure cylindrique, ce qui le simplifie considérablement; ceci à la condition que les sections de l'anomalie perpendiculaires au profil étudié ne présentent pas au voisinage de ce profil de pente trop forte. Cette condition sera sensiblement réalisée dans tous les calculs que nous serons amenés à envisager dans ce travail.

Dans le premier cas où la correspondance est directe entre isanomales et isobathes du toit du socle, il nous suffira de nous donner soit la cote du socle en un point, soit le contraste de densité

entre le socle et le remplissage sédimentaire pour en déduire la correspondance chiffrée entre isanomales et isobathes. Compte tenu des hypothèses faites (socle et remplissage sédimentaire homogènes) et de l'approximation plane admise, c'est donc à une interprétation déductive que nous arrivons. Cela revient à imaginer sous chaque point de la surface du sol l'existence d'une colonne présentant un excès ou un déficit de masse directement proportionnel à la valeur de l'anomalie en ce point. Nous avons vu précédemment qu'à une variation de la pesanteur d'un milligal correspondait une variation de masse de 2,38 kg/cm² dans le cas des couches planes indéfinies ; comme nous nous plaçons dans cette approximation, c'est cette quantité qui permettra de passer des anomalies aux cotes du socle en fonction du contraste de densité supposée.

Dans le second cas par contre, il faut opérer de la manière normale : imaginer une structure, calculer l'anomalie qu'elle crée puis la comparer à l'anomalie expérimentale, retoucher alors la structure pour se rapprocher de cette anomalie expérimentale et continuer ainsi par retouches successives.

3. Détermination de la forme d'une structure homogène à partir de son champ gravimétrique.

Il s'agit d'une méthode préconisée il y a quelques années (LA PORTE, 1963). Elle utilise une calculatrice électronique. Pour notre part, la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine nous a permis de bénéficier du programme qu'elle a mis au point pour ce calcul.

La méthode interprétative proposée repose sur l'hypothèse suivante : on suppose le champ gravimétrique donné, uniquement dû à la présence d'une structure homogène de densité connue *d*. Cette structure étant limitée par un toit et une base, la méthode de calcul se propose de définir l'une de ces surfaces limites (toit ou base) lorsque l'on connaît l'autre (fig. 43).

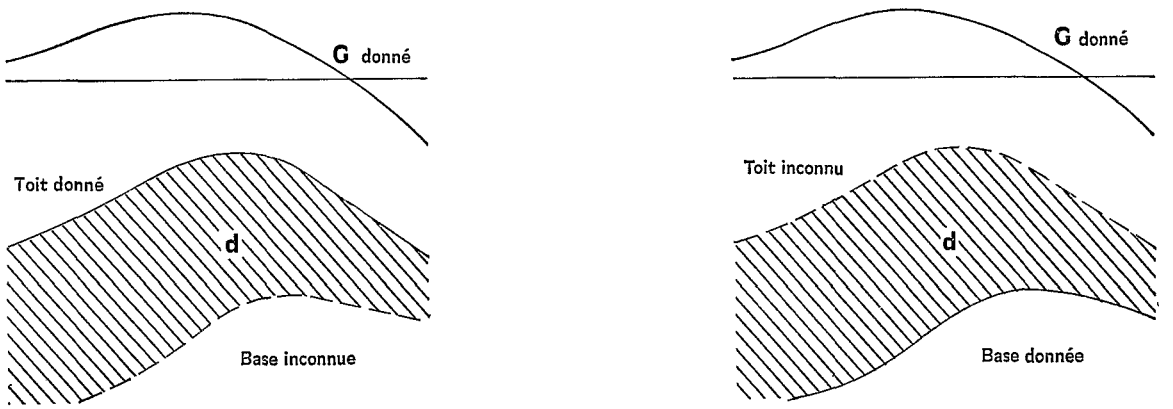


FIG. 43

Le calcul fournit à partir d'un champ exprimé en milligals la forme d'une structure, c'est-à-dire un ensemble de profondeurs exprimées en mètres. Il s'agit d'un procédé itératif. On détermine à partir du champ donné G, dans le plan de mesure, une première approximation S_1 de la structure cherchée. Pour la définir on utilise la propriété dont nous avons déjà parlé à plusieurs reprises concernant les couches planes et indéfinies. Si l'on admet par exemple que le toit de la structure coïncide avec le plan de mesure, plan horizontal de référence, la profondeur H_M de la base en chaque point M sera simplement définie par $H_M = \frac{G_M}{2 \pi f d}$, G_M étant la valeur de l'anomalie considérée (Bouguer ou isostatique) au point M, f la constante de la gravitation et d la densité fixée pour la

structure. Il s'agit donc, en fait, de l'approximation du « Plan indéfini » dont nous avions examiné plus haut le degré de précision en fonction de la pente de la structure. Mais nous nous étions contentés alors de chercher les cas dans lesquels cette structure S_1 pouvait être considérée comme la solution au problème posé, tandis qu'ici S_1 n'est considéré que comme un premier stade de la recherche. En effet, si l'on appelle G_1 le champ gravimétrique créé dans le plan de mesure par la structure S_1, les différences constatées entre G et G_1 permettent de retoucher la structure S_1 et d'obtenir ainsi une structure S_2, meilleure approximation de la solution cherchée à laquelle on pourra appliquer le même procédé plusieurs fois.

On arrête le calcul à la structure S_n lorsque l'on juge le champ G_n suffisamment proche du champ expérimental G. Les retouches successives que l'on fait subir aux diverses structures S_1, S_2, S_3 sont toutes obtenues également comme la structure S_1 à partir de l'approximation du plan indéfini. Le principe du calcul est le suivant, la quantité $G - G_1$ qui représente le champ résiduel indique de combien la structure S_1 diffère de la structure S cherchée. Le problème consiste donc à retoucher la base B_1 afin de réduire ce champ résiduel. Il est dû uniquement à l'élément de volume qui constitue la différence entre les structures S et S_1. Soit a le point de la base B_1 de S_1 à l'aplomb d'un point A du plan de mesure, le champ résiduel vaut $g_1(A) = G - G_1$ au point A, au point a on assimilera le champ résiduel $g_1(a)$ au champ résiduel $g_1(A)$ prolongé vers le bas à la cote a. On applique alors l'approximation du plan indéfini et nous retouchons la base B_1 à l'aplomb du point A de la quantité $\frac{g_1(a)}{2\pi f d}$. Ce calcul est à effectuer pour tous les points A du plan de mesure. La base B_1 ainsi retouchée définit la nouvelle base B_2 de la structure S_2. La figure 44 illustre cet exposé.

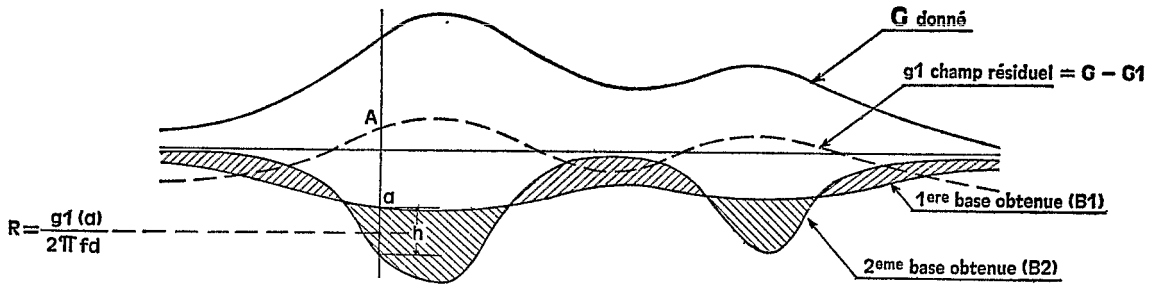


FIG. 44. — Principe du calcul d'une structure par un procédé itératif.

Nous avons utilisé cette méthode sur une dizaine de profils. Le programme de la S.N.P.A. était conçu pour des structures cylindriques. Cette approximation, comme nous l'avons vu, est largement suffisante pour notre travail en général du fait de l'étalement des structures. Mais pour les secteurs auxquels nous avons appliqué cette technique, cet argument n'est plus valable car les calculs que nous avons effectués par cette méthode ont surtout intéressé les profils de gravimétrie de détail qui se situaient dans des zones à gradient très élevé. Par contre, il convient de remarquer que tous ces travaux de détail avaient été placés, ce qui était possible puisque nous possédions déjà la carte gravimétrique, suivant la ligne de plus grande pente des structures et il se trouve que celles-ci étaient bien toutes suffisamment allongées, comme il est facile de le vérifier sur la carte, perpendiculairement à cette ligne. Il en résulte que ces calculs en structure cylindrique étaient très suffisants.

Si ce type d'interprétation nous a conduit à des résultats intéressants que nous aurons l'occasion d'examiner dans les chapitres suivants, nous allons exposer ici quelques difficultés que nous avons rencontrées. Elles ont toutes concerné des problèmes où nous fixions la surface du sol comme toit de la structure et où l'ordinateur recherchait sa base. Géologiquement, cela correspondait à la recherche du fond d'un bassin sédimentaire dont la densité du remplissage était supposé uniforme,

ainsi que celle du socle environnant et c'était le contraste entre ces deux densités que nous nous fixions.

Nous avions utilisé comme profil expérimental le résultat brut des mesures et de leur exploitation sans aucun lissage. Comme les stations avaient été effectuées tous les deux cents mètres, les valeurs mesurées comportaient les hautes fréquences spatiales qui ne pouvaient correspondre qu'à des causes assez proches de la surface, plus proches certainement que la base du bassin sédimentaire qu'un contraste de densité raisonnable nous obligeait à supposer suivant les secteurs entre 1 500 et 3 000 mètres de profondeur. Ces hautes fréquences spatiales correspondaient d'ailleurs à des amplitudes très faibles. Les premières itérations qui les négligeaient donnaient des résultats très cohérents puis à partir du moment où la calculatrice recherchait une coïncidence plus précise entre le champ expérimental et le champ théorique, ces éléments entraient en jeu. Il en résultait alors soit que les itérations se mettaient à diverger soit que le fond du bassin subissait des déformations en dents de scie impossibles géologiquement mais que l'ordinateur indiquait car mathématiquement elles aboutissaient à une structure dont le champ s'approchait au mieux du champ expérimental. Ces deux types de résultats ne faisaient que traduire l'impossibilité de localiser à la base du bassin les faibles variations de l'anomalie de fréquence spatiale élevée. Ces phénomènes doivent pouvoir d'ailleurs être fortement réduits par un lissage soit graphique soit mathématique. De toute manière LA PORTE signalait dans son exposé sur cette méthode qu'elle s'appliquait tout particulièrement au cas où l'anomalie de Bouguer est due, en majeure partie, à un contraste de densité accusé proche de la surface et il est certain que c'est dans ces conditions que nous avons eu les meilleurs résultats.

Pour illustrer ces remarques nous indiquons figure 45 le résultat obtenu après 22 itérations dans la recherche d'une structure correspondant à un des profils mesurés dans le sud du Tchad.

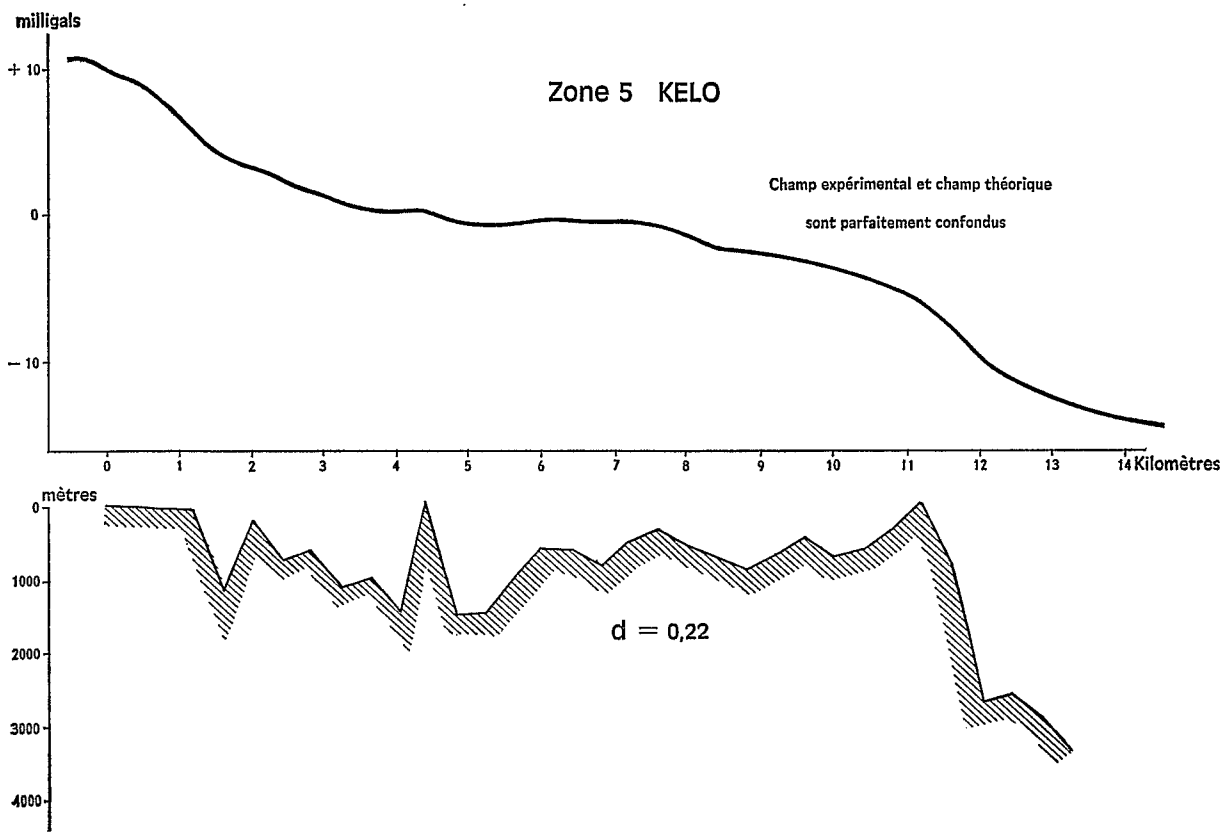


FIG. 45. — Exemple d'un calcul mal posé de recherche de structure par la méthode itérative.

On remarquera à quelles variations ponctuelles importantes de la base de la structure correspondent les moindres irrégularités de la courbe expérimentale, à tel point que la limite obtenue ne présente plus aucun intérêt. Dans ce cas on retiendra comme solution une des itérations précédentes qui aura l'inconvénient de correspondre à une valeur moyenne du champ résiduel supérieure mais, par contre, donnera une structure géologiquement possible.

Les calculs effectués par cette méthode nous ont permis de nous faire une idée du degré d'approximation avec lequel la première itération, c'est-à-dire en fait une structure définie par un ensemble de profondeur directement proportionnelle à la valeur de l'anomalie de Bouguer au point correspondant de la surface, pouvait être considérée comme solution.

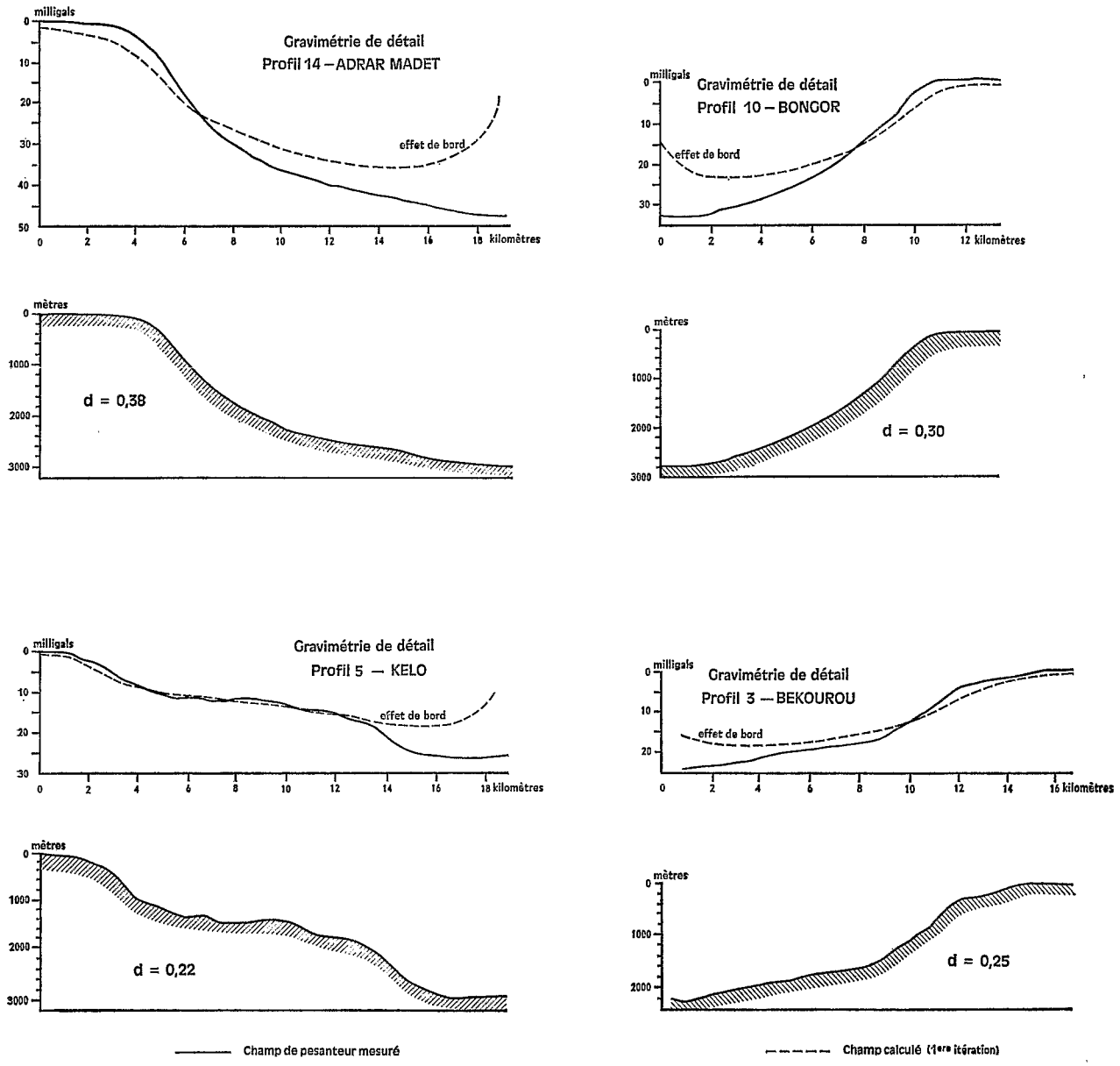


FIG. 46. — Interprétation par la méthode itérative : approximation obtenue à la première itération dans quelques cas.

La figure 46 indique les résultats de cette première itération dans quelques cas. Elle permet de constater l'existence d'un effet de bord important à l'extrémité des profils. Elle montre également que, bien évidemment, c'est dans la région où la topographie du socle est la plus douce (cas de Kelo) que la première itération représente déjà une approximation intéressante.

Nous terminerons toutes ces considérations sur les méthodes que nous avons mises en œuvre pour réaliser des interprétations quantitatives par une remarque que nous utiliserons fréquemment par la suite. Elle consiste à dire qu'il est toujours possible de remplacer une structure qui rend compte d'une attraction donnée, par une autre, moins profonde et plus étalée. En effet, si nous avons trouvé une répartition profonde de densité qui rende compte des mesures en surface, il est facile de calculer son attraction au niveau d'un plan horizontal situé en profondeur, mais au-dessus des masses attirantes. Une distribution de densités superficielles dans ce plan, proportionnelle à la composante verticale de l'attraction, produit le même champ extérieur, en particulier à la surface. La gravimétrie ne peut donc bien nous donner qu'une profondeur maximale pour la cause des anomalies. Heureusement, une limitation vers le haut se manifeste tout de même, car souvent des structures trop superficielles exigent des contrastes de densité invraisemblables et, par suite, se révèlent impossibles.

Pour clore ces remarques sur les techniques que nous avons utilisées pour l'interprétation de nos cartes gravimétriques, nous préciserons que nous n'avons effectué aucune des transformations classiques, dérivée première ou seconde, prolongement vers le haut ou vers le bas et que toutes nos interprétations géologiques même qualitatives sont tirées de la carte des anomalies de Bouguer. Ceci est justifié car toutes les formules conduisant à ces diverses transformations comportent des coefficients élevés qui multiplient, par conséquent, les erreurs expérimentales et introduisent, de ce fait, des anomalies sans fondement métrologique. Or, comme nous l'avons vu dans un chapitre précédent, les erreurs expérimentales possibles sur nos mesures sont importantes, les documents transformés n'auraient donc plus eu aucun sens. En outre, la distribution irrégulière de nos stations, serrées sur des profils espacés, ne se prêtait pas bien aux procédés classiques de calcul des cartes transformées qui utilisent des grilles régulières de valeurs. Nous nous sommes contentés en vue des interprétations quantitatives de décomposer l'anomalie de Bouguer en deux ou plusieurs « résiduelles ». Cette décomposition était évidemment fortement arbitraire. Comme nous l'avons vu nos calculs ont été réalisés en considérant les structures comme cylindriques, ils intéressaient donc uniquement des profils et nous réalisions la décomposition des anomalies graphiquement sur des coupes. Nous avions, d'ailleurs toujours présent sur le même graphique, la courbe de correction isostatique (Airy, 30 km) correspondante, qui nous permettait de voir la portion de l'anomalie qui pouvait s'interpréter par l'hypothèse isostatique classique.

II. — L'INTERPRÉTATION DES SONDAGES ÉLECTRIQUES

A. Généralités.

Le problème de l'interprétation des sondages électriques consiste, en partant du diagramme bilogarithmique représentant les résistivités apparentes en fonction des demi-longueurs de ligne, à calculer les résistivités vraies et les épaisseurs des diverses couches du sous-sol. On peut dire pour parler en termes plus mathématiques, qu'il convient de déterminer une fonction inconnue $\rho = f(h)$ reliant la résistivité à la profondeur connaissant par les mesures de terrain la fonction $\rho_a = g\left(\frac{AB}{2}\right)$ reliant la résistivité apparente à la demi-longueur de ligne.

Avant d'exposer la manière dont nous avons abordé ce problème, nous mentionnerons la difficulté qui se présente dans certains cas pour tracer à partir des points de mesure la courbe de sondage. En général, il existe un certain décalage entre les tronçons successifs du diagramme correspondant aux changements de MN, mais il n'est pas trop important, ce qui permet des raccorde-

ments assez faciles. Ce n'est malheureusement pas toujours vrai et nous avons certains exemples où les courbes ont été difficiles à dessiner. Pour permettre de se faire une idée de la validité de nos tracés, nous avons toujours représenté les points de mesure. Toutefois, compte tenu de l'échelle à laquelle nous avons reproduit les diagrammes, les points situés sur les courbes n'apparaissent pas. Dans les chapitres concernant les études régionales, on remarquera à l'examen des graphiques que le tracé a été délicat pour quelques sondages par suite « d'à-coups de MN » [1] importants.

Les sondages électriques ne peuvent fournir des renseignements sur les couches profondes que pour des longueurs de ligne importantes. Nous avons déjà indiqué que nous avions mis au point un matériel nous permettant de réaliser des mesures avec des lignes d'envoi de courant atteignant 20 kilomètres et plus. Il en résulte évidemment qu'on ne peut en déduire des données sur la structure du sous-sol avec une certaine précision que si les terrains restent à peu près les mêmes, tant du point de vue des caractéristiques électriques que des épaisseurs, sur des distances comparables. La réalisation de grands sondages suppose donc un remplissage sédimentaire constitué de couches horizontales ou à faible pendage présentant des caractères de continuité et de régularité des faciès. Or, nous verrons, qu'effectivement, les séries présentent bien, dans le bassin du Tchad, une grande régularité ; en effet, en dépassant même l'échelle des sondages pour passer à celle de profils de plusieurs centaines de kilomètres, cette permanence des séries reste encore globalement vraie. C'est ce qui résulte de l'examen des sondages électriques qui montrent généralement le long d'un même profil une homogénéité d'allure vraiment remarquable. C'est d'ailleurs grâce à ces caractères favorables que les prospections électriques à très large maille que nous avons effectuées ont permis de mener une véritable exploration de grande reconnaissance. Les interprétations ont, en effet, pu déboucher sur des tentatives de coupes stratigraphiques. Il est assez étonnant d'ailleurs de constater que les quelques coupes géologiques données par les rares forages d'une certaine profondeur effectués dans le bassin indiquent des séries présentant des alternances très variées de terrains argileux et sableux. On aurait donc pu croire que des sondages électriques effectués à une certains distance les uns des autres seraient très différents, or il n'en est rien, et de plus, ils montrent la présence d'un nombre limité de discontinuités électriques. Il faut en conclure que ces alternances sable-argile se comportent électriquement comme des ensembles, l'alternance étant trop rapide pour que chacune des passées puisse se faire sentir sur le diagramme. Il résulte de cette remarque une conséquence importante, c'est que l'anisotropie apparente [2], de ces séries pourra être grande. Les couches étant horizontales, elle sera de révolution avec un axe vertical. Des mesures faites à la surface ne permettront donc pas de la déceler et, comme on le démontre classiquement (MAILLET, 1947), le sondage électrique présentera le même aspect qu'avec un terrain isotrope d'épaisseur $\lambda \cdot h$ et de résistivité $\rho = \sqrt{\rho_t \cdot \rho_1}$ électriquement équivalent, (λ étant le coefficient d'anisotropie apparente égal à $\frac{\sqrt{\rho_t}}{\rho_1}$, ρ_t et ρ_1 les résistivités transversale et longitudinale de la série alternée, h l'épaisseur vraie de cette série). Comme λ, toujours supérieur à un, peut atteindre pratiquement la valeur deux [3], il apparaît qu'il ne s'agit nullement là d'un phénomène négligeable. Dans certains cas, en effet, il en découle que l'épais-

1. Lorsque l'on passe au cours d'un sondage électrique d'un dispositif M_1N_1 de mesure à un dispositif M_2N_2 plus grand, il arrive souvent que l'on constate, pour une même longueur de la ligne AB d'envoi de courant (dans les mesures d'embrayage), des variations de la résistivité apparente. Elles sont dues à des hétérogénéités superficielles, ce sont les « à coups de prises MN ».

2. Les roches pour lesquelles la résistivité dépend de la direction du courant qui les traverse sont dites anisotropes. Les terrains sédimentaires, par exemple, sont généralement plus résistants dans la direction perpendiculaire au plan de stratification, c'est l'anisotropie vraie. On appelle, par contre, « anisotropie apparente » le fait qu'une série de couches isotropes alternativement conductrices et résistantes se comporte électriquement comme un seul terrain anisotrope ayant une résistivité plus élevée normalement aux plans de séparation.

3. On démontre que, pour une alternance de couches d'épaisseur h_1 et de résistivité ρ_1 et de couches d'épaisseur h_2 et de résistivité ρ_2, on a un coefficient de pseudoanisotropie (ou anisotropie apparente) qui atteint 2 pour des couches d'égale épaisseur et de contraste de résistivité $\left(\frac{\rho_2}{\rho_1}\right)$ égal à 14, ce qui est un rapport très réalisable avec des alternances d'argile et de sable (par exemple $\rho_1 = 10\ \omega.m$, $\rho_2 = 140\ \omega.m$).

seur des couches pourrait être surestimée de 100%. En pratique, il nous sera très difficile de tenir compte de ce facteur car, comme nous venons de le voir, il ne se manifeste pas dans l'allure des sondages électriques. L'erreur qu'il introduit ne peut être détectée et éliminée que par l'appoint d'autres données. Nous interpréterons donc les diagrammes comme si le sous-sol était constitué de couches isotropes puis nous essaierons en comparant nos déterminations d'épaisseur avec les valeurs obtenues par d'autres méthodes (sismique, gravimétrie, forage) d'avoir une estimation du coefficient d'anisotropie. Malheureusement, ce travail de comparaison sera difficile à effectuer car forages profonds et profils sismiques sont très rares dans le bassin. Il ne faudra donc pas s'étonner si très souvent les épaisseurs des couches dans nos ébauches de coupes stratigraphiques ne sont définies qu'à un facteur près, fonction des coefficients d'anisotropie des séries.

Cette remarque étant faite sur l'importance de l'anisotropie et la manière dont elle intervient, nous allons indiquer, en supposant les couches isotropes, les méthodes avec lesquelles nous avons abordé l'interprétation des diagrammes électriques. Ces techniques que nous avons utilisées sont les unes d'origine théorique, les autres d'origine empirique,.mais pour les comprendre et pouvoir les mettre en œuvre de façon raisonnable, il faut toujours avoir bien présent à l'esprit deux règles extrêmement importantes qui régissent l'interprétation des sondages électriques. Elles sont communément appelées principe de l'équivalence et principe de suppression et peuvent se démontrer sur l'expression mathématique du potentiel dans un milieu stratifié. Nous nous contenterons de les énoncer et renverrons pour leur commentaire détaillé à (KUNETZ, 1965) ou à (J.-P. MATHIEZ et G. HUOT, 1966).

Principe de l'équivalence. — Ce principe exprime l'impossibilité qu'il y a à définir les caractéristiques d'une couche dans le cas où sa résistivité est inférieure ou supérieure à la fois à celle des deux terrains encaissants. Il précise, en plus, qu'une couche résistante entre deux terrains conducteurs se manifestera électriquement par sa « résistance transversale » $R = \rho \cdot h$, tandis qu'une couche conductrice entre deux terrains résistants se marquera par sa « conductance horizontale » $C = \frac{h}{\rho}$, h et ρ étant l'épaisseur et la résistivité de la couche considérée. Il en résulte donc une indétermination extrêmement importante, puisque ce principe démontre que dans les deux cas il existera une infinité de terrains aboutissant pratiquement au même diagramme électrique, dans un cas, ce seront tous les terrains définis par la même résistance transversale, dans l'autre tous ceux qui sont caractérisés par une même conductance horizontale.

Ce principe n'est valable que pour des couches pas trop épaisses par rapport à leur profondeur. En fait, il est applicable aussi bien pour une couche résistante que pour une couche conductrice, tant que la conductance horizontale de la première et la résistance transversale de la seconde restent faibles, par rapport à celles des terrains encaissants. Comme nous le verrons, nos campagnes de sondages ont souvent abouti à des diagrammes « en cassis » présentant un résistant en surface suivi d'une série conductrice surmontant le socle. Dans tous ces cas, le principe d'équivalence indique que de nombreux terrains, à condition que leur rapport $\frac{h}{\rho}$ soit le même, pourraient interpréter le conducteur situé sur le substratum résistant.

Principe de suppression. — Il s'applique à des diagrammes électriques présentant un « escalier montant » ou un « escalier descendant » correspondant à des couches dont la résistivité est intermédiaire entre celles des terrains encaissants. Le principe de suppression traduit le fait que, tant que ces couches ne présentent pas une certaine épaisseur, elles interviennent très peu dans l'allure des diagrammes et lorsqu'elles commencent à faire sentir leur effet, elles ne s'individualisent pas, mais se manifestent comme une modification des caractéristiques des terrains encaissants.

Ce principe interviendra fréquemment dans nos interprétations. Notamment, dans les régions très sèches du Niger à résistivité superficielle extrêmement grande et à remplissage sédimentaire très conducteur, les diagrammes présentent une importante descente (fig. 47), dont l'interprétation laisse place à une forte indétermination.

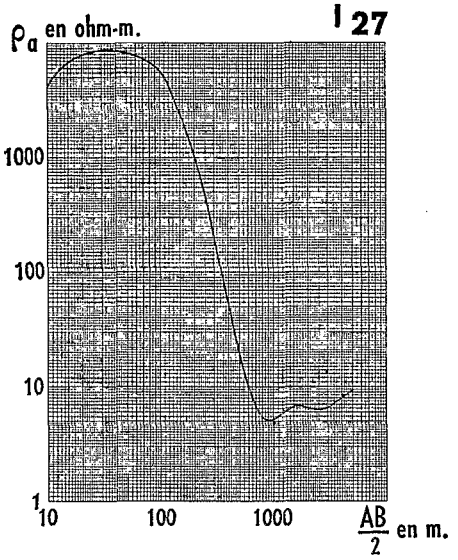


FIG. 47. — Exemple d'un diagramme de sondage électrique présentant une forte descente.

Ces deux principes ne font d'ailleurs que traduire des aspects particuliers d'un caractère plus général des sondages électriques. On constate, en effet, que des successions données très variées de terrains présentant par conséquent, des résistivités et des épaisseurs différentes, peuvent correspondre à des diagrammes pratiquement identiques, si l'on tient compte de la marge d'incertitude due aux erreurs de mesure et aux légères anomalies des courbes expérimentales. Il s'agit donc là d'une indétermination pratique très étendue. Malheureusement, elle ne peut être circonscrite dans un nombre réduit de règles qui permettraient d'en connaître les limites. Nous allons toutefois montrer qu'il est possible d'introduire un élément qui, s'il ne permet pas, à proprement parler, de limiter l'indétermination pratique qui se présente dans l'interprétation d'un sondage électrique, permet tout de même de caractériser l'ensemble des solutions possibles. Cet élément important est la fonction de Dar-Zarrouk introduite par R. MAILLET (1947). Il s'agit, étant donné une succession de couches horizontales de résistivités $\rho_1, \rho_2 \ldots \rho_n$ d'épaisseurs $h_1, h_2 \ldots h_n$, de la fonction $R = f(C)$ où R représente la résistance transversale et C la conductance horizontale de l'ensemble des terrains situés entre la surface du sol et un certain niveau. R et C croissent évidemment toutes deux avec la profondeur, par suite la fonction de Dar-Zarrouk est monotone. Elle présente un caractère remarquable : elle est sensiblement rattachée au schéma de structure du sous-sol par une liaison du même type que le diagramme de sondage électrique correspondant. C'est-à-dire que si deux successions de couches très différentes donnent pratiquement le même diagramme électrique, elles donnerons également deux courbes de Dar-Zarrouk très voisines. En outre, leur stabilité est comparable, deux structures proches qui aboutiraient à des sondages électriques voisins donneront également des courbes de Dar-Zarrouk peu différentes. On voit donc que l'on peut ramener les recherches sur l'indétermination des solutions susceptibles d'interpréter un diagramme de sondage électrique à des recherches identiques sur une courbe de Dar-Zarrouk. Or, cette dernière courbe présente un énorme avantage, c'est qu'elle peut être déterminée très rapidement à partir de la structure du sous-sol, ce qui n'est pas, en général, le cas du diagramme de sondage électrique lui-même. Réciproquement, si l'on a une courbe de Dar-Zarrouk que l'on suppose parfaitement définie, il est possible sans difficulté pratique de déterminer la succession de terrains à laquelle elle correspond. Or, il n'en est pas de même à partir d'un diagramme de sondage. Bien qu'en principe, la correspondance entre les fonctions $\rho(h)$ et $\rho'\left(\frac{AB}{2}\right)$[1] soit biunivoque avec des couches isotropes, on ne sait pas encore, comme nous le verrons dans la suite de ce chapitre, déterminer la première même si la seconde est parfaitement connue. En pratique, cela signifie que, même si un diagramme de sondage électrique était connu, avec toute la précision désirée et le sondage supposé réalisé sur des terrains absolument homogènes et isotropes, nous ne saurions pas calculer avec exactitude la structure du sous-sol correspondante. Le remplacement donc, des diagrammes électriques par des courbes de Dar-Zarrouk, facilite considérablement l'examen du problème de l'indétermination. Nous pourrons opérer de la manière suivante : quand un ensemble de terrains interprétant sensiblement le diagramme étudié aura pu être déterminé (question

1. $\rho(h)$: représente la résistivité vraie exprimée en fonction de la profondeur h.
$\rho'\left(\frac{AB}{2}\right)$: représente la résistivité apparente exprimée en fonction de la demi-longueur de la ligne $\frac{AB}{2}$, c'est la fonction représentée par le diagramme de sondage électrique.

étudiée dans la suite de ce chapitre), nous tracerons la courbe de Dar-Zarrouk correspondante. Toute courbe voisine correspondra à une solution et, réciproquement, toute solution aura une courbe proche de celle-ci. Nous aurons ainsi une manière de caractériser toutes les solutions pratiquement équivalentes. Comme les passages des courbes aux structures et, réciproquement, des structures aux courbes peuvent se faire facilement, nous aurons ainsi une manière de contrôler, indirectement, rapidement, la compatibilité avec les résultats des mesures d'hypothèses que l'on pourrait être amené à faire. Il se pose un point délicat qui consiste à estimer l'importance des variations que l'on peut tolérer à la courbe de Dar-Zarrouk pour que les diagrammes électriques correspondants ne se différencient pas plus qu'on ne le souhaite. Ce point ne peut être résolu théoriquement, seule la pratique peut permettre d'acquérir l'expérience nécessaire.

Nous avons reproduit figure 48, un certain nombre de couples de diagrammes de sondages quatre terrains issus des abaques d'ORELLANA et MOONEY (1965), ainsi que les courbes de Dar-Zarrouk correspondantes. Ces dernières ont été construites, comme les sondages, en coordonnées bilogarithmiques, ce qui permet de comparer plus facilement les écarts entre les deux catégories de courbes [1]. Les comparaisons faites nous ont montré que des diagrammes identiques de sondages pouvaient, dans certains cas, correspondre à des écarts assez importants sur les courbes de Dar-Zarrouk. Il semble que ces dernières courbes notamment, se déforment plus rapidement dans le domaine d'application du principe de l'équivalence (exemples 1 et 2). D'une manière générale, nous avons constaté que l'écart entre les courbes de sondages était inférieur à celui que montraient les diagrammes de Dar-Zarrouk correspondants, ceci est visible sur les exemples de la figure 48.

Toutes les considérations que nous venons de développer montrent que l'interprétation d'un sondage électrique ne peut prétendre conduire à la détermination d'une structure du sous-sol qui, seule, conviendrait [2]. L'interprétation directe aura donc pour but de dégager les données que l'on peut légitimement tirer de la seule étude des diagrammes étant entendu, dès le départ, qu'une interprétation complète aboutissant à une coupe électrique du sous-sol nécessitera l'apport d'éléments extérieurs. C'est le problème de cette interprétation directe que nous allons aborder maintenant.

B. L'interprétation directe.

S'il existe en surface une couche homogène, ce qui est loin d'être toujours le cas, il sera possible d'en déterminer sur le diagramme la résistivité et l'épaisseur à l'aide de l'abaque « deux terrains ». Au-delà de ce terrain superficiel on pourra obtenir des renseignements sur la nature du sous-sol par deux voies, soit par l'application de quelques règles simples qui nous indiqueront dans certains cas, la conductance horizontale ou la résistance transversale des couches, soit par l'utilisation d'abaques, en particulier l'abaque « deux terrains » qui fournit des coïncidences partielles successives avec la courbe étudiée, coïncidences dont on tire des conclusions intéressantes.

1. APPLICATION DE RÈGLES SIMPLES.

Les principales concernent un terrain, soit plus résistant, soit plus conducteur que les deux terrains qui l'encadrent, ce qui correspond à des tronçons de diagramme en bosse ou en creux. Dans le premier cas, on peut calculer aisément la résistance transversale et dans le second, la conductance horizontale. On démontre que la résistance peut être obtenue, avec une bonne approximation, en multipliant la résistivité apparente maximale par la demi-longueur de ligne pour laquelle elle est

1. Signalons que certains auteurs font subir une rotation de 45° aux courbes de Dar-Zarrouk, ce qui les rend plus directement comparables aux sondages électriques.

2. Nous écartons ici le cas très rare d'un sondage électrique suffisamment long qui serait effectué sur un sous-sol constitué uniquement de deux terrains. En effet, le classique abaque « deux terrains » dont le mode d'emploi figure dans tous les manuels permet alors d'obtenir immédiatement les trois paramètres ρ_1, ρ_2. h_1. Précisons qu'aucune de nos courbes expérimentales ne rentrait malheureusement dans cette catégorie.

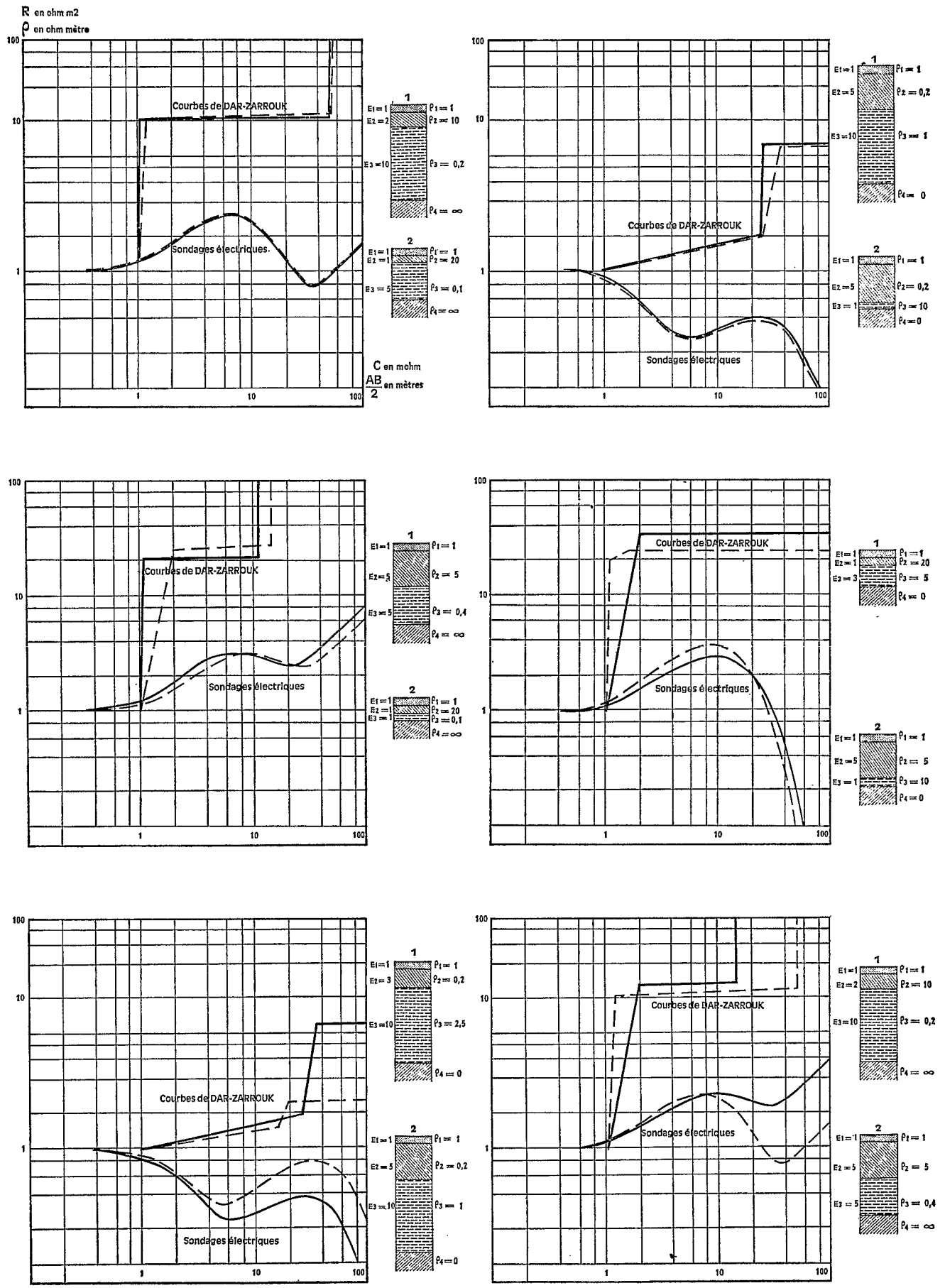


FIG. 48. — Comparaison entre diagrammes de sondages électriques et courbes de Dar-Zarrouk.

atteinte : en pratique, on fera donc le produit de l'abscisse et de l'ordonnée du maximum de la courbe. Pour la détermination de la conductance, la règle est un peu moins simple. Si le terrain résistant situé au mur du conducteur est infiniment résistant, la remontée du diagramme sera asymptotique à une droite à 45° et le rapport de l'abscisse à l'ordonnée d'un point quelconque de cette droite sera égal à la somme des conductances de toutes les couches surmontant le masque résistant. Par contre, si le terrain résistant ne l'est pas assez, la pente de la branche montante sera inférieure à 45°, dans ce cas, on utilisera les coordonnées du minimum de la courbe. En effet, le rapport de l'abscisse à l'ordonnée de ce minimum, majoré de 15 à 20%, fournit cette fois sensiblement la somme des conductances de tous les terrains surmontant le résistant. La figure 49 montre des exemples d'application de ces règles dont nous avons fait un large usage dans l'interprétation de nos sondages électriques.

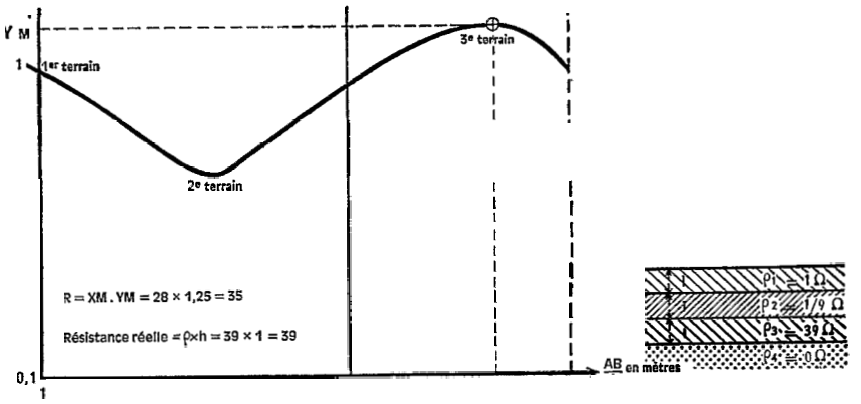
Pour pouvoir déduire de ces conductances et de ces résistances la coupe électrique du sous-sol, il est nécessaire de se fixer les résistivités, ce que nous avons fait au mieux. Chaque fois que cela a été possible, à partir d'étalonnages effectués sur des affleurements, le reste du temps à l'aide d'hypothèses déduites de l'examen d'un ensemble de sondages électriques. En effet, il est souvent possible à partir d'un groupe de diagrammes de déduire des valeurs limites des résistivités, celles-ci permettent d'obtenir un ordre de grandeur pour les épaisseurs. Certains contrôles peuvent d'ailleurs se faire. Dans le sud du Tchad et en Nigéria, notamment, des tirs de sismique réfraction ont fourni des résultats qui ont pu être comparés aux interprétations électriques. L'idéal aurait été évidemment de disposer de forages carottés électriquement qui auraient permis alors de caler dans de très bonnes conditions les interprétations des sondages électriques. Malheureusement, de tels forages n'existent pas dans notre zone d'étude.

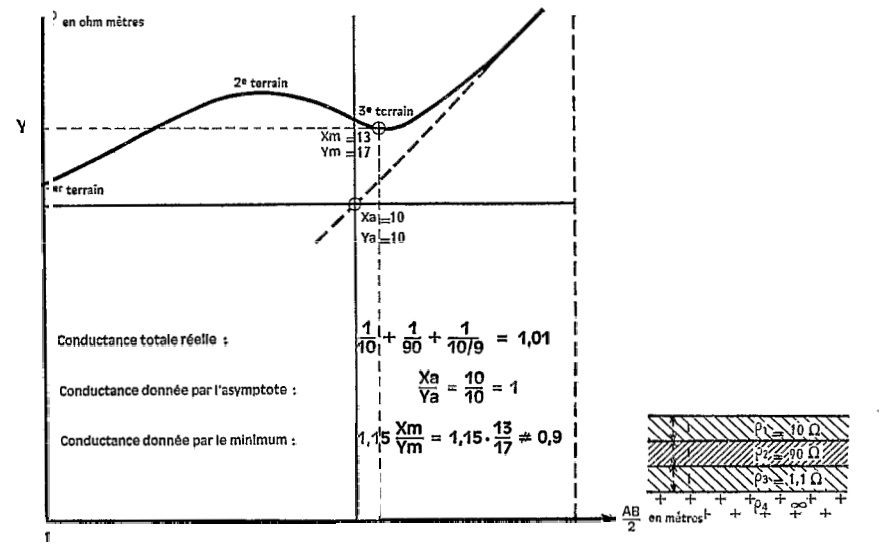
2. Méthode des coincidences partielles.

La procédure employée comporte deux temps. Dans le premier, la mise en coïncidence avec une courbe de l'abaque deux terrains de chacun des tronçons du diagramme électrique étudié est recherchée, et les emplacements de la « croix » [1] sont repérés dans chaque cas. Ensuite, dans un second temps, à l'aide d'abaques auxiliaires, on déduit des paramètres h_i' et ρ_i' fournis par les emplacements des diverses croix les valeurs h_i et ρ_i pouvant permettre d'établir une coupe du sous-sol interprétant le diagramme (fig. 50).

En pratique, les choses sont plus compliquées. Il existe en général plusieurs courbes de l'abaque « deux terrains » qui peuvent être mises en coïncidence avec un tronçon donné du diagramme. A chacune de ces courbes correspond une position possible de la croix ou plutôt un petit segment lieu des positions possibles ; celles-ci correspondent aux diverses coïncidences, plus ou moins bonnes, réalisables entre le tronçon du diagramme étudié et la courbe considérée de l'abaque. La jonction des points centraux de tous ces petits segments aboutit au tracé d'un arc que l'on peut appeler « l'arc moyen de Kœfoed » (Kœfoed, 1960). Celui-ci représente le lieu sur lequel peut se trouver la croix correspondant au tronçon de diagramme étudié. Il est bien évident que, suivant l'emplacement que nous retiendrons pour la croix sur ce lieu, les valeurs des paramètres h_i' et ρ_i' seront différentes et, par conséquent, également les valeurs h_i et ρ_i que l'utilisation des abaques auxiliaires nous conduira à admettre pour l'épaisseur et la résistivité du terrain correspondant. Il en résulte donc une indétermination. Une étude effectuée sur un ensemble de courbes « trois terrains », il s'agissait des courbes théoriques calculées par la Compagnie Générale de Géophysique (C.G.G., 1963), nous a montré, qu'un pratique, cette indétermination, dans le cas de diagrammes en cloche ou en cassis, se rapprochait beaucoup de celle qu'on définit par le principe de l'équivalence. Nous en donnons quelques exemples sur la figure 51 où l'on peut constater que, suivant le cas, les épaisseurs et les résistivités des terrains correspondant aux diverses croix ne s'éloignent pas trop de l'une des relations $\rho \cdot h = \text{C}^{te}$ ou $\frac{h}{\rho} = \text{C}^{te}$ caractéristiques de la règle d'équivalence. Il en résulte qu'il est peu

1. On appelle « croix » de l'abaque deux terrains le point de coordonnée $\rho = 1$ et $\frac{AB}{2} = 1$.





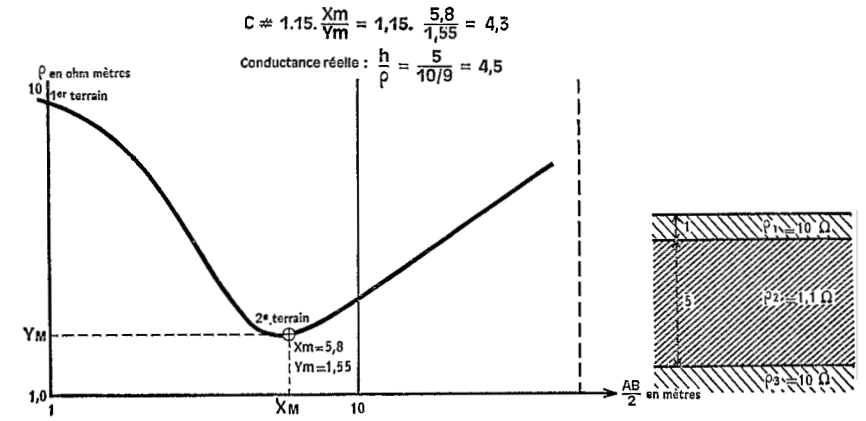


FIG. 49. — Détermination des résistances et des conductances par des règles simples (d'après KUNETZ).

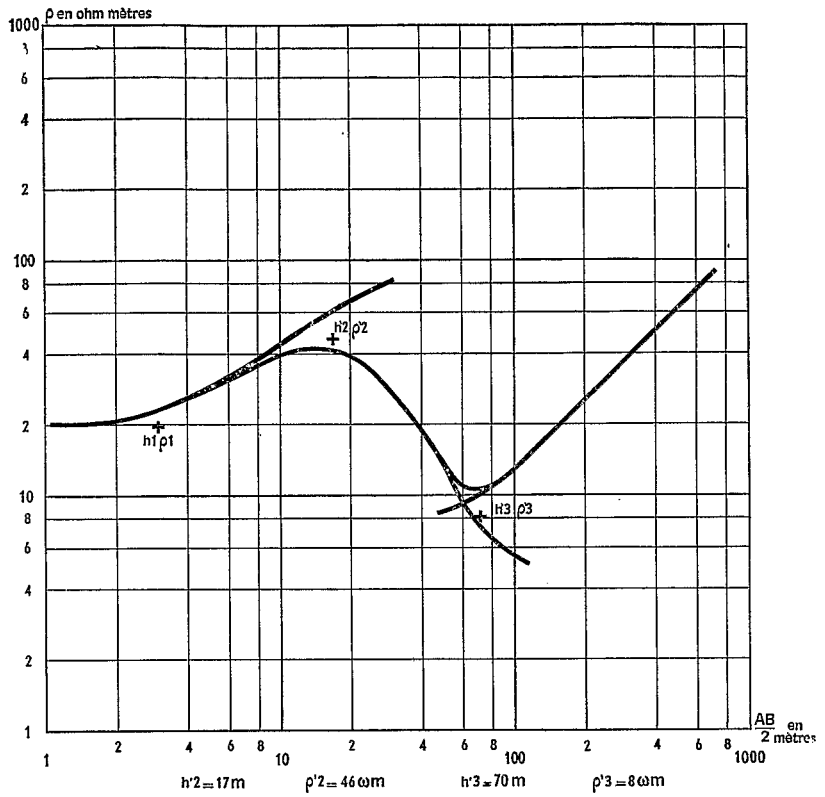


FIG. 50. — Méthode des coïncidences partielles (1er temps : détermination des h' et des ρ').

important pour une courbe du type envisagé de placer la croix fournissant les caractéristiques du second terrain en un point ou un autre de l'arc de Koefoed puisque de toute façon nous savions, à priori, que l'indétermination correspondante existait. Les valeurs fournies pour h et ρ par les positions extrêmes que la croix peut occuper sur l'arc ont l'avantage de nous donner une idée des limites d'application du principe de l'équivalence dans le cas du diagramme électrique étudié ; c'est une information complémentaire importante. Un exemple est traité sur la figure 52. Nous opérons de la manière suivante, nous déterminons d'abord l'arc de Koefoed, lieu des positions possibles de la croix à gauche ; dans certains cas, ce lieu peut d'ailleurs se réduire à un seul point. Pour chaque courbe de l'abaque deux terrains permettant une coïncidence partielle à gauche, nous déterminerons une valeur ρ'_2, ρ''_2, ρ'''_2... pour la résistivité ρ_2 du second terrain. Nous pouvons tracer alors, à partir de la croix à gauche correspondante et à l'aide des abaques auxiliaires une courbe $\rho_2 = \rho'_2$, $\rho_2 = \rho''_2$... En pratique, nous ne traçons que les courbes correspondant à la valeur la plus grande et à la valeur la plus petite de ρ_2. L'intersection de ces deux courbes avec l'arc de Koefoed, obtenu en recherchant les coïncidences partielles à droite, nous fournit les limites du tronçon de cet arc, sur lequel, compte tenu de l'ensemble des caractéristiques du sondage, peut effectivement se placer la croix à droite. Les interprétations obtenues pour les deux extrémités de ce tronçon permettent alors de connaître les limites d'application du principe d'équivalence pour le diagramme étudié.

Il reste encore un point qui mérite d'être examiné. Nous avons indiqué que, pour passer des coordonnées d'une croix à droite aux caractéristiques du terrain correspondant, nous utilisions des abaques auxiliaires. Plusieurs auteurs ont proposé de tels abaques : CAGNIARD, 1952 ; KOEFOED, 1960 ; les auteurs russes, 1964. Une comparaison sur l'utilisation de ces divers abaques pour interpréter un ensemble de courbes trois terrains calculés, a été réalisée (PASCAL, 1968). Les courbes exactes étaient

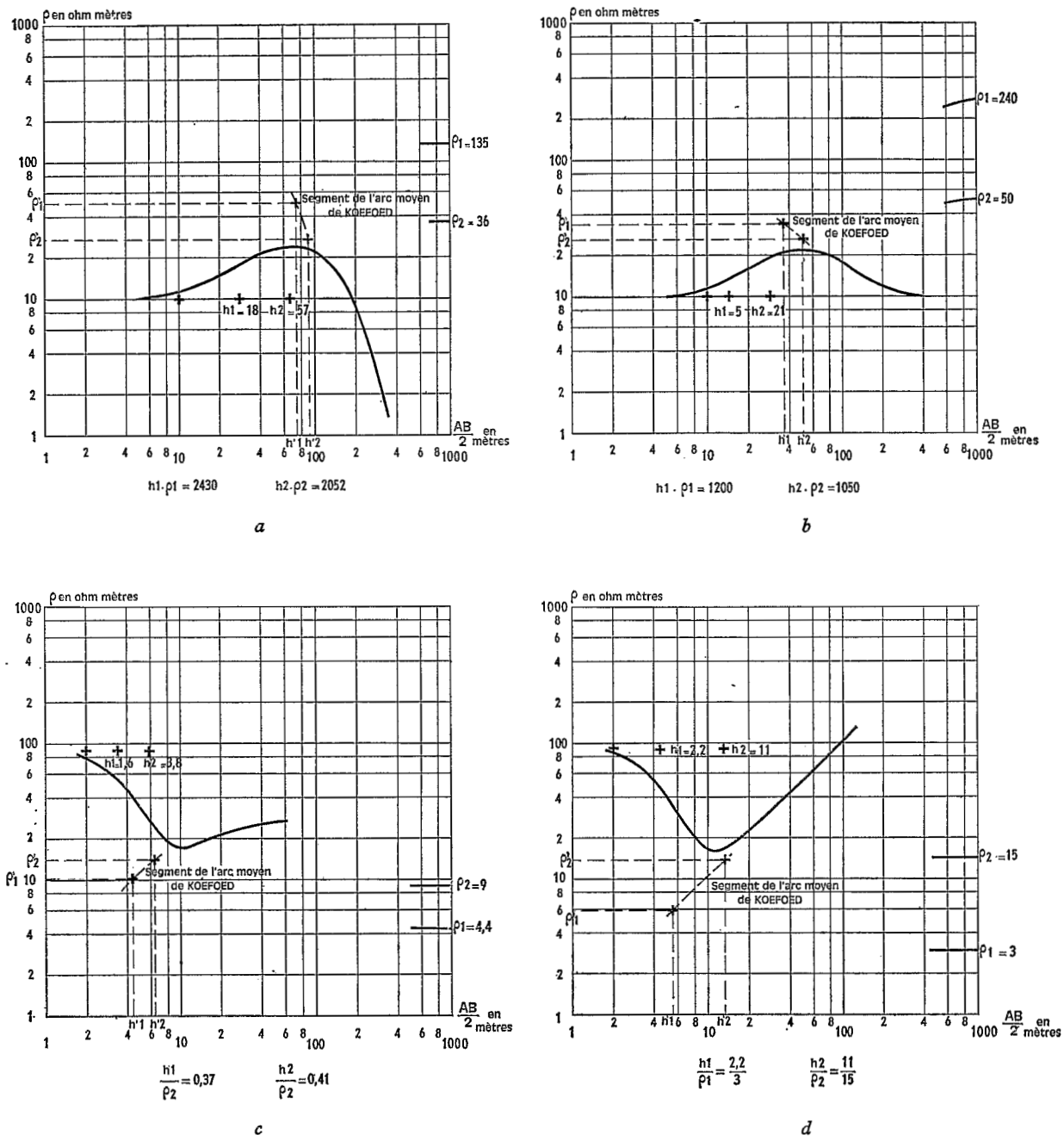


FIG. 51. — L'indétermination liée à la méthode des coïncidences partielles et le principe de l'équivalence.

extraites du catalogue d'Orellana et Mooney (ORELLANA et MOONEY, 1965). L'étude avait pour but d'évaluer s'il peut ou non exister des différences significatives dans les résultats obtenus pour une courbe donnée suivant que l'on a recours à telle ou telle procédure. La conclusion de ces comparaisons est que les principales procédures discutées, pourvu qu'elles soient dans chaque cas correctement utilisées, ne doivent pas introduire dans les résultats des écarts autres que négligeables. En

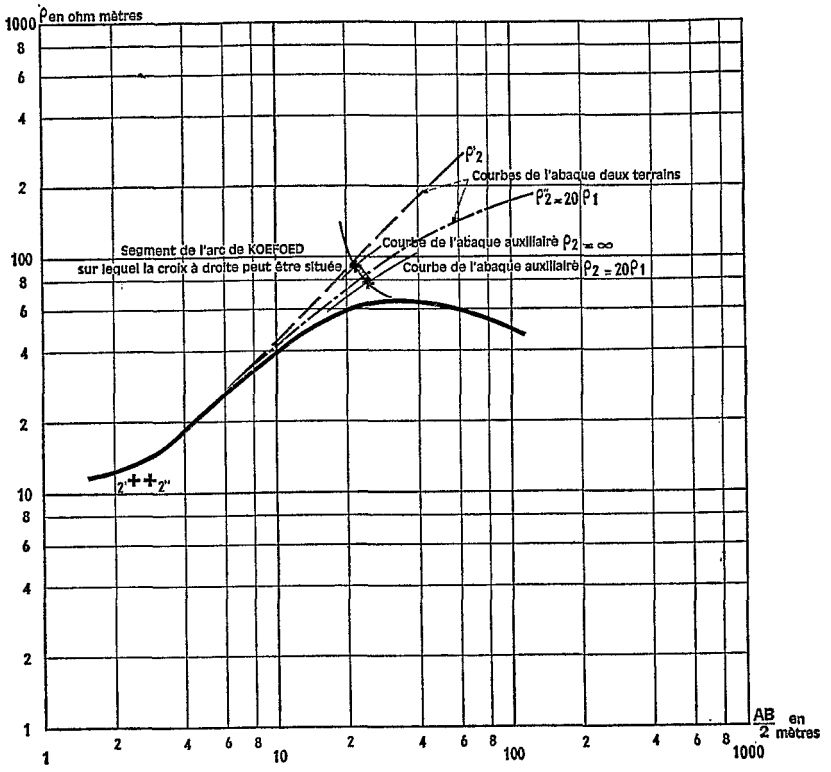


FIG. 52. — Exemple de détermination du tronçon d'arc de KOEFOED compatible avec un sondage donné.

ce qui concerne les études réalisées dans le bassin du Tchad, nous avons toujours employé les abaques Cagniard pour effectuer les interprétations par cette méthode des coïncidences.

Signalons que nous avons également utilisé le catalogue d'abaque trois terrains établi par la Compagnie Générale de Géophysique pour déterminer par coïncidence, lorsque c'était possible, les conductances ou les résistances de certaines formations.

3. TRAITEMENT AUTOMATIQUE DES SONDAGES ÉLECTRIQUES.

Nous avons pu utiliser pour quelques-uns de nos sondages la méthode de traitement automatique des diagrammes mise au point par la Compagnie Générale de Géophysique (KUNETZ et ROCROI, 1969). Il s'agit, comme l'écrivent les auteurs, d'un traitement direct des courbes sinon d'une « interprétation ». Ce traitement conduit à une solution brute représentée par une succession d'un grand nombre de couches (121) d'épaisseur constante qui constitue une solution physiquement acceptable pour la courbe expérimentale. Il s'agit ensuite, à l'aide des règles d'équivalence et de suppression et des idées géologiques que l'on peut avoir de réduire le nombre des terrains pour obtenir des solutions pratiquement acceptables. Cette méthode, évidemment assez lourde, semble être une méthode de choix au stade de l'interprétation définitive d'une campagne de sondages.

C. L'interprétation indirecte.

Nous venons d'examiner de quelles manières pouvait être abordé le problème de l'interprétation directe de diagrammes électriques et nous avons vu que, même dans le cas où l'on ne disposait

que d'un ensemble de sondages électriques, il était tout de même possible d'en déduire un certain nombre de résultats sur la structure du sous-sol. C'est à l'aide des techniques de « l'interprétation indirecte » que nous avons essayé d'aller plus loin dans nos conclusions sur les caractéristiques des terrains. En effet, à partir des éléments déduits des sondages par les méthodes indiquées plus haut et complétés, soit par des renseignements dont nous pouvons disposer par ailleurs, fournis par la géologie, la gravimétrie, la sismique, soit par de simples hypothèses, nous sommes amenés à proposer des successions de couches de caractéristiques définies. Le problème qui se pose alors est d'examiner la compatibilité de ces successions de couches avec les diagrammes électriques expérimentaux. Ceci nous conduit à envisager les techniques qui permettent la construction du diagramme électrique théorique correspondant à un ensemble de couches horizontales d'épaisseur et de résistivité connues. En ce qui nous concerne, nous avons employé trois procédés, le premier a consisté à utiliser les catalogues d'abaques, le second à construire le diagramme à partir des courbes deux terrains et des abaques « lieu des croix à droite » de Cagniard, le troisième à faire calculer le sondage par un ordinateur. Nous indiquerons quelques caractères de chacune de ces méthodes.

1. Utilisation des catalogues d'abaques.

Il existe un ensemble de courbes trois terrains calculées suffisamment important pour qu'il soit presque toujours possible, en interpolant entre deux courbes du catalogue, de tracer le sondage correspondant à une succession de couches déterminées ne dépassant pas ce nombre. Nous avons utilisé les courbes calculées par la Compagnie Générale de Géophysique (1955 et 1963) ; actuellement, il existe un recueil plus récent et plus complet, c'est celui d'Orellana et Mooney (1965).

Un certain nombre de courbes quatre terrains ont également été calculées (Orellana et Mooney, 1965), mais nous les avons peu utilisées.

2. Utilisation de l'abaque « deux terrains » et des lieux de croix a droite.

Il s'agit d'une technique de construction approchée qui n'est, en fait, rien d'autre que la transposition de la méthode d'analyse des coïncidences partielles examinée plus haut. Elle peut être employée évidemment dans le cas de trois terrains, mais il est alors préférable d'utiliser directement les catalogues d'abaques spécialement réalisés à cette fin. Son intérêt est ailleurs, il provient essentiellement du fait qu'elle peut servir à obtenir un diagramme approché dans le cas général d'une succession de n terrains.

La méthode permet de trouver graphiquement par quel terrain fictif, unique, il convient de remplacer successivement les n-1 premiers terrains pour que la courbe théorique relative à ce terrain fictif reposant sur le nième terrain se termine, à droite, comme le diagramme réel. En appliquant ce procédé, de proche en proche, aux 2, 3, 4... premiers terrains on peut construire les arcs successifs du diagramme réel, arcs qu'il faut ensuite raccorder entre eux. Ce sont ces raccords qui se font empiriquement et laissent place à une grande indétermination ; c'est pourquoi nous avons mis, dès le début, l'accent sur le caractère approximatif de cette technique. Elle présente, malgré tout, l'énorme avantage de fournir rapidement l'allure générale du diagramme correspondant à une succession donnée de terrains. De plus, il faut faire remarquer que l'imprécision du diagramme théorique obtenu perd un peu de son importance du fait que le diagramme expérimental auquel on le compare n'est également pas parfaitement défini. En effet, le diagramme électrique étudié doit très souvent être débarrassé, empiriquement également, en général par comparaison avec ses voisins, d'anomalies qui sont d'origine purement locale. Cela ajouté à l'imprécision des mesures montre bien qu'il est loin d'être parfaitement déterminé.

Pratiquement, c'est en utilisant les abaques auxiliaires dont il a été question dans l'examen de la méthode des coïncidences partielles que l'on peut placer les croix correspondant aux divers terrains. La connaissance des résistivités des couches nous permet ensuite de tracer les divers tronçons de courbe deux terrains qu'il suffit alors de raccorder. Comme précédemment nous avons utilisé les abaques Cagniard comme « lieu des croix à droite ».

La figure 53 montre un exemple d'utilisation de cette méthode emprunté à nos travaux d'interprétation.

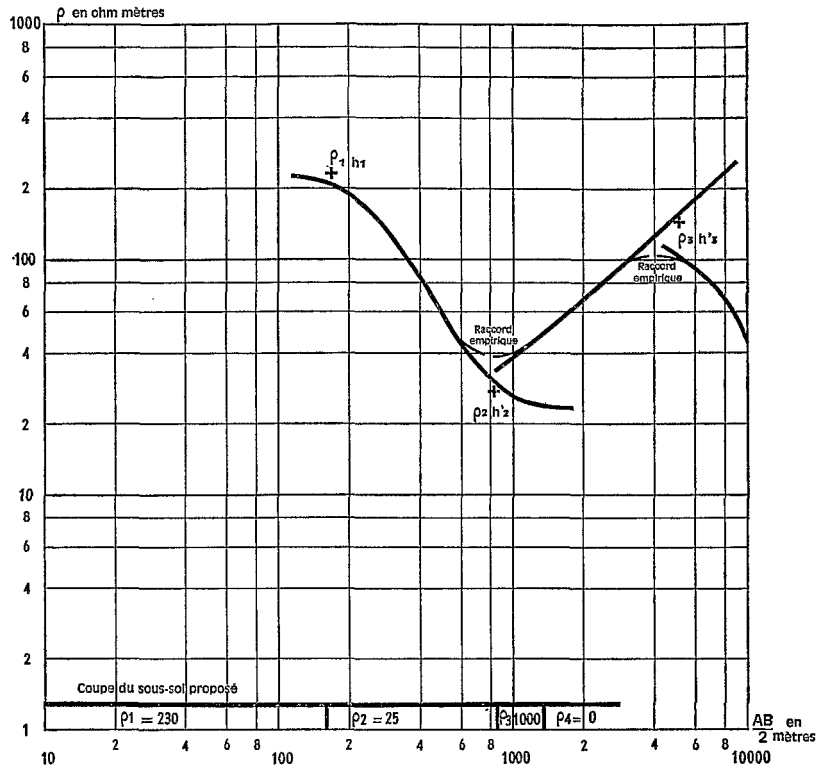


FIG. 53. — Construction d'une courbe théorique de sondage électrique à l'aide de l'abaque « deux terrains » et des « lieux de croix à droite ». *(Lire sur cette figure, près des croix, ρ'_2 h'_2 et ρ'_3 h'_3.)*

3. CALCUL D'UN SONDAGE THÉORIQUE A L'AIDE D'UNE CALCULATRICE ÉLECTRONIQUE.

Un programme de calcul a été mis au point par la Compagnie Générale de Géophysique qui nous a autorisé à l'utiliser. C'est évidemment la meilleure méthode pour vérifier la compatibilité d'une succession de terrains et d'un diagramme expérimental donné. Nous avons appliqué cette technique à des modèles atteignant six terrains. Nous indiquerons les résultats auxquels nous sommes parvenus dans les chapitres suivants où sont exposées les interprétations géologiques sur lesquelles ont débouché les diverses études régionales.

Cette méthode complète tout naturellement « le traitement automatique » des diagrammes expérimentaux en permettant de vérifier que les structures du sous-sol imaginées en tenant compte de ce traitement et des données géologiques restent bien compatibles avec les courbes de terrain.

6

Considérations générales sur les cartes gravimétriques

I. — CONSIDÉRATIONS STATISTIQUES

Ces considérations statistiques se rapportent :
— soit aux valeurs moyennes de la pesanteur prises sur des superficies déterminées ;
— soit aux valeurs individuelles issues directement des cartes ;
— soit aux relations possibles entre les anomalies gravimétriques et les altitudes.

A. Valeurs moyennes de la pesanteur.

Les figures 54, 55, 57, 58 montrent respectivement les moyennes établies par quart de degré carré, des altitudes, des anomalies de Bouguer, des anomalies à l'air libre (déterminées à partir des valeurs moyennes des altitudes et des anomalies de Bouguer) ainsi que des anomalies isostatiques calculées dans l'hypothèse d'Airy, avec une profondeur de compensation de 30 kilomètres.

1. Courbes de fréquence.

La figure 56 représente, d'après les valeurs portées sur les figures 55 et 58, les histogrammes des anomalies de Bouguer et isostatiques, c'est-à-dire les graphiques, par classe d'intervalle de

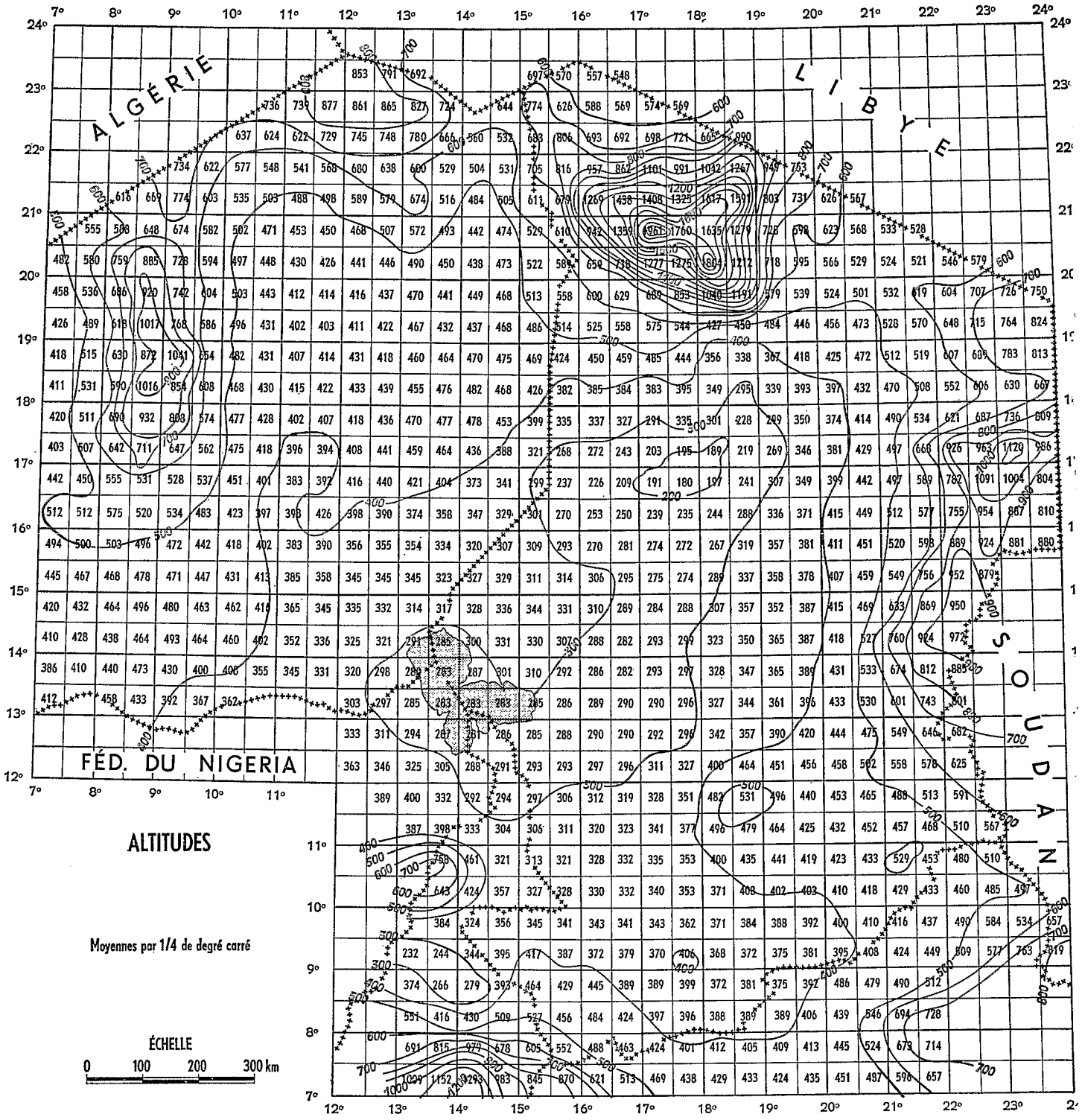


FIG. 54. — Moyennes des altitudes.

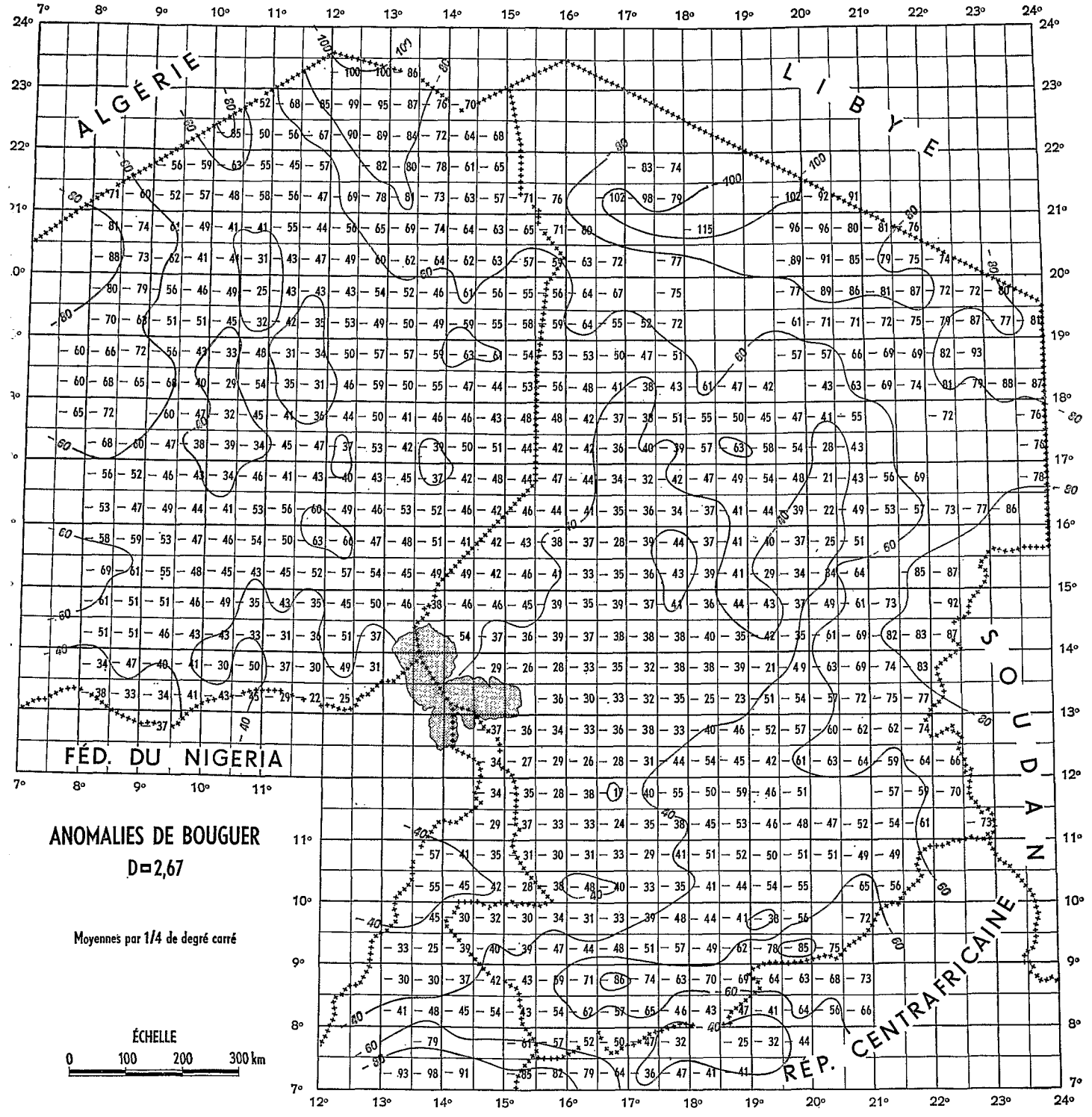
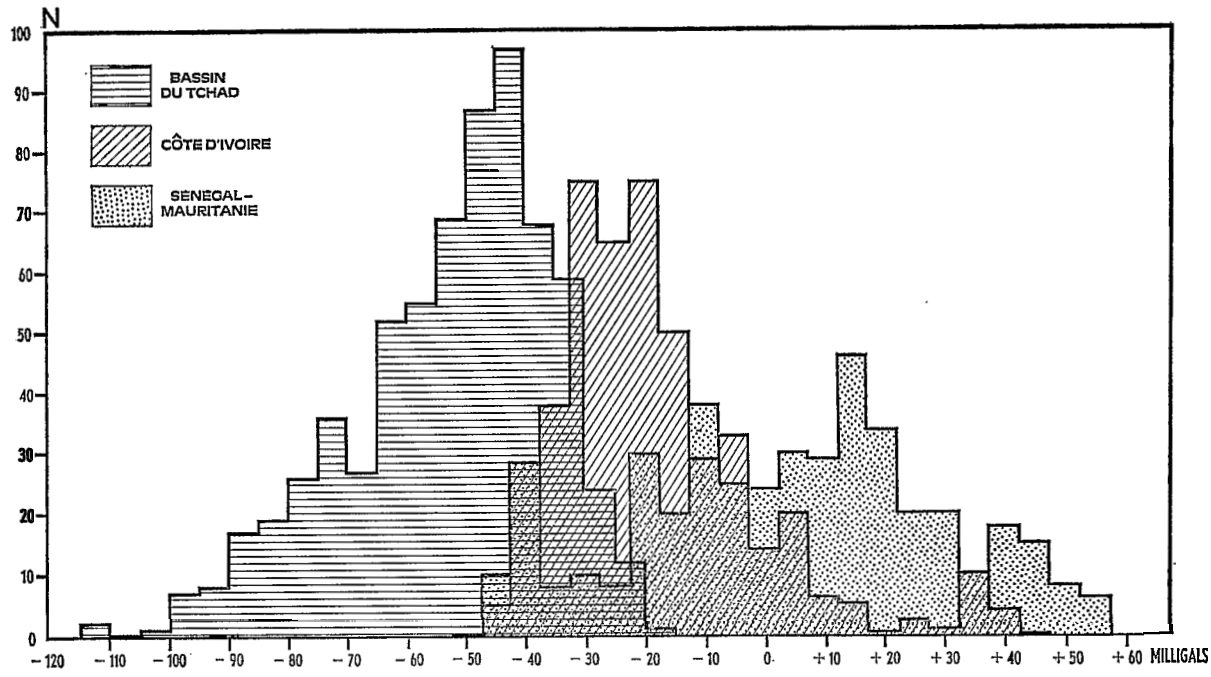
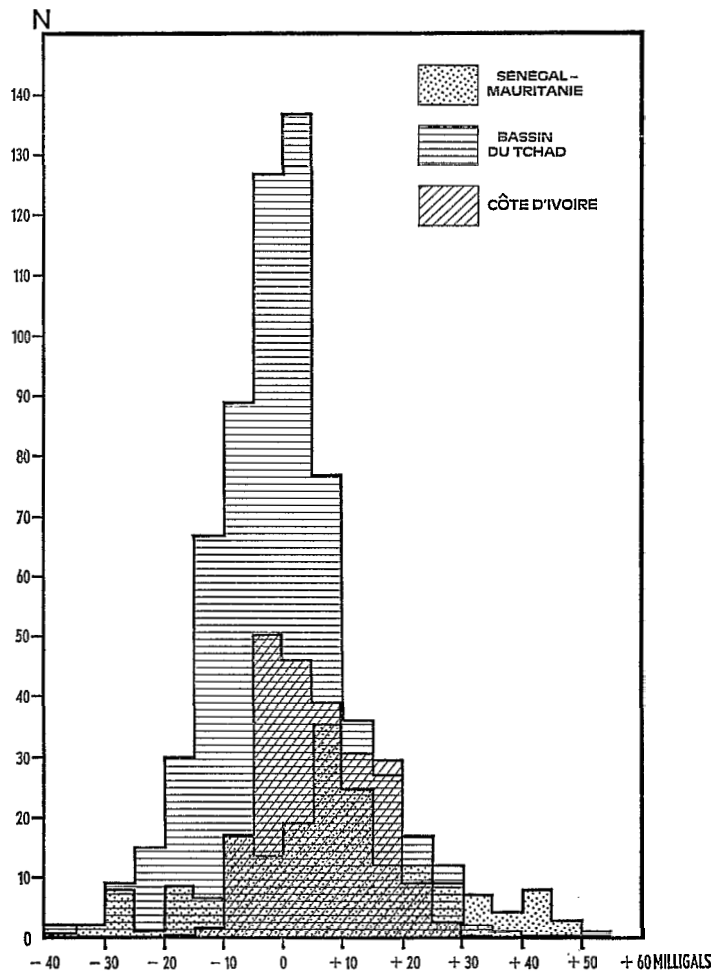


FIG. 55. — Moyennes des anomalies de Bouguer.



Anomalies de Bouguer.



Anomalies isostatiques.

FIG. 56. — Histogrammes des anomalies de Bouguer et des anomalies isostatiques (N = nombre de quarts de degré carré dont l'anomalie moyenne est comprise dans un intervalle de 5 milligals).

5 milligals, des effectifs des valeurs moyennes de ces anomalies prises sur des éléments de surface de côté 30′, soit 56 kilomètres environ.

A titre de comparaison, les courbes analogues relatives à la Côte-d'Ivoire et à la région Sénégal-Mauritanie sont portées sur le même graphique, elles sont extraites de deux rapports O.R.S.T.O.M. : Y. CRENN et J. RECHENMANN (1965) et J. RECHENMANN (1965).

On remarque, sur l'histogramme des anomalies isostatiques, qu'à l'échelle d'éléments d'un quart de degré carré de surface le bassin du Tchad semble très proche globalement de l'équilibre. L'étude de la population constituée par les valeurs de l'anomalie isostatique correspondant à l'ensemble des quarts de degré fournit une valeur moyenne égale à — 0,13 milligal et un écart-type de 13 milligals. Les valeurs obtenues pour le Sénégal et la Mauritanie sont de 7,3 milligals pour la valeur moyenne et de 18 milligals pour l'écart-type. Les mêmes calculs pour la Côte-d'Ivoire donnent respectivement : 5,6 milligals et 9 milligals. Les histogrammes semblent sensiblement symétriques. Nous avons essayé de nous rendre compte, par la méthode graphique de HENRY, si ces distributions ne s'éloignaient pas trop d'une loi normale. La figure 59 représente en coordonnées gausso-arithmétiques les résultats obtenus. Les trois distributions ne sont pas très éloignées de distributions de LAPLACE-GAUSS, ce serait celle du Sénégal et de la Mauritanie qui s'en éloignerait le plus. On constate, pour le bassin du Tchad, la déformation sigmoïde caractéristique d'une distribution leptokurtique, autrement dit on constate que les fréquences centrales sont un peu trop élevées ou ce qui revient au même que les ailes sont sous-chargées par rapport à une distribution de LAPLACE-GAUSS. Cette constatation nous permet d'indiquer, en particulier, qu'une proportion supérieure à 70% des quarts de degrés ont des valeurs moyennes qui ne diffèrent pas de l'équilibre isostatique de plus de 13 milligals. La symétrie de la courbe montre également, qu'à l'échelle de la zone étudiée, les déficits de masse sont égaux aux excédents. Il résulte de ces remarques que la formule internationale de la pesanteur qui donne, en fait, les valeurs de g sur l'ellipsoïde de référence, convient bien à cette région, puisque les écarts du géoïde par rapport à l'ellipsoïde sont, dans le bassin du Tchad, tantôt d'un sens tantôt de l'autre ; il n'existe pas un écart gardant un signe systématique : le géoïde ondule donc autour d'une position moyenne définie par l'ellipsoïde de référence. Il en ressort que les anomalies observées auront une interprétation régionale ou locale, mais qu'il n'existe pas de phénomène général à expliquer à l'échelle de l'ensemble du bassin, puisque l'hypothèse isostatique classique semble très bien s'appliquer à lui. Il n'est toutefois pas possible d'affirmer que la faible valeur de l'anomalie moyenne apporte une confirmation du mode de compensation adopté (Airy, 30 km). En effet, bien que les calculs n'aient pas été faits d'une manière systématique pour les autres modes de compensation, quelques essais ont montré que l'on obtenait des valeurs voisines et il est certain que la moyenne générale serait également très proche de 0 puisqu'on peut démontrer qu'elle reste la même dans tous les systèmes.

2. RELATION ENTRE LES VALEURS MOYENNES DE LA PESANTEUR ET DE L'ALTITUDE.

L'étude des histogrammes des valeurs moyennes de la pesanteur nous a amené à considérer que le bassin du Tchad était, dans son ensemble, proche de l'équilibre isostatique. Nous avons essayé d'obtenir des données supplémentaires en cherchant la liaison qui existe entre les valeurs moyennes de la pesanteur et de l'altitude.

En effet, pour connaître dans quelle proportion, la compensation isostatique est réalisée dans une région donnée, on a l'habitude de porter sur un graphique, en ordonnées, les valeurs des anomalies de Bouguer et en abscisses, les altitudes des régions avoisinant les stations. On considère ensuite la pente de la droite moyenne autour de laquelle se groupent les différents points. En effet, dans le cas théorique où des stations se trouveraient sur des plateaux indéfinis homogènes d'épaisseurs h compensés parfaitement, l'anomalie de Bouguer représenterait aux différents points l'action de couches compensatrices proportionnelles à l'altitude de ces stations. Les points du graphique devraient alors s'aligner exactement et la pente de la droite obtenue devrait correspondre à la « correction de plateau », c'est-à-dire être sensiblement de 1,1 milligal pour 10 mètres de dénivelée. S. CORON (1954) a montré que cette relation entre les anomalies de Bouguer et les altitudes donne

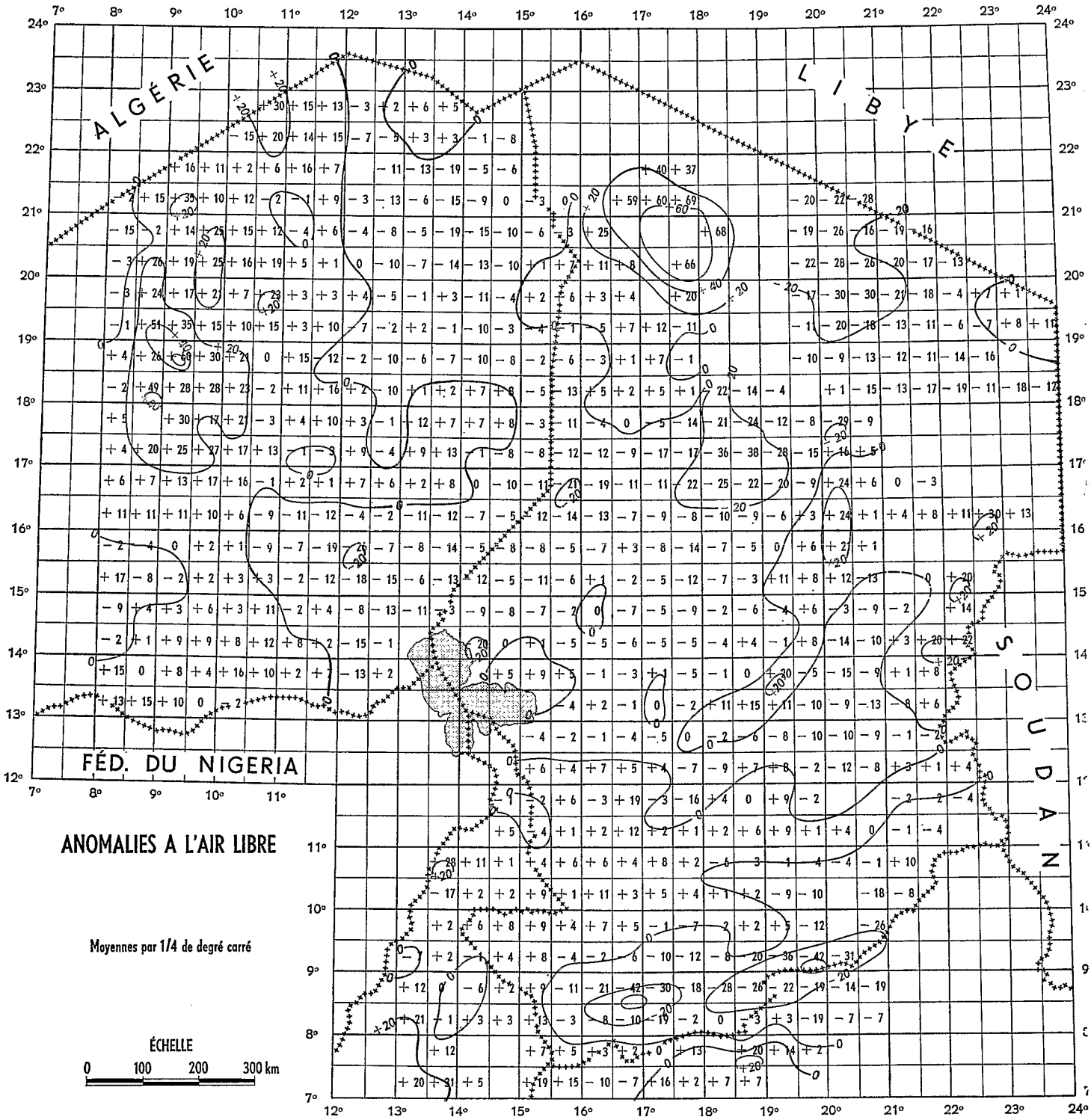


FIG. 57. — Moyennes des anomalies à l'air libre.

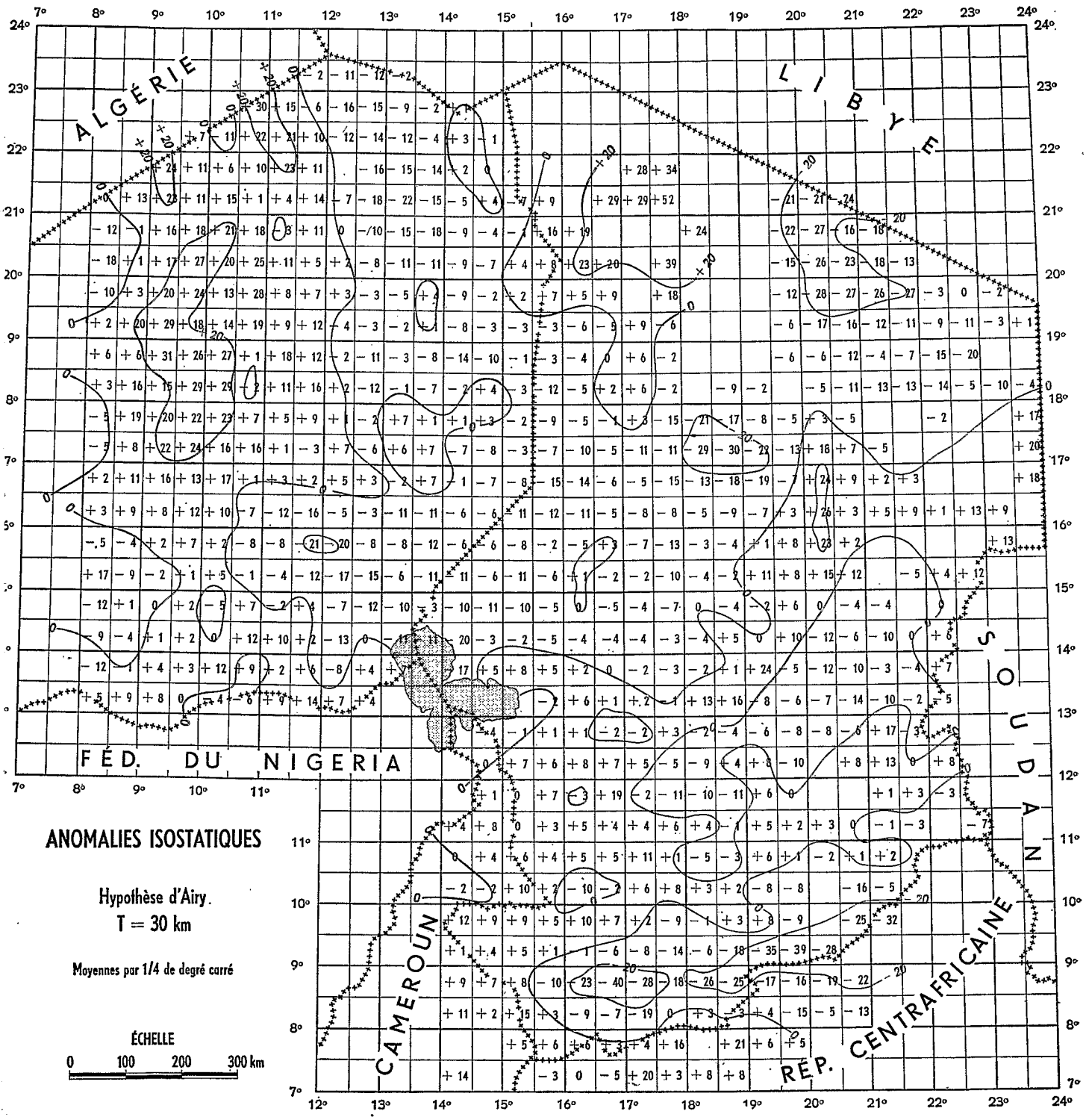


FIG. 58. — Moyennes des anomalies isostatiques.

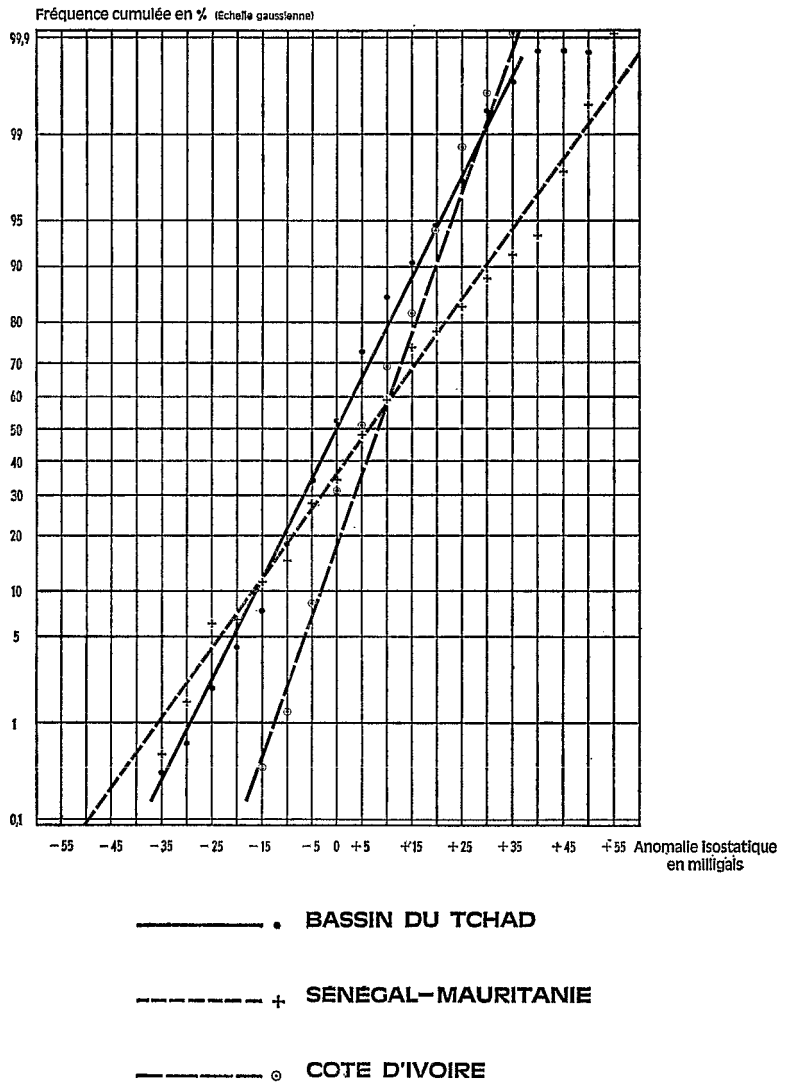


FIG. 59. — Graphiques de HENRY (anomalies isostatiques).

une idée inexacte de la compensation isostatique, chaque fois, que les altitudes des points d'observation s'écartent beaucoup de la hauteur moyenne du pays environnant et que, par suite, il était préférable d'utiliser cette hauteur moyenne dans l'établissement du graphique plutôt que les altitudes vraies.

Dans le cas présent nous avons construit le graphique (fig. 60) en utilisant les valeurs moyennes des cartes des figures 54 et 55. Ce qui revient en fait à effectuer une étude de 717 stations fictives dont chacune est définie par un couple, altitude moyenne, anomalie gravimétrique moyenne correspondant à un quart de degré. Le calcul, sur ordinateur, nous a fourni une pente pour la droite moyenne de 0,66 milligal pour 10 mètres et un coefficient de corrélation de 0,71. On voit que si la corrélation est forte et que par suite l'anomalie de Bouguer semble, au premier abord, bien étroitement associée à l'altitude, la pente de la droite est par contre assez faible, et l'on peut dire, sans le secours d'un test, que la valeur 0,66 est, de façon significative, très inférieure à la valeur 1,1 citée plus haut. Nous avons alors repris le travail en scindant la population totale en deux sous-populations,

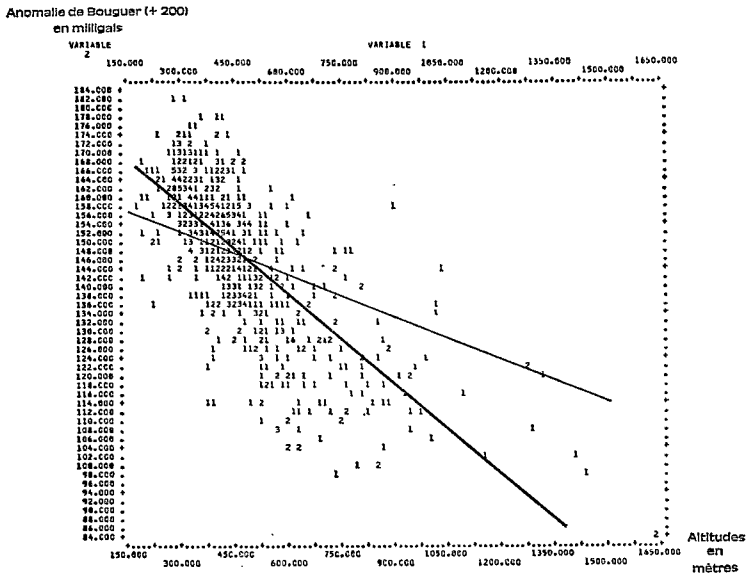


FIG. 60.

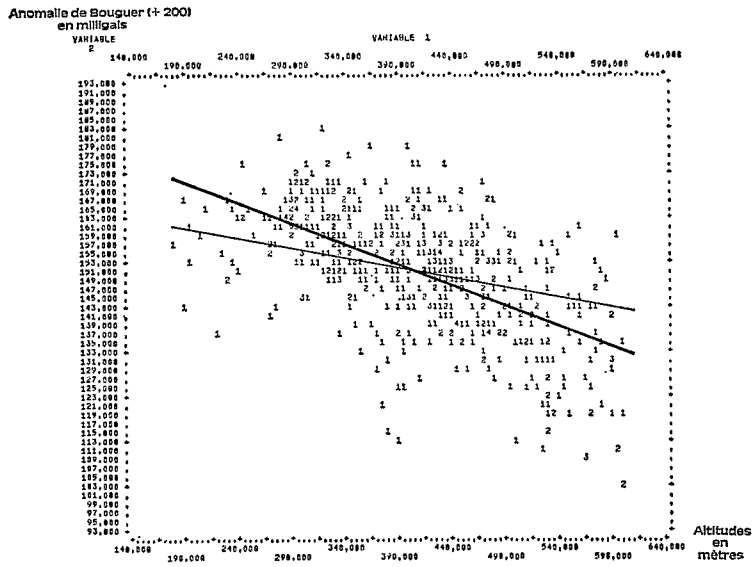


FIG. 61.

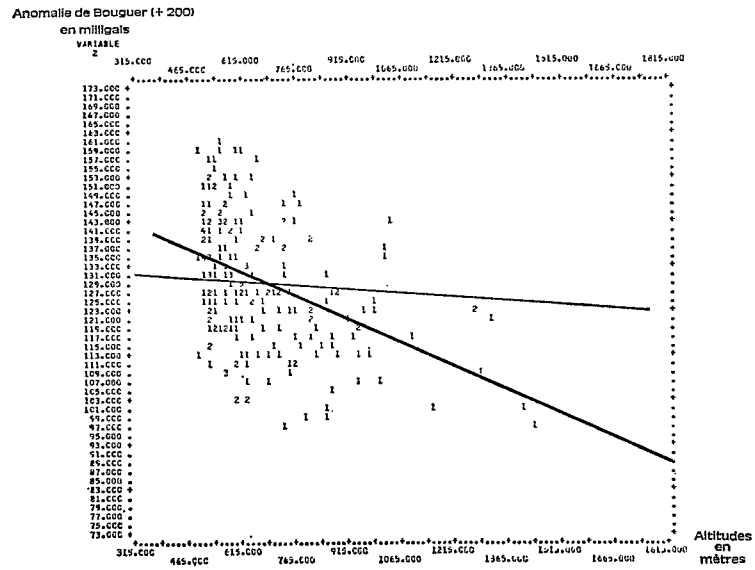


FIG. 62.

FIG. 60, 61, 62. — Anomalie de Bouguer en fonction de l'altitude (valeurs prises par quart de degré carré).

l'une groupant tous les quarts de degré dont l'altitude est inférieure à 600 mètres (fig. 61), l'autre tous ceux dont l'altitude est supérieure à 500 mètres (fig. 62). Ces valeurs représentent sensiblement la limite topographique du bassin sédimentaire proprement dit : le premier groupe intéresse donc l'intérieur du bassin et le second essentiellement les bordures. Les résultats sont comme l'on pouvait s'en douter à priori, assez différents dans ces deux cas. Le premier groupe correspond à une droite moyenne de pente 0,93 milligal pour 10 mètres et le coefficient de corrélation est de 0,60. Le second calcul indique une droite de pente 0,35 milligal pour 10 mètres et un coefficient de corrélation qui n'est que de 0,46. Ceci montre bien que dans le bassin proprement dit l'hypothèse isostatique se vérifie dans de bonnes conditions. Par contre, le résultat obtenu sur les régions de bordure est beaucoup moins concluant et, bien que nous ayons travaillé sur des valeurs moyennes dont le sens précis, en régions montagneuses [1], est difficile à définir, il n'en ressort pas moins qu'il doit exister sur une surface assez importante un écart à l'équilibre. Ceci corrobore d'ailleurs ce qu'avait indiqué la carte des moyennes des anomalies isostatiques (fig. 57), celle-ci montrait en effet que le Tibesti et l'Aïr qui sont précisément des régions élevées correspondaient à des zones très nettement positives.

Une dernière liaison que nous avons évaluée, toujours dans le domaine des moyennes par quarts de degré, concerne les anomalies isostatiques et les altitudes. Sur la population totale de la région étudiée nous avons obtenu un coefficient de régression de 0,24 milligal pour 10 mètres avec une corrélation de 0,33. Cette corrélation de 0,33, nettement plus faible que la valeur 0,71, nous montre que l'introduction de l'anomalie isostatique a fortement réduit le coefficient de corrélation et, ne nous a pas incité à étudier les deux mêmes sous-populations que précédemment.

Un simple coup d'œil sur la figure 57 montre également que les quarts de degré d'altitude élevée qui diffèrent fortement de l'équilibre sont dans l'ensemble groupés. Il s'agit, comme nous l'avons déjà dit, essentiellement des régions de l'Aïr et du Tibesti, alors que les montagnes du Ouaddaï sont beaucoup plus proches pour leur part de l'équilibre. Nous examinerons ces questions

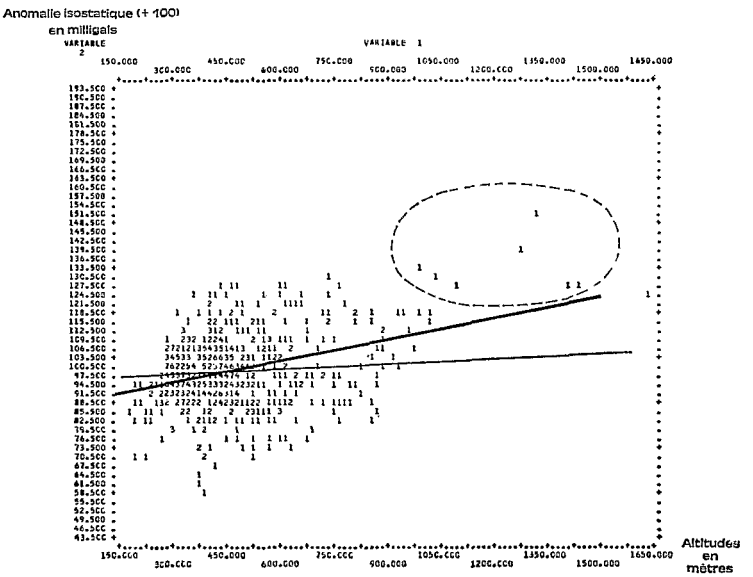


FIG. 63. — Anomalie isostatique en fonction de l'altitude.
(valeurs prises par quart de degré carré).

1. Il ne faut pas oublier que la tendance certaine à placer, en région montagneuse, les stations dans les vallées entraîne une surévaluation des valeurs moyennes des anomalies de Bouguer utilisées. Cette surévaluation a pour conséquence d'augmenter artificiellement la pente de la droite de régression, anomalie de Bouguer-altitude ; une répartition plus régulière des stations abaisserait donc théoriquement encore le coefficient de régression.

et chercherons des explications lors des études régionales. Nous pouvons toutefois faire remarquer, pour terminer, que sur le nuage de corrélation de la figure 63, les points entourés qui se singularisent et augmentent fortement le coefficient de régression correspondent précisément à des quarts de degré carré du Tibesti et de l'Aïr.

B. Valeurs locales de la pesanteur.

Nous allons maintenant considérer non plus des moyennes, mais les valeurs des anomalies gravimétriques (en fait, nous ne nous occuperons que des anomalies de Bouguer), ainsi que de l'altitude aux stations de mesure elles-mêmes et c'est sur ces données que nous chercherons à obtenir quelques résultats statistiques.

1. Relation entre l'anomalie de Bouguer et l'altitude (fig. 64).

Nous avons effectué, de la même manière que précédemment pour les valeurs moyennes, avec un programme de calcul analogue, la recherche de la liaison entre les anomalies de Bouguer et les

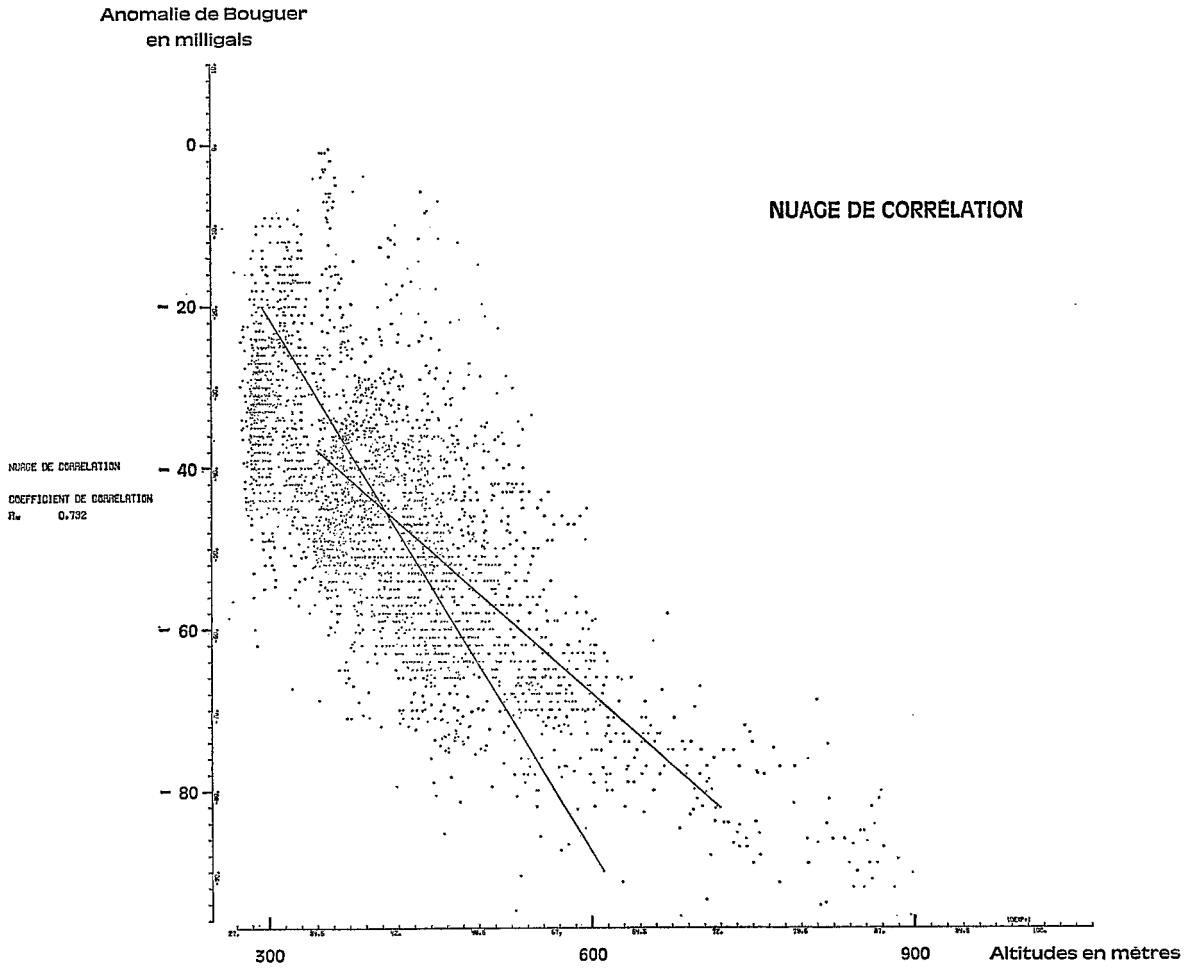


Fig. 64. — Anomalie de Bouguer en fonction de l'altitude.
(valeurs prises aux stations)

altitudes. Comme pour des questions matérielles, il n'était évidemment pas facile de faire cette recherche sur la totalité de nos stations, plus de 30 000, nous avons utilisé un ensemble de 3 000 points de mesures, les stations du Tchad situées entre les 11e et 14e parallèles. Cette bande comprend les régions basses du bord du lac, ainsi que les régions assez élevées du massif du Guera et du Ouaddaï ; toutefois, à l'exception d'un nombre assez faible de stations, les altitudes restent en général inférieures à 600 mètres, nous pouvons donc considérer que nous étudions un ensemble de points représentatifs du bassin proprement dit. Le coefficient de corrélation a été trouvé égal à 0,73 et le coefficient de régression à 1,18 milligal pour 10 mètres. On peut constater, même sans l'utilisation de test, que ce dernier coefficient est proche de manière significative de la valeur de la corrélation de plateau : 1,1 milligal pour 10 mètres. Nous retrouvons bien là sur un ensemble de stations réelles, les résultats obtenus précédemment sur la sous-population composée des valeurs moyennes du bassin proprement dit.

2. Dimensions des anomalies.

Nous avons cherché à nous faire une idée de la dimension la plus fréquente des anomalies. Pour cela, nous avons mesuré, sur les profils, la distance entre deux minimums successifs, tels que ceux-ci soient séparés par un maximum d'au moins 5 milligals. Notre zone d'étude étant géologiquement constituée de secteurs très sensiblement différents, nous n'avons pas construit un seul graphique mais plusieurs. Trois intéressent le bassin proprement dit, il s'agit des graphiques concernant les régions :

— du centre du bassin, en pratique le nord, l'est et l'ouest du lac ;

— du Salamat ;

— du Logone.

Les autres intéressent soit le bassin primaire du Djado, soit les régions précambriennes : Aïr, Mounio-Damagaram, Ouaddaï-Guera. Avant d'examiner ces courbes, précisons que les mailles du réseau de mesure sont sensiblement les mêmes partout et, que par suite, son rôle de filtre sera le même dans toute l'étendue de la zone élevée.

Les graphiques figure 65 indiquent que les dimensions les plus fréquentes des anomalies se situent entre 20 et 50 kilomètres dans le Logone et le Salamat, entre 20 et 90 kilomètres dans la zone du lac, entre 20 et 70 kilomètres dans l'Aïr, entre 20 et 60 kilomètres dans l'Ouaddaï et le Guera. Quant au Djado et au Mounio-Damagaram, les graphiques n'indiquent pas nettement de dimensions privilégiées. Ces résultats sont assez comparables à ceux qu'ont obtenus Y. Crenn et J. Rechenmann (1965) dans le bassin du Niger où les dimensions des anomalies se situent entre 20 et 70 kilomètres ou en Côte-d'Ivoire où les distances les plus fréquentes entre deux minimums successifs sont comprises entre 20 et 40 kilomètres, il n'y a qu'au Sénégal que ne se manifeste pas de dimension privilégiée. Il est assez remarquable de constater qu'en Côte-d'Ivoire il existe une dimension préférentielle vers 30 kilomètres dans ce domaine des anomalies d'au moins 5 milligals. On ne la retrouve pas ailleurs marquée à ce point, elle doit être liée à l'histoire du socle birrimien de la Côte-d'Ivoire, peut-être est-elle une marque de la gigantesque granitisation éburnéenne qui a touché toutes ces régions. Il est certain que dans la région du Tchad les anomalies d'une trentaine de kilomètres sont proportionnellement moins nombreuses, bien que dans le sud et le sud-est du bassin elles jouent un rôle important. On peut, peut-être, expliquer l'absence de dimensions privilégiées dans la gamme des 20 à 60 kilomètres pour les régions du Sénégal et du Djado, soit en supposant que les masses perturbantes dont la dimension est de cet ordre ont dû localement s'équilibrer ou bien sont assez profondes, sous les bassins, pour que leur effet en surface s'affaiblisse, soit en estimant que les fortes variations de pesanteur des anomalies de grande dimension qui existent dans ces bassins masquent une grande partie des anomalies locales dont les effets ne se font plus sentir alors que sur les gradients et non sur le nombre de minimums. D'une manière générale, il semble difficile toutefois de chercher à caractériser les régions par la dimension la plus fréquente des anomalies.

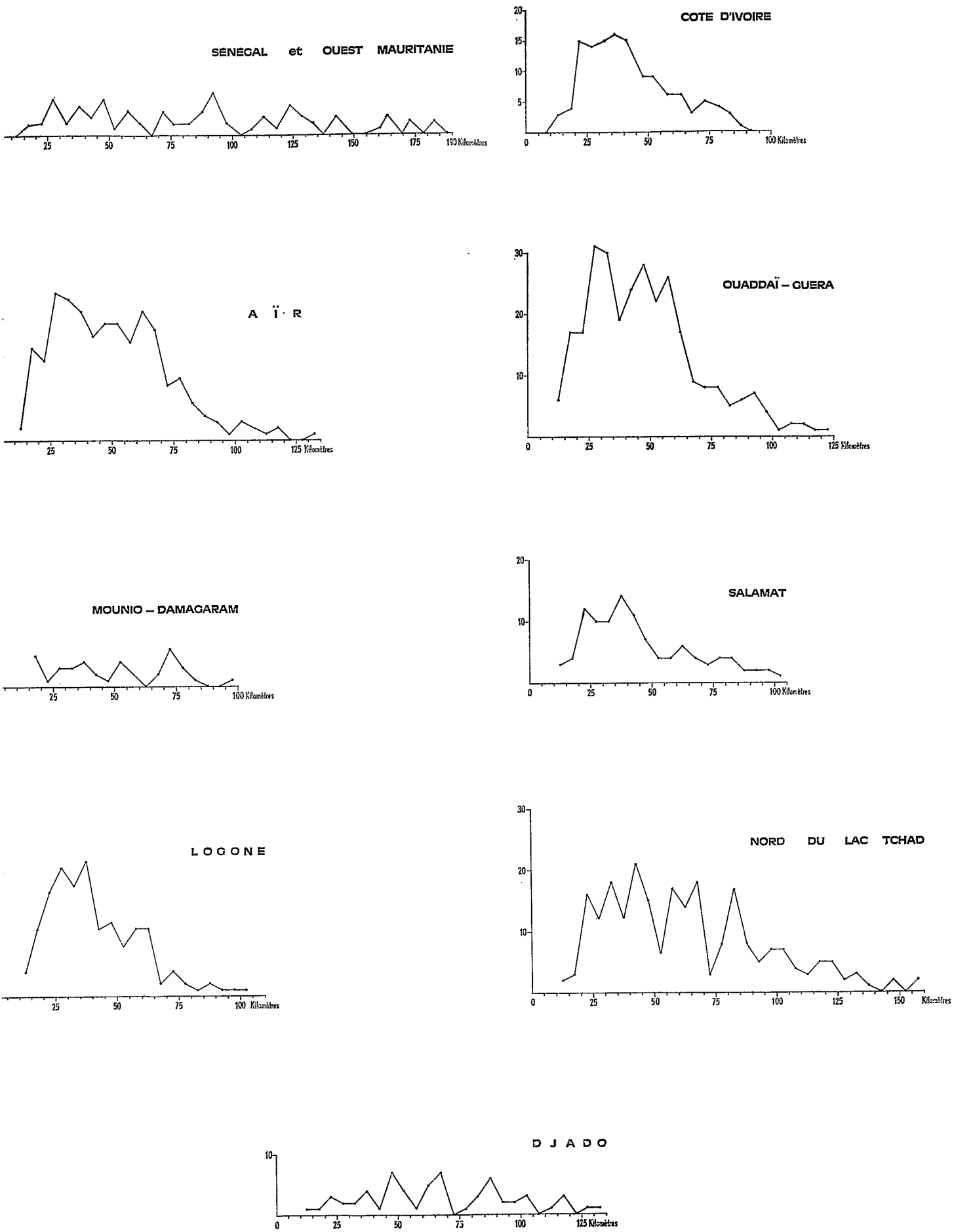


FIG. 65. — Fréquence des anomalies de Bouguer (nombre d'anomalies par tranche de 5 km) en fonction de leur dimension.

3. Indice de continuité.

Il s'agit d'un indice défini par Y. Crenn (1962). Crenn avait constaté sur ses mesures effectuées en Afrique occidentale que les profils traversant les bassins sédimentaires étaient beaucoup plus réguliers que ceux traversant des terrains métamorphiques. Elle a alors essayé de définir un indice mesurant cette notion de régularité et de calculer l'influence des différents facteurs dont il dépend.

Cet indice a été défini (fig. 66) à partir de la détermination des valeurs de la dérivée seconde de g, dans la direction des profils, et de son report en courbe de fréquence. L'indice se définit alors de la manière suivante. Soient trois stations A, B, C, alignées, séparées par la distance d ; g_A, g_B, g_C les anomalies de Bouguer correspondantes. Nous calculons la différence seconde de l'anomalie :

$$D = \frac{(g_C - g_B)/d - (g_B - g_A)/d}{d}$$

D doit être évalué dans une région sur un minimum de 50 groupes de stations, il est mesuré en milligal/kilomètre/kilomètre. Un graphique est alors tracé, on porte en abscisse la valeur absolue de D et en ordonnée le pourcentage des groupes de stations pour lesquels la valeur absolue de D est plus petite que l'abscisse. L'indice de continuité J est la valeur de D telle que 80 % des valeurs lui soient inférieures.

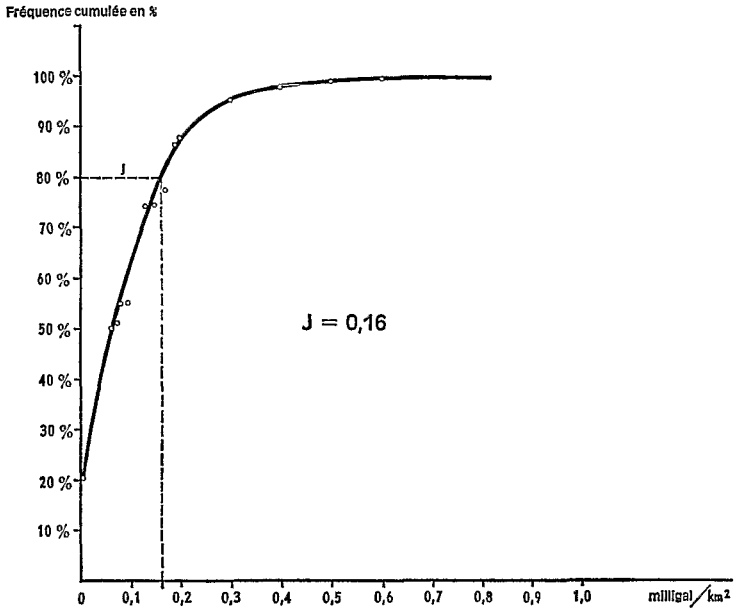


Fig. 66. — Définition de l'indice de continuité.

Cet indice dépend de l'hétérogénéité du socle et de l'épaisseur du recouvrement sédimentaire. Sa variation en fonction de la profondeur des masses perturbatrices étant rapide, on comprend qu'il puisse fournir des indications sur la plus ou moins grande épaisseur de terrains homogènes superficiels. A titre d'exemple, indiquons qu'une répartition de masses, indéfinie dans une direction horizontale, donnant à la surface, dans une direction perpendiculaire, une anomalie de la forme $a \cos \frac{2\pi x}{\lambda}$, avec une longueur d'onde de 20 kilomètres, correspondra à un indice de continuité

variant en fonction de l'épaisseur de terrains homogènes h séparant la surface des masses perturbatrices dans le rapport suivant :

h_{km}	0	1	2	3	4	5
$\frac{J}{J_0}$	1	0,73	0,53	0,39	0,28	0,21

Deux facteurs interviennent également sur la valeur de l'indice, les variations de distance entre les stations et les erreurs accidentelles de mesures. Les erreurs accidentelles de mesure ont pour résultat de majorer l'indice de continuité. Quant au facteur variation de l'espacement des stations, l'écart entre les points de mesure étant toujours de l'ordre de 4 kilomètres, nous n'aurons pas pratiquement à en tenir compte.

Nous avons calculé cet indice de continuité dans un certain nombre de régions et les déterminations ont été faites sur de nombreux groupes de stations. Les résultats obtenus ont été les suivants (nous indiquons dans chaque cas le nombre de groupes de stations qui ont servi à la détermination) :

a) *Sur les régions sédimentaires.*

— bassin du Djado, J = 0,16, 875 groupes,
— Kanem (nord du lac), J = 0,16, 400 groupes,
— Manga (ouest du lac), J = 0,22, 364 groupes,
— Logone-Chari (sud du bassin), J = 0,28, 1 950 groupes.

b) *Sur les affleurements cristallins.*

— Aïr, J = 0,19, 370 groupes,
— Mounio-Damagaram, J = 0,25, 227 groupes,
— Ouaddaï, J = 0,12, 218 groupes,
— Tibesti, J = 0,20, 342 groupes,
— Cameroun, partie non sédimentaire située au nord du 7e parallèle, J = 0,30, 1 000 groupes.

Ces valeurs sont, pour les régions sédimentaires, tout à fait comparables aux résultats antérieurement trouvés par Y. CRENN dans l'Afrique de l'ouest :

— 0,11 à l'est du bassin du Sénégal,

— 0,15 dans le bassin de Taoudéni,

— 0,13 dans le bassin du Niger.

Seul l'indice du Logone-Chari trouvé égal à 0,28 est anormalement élevé pour une région où, comme nous le verrons, le soubassement cristallin est souvent très profond. Ceci s'explique, en partie, par le fait que lorsque le socle affleure ou est subaffleurant, il donne lieu à des profils gravimétriques extrêmement irréguliers. Mais en plus, même sous une grande épaisseur de sédiments, comme dans le bassin de Doba, l'indice reste encore élevé, il est égal à 0,23. Il faut donc admettre que dans tout le sud Tchad, le socle est particulièrement hétérogène. Ce résultat concorde bien d'ailleurs avec l'étude des dimensions privilégiées des anomalies. Celle-ci concluait, en effet, à l'existence d'un grand nombre d'anomalies de quelques dizaines de kilomètres.

Les valeurs de l'indice de continuité obtenues sur les formations cristallines sont, en ce qui concerne l'Aïr, l'Ouaddaï et même le Tibesti, beaucoup plus faibles que les valeurs trouvées ordinairement en Afrique de l'ouest qui se situent en moyenne autour de 0,25 milligal/kilomètre/kilomètre. Seul le Cameroun indique un socle plus hétérogène. Ce dernier résultat rapproché de la valeur élevée de l'indice du Logone-Chari montre que le socle du sud du Tchad et celui du Cameroun ont là un point commun. Il est malheureusement difficile de savoir si ce caractère commun est dû à toute une histoire géologique commune ou simplement à l'influence d'un même épisode tectonique.

Nous reviendrons dans les études régionales sur l'examen de ces indices de continuité.

II. — CONSIDÉRATIONS SUR LES ÉCARTS RÉGIONAUX A L'ISOSTASIE

Si les considérations statistiques précédentes nous ont montré que, globalement, le bassin du Tchad était en équilibre isostatique, il n'en est pas moins évident que certaines vastes régions prises individuellement sont en déséquilibre. Dans ce chapitre nous ne nous intéresserons qu'à chiffrer l'importance des déséquilibres auxquels les principales anomalies correspondent sans nous occuper de leur interprétation géologique. Nous n'avons pris en considérations que les anomalies les plus importantes, bien visibles sur la carte hors-texte des anomalies isostatiques. Il s'agit des anomalies négatives du bassin du Djado, du bassin des Erdis, du sud du Tchad. En ce qui concerne les anomalies positives nous n'en avons retenu que deux : l'ensemble Aïr-Ténéré et l'accident lourd qui s'étend à travers tout le Tchad, de Massenya jusqu'à Ounianga-Kebir. Nous avons, pour chacune de ces anomalies, calculé la masse à laquelle elle correspondait, à partir des cartes, en utilisant un planimètre comme indiqué dans le chapitre général sur les techniques d'interprétation. Nous avons ensuite obtenu le déficit moyen de pression en divisant la masse trouvée par la surface de l'anomalie. En supposant de plus que la densité du matériel du manteau supérieur, à la base de la croûte, est de l'ordre de 3,27, nous avons pu déterminer de quelle quantité l'écorce devrait monter ou descendre, suivant le signe de l'anomalie, pour que l'équilibre isostatique soit rétabli. Les valeurs trouvées ont été les suivantes :

1) bassin du Djado, montée ..... 115 mètres
2) bassin des Erdis, montée ..... 128 »
3) bassin du sud du Tchad, montée ..... 177 »
4) Aïr-Ténéré, descente..... 100 »
5) accident Massenya-Ounianga, descente ..... 96 »

Elles nous montrent que les déséquilibres restent modérés. Cela apparaît nettement si on les compare à des valeurs obtenues dans d'autres régions du globe. Pour donner un point de comparaison nous indiquerons l'importance des déséquilibres isostatiques qui existent dans la Plaine du Pô et les régions avoisinantes. J. GOGUEL (1958) calcule que l'anomalie négative de cette plaine serait annulée pour une remontée de 400 mètres, que l'anomalie positive des Alpes occidentales disparaîtrait pour un abaissement de 635 mètres et celle des Alpes Dinariques pour un affaissement de 234 mètres. Il est clair que les écarts à l'équilibre du bassin tchadien sont très nettement inférieurs. Pour donner sa vraie signification à cette comparaison, il faut toutefois ne pas perdre de vue que la Plaine du Pô est le siège de très fortes anomalies, parmi les plus fortes que l'on connaisse.

Ces importantes anomalies du bassin du Tchad posent quelques problèmes. En particulier, leur existence même indique que l'écorce est capable de résister à l'excès de poids auquel elles correspondent. Sinon un affaissement, marque d'une compensation isostatique locale qui réduirait ou annulerait ces anomalies, se serait produit.

Nous allons chercher à estimer l'effort auquel résiste la croûte en ne s'affaissant pas sous la surcharge à laquelle elle est soumise. Cette estimation nécessite la connaissance de la masse responsable de l'anomalie, ce qui ne pose pas de problème et celle du périmètre le long duquel nous admettrons que l'action de la surcharge se répartit, ce qui est plus délicat. En l'absence de données précises sur la forme des masses responsables des anomalies, nous nous contenterons d'évaluer une limite inférieure de l'effort tranchant en admettant que la surcharge se répartit uniformément sur son pourtour. La valeur obtenue constituera, évidemment, bien un minimum car les dimensions des structures sont très sensiblement inférieures, en général. aux anomalies qu'elles causent et pour des anomalies de forme irrégulière la charge n'est sûrement pas répartie de façon uniforme sur ses bordures.

Les déterminations des périmètres ont été très facilement réalisées avec un curvimètre. Une seule exception : l'accident Massenya-Ounianga. Compte tenu de son allongement nous avons admis que l'action de son poids se répartissait sur un périmètre de l'ordre du double de sa longueur, soit

environ 1 000 kilomètres. La masse étant égale à $20 . 10^{12}$ tonnes, il en résulte un effort tranchant de $1 . 10^{7}$ tonnes/mètre. Pour les autres anomalies les valeurs obtenues ont été :

1) bassin du Djado ..... $1{,}2 . 10^{7}$ tonnes/mètre
2) bassin des Erdis ..... $2{,}5 . 10^{7}$ »
3) bassin du sud du Tchad ..... $1{,}4 . 10^{7}$ »
4) Aïr-Ténéré ..... $2{,}3 . 10^{7}$ »

Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles qui ont été trouvées en Afrique occidentale par Y. CRENN (1956). Si on les compare à celles qu'a obtenues J. GOGUEL (1958) pour la plaine du Pô : $1 . 10^{8}$ tonnes/mètre ou pour l'anomalie positive des Alpes occidentales : $1{,}6 . 10^{8}$ tonnes/mètre, on constate qu'elles sont sensiblement plus faibles. Je pense que cet écart peut s'interpréter de deux manières. La première consiste à admettre que l'écorce de l'Europe occidentale supporte des efforts tranchants supérieurs à ceux que peut admettre la croûte africaine. La seconde suppose simplement que la plaine du Pô et les régions avoisinantes n'ont pas encore atteint leur équilibre et que des mouvements s'y poursuivront jusqu'à ce que les efforts tranchants atteignent des valeurs comparables à celles obtenues en Afrique.

Il ne faut pas oublier, en effet, qu'il y a une grande différence entre les régions d'Afrique occidentale où l'on a trouvé les efforts tranchants les plus forts ($3 . 10^{7}$ tonnes/mètre au Togo-Dahomey ainsi que dans la Boucle du Niger) et la plaine du Pô. En Afrique, il s'agit de zones stables depuis 500 millions d'années (depuis l'épisode thermo tectonique du Protérozoïque supérieur) que l'on peut raisonnablement supposer arrivées à un état d'équilibre. La plaine du Pô, par contre, a été au Miocène et au Pliocène, le siège d'une sédimentation marine bien qu'elle soit actuellement émergée. Il y a donc eu aux époques géologiques récentes des mouvements dans cette région et l'on sait, qu'actuellement, ils ne sont pas terminés. La géologie montre d'ailleurs que la plaine du Pô, loin de remonter, continue à s'affaisser : le retour à l'équilibre n'est donc pas en cours, bien au contraire.

De ces remarques il semble que nous puissions dégager une conclusion concernant la stabilité du bassin du Tchad. L'équilibre isostatique y est globalement réalisé et les forces auxquelles les grandes anomalies de ce secteur soumettent l'écorce restent, en principe, dans des limites qui doivent permettre à celle-ci de les supporter. Il apparaît d'ailleurs, qu'effectivement, les mouvements récents que l'on connaît dans le bassin (exhaussement du seuil Aïr-Mounio-Plateau de Jos, enfoncement des Pays-Bas du Tchad), loin d'être des mouvements de réajustements isostatiques, ont une origine différente puisqu'ils tendent au contraire à accroître le déséquilibre tout comme dans la plaine du Pô.

7

Le Tchad méridional

I. — PRÉSENTATION GÉNÉRALE

1. Limites de la région étudiée.

Nous allons étudier dans ce chapitre la région limitée au sud par le bouclier centrafricain, à l'est par le socle du Soudan, à l'ouest par celui du Cameroun et au nord par le 11e parallèle. Le choix de ce 11e parallèle, comme limite de secteur, a été adopté car il correspond à un découpage qui englobe sans les tronquer les principales anomalies gravimétriques du sud du bassin. En outre, géologiquement, cette limite se justifie, c'est aux environs de cette latitude que les importants affleurements cristallins du massif central tchadien apparaissent. Ce massif tendrait d'ailleurs à isoler la région que nous venons de définir de l'ensemble du bassin car il se raccorde de façon continue, vers l'est, au massif du Ouaddaï. C'est donc uniquement par la zone sédimentaire située à l'ouest, que la continuité entre la région dont il est question ici et le reste du bassin sédimentaire tchadien est assurée. Cette zone de liaison n'est pas très large puisque la distance comprise entre les derniers pointements du massif central tchadien et les premiers affleurements du socle du Cameroun septentrional ne dépasse 200 kilomètres. Il est d'ailleurs apparent sur l'esquisse géologique du bassin fournie hors-texte que la région définie ici correspond à une sorte de diverticule du bassin principal. Elle est constituée par les bassins alluviaux des Bahr Salamat, Keïta, Aouk, ainsi que par la plus grande partie de ceux du Logone et du Chari.

2. RECENSEMENT DES ÉTUDES GÉOPHYSIQUES EFFECTUÉES DANS CE SECTEUR.

C'est en 1954 que, pour la première fois, des géophysiciens ont travaillé dans cette région. Il s'agissait d'une équipe de l'O.R.S.T.O.M. qui y exécutait une courte mission, à la demande du Service de l'Agriculture du Tchad, comprenant la réalisation de quelques itinéraires gravimétriques à large maille (Y. CRENN) et de sondages électriques en ligne assez courte (R. GODIVIER).

La gravimétrie qui devait, en montrant l'existence d'une anomalie négative très importante, donner naissance au problème de « la fosse de Doba » avait surtout intéressé le degré carré comprenant la ville de Moundou (latitude : entre 8° et 9°N., longitude : entre 16° et 17°E.). Ce court levé permettait à Y. CRENN dans son rapport de fin de mission (Y. CRENN, 1955) d'écrire : « Le phénomène le plus important mis en évidence est le bassin sédimentaire de Doba, sans doute analogue aux plus profonds connus en Afrique occidentale ; il serait utile d'en continuer l'étude par gravimétrie vers l'est entre le Ouddaï et les montagnes de l'Oubangui et de faire appel à la prospection sismique pour en déterminer la profondeur ; ce travail serait du reste susceptible d'intéresser des recherches plus profondes que celles de l'hydraulique ». C'est cette conclusion, reprise notamment dans une note « sur les possibilités de recherches pétrolières au Tchad » (WACRENIER, 1959), qui a été le point de départ du problème de la fosse de Doba ; problème qui, au Tchad, comme le dit justement MERMILLOD (1961) : « a nourri les imaginations en raison inverse des connaissances réelles ».

Par la suite, en 1956, une étude aéromagnétique par profils isolés, réalisée par la Société Aérienne de Recherches Minières pour le compte du Bureau de Recherches de Pétrole, a intéressé partiellement la région. La carte (fig. 67) indique les lignes de vol de la prospection aéromagnétique ainsi que le périmètre exploré en gravimétrie par Y. CRENN.

WACRENIER, dans sa note déjà citée, après avoir constaté que, malheureusement, il n'y a pas eu recouvrement entre les profils aéromagnétiques et gravimétriques et que l'interprétation qui en a été faite par la Compagnie Générale de Géophysique s'était basée sur une documentation géologique très incomplète et périmée, estime que les profondeurs qui ont été déduites de cette étude sont trop élevées, mais que l'allure structurale de l'interprétation doit être valable. Or, les principaux traits structuraux que ce travail avait permis de mettre en évidence était l'existence d'une série de bassins parallèles allongés E.-W. et séparés par des rides du socle de même orientation, le plus important de ces bassins se situant au sud de Fort-Archambault (C.G.G., 1956).

A partir de 1959, MERMILLOD, hydrogéologue chargé de la zone sud de la république du Tchad, fut amené à s'intéresser à cette question. C'est sur sa proposition que des études géophysiques furent entreprises, pour le compte du Service du Génie Rural, en 1961. Une carte gravimétrique de reconnaissance relativement détaillée (plus de 250 stations par degré carré) et une première campagne de sondages électriques furent réalisés par l'O.R.S.T.O.M. ainsi qu'un profil de sismique-réfraction par la Compagnie Française de Prospection Sismique. Par la suite l'O.R.S.T.O.M., dans le cadre de son programme de cartographie gravimétrique systématique du bassin tchadien, fut conduit à couvrir toute la zone et, de très importantes anomalies étant apparues, entreprit en 1965 et 1966 des campagnes de sondages électriques en très longue ligne pour essayer de préciser les structures correspondantes. Des profils de gravimétrie de détail avec nivellement géométrique furent également exécutés. La localisation de ces travaux dont une synthèse va être tentée dans ce chapitre apparaît sur la planche en couleurs « Géologie et géophysique du Tchad méridional » (p. 192).

II. — LES GRANDS TRAITS GÉOPHYSIQUES DE LA RÉGION

A. Généralités.

Nous disposons donc pour l'étude de ce secteur :

— De la carte gravimétrique de reconnaissance ;

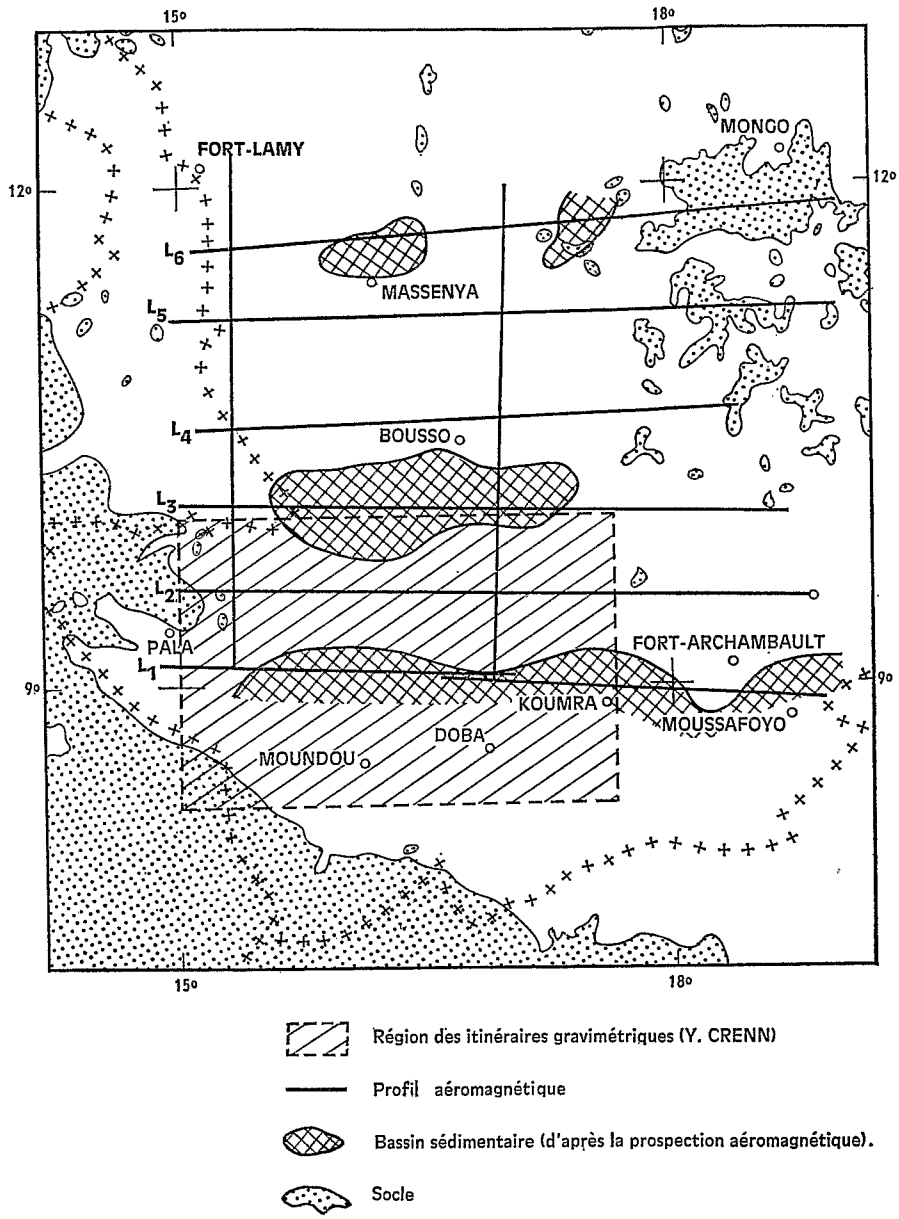


FIG. 67. — Etudes aéromagnétique et gravimétrique antérieures dans le Tchad méridional.

— De dix profils de gravimétrie de détail réalisés avec des stations espacées de 200 mètres les unes des autres. La précision sur les écarts entre les valeurs des anomalies de Bouguer pour deux stations d'un même profil est de l'ordre de 1 à 2 dixièmes de milligal. Cette précision a pu être obtenue grâce à une altimétrie déterminée par nivellement géométrique et non plus par des techniques barométriques ; nous n'avons toutefois pas cherché à obtenir une meilleure précision qui aurait été sans intérêt compte tenu du but de l'étude ;

— Des onze profils de sondages électriques totalisant un ensemble de 164 sondages de longueur variée ;

— D'un profil de sismique-réfraction doublant une partie de l'un des profils de sondages électriques (profil EF) ;

— De quelques données provenant de la reconnaissance aéromagnétique effectuée en 1956 pour le compte du Bureau de Recherches de Pétrole ;

— D'un profil de mesures magnétiques au sol.

Nous allons exposer, tout d'abord, les résultats fournis par la prospection aéromagnétique, puis examiner les grandes lignes de la carte gravimétrique de reconnaissance avant de tenter, à l'aide des autres éléments, de préciser les structures et la stratigraphie des épaississements sédimentaires que les études font apparaître.

B. Les résultats de l'aéromagnétisme.

Il s'est dégagé, en conclusion des quelques profils réalisés, qu'il existe dans la région étudiée, ici, deux bassins sédimentaires orientés E.-W. Les profondeurs les plus importantes se situeraient au sud du profil L_1 où la profondeur du bassin possible serait très grande (plus de 4 000 m). Ces bassins seraient séparés par une ride du socle et il a semblé aux interprétateurs que le passage des bassins aux zones hautes du socle s'effectuait d'une manière continue et monotone. On peut évidemment regretter que les profils magnétiques ne soient pas descendus plus au sud et n'aient pas couvert une zone plus large vers l'est. La figure 67 situe schématiquement les résultats. La maille des travaux ne permettait pas de préciser les limites des structures même dans le domaine couvert par l'étude.

Indiquons que, plus au nord, un autre bassin apparaît sur le profil L_6. Nous verrons qu'une anomalie gravimétrique négative, celle de Massenya, se localise d'ailleurs également dans ce secteur, il pourrait s'agir d'un épaississement sédimentaire. Par contre, plus à l'est, toujours sur ce profil L_6, la prospection aéromagnétique avait conduit les interprétateurs à proposer un approfondissement du socle. Cette conclusion doit être écartée car dans cette région le socle est largement affleurant.

C. Examen de la carte gravimétrique de reconnaissance.

Les premières mesures réalisées par Y. CRENN ont été reprises lors du levé général effectué par la suite. Ce sont les résultats de ce dernier levé qui sont reportés sur la planche en couleurs de la p. 192. Pour l'examen général de la gravimétrie de cette région que nous effectuerons maintenant, il est préférable de se reporter aux cartes hors-texte.

La carte des anomalies isostatiques montre, au premier coup d'œil, une grande anomalie très fortement négative qui s'étend de Moundou jusqu'à Birao et au-delà, avec deux diverticules, l'un vers Ndélé au sud et l'autre vers Niellim au nord. Elle présente plusieurs minimums, les plus importants de tout le bassin du Tchad, autour de Doba, au sud de Fort-Archambault, ainsi qu'entre Haraze et Birao. Le minimum de Doba est séparé des autres par une région allongée Nord 60° Est proche de l'équilibre isostatique qui s'étend presque de Bebo, où l'anomalie dépasse + 20 milligals, jusqu'à Fort-Archambault. Ce vaste ensemble négatif est bordé, de part et d'autre, de grandes plages voisines de l'équilibre isostatique comprenant par endroits des anomalies positives qui peuvent être très marquées. Celles qui sont situées au nord de Kouki et au nord de Batangafo sont les plus importantes et atteignent + 30 et même + 40 milligals. On trouve des valeurs du même ordre au nord-ouest de Moundou qui, comme nous le verrons, s'expliquent, au moins pour certaines, par la présence de roches denses visibles à l'affleurement.

D'autres anomalies négatives, beaucoup moins importantes, attirent encore l'attention, toujours au sud du 11e parallèle. L'une, la plus marquante, s'étend sur près de 200 kilomètres de longueur et 20 à 30 kilomètres de largeur au sud de Bousso : elle se situe sensiblement dans le secteur où l'aéromagnétisme avait montré un approfondissement du socle. Quatre autres, bien moins éten-

dues, s'échelonnent entre Niellim et le sud d'Am Timan. Tout à fait au sud de la carte, une dernière anomalie légère se marque autour de Paoua.

Sur la carte de Bouguer, on retrouve sensiblement les mêmes anomalies, sauf dans la partie sud qui correspond au bouclier centrafricain et dont la topographie est variée. La carte isostatique a alors l'avantage, comme la comparaison des deux documents le montre rapidement, de présenter des anomalies très fortement atténuées. Ceci est très sensible à l'ouest de Paoua, près du point triple des frontières Cameroun - Tchad - Centrafrique où l'introduction de la correction isostatique ramène à peu de chose une anomalie qui atteignait sur la carte de Bouguer une ampleur extrêmement grande. Sur cette carte, en effet, les valeurs dans cette région, descendent aussi bas que dans les minimums de la grande anomalie Moundou-Birao. L'introduction de la correction isostatique les ramène au voisinage du zéro montrant que cette zone est en réalité proche de l'équilibre.

Le phénomène, quoique moins marqué, se manifeste plus à l'est, autour d'Ouanda-Djallé. Il suffit pour le vérifier de comparer les deux cartes hors-texte.

III. — ÉTUDE DES PRINCIPALES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES

A. L'anomalie Moundou-Birao: « le Bassin de Doba ».

Cette vaste anomalie fortement négative (planche p. 192) coupée par la bande lourde qui s'étend de Bebo jusqu'à Fort-Archambault est extrêmement importante. Il apparaît un écart de plus de 50 milligals entre les valeurs observées à la limite du socle et du bassin sédimentaire, dans la région de Goré par exemple, et celles qui ont été mesurées près de Doba, au centre d'un des minimums gravimétriques.

Des valeurs négatives de cet ordre qui persistent sur la carte isostatique se trouvent généralement au-dessus d'une grande épaisseur de sédiments. Il semblait donc logique, simplement au vu des résultats de la gravimétrie de reconnaissance, d'admettre l'existence d'un profond bassin. Cette hypothèse qui cadrait avec les données malheureusement très générales et assez vagues de l'aéromagnétisme, s'est vue confirmée par les campagnes de sondages électriques et le profil de sismique-réfraction réalisés par la suite. Etant donné l'importance de cette vaste anomalie régionale et l'intérêt économique qu'elle pouvait éventuellement présenter, de nombreux travaux géophysiques, comme nous l'avons déjà indiqué, ont été réalisés dans cette région. L'examen détaillé des résultats fournis par toutes ces études qui représentent un apport important pour la connaissance géologique régionale est évidemment assez fastidieux, c'est pourquoi nous avons pensé qu'il était préférable de le renvoyer en annexe. Nous allons nous contenter ici d'exposer les principales conclusions qui se sont dégagées des travaux.

En présentant cet essai de synthèse nous nous efforcerons de dégager ce qui est bien établi de ce qui n'est encore qu'hypothèses et nous terminerons en émettant quelques suggestions sur les travaux ultérieurs qui pourraient permettre de faire avancer les connaissances sur « la fosse de Doba » [1], problème auquel le gouvernement tchadien porte un vif intérêt.

1. Existence du « bassin de Doba ».

Un point essentiel est indiscutable. Cette vaste anomalie gravimétrique correspond à un bassin sédimentaire, coupé de fractures probablement accompagnées de volcanisme profond. Cette conclusion se dégage de toutes les études géophysiques. En ce qui concerne ses dimensions la carte gravimétrique montre que la fosse de Doba telle qu'elle a été considérée au début des études n'est

1. On continue au Tchad à appeler « Fosse de Doba » ce bassin qui, en fait, s'étend très largement vers l'est. Ceci provient simplement du fait qu'historiquement c'est la partie située près de la préfecture de Doba qui a été la première mise en évidence.

que la partie la plus occidentale et probablement la plus profonde d'une fosse beaucoup plus importante qui intéresse jusqu'au bassin de l'Aouk. Celle-ci, de disposition est-ouest, s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres jusqu'en République Centrafricaine, à l'est de Birao. L'examen de la carte des isanomales de Bouguer nous montre d'ailleurs que nous n'en avons pas atteint la limite et que son extension est donc probablement plus grande encore. Elle pourrait, en effet, s'étendre jusqu'au socle soudanais (cf. carte géologique à 1/5 000 000, hors-texte). Cette vaste fosse est traversée en diagonale, de l'W.-S.-W. à l'E.-N.-E., par un très important accident tectonique qui se traduit sur la carte gravimétrique par un axe lourd (il s'étend de Bebo au nord de Gore jusqu'à Boubo au sud de Fort-Archambault). Cet axe délimite, du côté de la République du Tchad, la fosse de Doba, et du côté de la République Centrafricaine la fosse que nous pouvons appeler de Baké-Birao. Les limites de cette fosse ne sont pas connues vers l'est. Alors que la fosse de Doba présente une forme ovale, celle de Baké-Birao est très nettement allongée de l'W.-S.-W. à l'E.-N.-E. Elle est bordée vers le sud par les montagnes centrafricaines et s'étend très largement vers le nord-est.

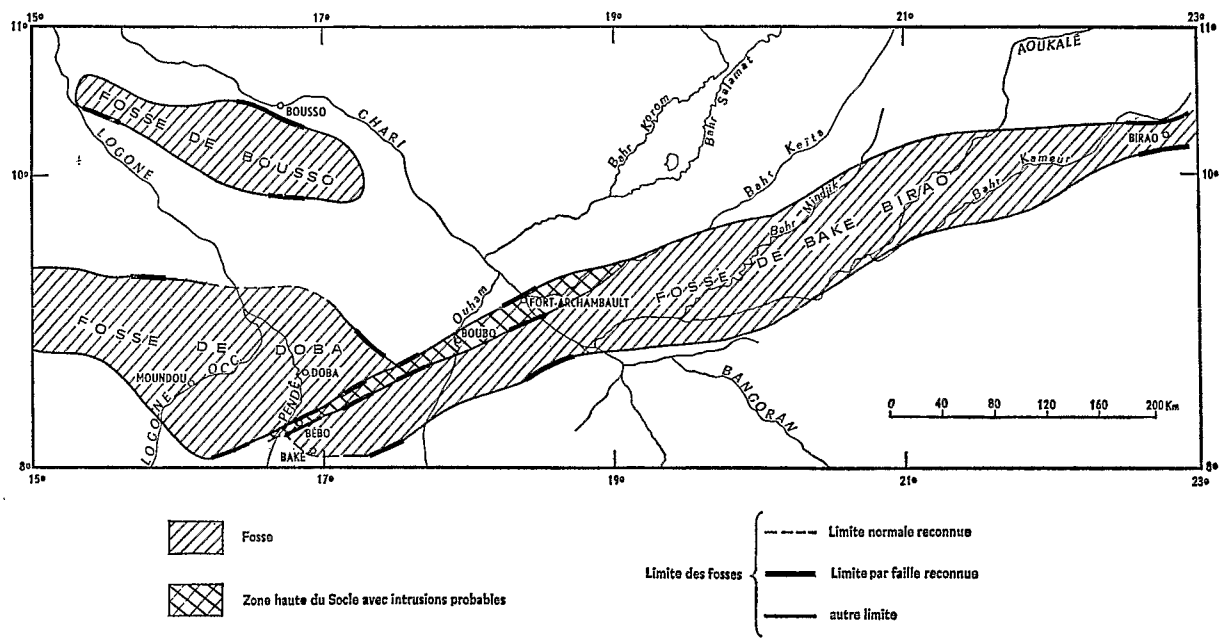


FIG. 68. — Principaux éléments structuraux du Tchad méridional.

Les formes générales du bassin de Doba proprement dit sont molles. Il est assez difficile de lui donner des dimensions précises car ses limites vers l'ouest sont peu nettes. Pour l'essentiel il présente une forme ovale dont le grand axe fait environ 150 kilomètres et le petit 80. Le croisement de ces axes correspond sensiblement au point le plus bas du socle comme les études l'ont montré. La deuxième fosse a une forme très différente. Elle s'étend sur une longueur de plus de 700 kilomètres et sa largeur varie entre 40 et 70 kilomètres.

Nous avons interprété l'axe lourd séparant les deux bassins comme une zone de fractures accompagnée d'intrusions. Géologiquement, ce maximum gravimétrique correspond à l'affleurement d'un massif quartziteux unique dans la région, qu'il est possible d'interpréter à la lumière des résultats des campagnes sismiques et électriques, comme une boutonnière d'origine tectonique. Nous sommes donc amenés à imaginer pour expliquer cette bande, une intrusion de roches lourdes qui aurait percé, puis soulevé les couches sédimentaires et fait apparaître ainsi localement en surface les grès de Bebo. Les résultats des mesures sismiques et magnétiques nous ont, en effet, conduits

à écarter l'hypothèse d'un simple horst du socle car les vitesses obtenues à Bebo ne correspondent pas à la vitesse normale du cristallin dans ce secteur et une prospection magnétique au sol a mis en évidence des anomalies qui sont assez peu intenses, mais semblent étendues. La carte géologique hors-texte montre que cet axe lourd pourrait bien être en relation avec une direction tectonique très nette au Cameroun, direction marquée par une série de failles dont, notamment, la grande faille de la Mbéré. En effet, ces deux directions sont très voisines et, qui plus est, sont sensiblement dans le prolongement l'une de l'autre. Il est en outre, intéressant de constater que cette zone de fractures, est marquée au Cameroun par des intrusions basaltiques. Ce qui nous conduit à penser que nous retrouvons en gravimétrie, sous la couverture sédimentaire tchadienne, les prolongements de cette ligne tectonique ainsi que les intrusions de roches basiques qui l'accompagnent.

Les sondages électriques et la sismique nous fournissent la cote du socle pour quelques points, notamment la sismique nous indique sa profondeur au droit du maximum de l'anomalie gravimétrique près de Doba. On constate que l'épaississement sédimentaire entre la bordure sud du bassin (socle affleurant) et le centre serait de 4 500 mètres suivant une interprétation (Geoprosco) et de 3 500 mètres suivant une autre (réinterprétation C.G.G.). On voit donc qu'il s'agit de toute manière d'une fosse très profonde. Les travaux de gravimétrie de détail ainsi que les sondages électriques ont permis, en outre, de montrer que certaines limites du bassin se faisaient par faille. Plus généralement, les interprétations gravimétriques quantitatives ont essayé de proposer des profils de la topographie du socle en tenant compte des autres données géophysiques. Tous ces éléments sont exposés dans l'annexe de ce chapitre et les principales conclusions sont schématisées sur la figure 68.

2. Remplissage du bassin.

L'autre problème posé par ces deux fosses séparées par l'accident de Bebo, en dehors de leur existence et de leur structure, concerne leur remplissage. Une hypothèse formulée par Wacrenier et par Bonnet (1956), à la suite de leurs études sur les formations crétacées aux limites orientales du bassin de la Bénoué, envisageait, dès 1956, un remplissage profond par des dépôts marins marneux comprenant des intercalations calcaires ou dolomitiques avec, en recouvrement, une épaisse série détritique. D'après eux il aurait existé, au Crétacé, un grand golfe marin dans le sud de la République du Tchad, prolongement vers l'est de celui qui occupait alors le bassin de la Bénoué. Ils ont constaté, en effet, que l'allongement de la fosse de Doba était parallèle à l'allongement des bassins crétacés qui affleurent à l'ouest, au Cameroun. En particulier ils ont insisté sur le fait que le bassin de Lamé se trouve dans l'allongement de la fosse de Doba. Ils en ont déduit qu'il n'est pas impossible que la transgression marine cénomanienne dont témoignent les calcaires à lumachelles du bassin de Lamé, ne se soit prolongée jusque dans le bassin de Doba et n'ait donné lieu à des dépôts marneux comparables à ceux que l'on connaît en Nigéria par le forage de Maïdougouri. La carte (fig. 69) schématise cette hypothèse. Ces géologues admettaient que, si cette hypothèse était vérifiée, la région pourrait présenter un intérêt pétrolier. On sait, en effet, depuis longtemps que le domaine marin littoral et les zones continentales contiguës soumises à des incursions marines répétées, sont les plus favorables aux accumulations importantes de matière organique et par là à une genèse éventuelle du pétrole. On admet également qu'un autre facteur, l'épaisseur des formations, est important dans ce type de recherches. On estime qu'un bassin renfermant au moins 3 000 mètres de sédiments a des possibilités qui doivent être examinées avec attention, or, c'est précisément le cas du bassin de Doba. Il faut d'ailleurs convenir que si l'existence de roches-mères peut être admise, les autres aspects du problème pétrolier ne se présentent pas sous un jour trop défavorable. Celui des roches magasins doit pouvoir trouver une solution dans la présence de formations détritiques qui terminent d'une façon assez constante le Crétacé (grès de Garoua). Celui des couvertures est lié à l'importance de l'érosion post-crétacée, phénomène sur lequel on ne possède évidemment que peu de renseignements. Le sondage de Maïdougouri (Nigeria), toutefois, montre qu'en cet endroit le Crétacé supérieur a été respecté et qu'il pourrait servir de couverture à des gisements. Par ailleurs, les possibilités de pièges sont nombreuses : possibilités de structures et de biseaux (tectoniques ou stratigraphiques) dans le Crétacé, pièges dus au volcanisme. Ce dernier point n'est d'ailleurs pas très favorable, car

si les roches intrusives de type éruptif peuvent effectivement être à l'origine de structures, celles-ci sont généralement improductives (PERRODON, 1966). Dans le cas présent le volcanisme a probablement fortement atteint le bassin de Doba et, bien qu'il semble limité à la ligne de fracture de Bebo, déjà indiquée, il risque de constituer une grosse menace pour les possibilités pétrolières de cette région.

Dans l'hypothèse d'une invasion marine, on peut également penser à la présence de roches salines au sein du remplissage. Nous reviendrons d'ailleurs sur ce point en fin de chapitre en envisageant le bilan économique du bassin.

Les données fournies par la prospection électrique et par la campagne sismique ne permettent évidemment pas de résoudre ce problème capital de la nature du remplissage. Toutefois, ces méthodes fournissent un certain nombre de résultats que nous résumons ici.

Les sondages électriques ont amené à supposer la stratigraphie suivante basée sur la seule résistivité des terrains :

— Niveau sec de couverture (Quaternaire ou Continental terminal) de résistivité élevée, supérieure à 10 000 ohm.mètres.

— Une série supérieure assez résistante, sa résistivité est variable mais comprise entre 200 et 1 000 ohm.mètres. Cette série comprend parfois des termes plus conducteurs dont la résistivité peut descendre jusqu'à 10 ohm.mètres. Cette série correspondrait au Continental terminal appelé aussi « série de Pala » et partiellement connu par sondages. Son âge serait « postcénomano-turonien » (WACRENIER).

— Une série inférieure très caractéristique, de résistivité faible (10 ohm.mètres ou moins) et très puissante. De nombreux sondages, réalisés pourtant avec des lignes de plusieurs kilomètres, ne dépassent pas ce terrain et se terminent sur une branche descendante. Deux hypothèses ont été émises pour interpréter cette série qui, de toute manière, compte tenu de sa résistivité, est argileuse. L'une consiste à admettre qu'il s'agit d'une formation marneuse marine ce qui rejoint l'hypothèse de BONNET et WACRENIER, l'autre à l'interpréter comme une série détritique continentale très argileuse. Les géologues admettent que cette série ne ferait plus partie du Continental terminal et appartiendrait au Crétacé. Ils le font, en grande partie, par analogie avec les résultats fournis par le sondage réalisé à Maïdougouri en Nigeria. Ce sondage, en effet, a mis en évidence sous 600 mètres de formations continentales (analogues à la série de Pala), 400 mètres de marnes. Un sondage électrique que nous avons effectué sur l'emplacement de ce forage nous a montré que les marnes présentaient effectivement une résistivité très comparable à celle du bassin de Doba. Il est bien évident, toutefois, que cette constatation n'est pas suffisante pour entraîner obligatoirement la présence de marnes dans le Tchad méridional.

Lorsque les sondages sont suffisamment longs ou que les séries sont moins épaisses, un terrain résistant apparaît sous cette série inférieure conductrice. Il s'agit d'un terrain dont la résistivité est difficile à déterminer car la branche montante n'est généralement pas assez longue. Sur certains sondages, il semble très résistant, dépassant largement le millier d'ohm.mètres, sur d'autres, sa résistivité est plus basse. Dans le début de nos travaux nous avions considéré que ce terrain correspondait au socle. En fait, lorsque les résultats de la prospection sismique ont été connus, leur comparaison avec ceux de la prospection électrique nous a amenés à modifier ce point de vue et nous a permis de mieux imaginer la structure du bassin.

En effet, les couches suivies par la méthode sismique le long du profil EF, seul profil où cette méthode a été utilisée, étaient les suivantes :

— Une couche superficielle, de vitesse 700 à 1 000 mètres/s, d'épaisseur généralement faible (une dizaine de mètres).

— Une seconde couche de vitesse 2 300 mètres/s.

— Une troisième couche, de vitesse 3 300 à 3 600 mètres/s, formant le long du profil un synclinal. Elle n'existe pas au sud. Elle est présente partout ailleurs ; près de Doba, elle n'apparaît qu'à une profondeur de 1 700 mètres.

— Une quatrième couche de vitesse 5 400 à 5 800 mètres/s. Cette couche forme également un synclinal dont le point le plus profond est près de Doba.

Les équivalents géologiques de la première et de la quatrième couche semblent peu discutables. La couche superficielle correspond à la couverture quaternaire et la couche profonde est presque certainement le socle. Pour les deux autres couches les choses sont beaucoup moins simples.

Il serait tentant d'admettre, de prime abord, les correspondances suivantes :

Electrique	*Sismique*	*Géologie*
Série supérieure : (200-1 000 ohm.mètres)	Deuxième couche : (2 300 mètres/s.)	Continental terminal
Série inférieure : (10 ohm.mètres)	Troisième couche : (3 300 à 3 600 mètres/s.)	Crétacé, marin ou non

En fait l'examen des sondages électriques et des résultats sismiques interdit cette corrélation, les épaisseurs des diverses couches ne se correspondant absolument pas dans les deux méthodes. C'est en examinant ces faits qu'une nouvelle interprétation apparaît pour la troisième couche sismique : elle correspondrait à une formation que nous n'avions pas bien individualisée en interprétant la prospection électrique. Il s'agit de la couche résistante qui termine un certain nombre de sondages et dont la résistivité n'est parfois que de 300 ou 400 ohm.mètres et que nous avions interprétée, sans grand enthousiasme, comme étant le socle. Or, en fait, l'examen montre que cette couche se trouverait à une profondeur comparable à celle de la troisième couche sismique. Nous serions donc tentés d'admettre l'existence d'une série intermédiaire, gréseuse d'après sa vitesse et sa résistivité, le socle étant alors rejeté à une plus grande profondeur. Un élément renforce cette idée. Les grès de Bebo que l'on suppose, d'après la gravimétrie, être une formation ancienne ramenée en surface par un accident tectonique, présentent la même vitesse que la troisième couche sismique. Ce critère nous conduit donc à faire correspondre les grès de Bebo à cette couche. Nous aurions ainsi la possibilité de l'étudier à l'affleurement. L'existence d'une telle formation gréseuse permet d'ailleurs une interprétation des sondages électriques beaucoup plus cohérente. En effet, sans elle nous étions obligés d'imaginer fréquemment des variations latérales de faciès lorsque nous voulions essayer de proposer des coupes géologiques interprétatives des profils. Au contraire, l'existence de cette série permet de proposer des coupes cohérentes sans utiliser cette solution un peu trop facile. Une telle formation gréseuse pourrait, si l'on cherche à faire correspondre la série sédimentaire du Logone avec les formations que l'on trouve à l'affleurement dans la partie nigérienne du bassin du Tchad (entre Agadès et Zinder), être comparée aux grès du Tegama (Continental intercalaire). Ces grès se trouvent également sous une série conductrice, ils sont par contre plus conducteurs (40 ohm.mètres au lieu de 300 à 400 pour ceux du Logone).

Nous verrons plus loin, en examinant l'histoire possible de ce bassin, que son origine pourrait remonter au Précambrien supérieur. Dans ce cas, la série gréseuse inférieure très épaisse, de 2 000 à 3 000 mètres sous Doba, pourrait correspondre à la sédimentation primaire et secondaire jusqu'au Crétacé inférieur inclus. Ce serait une sédimentation détritique essentiellement continentale si l'on en croit ses caractéristiques physiques et l'affleurement de Bebo.

Vu son importance, il est probable que la fosse devait drainer une très grande surface de la zone oubanguienne. Peut-être même une partie actuelle de la cuvette congolaise était-elle soumise à ce drainage. Nous avons utilisé, à la suite de J. MERMILLOD, le terme de Continental intercalaire pour cette série mais, comme nous venons de le voir, il est très possible qu'elle comprenne d'importantes formations primaires bien qu'aucun affleurement de Paléozoïque ne soit connu dans ces régions.

C'est donc, en définitive, le tableau de correspondance suivant que nous proposons pour la fosse de Doba :

Formation	*Résistivité*	*Vitesse*
Niveau sec (Quaternaire)	plusieurs milliers d'ohm.mètres	700-1 000 mètres/s.
Continental terminal :		
— faciès gréseux	200-1 000 ohm.mètres	2 300 mètres/s.
— faciès argileux	10 à 50 ohm.mètres	2 300 mètres/s.
Crétacé moyen et supérieur (marnes ou argiles)	10 ohm.mètres	2 300 mètres/s.
Continental intercalaire et peut-être terrains plus anciens (grès)	de l'ordre de 400 ohm.mètres, parfois moins	3 300-3 600 mètres/s.
Socle	résistant	5 600-5 800 mètres/s.

Ce tableau par les contrastes qu'il indique montre que :

— Les sondages électriques pourront permettre de suivre les contacts Continental terminal résistant sur Crétacé conducteur, Crétacé conducteur sur Continental intercalaire gréseux ou sur socle dans la mesure où les lignes utilisées seront assez longues. La présence de la série crétacée très conductrice exigera des lignes très longues si l'on désire obtenir des renseignements sur les terrains sous-jacents, elle forme en effet un écran difficile à traverser. Les sondages électriques ne pourront pratiquement pas suivre le socle sous le recouvrement gréseux du Continental intercalaire et il est certain, même, qu'il ne sera pas toujours possible de dire si la série gréseuse existe ou si seul le socle est présent. En effet, il n'est pas aisé généralement, dans la branche montante d'un sondage électrique, de mettre en évidence un terrain intermédiaire dont la résistivité est comprise entre celles des terrains qui l'encadrent.

— La méthode sismique permettra comme la prospection électrique de suivre le Continental intercalaire ou le socle sous le Crétacé conducteur. Par contre elle suivra beaucoup mieux le socle cristallin rapide (5 600-5 800 mètres/s) sous le recouvrement gréseux du Continental intercalaire (3 300-3 600 mètres/s).

— Les grès du Continental terminal de faible vitesse (2 300 mètres/s) sont moins consolidés et, sans doute, plus argileux que ceux du Continental intercalaire plus rapides.

L'examen des caractéristiques géophysiques des terrains nous amène à bien mettre l'accent sur le fait suivant. Là où nous ne disposerons que de sondages électriques, ce qui sera le cas le plus fréquent, il sera en général très difficile de savoir si la formation gréseuse du Continental intercalaire est présente ou non au-dessus du socle. Il faudra bien avoir toujours présent à l'esprit cette remarque lorsqu'on examinera les coupes géologiques proposées dans l'annexe.

Nous venons de voir que la connaissance de la résistivité et de la vitesse de la série attribuée au Crétacé moyen permettait d'indiquer qu'elle correspondait sûrement à des terrains essentiellement marneux ou argileux dont l'origine pouvait être marine ou lacustre. C'est cette indétermination mer ou lac que la géophysique ne peut lever directement. Il n'est pas possible non plus, en se référant à la puissance importante du remplissage, de l'ordre de 4 000 mètres, d'en déduire qu'il ne peut être uniquement continental. En effet on connaît, dans les Andes, dans la région du lac Titicaca, 4 à 5 000 mètres pour le seul Secondaire et 16 000 mètres pour l'ensemble secondaire et tertiaire de sédimentation uniquement continentale (F. MEGARD, 1967). Nous allons voir toutefois qu'indirectement la gravimétrie et les sondages électriques permettent d'apporter une donnée nouvelle pour l'examen de ce problème.

Pour que la sédimentation ait pu se faire en milieu marin, il faut admettre l'existence à une certaine époque d'une communication de la fosse avec le golfe de la Benoué par un seuil situé au sud de Fianga, que MERMILLOD (1961) propose d'appeler « détroit de Pala ». C'est dans l'argumentation pour l'existence de ce détroit, que la géophysique intervient d'une manière assez intéressante, comme nous allons le voir. En effet, les données en faveur de cette communication sont d'ordre géologiques mais elles ne sont pas déterminantes. Il s'agit essentiellement de l'étude des faciès marins crétacés reconnus aux limites orientales du bassin de la Benoué. La géologie se présente de la manière suivante d'après BONNET (1956).

La série des synclinaux du Crétacé inférieur, dont les plus importants Sorawel et Lere, sont portés sur la carte de la figure 69 (du nord au sud), montrent un ensemble de marnes, calcaires et grès. Le Crétacé moyen de la région de Pala (série de Lamé) contient également des intercalations marines. Le Crétacé supérieur, visible sur la carte, correspond au bassin de la Haute-Benoué, il est, lui, uniquement constitué de grès, « les grès de Garoua » ; cette série continentale détritique est traversée d'intrusions basaltiques. On voit donc que la géologie met en évidence l'existence de venues marines du golfe de la Benoué au moins jusqu'à Pala. C'est en partant de cette constatation que WACRENIER a émis l'hypothèse que la mer avait continué plus à l'est, rempli la fosse de Doba et, peut-être, continué encore. La couverture tertiaire et quaternaire masquant tous les dépôts, aucun contrôle de cette idée n'est possible en surface.

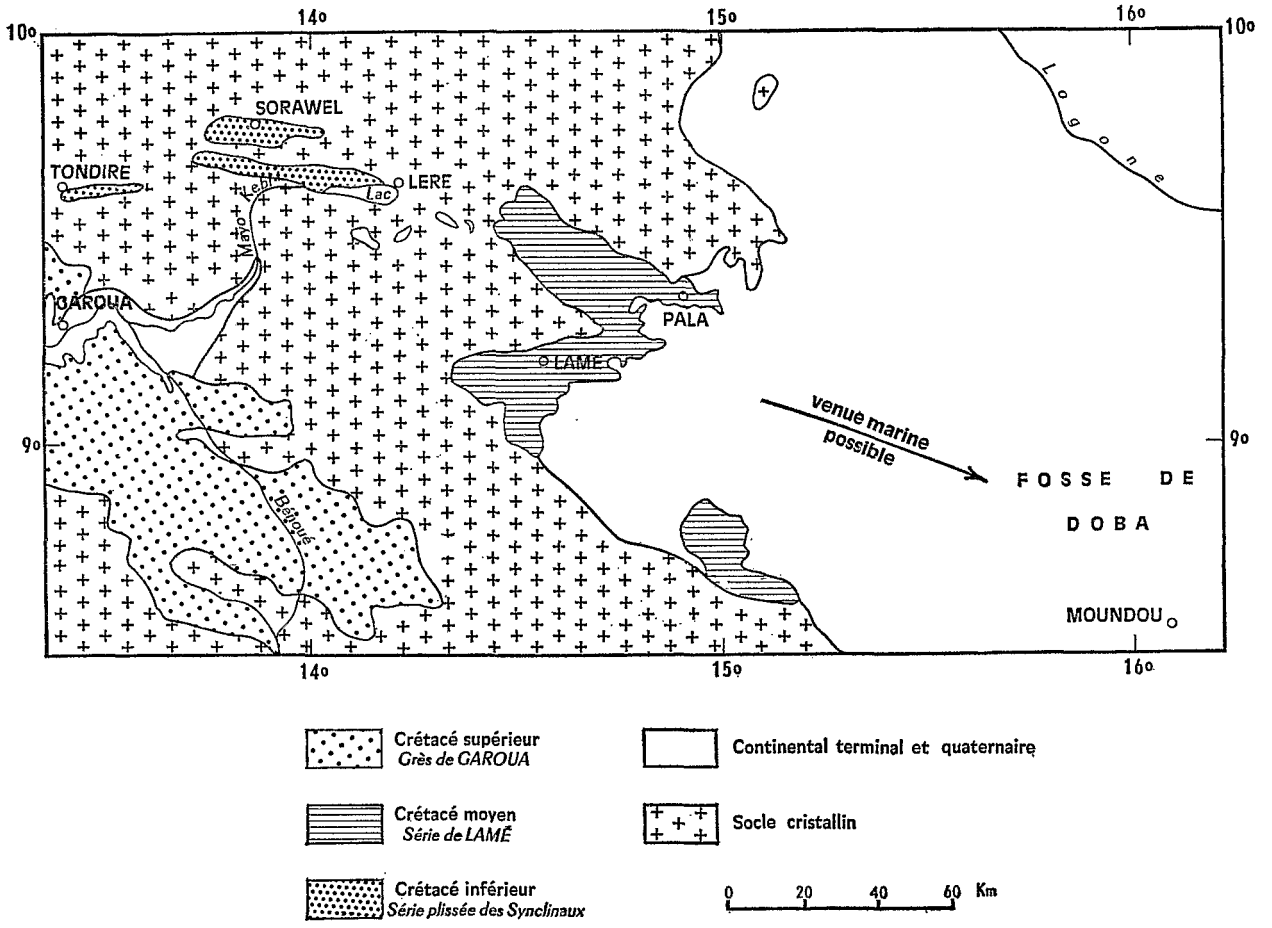


FIG. 69. — Géologie à l'ouest de la fosse de Doba.

Mais l'examen de la carte gravimétrique de la région de Pala semble venir en aide à cette hypothèse. En effet, ce « détroit de Pala » dont l'existence est indispensable pour avoir permis un remplissage marin, s'il n'est pas visible géologiquement, semble bien se marquer en gravimétrie.

Il est remarquable de constater que l'ensemble constitué par les deux fosses de Doba et de Baké-Birao, alors qu'il se ferme au nord et au sud, est ouvert vers l'ouest et l'est. Il suffit de regarder la carte pour constater l'ouverture vers l'ouest du bassin de Doba, marquée dès l'isanomale, — 50 milligals (anomalies de Bouguer).

En outre, une série de sondages électriques (profil OP) en grande ligne (certains atteignent 12 000 m) réalisés entre les affleurements du socle au sud et la ville de Pala indique un épaississement sédimentaire important (il dépasserait 1 500 m). Celui-ci apparaît très rapidement dès qu'on s'écarte d'une dizaine de kilomètres des affleurements du socle tant au nord qu'au sud.

Il semble d'ailleurs d'après les sondages électriques que, si seule la présence de sédiments se faisait sentir, l'anomalie gravimétrique de Doba devrait s'ouvrir plus largement vers l'ouest. Il est probable que les valeurs de l'anomalie de Bouguer plus faiblement négatives qui apparaissent vers le milieu du profil de sondages électriques sont dues à des intrusions de roches lourdes dans le socle.

En résumé, il semble donc que les études géophysiques viennent appuyer la possibilité d'existence au Crétacé d'une communication marine entre le bassin de la Bénoué et la fosse de Doba, communication qui est susceptible de donner un intérêt économique aux fosses mises en évidence.

Signalons que même si la fosse de Doba au sens strict a subi des influences marines, il n'en résulte pas obligatoirement qu'il en a été de même pour celle de Baké-Birao. Il est très possible qu'un seuil l'ait protégé de toute invasion marine. Ce point de vue serait celui de Mermillod (Com. or.) qui pense, qu'au moins dans la partie est de la fosse de Baké-Birao, c'est-à-dire, dans le bassin du Bahr Aouk, la sédimentation serait totalement continentale. Il propose d'ailleurs pour le remplissage de ces régions qui électriquement se présente sous la forme : résistant (R_1), conducteur (C_1), résistant (R_2), conducteur (C_2), résistant (R_3) les correspondances suivantes : R_1 = grès du Continental terminal, C_1 = Continental terminal argileux ou Crétacé moyen plus ou moins lagunaire, R_2 = grès du Continental intercalaire (type grès de Mouka-Ouadda qui affleurent largement au sud, en République Centrafricaine), C_2 = schistes continentaux lacustres du Continental intercalaire, R_3 = grès sur socle ou socle directement.

Nous terminerons l'examen de cette possibilité d'influence marine dans la fosse de Doba en indiquant des renseignements communiqués récemment par le Commissariat à l'Energie Atomique (Com. or. de J. Knobel). Ils sont de deux ordres. Premièrement, le remplissage des synclinaux crétacés du Cameroun comprendrait bien effectivement du Crétacé inférieur mais uniquement continental (grès et argiles lacustres). Il en résulterait donc que l'invasion marine n'aurait pu avoir lieu avant l'Albien. Deuxièmement les faciès du Crétacé moyen et supérieur sont incontestablement, au Cameroun, des faciès de bord de mer. Le premier point constitue une précision. Le second confirme l'idée de Wacrenier que si la mer a envahi la fosse de Doba, elle l'a fait en franchissant un seuil qui serait marqué actuellement, en partie, par les terrains cristallins affleurants.

Pour clore ces considérations générales sur le remplissage du bassin, nous ferons quelques remarques sur les problèmes hydrogéologiques qu'il pose, notamment dans la plaine de Doba. La prospection électrique, aidée par les données sismiques, a montré en particulier que le Continental terminal comprenait à cet endroit plusieurs formations. Il apparaît notamment deux séries gréseuses ou sableuses suivies chacune d'une formation argileuse ou argilo-sableuse. La coupe géologique, dans cette plaine, est du type suivant (d'après les travaux géologiques de J. Mermillod et les résultats de la géophysique) :

0 mètre : terrains argilo-sableux conducteurs, 60 mètres d'épaisseur.
60 mètres : terrains sableux ou gréseux, moyennement résistants, 60 mètres d'épaisseur (vitesse 2 000 m/s).
120 mètres : terrains argileux à argilo-sableux, très conducteurs, 80 mètres d'épaisseur (vitesse 2 000 m/s).
200 mètres : terrains sableux ou gréseux, résistants (300 à 400 ohm.m), 500 mètres d'épaisseur (vitesse 2 300 m/s).
700 mètres : au-dessous, marnes ou argiles crétacées.

La coupe se poursuivrait de la manière suivante :

1500 mètres : série gréseuse du Continental intercalaire.
3500 ou 4500 mètres (suivant l'interprétation) : socle.

La position alternée de couches gréseuses ou sableuses, à priori plus ou moins perméables, et de couches argilo-sableuses, à priori plus ou moins imperméables, a permis à MERMILLOD d'envisager, en 1962, l'existence de nappes en charges en écoulement dans les couches gréseuses ou sableuses du fait que les conditions d'alimentation sont satisfaites. En effet, les deux couches gréseuses supérieures se rejoignent sous le koro de Guidari où l'existence de la nappe dans les grès est prouvé par un puits. La nappe est alimentée par des infiltrations, entretenues par les pluies, dans les sables rouges ou beiges qui recouvrent les grès. Le koro [1] de Guidari représente bien un impluvium, de même que les koros voisins qui possèdent les mêmes caractéristiques. Les conditions d'alimentation de la nappe des grès sont ainsi bien satisfaites. Sous le koro de Guidari la nappe est à surface libre ; elle s'écoule, par contre, en charge sous la plaine de Doba. Le premier horizon gréseux bénéficie, en outre, d'infiltration par le lit du Logone entre Bebo et Beti, ce qui n'est pas le cas du second, plus profond et plus épais, qui ne recevrait d'alimentation que par les koros. De tout cela il résulte que l'on peut espérer des niveaux piézométriques voisins du niveau statique, c'est-à-dire pas d'artésianisme mais tout de même une forte ascendance. Il est surtout possible d'espérer obtenir des débits sinon importants, du moins réguliers, si l'exploitation de la nappe est conduite rationnellement. Ces considérations ont, d'ailleurs, amené les hydrogéologues à proposer (J. MERMILLOD, 1962) un sondage de reconnaissance afin de faire une preuve définitive des possibilités hydrogéologiques que ces perspectives favorables permettent d'envisager. Deux emplacements ont été suggérés ; suivant celui qui serait retenu pour le forage, sa profondeur varierait entre 700 et 900 mètres. Les travaux correspondants n'ont pas encore été entrepris à ce jour faute de moyens financiers.

La figure 70 reproduit un schéma géologique emprunté à J. MERMILLOD indiquant la position des formations sableuses ou gréseuses et suggère leur rôle hydrogéologique. Il constitue actuellement la meilleure illustration des possibilités en eau profonde du Continental terminal, au-dessus du niveau imperméable de base représenté par les formations marneuses ou argileuses crétacées.

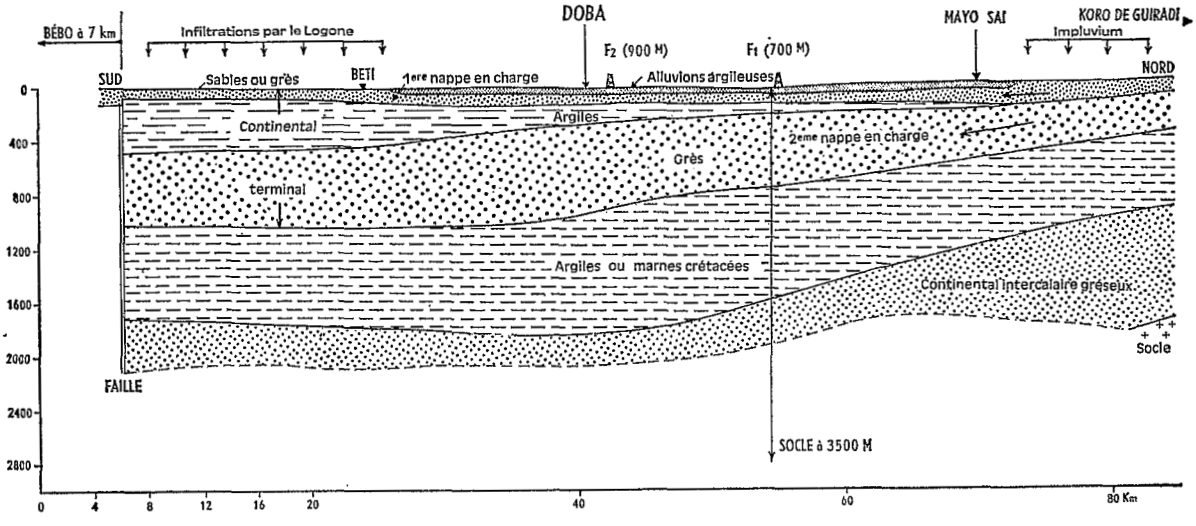


FIG. 70. — Schéma hydrogéologique de la plaine de Doba (d'après MERMILLOD).
(Lire Koro de Guidari et non de Guiradi.)

L'étude détaillée des sondages électriques nous a conduits à suggérer dans certains cas l'existence, au sein de la puissante série conductrice crétacée, d'une formation résistante. Celle-ci est

1. Dans le « Continental terminal » les sédiments sont tendres et friables, les fleuves y ont creusé de larges vallées aux pentes faibles individualisant un certain nombre de secteurs élevés appelés communément « Koros » qui dominent de 100 à 150 mètres le fond des vallées.

très nette en particulier au profil CD (voir la coupe correspondante en annexe). C'est vraisemblablement une série gréseuse. Dans l'hypothèse d'un remplissage marin, MERMILLOD suggère (Com. or.) qu'il pourrait s'agir de calcaires gréseux au sein de la série marneuse. D'une manière plus générale, la présence de cette formation conduit ce géologue à supposer la possibilité d'existence d'une puissante nappe aquifère, en grande partie fossile, qui serait ascendante. Il imagine même l'éventualité, compte tenu de l'existence du gradient géothermique et de la profondeur à laquelle se trouverait cette nappe, d'obtenir de l'eau chaude et il se demande s'il ne pourrait pas y avoir là une éventuelle ressource énergétique. Nous nous contenterons, pour notre part, de signaler cette remarque sans conclure, nos travaux ne nous permettant pas d'émettre un avis dans ce domaine.

3. STRUCTURE PROFONDE ET HISTOIRE DU BASSIN.

Nous allons essayer de faire quelques remarques sur la formation de la fosse et sur son évolution. Elles consisteront, présentées comme une somme d'hypothèses, à envisager sa structure profonde ainsi que les périodes durant lesquelles les phénomènes majeurs de son histoire auraient pu se produire.

a) *Structure profonde.*

Comme nous l'avons vu le « bassin de Doba » correspond en fait à deux structures : le bassin de Doba proprement dit de forme ovale et la fosse de Baké-Birao très allongée. Sur le plan tectonique, ces deux unités se présentent différemment. Alors que les pentes du bassin de Doba sont en général très régulières, les limites de la seconde fosse, au contraire, se font très souvent par failles, ce que les schémas géologiques interprétatifs, proposés en annexe, pour les profils électriques GH, MN, WX, QR montrent bien. L'examen des cartes gravimétriques ne nous permet pas, toutefois, de l'interpréter par un immense fossé d'effondrement sur toute sa longueur car les gradients s'adoucissent tout de même considérablement par endroits, en particulier sur sa bordure sud, par exemple à l'est de Miaméré. Mais il paraît certain que sur sa plus grande partie, une telle interprétation convient. Nous pouvons donc dire que, globalement, les deux fosses sont des bassins de subsidence du socle avec failles, mais que ces failles jouent un rôle beaucoup plus considérable dans le cas de la fosse orientale.

Les très fortes anomalies négatives de la zone s'interprètent bien dans leur ensemble à partir des déficits de densité dus aux sédiments tels qu'ils ressortent des prospections électriques et sismiques. Ceci semble d'ailleurs mieux vérifié pour la fosse de Doba proprement dite que pour la fosse de Baké-Birao. Pour cette dernière, en effet, une digitation importante de l'anomalie s'étend, vers le sud, jusqu'à Ndélé en République Centrafricaine débordant largement le bassin sédimentaire pour englober d'importantes formations métamorphiques affleurantes. Ceci tendrait à montrer qu'il ne faut pas chercher à interpréter l'ensemble de cette anomalie uniquement en termes d'épaississement sédimentaire. Il semble donc qu'il faille laisser un rôle aux hétérogénéités du socle. Il faut toutefois préciser que la régularité des isanomales tant dans la fosse de Doba que dans la partie médiane de la fosse de Baké-Birao, laisse supposer que le socle y est beaucoup plus homogène que sur les bords ; ce qui indiquerait d'ailleurs que les intrusions responsables des anomalies, constatées au voisinage des bassins, dont certaines sont très importantes, se sont mises en place pendant ou depuis la formation de ceux-ci. Elles pourraient être la marque d'une certaine compensation isostatique régionale. Il ne faut toutefois pas perdre de vue que l'indice de continuité des profils, même dans le bassin, est élevé, il est égal à 0,23 (cf. chapitre 6, I, B, 3). Le socle cristallin, à l'intérieur du bassin, est donc également très hétérogène mais les hétérogénéités n'y causent pas des anomalies aussi importantes que sur les bords. Plus généralement nous pensons d'ailleurs que cette anomalie qui s'étend depuis Moundou jusqu'à Birao, de par son ampleur, doit intéresser l'écorce sur toute son épaisseur. Cette remarque nous amène à suggérer la possibilité d'un affaissement d'ensemble de la croûte dans cette région. Il existerait une racine pour ce vaste « bassin de Doba ». Cette racine correspondrait à un fléchissement de l'écorce sous l'influence de forces tectoniques, fléchissement qui aurait pu s'effectuer avec ou sans fracture complète de la croûte s'il s'agissait de forces de com-

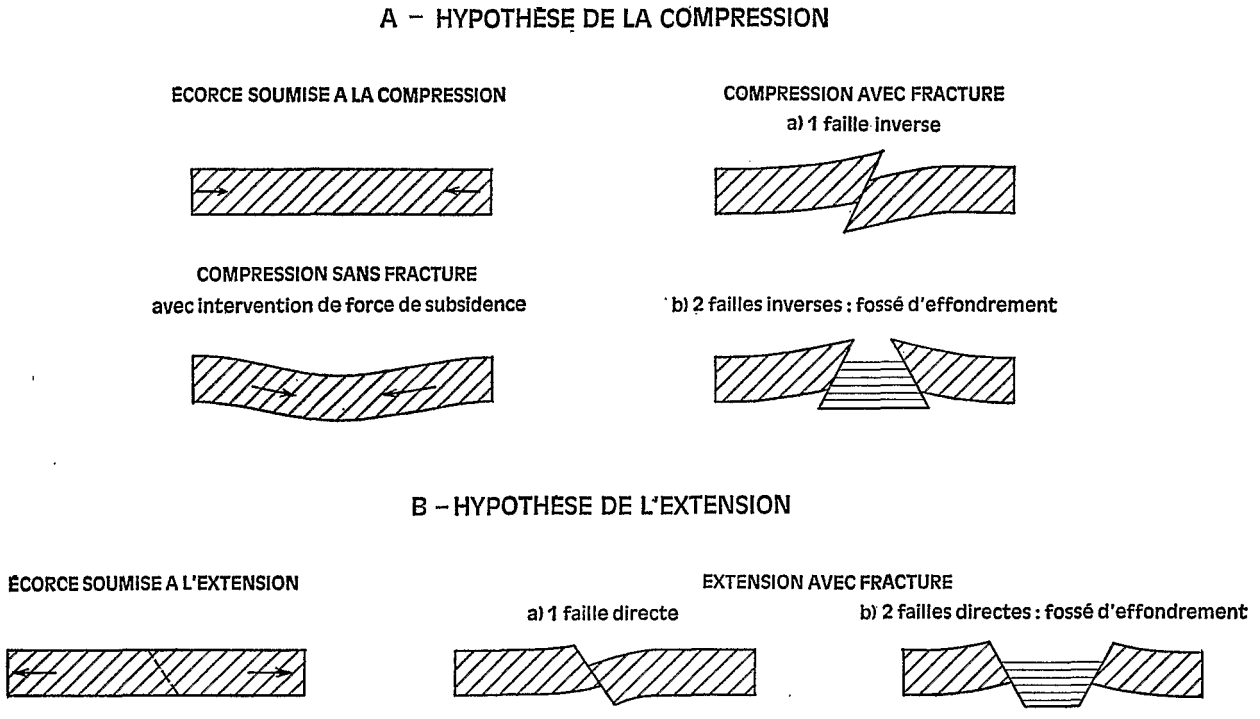


FIG. 71. — Compression et extension de l'écorce — hypothèses sur la formation des graben.

pression (fig. 71, A). Par contre, si c'est un mécanisme d'extension qui est à la base de la structure, il a fallu que l'écorce se fracture suivant un des schémas de la figure 71, B. J. GOGUEL (1958) a mis en évidence deux différences essentielles relatives aux fossés d'effondrement qui auraient pris naissance par extension ou par compression. D'une part, l'extension conduit à un affaissement du graben plus fort que le soulèvement des bordures, d'autre part l'anomalie négative correspondant au cas de l'extension se réduit pratiquement à la largeur du fossé. Au contraire la compression conduit à un soulèvement des bordures plus important que l'affaissement du graben et l'anomalie négative est notablement plus étalée que l'affleurement du fossé. Le premier critère n'est pratiquement susceptible d'aucun contrôle dans le sud du Tchad où l'érosion et la sédimentation ont aplani toute la région. Le second qui, comme nous le verrons dans un autre chapitre, nous a conduit à des conclusions nettes pour les fossés d'effondrement du Ténéré, apporte ici des résultats plus discutables. En effet, si sur certains profils les sondages électriques ont montré que les failles limitant le bassin coïncidaient pratiquement avec la bordure de l'anomalie négative, cas par exemple du profil QR, de la faille sud des profils GH et MN, de la faille nord des profils WX et ST, ceci n'est pas vérifié dans les autres cas et est loin d'être général. Il est difficile de déduire une conclusion de ces remarques car il n'est pas évident du tout que les failles sur lesquelles nous raisonnons qui ont déterminé la topographie du soubassement du bassin soient des failles majeures qui intéressent l'écorce dans son ensemble. Les failles superficielles peuvent n'être que des accidents secondaires, résultant des failles profondes et décalées par rapport à elles. Il faut également signaler l'existence de zones où le socle s'ennoie régulièrement sous les sédiments sans présenter de caractère d'effondrement. On doit constater que cette structure semble rare et n'a guère été mise en évidence qu'au nord de Doba. Cette absence de faille par endroits n'apporte d'ailleurs aucun élément en faveur d'une extension ou d'une compression de la croûte car elle est compatible avec les deux hypothèses.

De toute manière un point est essentiel : quelle qu'ait été la nature des forces tectoniques, si elles ont créé un bourrelet à la base de l'écorce, il en résulte qu'une partie de l'anomalie gravimé-

trique doit s'interpréter par sa présence. Une estimation de l'importance de l'anomalie créée par un tel bourrelet dépendra des hypothèses qu'on fera sur lui. En annexe à ce chapitre nous avons imaginé un modèle de fléchissement de l'écorce pour lequel nous avons calculé l'influence gravimétrique. Par ailleurs, dans l'étude du Ténéré (chapitre 10), nous avons discuté assez largement le cas des fossés d'effondrement en équilibre isostatique. Ces calculs montrent que l'existence d'un bourrelet à la base de la croûte peut expliquer une part importante des anomalies gravimétriques. En ce qui concerne le cas présent de l'anomalie de Doba, nous n'avons pas multiplié les modèles, ce qui n'aurait pas été très instructif, le calcul effectué suffisant à nous indiquer un ordre de grandeur.

Au total donc nous aurions une vaste fosse de disposition incurvée d'W. à E.-N.-E., s'étendant du Cameroun au Soudan, traversée en diagonale de l'W.-S.-W. à l'E.-N.-E. par un accident tectonique qui se traduit sur la carte gravimétrique par une ride positive dont Bebo avec son affleurement de grès est un point particulièrement caractéristique. C'est cet accident qui serait cause de l'existence des deux fosses telles que nous les voyons actuellement.

b) *Histoire du bassin.*

L'origine première de ce grand bassin doit être probablement recherchée à l'Antécambrien, époque des grands phénomènes tectoniques de l'Afrique centrale. Il pourrait être contemporain des grandes failles de l'est de la République Centrafricaine dont la direction est identique et qui sont des accidents très importants de l'écorce, certaines failles ont été, en effet, suivies sur plus de 400 kilomètres (com. or. G. BONIFAS, géologue au Commissariat à l'Energie Atomique). On peut également rapprocher son origine des phénomènes tectoniques connus au Cameroun, particulièrement des grandes zones de fractures qui traversent le Cameroun central sur plus de 500 kilomètres depuis Foumban jusqu'au fossé de la Mbéré inclus. La direction en est N.-E. au départ, puis bifurque vers l'E.-N.-E. présentant plusieurs digitations dans l'Adamaoua. Il est assez remarquable d'ailleurs de constater que la fosse de Baké-Birao se situe exactement dans le prolongement d'une de ces digitations : celle de la faille de Tibati [1]. Ces lignes de faille sont accompagnées de bandes de mylonites conséquence de grands mouvements de tectonique cassante sur lesquelles J. GAZEL (1956) fait des remarques très intéressantes. Il constate que toutes les roches du complexe de base et les formations des séries précambriennes traversées par les intrusions granitiques syntectoniques ont été prises dans la mylonitisation. Par contre les roches éruptives des venues post-tectoniques n'ayant pas été atteintes par ce phénomène, il en conclut que l'âge de ces grands accidents tectoniques et la formation de ces mylonites se situeraient au Précambrien moyen. Il estime que ces grandes cassures ont pu rejouer localement à une période géologique beaucoup plus rapprochée donnant des fossés d'effondrement comme ceux de la Bénoué et de la Mbéré. Une mesure d'âge absolu a été effectuée sur une galène en relation avec des brèches siliceuses de la zone des mylonites. La mesure donne 760 $\pm$ 60 millions d'années. GAZEL estime donc que cette grande cassure aurait joué pendant ou avant le cycle katanguien. Il pense d'ailleurs qu'elle est en liaison avec la mise en place de l'énorme horst que représentent les granites de l'Adamaoua encadré, au sud et au nord, par des terrains cristallophylliens. D'une manière un peu analogue la fosse du Tchad méridional pourrait être consécutive à l'exhaussement de la zone oubanguienne. Dans ce cas, donc, elle remonterait probablement également à cette grande orogenèse katanguienne-damarienne du Précambrien supérieur bien connue en Afrique, et qui n'a pas épargné le bouclier centrafricain, comme les mesures géochronologiques l'ont montré. Cette liaison supposée entre la création de la fosse et la montée de grands compartiments de l'écorce suggérerait plutôt que son origine serait due à des forces d'extension, qui auraient été les contrecoups de l'exhaussement des compartiments voisins et se seraient manifestées en bordure de ces zones surélevées. Dans cette optique également la racine que nous avons supposée à la fosse pourrait très bien s'interpréter comme un des résultats des manifestations de la compensation isostatique régionale consécutives à l'exhaussement de la zone oubanguienne. Ceci expliquerait un fait qui ressort de l'examen de la carte isostatique : l'importance du

1. Se reporter à la carte géologique hors-texte.

rayon de régionalité qu'il faut admettre pour pouvoir retrouver l'excédent de masse susceptible de compenser le déficit de l'accident Moundou-Birao. Si l'on admet que cet accident n'est, en fait, que l'un des aspects des phénomènes de compensation liés à la surrection du bouclier centrafricain, il apparaît alors normal que la compensation isostatique soit largement régionale. Il ne faut pas s'étonner non plus de l'absence de compensation locale car les efforts tranchants correspondants à cette anomalie négative que doit supporter l'écorce sont d'un ordre de grandeur très comparable à ceux que la croûte africaine subit couramment. Elle correspond, en effet, à un effort tranchant [1] de l'ordre de $2 . 10^7$ tonnes/mètre ; or Y. CRENN indique (1956) dans l'ouest africain des valeurs de $3 . 10^7$ tonnes/mètre et celles-ci sont supportées par l'écorce vraisemblablement depuis si longtemps qu'elles doivent pouvoir être considérées comme appartenant à des structures arrivées à leur état d'équilibre [2].

Nous venons d'exposer la manière dont on peut imaginer une origine antécambrienne pour cette grande fosse du Sud-Tchad. Il est bien certain également qu'une origine plus récente serait possible. Il n'est pas déraisonnable de penser que la fosse aurait pu prendre naissance seulement lors du rejeu crétacé des grandes cassures du Cameroun qui ont donné des fossés d'effondrement comme le fossé de la Bénoué ou celui de la Mbéré. L'analogie entre ces fossés et la fosse de Doba et, plus généralement, le fait que le Crétacé et le Tertiaire aient vu en Afrique la naissance ou le rejeu de nombreux fossés, que ce soit celui de Gao, du Tefidet, ceux du Cameroun ou des grands lacs donne évidemment à cette idée une certaine crédibilité. Il faut tout de même signaler qu'on ne connaît pas en République Centrafricaine d'accidents tectoniques de cette époque. En outre, il semble bien que la plupart des fossés que nous venons de citer aient eu une origine première beaucoup plus ancienne, par exemple pour le fossé de Gao REICHELT (1967) écrit « cette zone de faiblesse est probablement très ancienne. Des dislocations dans ce secteur que l'on peut reconstituer sous des couvertures post-birrimiennes séparant des terrains à ces âges (2 000 à 1 700 M.A.) ont, en effet, la direction N.-W.-S.-E., soit celle du fossé actuel ». Pour la fosse de Doba, il semble que l'on pourrait proposer une histoire un peu semblable : la subsidence aurait commencé au Précambrien, puis les phénomènes tectoniques contemporains de ceux qui donnaient le fossé de Gao ou celui de la Bénoué (Albien) auraient rajeuni le fossé en créant des effondrements importants. La sédimentation a alors dû reprendre, ce qui expliquerait la puissante série conductrice attribuée au Crétacé et les grandes épaisseurs de formations rattachées au Continental terminal. Cette sédimentation a été importante bien que la zone drainée fût probablement moins étendue qu'antérieurement, ne serait-ce que par la séparation avec la région congolaise. A la fin du Continental terminal, la formation de paléosols et la constitution d'épaisses cuirasses ferrugineuses caractérisent un arrêt de la sédimentation. L'histoire de la Fosse est alors terminée. Nous n'avons pas envisagé la possibilité d'épisodes tectoniques calédoniens ou hercyniens car ces orogénies ne sont pas connues en Afrique centrale.

Il est intéressant d'indiquer certains éléments provenant de l'étude géomorphologique du Cameroun, plus particulièrement de la région de l'Adamaoua, ainsi que de l'ouest de la République Centrafricaine qui se concilient bien avec l'histoire que nous venons d'esquisser. Ils sont extraits d'un article de P. SÉGALEN (1967) dans lequel l'auteur montre que le Cameroun présente un certain nombre de surfaces d'érosion bien individualisées. En particulier deux plateaux occupent la zone de l'Adamaoua : l'un à 1 000-1 200 mètres, l'autre à 1 200-1 400 mètres. Différentes explications ont été proposées pour interpréter ces zones planes. La tectonique n'apparaît pas suffisante tandis que les phénomènes d'aplanissement par érosion rendent mieux compte de la situation. Un essai de datation [3] de ces surfaces est présenté, dans cette note, qui conduit à proposer un âge approximativement jurassique pour le plateau supérieur et un âge crétacé pour le plateau inférieur. Les reprises d'érosion qui correspondent à la formation de ces surfaces sont évidemment dues à des variations

1. Nous renvoyons au chapitre précédent en ce qui concerne le mode de calcul des efforts auxquels l'écorce est soumise en fonction de l'ampleur des anomalies gravimétriques.

2. Nous précisons que c'est également à partir des anomalies gravimétriques que CRENN a effectué ses calculs.

3. Il s'agit de la datation du déclenchement de l'aplanissement. C'est en effet, la seule caractéristique temporelle d'une surface qui ait un sens car d'anciennes surfaces peuvent très bien continuer à s'étendre encore de nos jours.

du niveau de base. On peut alors se demander si l'existence de la surface d'érosion à 1 000-1 200 mètres dans l'Adamaoua et l'ouest de la République Centrafricaine ne pourrait pas être rattachés à un rejeu de la fosse de Doba entraînant la pénétration de la mer et abaissant le niveau de base. Dans cette optique on pourrait même essayer de relier les données géomorphologiques et la nature du remplissage de la fosse. La série sédimentaire inférieure gréseuse pourrait correspondre en partie à l'érosion qui a donné la surface à 1 200-1 400 mètres ; la phase tectonique qui aurait permis l'invasion marine, en survenant, aurait alors abaissé le niveau de base et un nouveau cycle de sédimentation aurait démarré. Sa phase gréseuse se serait ajoutée aux formations précédemment déposées pour constituer la série inférieure puis au fur et à mesure que le versant d'attaque s'éloignait, les eaux perdaient de leur force à l'aval et la fosse n'était plus atteinte que par des particules argileuses, ce sont elles qui auraient constitué la puissante série intermédiaire conductrice. Il semble donc, si l'on accepte ce schéma général, qu'un épisode tectonique crétacé important ait bien dû intéresser la fosse.

En ce qui concerne l'axe lourd de Bébo, quelle que soit l'origine première admise pour la fosse il semble qu'il doive être rattaché aux manifestations volcaniques importantes du Cameroun qui sont attribuées à une époque située entre le Crétacé terminal et l'Eocène supérieur. Elles ont donné naissance aux épaisses formations qui recouvrent les hauts plateaux de l'Adamaoua. Les failles de la région de Tibati et de la M'béré dans le prolongement desquelles se situe la zone de Bébo, ont également rejoué pendant ces périodes. Il semble donc logique d'admettre que tous ces phénomènes sont contemporains et, par suite, dateraient de la fin du Secondaire ou du début du Tertiaire. Il ne serait pas impossible toutefois que la région de Bébo ait constitué déjà antérieurement aux manifestations volcaniques une zone haute du socle, elle aurait pu se présenter comme une espèce de seuil, par exemple lors de la transgression marine crétacée, et empêcher par suite la progression de la mer vers l'est. Une telle suggestion est à rattacher à l'idée d'un remplissage uniquement continental pour la fosse de Baké-Birao.

Il faut noter pour terminer que la mise en place de la zone lourde de Bébo a pu également s'accompagner d'épanchements volcaniques profonds que la prospection sismique a peut-être mis en évidence dans la série conductrice intermédiaire (rapport Geoprosco, 1961).

c) *Conclusions.*

L'ensemble des travaux géophysiques réalisés dans cette région nous a permis d'aboutir à un certain nombre de conclusions :

— Il existe un vaste bassin sédimentaire s'étendant depuis Moundou jusqu'au Bahr Aouk et à Birao. Il est très profond puisqu'il atteint au moins 3 500 à 4 000 mètres.

— Ce bassin est séparé en deux par un accident tectonique, l'accident W.-S.-W. - E.-N.-E. de Bébo, probablement lié aux phénomènes volcaniques du Cameroun. Cet accident semble, en effet, le prolongement, sous la couverture sédimentaire tchadienne, d'un ensemble de fractures auxquelles sont liées des intrusions basaltiques. Nous avons appelé fosse de Doba le bassin occidental et fosse de Baké-Birao le bassin oriental.

— L'existence d'un sillon sédimentaire profond prolongeant cet important bassin vers l'ouest (« chenal de Pala ») permet de penser qu'au Crétacé une communication existait entre le bassin de Doba et le Golfe de la Bénoué où les formations marines sont connues.

Compte tenu de ces données, il n'est pas interdit de penser que cette zone puisse être, comme la partie négérienne du bassin du Tchad, un bassin essentiellement secondaire avec un remplissage crétacé moyen et supérieur en partie marin. Si cette hypothèse se révélait exacte la région pourrait présenter un intérêt pétrolier. En effet, le problème des roches magasins ne paraît pas se présenter sous un jour trop défavorable, car d'après ce que l'on peut voir aux environs de Garoua, le Crétacé se termine d'une manière assez constante par des formations détritiques. Celui des formations de couverture dépend de l'importance de l'érosion post-crétacée. Il ne faut pas perdre de vue qu'elle a dû être peu importante dans les bassins qui ont reçu comme dépôts les matériaux arrachés sur les zones surélevées. Le sondage de Maïdougouri montre, par exemple, qu'en ce point, le Crétacé

supérieur a été respecté et qu'il peut servir de couverture à des gisements possibles. Quant aux possibilités de pièges, elles sont multiples, structures et biseaux dans le Crétacé moyen et supérieur des bassins marins, pièges dus au volcanisme s'il n'a pas été trop abondant. Il ne faut pas se cacher, néanmoins, que ce volcanisme constitue une grosse menace pour les possibilités de cette région. En effet, si l'interprétation que nous avons proposée pour l'axe lourd de Bébo est valable, il faut bien admettre que la fosse du Sud-Tchad a été atteinte par le volcanisme du Cameroun de manière importante. C'est incontestablement un élément défavorable pour des recherches d'hydrocarbures, qui s'ajoute à un certain handicap d'ordre économique : l'éloignement des ports de mer pour l'acheminement du matériel lourd. La fosse de Doba pourrait contenir également des schistes bitumineux comme ceux qui existent dans la région, toute proche, de Léré ainsi que d'autres substances utiles telles que des sels de potassium, de sodium et des phosphates. Les travaux dont nous rendons compte ici ne permettent pas de donner une réponse à ces suggestions. En effet, de telles substances peuvent ne pas marquer beaucoup en résistivité, c'est le cas par exemple des importants gisements français de sel en Bresse qui sont peu visibles en prospection électrique. En outre, il ne faut pas oublier que la densité de nos sondages électriques, si elle nous a permis de proposer un certain nombre de coupes du bassin, ne doit absolument pas être considérée comme une prospection systématique du remplissage sédimentaire. Le problème reste donc entier. L'étude des coupes stratigraphiques du Continental terminal que la géophysique nous a conduits à proposer a amené l'hydrogéologue J. MERMILLOD à examiner la question de l'exploitation des nappes d'eaux profondes, déjà réalisée dans certaines parties du bassin tchadien (Nigeria). Ceci l'a d'ailleurs poussé à proposer l'implantation d'un forage de reconnaissance à proximité de Doba, forage qui devait atteindre environ 900 mètres pour recouper l'ensemble des deux nappes profondes possibles et serait alors arrêté à la limite de la série conductrice crétacée pour laquelle se pose la question d'une origine marine. Il nous semble que si ce forage devait être réalisé, il serait intéressant de profiter de son implantation pour lui assigner un rôle plus général en le transformant en un forage stratigraphique profond afin de recouper, si possible, toute la série conductrice. Il semble, en effet, que dans l'état actuel des études, seul ce forage stratigraphique pourrait faire avancer le problème pétrolier en précisant une fois pour toute la nature exacte du remplissage de la fosse de Doba. Il est bien évident que son implantation pourrait être précédée d'une étude par sismique réflexion afin de le placer si possible sur une structure qui pourrait sembler favorable. Le forage réalisé, ce sera alors l'examen des carottes qui indiquera si l'étude détaillée du bassin doit être entreprise ou si au contraire le dossier pétrolier peut être fermé. De toute manière le problème hydrogéologique aura été résolu au passage.

B. L'anomalie située au sud de Bousso (planche de la p. 192) et l'anomalie de Massenya.

Ces deux anomalies négatives situées en pleine zone sédimentaire correspondent à des approfondissements du socle d'après les résultats de la prospection aéromagnétique : c'est pourquoi nous les avons groupées ici bien que l'anomalie de Massenya (voir les cartes gravimétriques hors-texte) sorte quelque peu du secteur étudié dans ce chapitre. La gravimétrie permet de se rendre compte qu'il ne peut s'agir que de fosses de dimensions relativement réduites. En ce qui concerne leur profondeur l'étude aéromagnétique suggérait un ordre de 4 000 mètres pour la fosse de Bousso et de 3 000 mètres pour celle de Massenya. Compte tenu de l'importance de l'amplitude de l'anomalie gravimétrique de Doba bien supérieure à celles que nous examinons actuellement, de telles profondeurs nous paraissent très surprenantes, surtout si l'on songe que les dimensions relativement faibles de ces bassins ne suggèrent pas l'existence d'une compensation isostatique locale qui peut effectivement réduire considérablement l'amplitude des anomalies dans le cas de bassins de grande extension. Nous avons cherché à obtenir des données supplémentaires concernant l'anomalie de Bousso, la plus importante des deux. Elles l'ont été en réalisant quelques sondages électriques, ceux de l'extrémité nord du profil EF, et, également, en effectuant trois courts profils de gravimétrie de détail. L'analyse des documents obtenus se trouve dans l'annexe de ce chapitre. Il en ressort qu'il existe bien une zone effondrée d'une soixantaine de kilomètres de large à la hauteur du profil EF

qui devient plus étroite vers l'ouest (planche de la p. 192). Elle semble s'étendre sur 150 à 200 kilomètres, son orientation est sensiblement E.-S.-E. On peut remarquer d'ailleurs (voir la carte des anomalies de Bouguer hors-texte) qu'elle se place sensiblement dans le prolongement des deux fossés d'effondrement de la région de Geidam que CRATCHLEY (1965) a mis en évidence, fossés qui sont sensiblement perpendiculaires à l'accident principal de la Bénoué et qui dateraient du Crétacé. Les gradients gravimétriques sont élevés et conviennent bien à des interprétations par faille. L'une des études de détail nous a amené à supposer un remplissage de plus de 2 000 mètres, ce qui est parfaitement compatible avec les résultats des sondages électriques. Ceux-ci ne nous permettent pas d'obtenir beaucoup de renseignements sur la stratigraphie du remplissage. En effet, sous une série dont l'épaisseur n'excède pas 600 mètres et que nous supposons être du Continental terminal apparaît une formation très épaisse dont la puissance pourrait atteindre 2 000 mètres et dont la résistivité moyenne serait très faible, quelques ohm.mètres. Nous ne savons comment interpréter cette très épaisse série dans laquelle les faciès argileux doivent être très importants, compte tenu de la faiblesse de la résistivité. Par analogie avec la fosse de Doba, nous pourrions suggérer qu'elle correspond au Crétacé moyen ou supérieur qui pourrait éventuellement être marin. Il n'est pas impossible non plus que le substratum résistant qui apparaît au-delà de cette série ne soit pas le cristallin. En effet, comme nous l'avons vu dans l'étude de la fosse de Doba une formation résistante de Continental intercalaire située directement sur le socle risque fort de passer inaperçue en prospection électrique. Toutes ces remarques amènent à conclure à l'existence d'un bassin limité par failles, avec un remplissage dans l'ensemble très conducteur mais qui pourrait se rapprocher de celui de la fosse de Doba. Nous serions donc par analogie tentés de lui supposer une histoire assez comparable. Mais ceci est loin d'être établi car il se pourrait également que l'anomalie de Bousso soit liée à des phénomènes relativement récents, et soit à rapprocher davantage des accidents de la Bénoué dont elle redonne d'ailleurs une des directions comme nous l'avons dit. Elle pourrait donc bien être contemporaine de la phase tectonique crétacée qui a touché le sud du Tchad et, par suite, son remplissage serait moins complet que celui de la fosse de Doba.

C'est en particulier l'avis de MERMILLOD (Com. or.) qui estime que, dans cette région, seuls sont présents le Continental terminal et le Crétacé supérieur, sous un faciès continental détritique de fosse, le tout surmonté probablement de Pliocène lacustre.

C. Les autres anomalies.

Deux anomalies négatives n'ont pas été encore examinées. Il s'agit de celle qui s'étend de Koumra à Niellim, à l'ouest de Fort-Archambault et de celle du lac Iro. Elles apparaissent toutes deux sur la carte des anomalies isostatiques et ne sont donc pas dues à la topographie. La première coïncide partiellement à Niellim avec un pointement granitique, et en outre vers Koumra, les sondages électriques nous ont montré un socle peu profond. Il est donc logique d'admettre qu'elle est liée à la nature de ce socle et non à un éventuel bassin sédimentaire. Il est d'ailleurs fréquent que des anomalies négatives marquent des affleurements granitiques. Cette concordance s'explique facilement si l'on imagine que le socle, autour, est composé de gneiss et de micaschistes de densité supérieure à celle du granite. Des affleurements de gneiss existent d'ailleurs à une centaine de kilomètres au nord de Fort-Archambault, ce qui étaie cette hypothèse. Dans le même ordre d'idée, une autre explication peut être proposée du fait que le gradient gravimétrique est faible, ce qui ouvre la possibilité de causes assez profondes. Il se pourrait que le socle soit sensiblement homogène mais que, sous la zone d'anomalie négative, le granite soit plus épais et se trouve présent à un niveau occupé ailleurs par des roches plus lourdes. Ces deux hypothèses peuvent également convenir. Il nous semble, sans que ce soit une certitude que l'anomalie du lac Iro doit être, de la même manière, sous la dépendance d'hétérogénéités du socle. En effet, une partie des valeurs faibles, sinon les plus faibles, englobent les granites du sud du Guera. Il ne serait toutefois pas impossible que la région proche du lac Iro corresponde à une certaine subsidence du socle, mais qui ne devrait, toutefois, pas être très importante.

En ce qui concerne les anomalies lourdes, nous avons à la frontière camerounaise, le passage de l'axe lourd, étudié dans le prochain chapitre, qui s'étend depuis Poli jusqu'à Ounianga-Kébir et qui, à ce niveau se marque par les anomalies de Lere, Fianga, Bongor et Pala. Certaines de ces anomalies sont liées à des affleurements de roches denses : c'est le cas de celle de Léré qui est associée à des péridotites et au complexe amphibologneissique du Mayo-Kebbi. Celle qui est située à proximité de Pala coïncide également avec des affleurements de ce même complexe.

En République Centrafricaine, à l'ouest et au nord de Batangafo des différenciations du socle sous un recouvrement sédimentaire peu épais doivent expliquer les anomalies lourdes que l'on constate. Elles ont une direction sensiblement parallèle à la ligne d'intrusions qui coupe le bassin de Doba.

IV. — CONCLUSIONS

Le phénomène le plus important mis en évidence, par l'ensemble de ces travaux dans la zone sud du bassin du Tchad, est incontestablement le bassin sédimentaire de Doba. Ce bassin, en fait, déborde très largement la région de Doba puisqu'il s'étend du Cameroun jusqu'au Soudan. Economiquement, il serait susceptible de présenter un intérêt hydrogéologique et, éventuellement, mais avec beaucoup de réserves un intérêt pétrolier. A l'aide des éléments dont nous disposons nous avons essayé de reconstituer une histoire possible pour cette fosse que nous ferions remonter au Précambrien.

L'existence d'un autre bassin sédimentaire plus au nord, près de Bousso, a également été établie. Il s'agit d'un phénomène beaucoup moins important que celui de Doba, qui pourrait être contemporain des effondrements du fossé de la Bénoué.

Au nord et au sud du grand accident de Doba, d'importantes hétérogénéités du socle sont visibles en gravimétrie. Même une épaisseur de 4 000 mètres de sédiments ne suffirait pas à amortir leur influence. La relative régularité des isanomales dans le bassin ne peut donc s'expliquer que par un socle beaucoup plus homogène que sur les bords. Il est difficile de savoir si les intrusions responsables des anomalies constatées au voisinage du bassin se sont mises en place avant ou depuis la formation de celui-ci.

On peut penser que ces augmentations de pesanteur correspondent à des montées de matériaux lourds dans l'écorce par des fractures que la formation du bassin aurait entraînées sur ses bords. Cela pourrait expliquer leur absence dans le soubassement du fossé. Dans ce cas ces intrusions seraient contemporaines ou postérieures à la subsidence. On peut également penser, comme le suggérait Y. CRENN (1955), que ces intrusions ont été facilités par les mouvements de matière liés à la compensation isostatique du déficit de masse du bassin sédimentaire, compensation qui est d'ailleurs réalisée de manière largement régionale comme l'indique l'examen de la carte des anomalies isostatiques.

Annexe à 7

I. — GÉNÉRALITÉS

Dans cette annexe nous discuterons l'ensemble des documents géophysiques obtenus à la suite de toutes les études réalisées dans le Tchad méridional. Ils concernent essentiellement la « fosse de Doba », le terme étant pris dans son sens large et secondairement la fosse de Bousso. La planche de la p. 192 permet de localiser ces travaux.

Historiquement ils ont été conduits de la manière suivante. L'aéromagnétisme et la gravimétrie de reconnaissance ont mis en évidence la présence de bassins sédimentaires probablement très profonds. Leur étude a alors été reprise largement en sondages électriques et de façon plus réduite en sismique réfraction. Ultérieurement, quelques profils de gravimétrie de détail ont été réalisés dont les emplacements ont été déterminés à partir de la carte gravimétrique de reconnaissance et en fonction des résultats apportés par les méthodes électrique et sismique. L'analyse de toutes ces données a permis de proposer un certain nombre de coupes géologiques du Tchad méridional, coupes qui, évidemment, en l'absence de tous forages profonds sont éminemment sujettes à caution et devront être repensées au fur et à mesure que des études ultérieures apporteront des données nouvelles. Elles concrétisent, à la fois, des faits établis actuellement, bien entendu, mais également un nombre important d'hypothèses. C'est pourquoi, il serait dangereux de les sortir de leur contexte et de les utiliser en perdant de vue les commentaires qui les accompagnent.

Pour des facilités d'exposition ce sont les résultats de la gravimétrie de détail qui seront présentés en premier ; ensuite les travaux électriques et sismiques seront analysés parallèlement à la présentation des coupes géologiques interprétatives.

II. — LES PROFILS DE GRAVIMÉTRIE DE DÉTAIL.

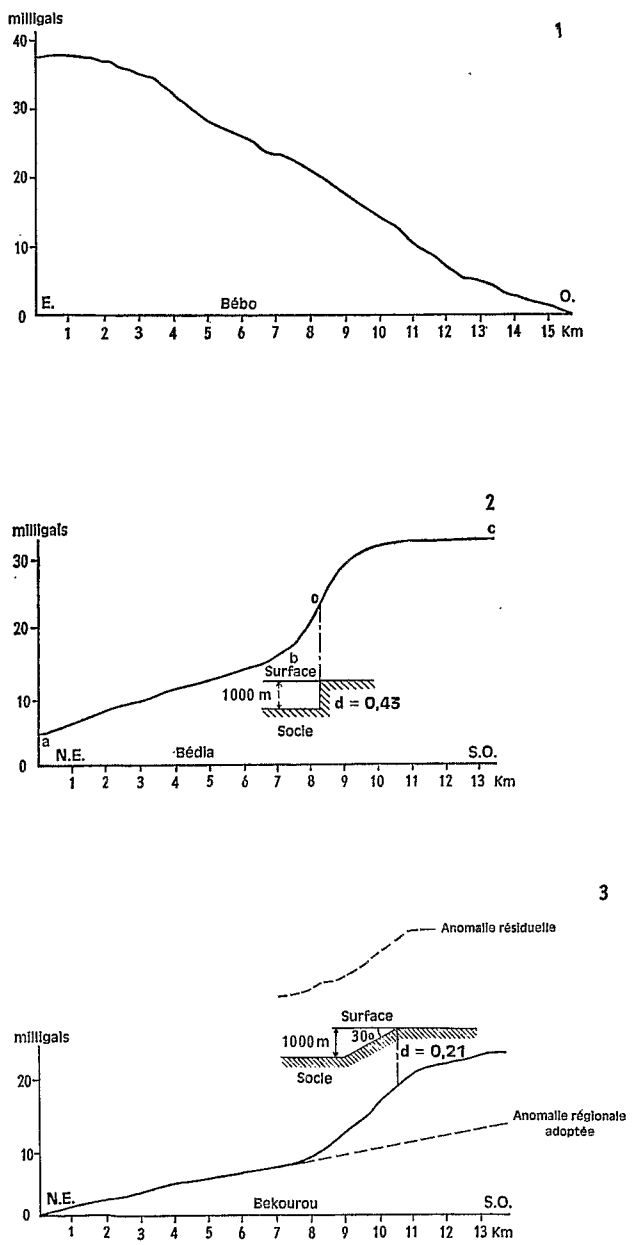


FIG. 72. — Interprétation des profils de gravimétrie de détail (Tchad méridional).

Dix profils ont été réalisés totalisant un peu plus de 150 kilomètres. Ils avaient été implantés, à partir de la carte gravimétrique de reconnaissance, sur des zones à fort gradient. Ils sont constitués de stations espacées de 200 mètres les unes des autres. Des réoccupations fréquentes ont permis de réduire l'erreur introduite par la dérive du gravimètre, de même que le nivellement géométrique, celle due aux mauvaises déterminations de l'altitude. Au total nous estimons que les anomalies de Bouguer sont déterminées à $\pm$ 0,1 milligal.

Ces dix profils ont été répartis de la manière suivante (planche p. 192) : trois intéressent les bordures de l'anomalie de Doba, quatre la très longue et très étroite anomalie de Baké-Birao, les trois derniers se situent, plus au nord, près de Bousso.

L'interprétation de ces profils (reproduits sur les figures 72 à 75) à l'aide des techniques indiquées dans le chapitre V, a conduit aux résultats suivants :

— *Profil* 1 : *Bebo* (fig. 72).

L'allure du profil permet de constater que la pente de l'anomalie est bien régulière et que, par suite, nous n'avons pas de discontinuité, donc pas de séries de failles. Nous verrons plus loin, en détail, les interprétations quantitatives faites sur cette structure de Bebo, elles utiliseront des profils, plus longs que celui-ci, tirés de la carte gravimétrique de reconnaissance. Ce profil de détail a donc pour principal intérêt de nous assurer que la régularité présentée par les grands profils établis à l'aide de points distants de 4 kilomètres les uns des autres ne masquent pas en fait un ensemble de paliers reliés par des pentes très fortes.

— *Profil* 2 : *Bedia* (fig. 72).

Nous avons décomposé le profil en deux pour une interprétation approchée :

— La partie gauche (*a-b*) de gradient assez faible (1 mgal/km) peut s'interpréter soit par une pente générale du socle, soit par une cause plus profonde. Nous n'insisterons donc pas sur cette partie de l'anomalie.

— La partie droite (*b-c*) présente une allure sensiblement symétrique par rapport au point o et l'importance du gradient nous a amené à rechercher la possibilité d'une interprétation par une faille affleurante verticale. On constate même que la pente de l'anomalie expérimentale est un peu plus forte que celle de l'anomalie théorique créée par une telle faille. On obtient tout de même, à un milligal près en certains points, des interprétations de ce type ; notamment un décrochement de 1 000 mètres avec un contraste de densité de 0,43 ou de 800 mètres avec un contraste de 0,53 rendent bien compte de l'anomalie donnée. Il est bien évident que toute autre structure, nécessairement plus douce qu'une faille verticale affleurante, exigerait des contrastes de densité encore plus forts. L'examen de ce profil impose donc l'hypothèse de l'existence d'un bassin, car des contrastes aussi élevés que 0,43 ne peuvent exister qu'entre des roches cristallines et des formations sédimentaires.

— *Profil* 3 : *Bekourou* (fig. 72).

Nous avons décomposé l'anomalie en une régionale et une résiduelle, suivant la représentation de la figure 72. Nous avons cherché à interpréter la résiduelle par une faille. Ce ne peut être une faille verticale car la résiduelle n'est pas symétrique. Un essai par une faille pleine affleurante de pente 30° [1] se révèle satisfaisant et nous fournit pour une dénivellation de 1 000 mètres un contraste de 0,21. Il semble que le terme que nous appelons régional doit s'interpréter également par un épaississement sédimentaire puisque les sondages électriques (profil GH) nous indiquent qu'entre GH 2 et GH 3 le bassin continue à s'approfondir. Dans ces conditions un calcul de structure capable a été effectué pour un contraste de densité de 0,25 en fixant comme toit de la structure la surface du sol. Le résultat redonne bien une pente du socle voisine de 30° à l'emplacement du plus fort gradient ; pour le reste une pente plus douce abaisse le fond du bassin à une profondeur de 2 000 mètres. La topographie obtenue serait évidemment différente pour un autre contraste de densité mais nous avons tout de même ainsi une idée raisonnable d'une structure possible. Un contraste de densité double, comparable à celui trouvé dans l'interprétation du profil 2, conduirait évidemment à une profondeur beaucoup plus faible ; elle serait même trop faible par rapport aux résultats des sondages électriques, c'est pourquoi nous avons utilisé 0,25 pour le calcul.

— *Profil* 4 : *Peni* (fig. 73).

Le gradient de cette anomalie est relativement doux et n'exige pas une interprétation faisant intervenir un contraste de densité dès la surface. Des structures très variées pourraient donc convenir. Compte tenu du fait que les sondages électriques KL 9 et KL 10 permettent de vérifier l'apparition d'un important épaississement sédimentaire entre eux, nous avons admis que l'anomalie avait pour cause unique cet épaississement auquel nous avons attribué un contraste de densité de 0,32 par rapport au socle et nous avons calculé la structure capable correspondante. Le résultat est reproduit sur la figure 73. Cette valeur de 0,32 a été adoptée car elle aboutit à une profondeur pour le bassin compatible avec les données de la sismique.

— *Profil* 5 : *Kelo* (fig. 73).

Le gradient est très variable le long du profil. Il existe essentiellement deux zones à fort gradient (jusqu'à 4 mgals/km) séparées par un palier. Nous avons envisagé l'interprétation de ces deux parties du profil par des failles. En ce qui concerne l'anomalie la plus au nord, nous avons essayé une faille pleine affleurante de pente 30° avec un contraste de densité de 0,22 et nous avons obtenu une très bonne correspondance avec la courbe expérimentale en admettant un rejet de 1 500 mètres. L'anomalie sud correspond bien pour sa part à l'anomalie théorique donnée par une faille affleurante

1. Nous verrons qu'au cours des interprétations cette valeur de 30° revient fréquemment. C'est tout simplement parce qu'avec elle les calculs sont facilités, mais il est bien certain que des angles un peu différents pourraient également convenir.

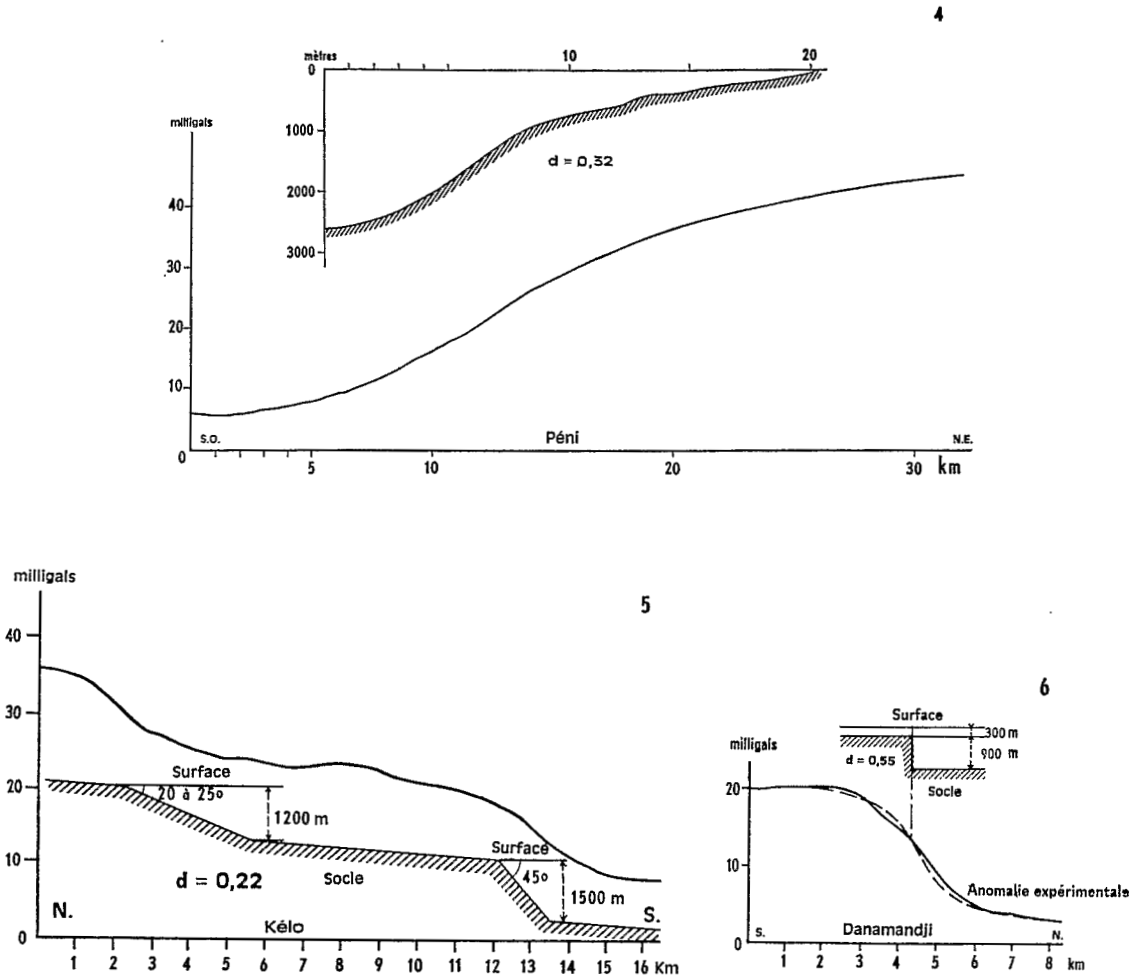


FIG. 73. — Interprétation des profils de gravimétrie de détail (Tchad méridional).

inclinée à 30° présentant un rejet de 1 000 mètres et un contraste de densité de 0,24. Mais il est évident, toutefois, que cette dernière interprétation par une faille affleurante ne saurait être retenue puisque le socle par suite du jeu de la faille nord se situe déjà à 1 500 mètres de profondeur. C'est donc dans le domaine des failles ou flexures masquées que nous pouvons espérer trouver une solution se rapprochant de la réalité. Un calcul de structure capable réalisé pour une densité de 0,22 avec, comme toit de la structure, la surface du sol nous a fourni le résultat de la figure 73. Il indique la possibilité d'interpréter le profil par une topographie du socle qui correspond sensiblement à deux failles obliques, au nord de pente 20 à 25° et au sud de pente moyenne 45°, leur décrochement étant respectivement d'environ 1 200 et 1 500 mètres.

— *Profil* 6 : *Danamandji* (fig. 73).

Ce profil est symétrique avec une très bonne approximation. Une interprétation par faille verticale peut donc être recherchée. Nous obtenons une solution avec faille affleurante présentant un rejet de 800 mètres et un contraste de densité de 0,52 ; le champ théorique ne différerait pas dans ce cas de plus d'un milligal du champ expérimental. Malheureusement une comparaison avec les sondages électriques WX 4 et WX 5 entre lesquels se situe le profil gravimétrique nous montre

que l'hypothèse d'une faille affleurante s'écarte de la réalité et qu'une faille présentant un recouvrement de 300 ou 400 mètres correspondrait mieux aux résultats des sondages électriques. Une telle structure peut interpréter de façon approchée le profil expérimental bien qu'il subsiste un résidu d'un peu plus d'un milligal sur près de la moitié des points de mesure. Le schéma qui convient le mieux est le suivant : faille masquée par 300 mètres de couverture, rejet de 900 mètres, contraste de densité de 0,55.

— *Profil* 7 : *Birao* (fig. 74).

Les deux parties du profil gravimétrique à fort gradient, au nord et au sud, s'interprètent bien par des failles verticales masquées. Nous trouvons au nord une bonne correspondance avec une faille située à 750 mètres de profondeur, présentant un rejet de 2 250 mètres et un contraste de densité de 0,6 ; au sud, la faille serait masquée par 1 000 mètres de recouvrement, présenterait un rejet de 2 250 mètres et, également, un contraste de densité de 0,6. Ces hypothèses sont d'ailleurs parfaitement compatibles avec les résultats des sondages électriques.

Les trois derniers profils que nous allons examiner maintenant intéressent l'anomalie négative située immédiatement au sud de Bousso. Les résultats de deux d'entre eux devront être rapprochés de ceux des sondages électriques car le profil 8 se situe entre EF 42 et EF 43, et le profil 9 entre EF 36 et EF 37.

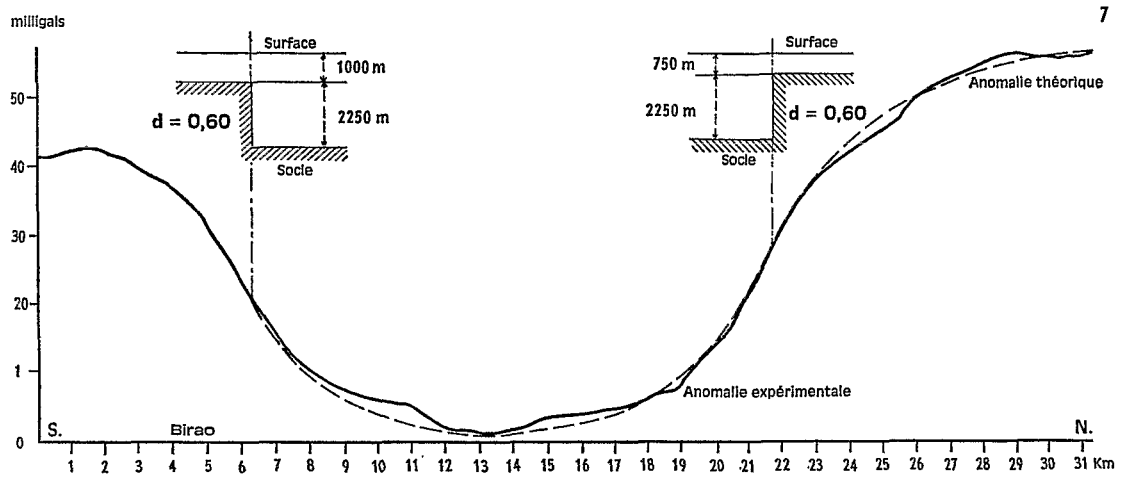


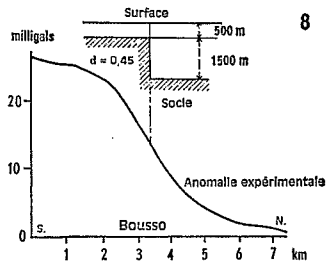
FIG. 74 — Interprétation des profils de gravimétrie de détail (nord de la République Centrafricaine).

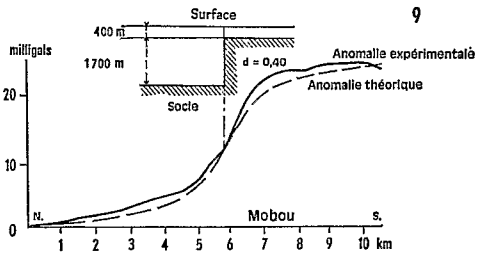
— *Profil* 8 : *Bousso* (fig. 75).

Ce profil est sensiblement symétrique. Une interprétation par une faille verticale affleurante conduit à un rejet de 2 150 mètres avec un contraste de densité de 0,27. Mais cette hypothèse n'est pas conciliable avec les résultats de la prospection électrique. Il semble qu'une faille masquée avec quelques centaines de mètres de recouvrement, conviendrait mieux. Une solution approchée, à mieux qu'un milligal, peut être proposée : il s'agit d'une faille verticale située à 500 mètres de profondeur présentant un rejet de 1 500 mètres et un contraste de densité de 0,45. Ceci nous donne une indication sur les structures susceptibles de convenir, nous voyons à quel contraste de densité élevé elles font appel.

— *Profil* 9 : *Mobou* (fig. 75).

Ce profil est proche du précédent et son interprétation se conduit de la même manière. Sa symétrie est toutefois moins rigoureuse, l'écart pouvant dépasser un milligal et demi par endroit.





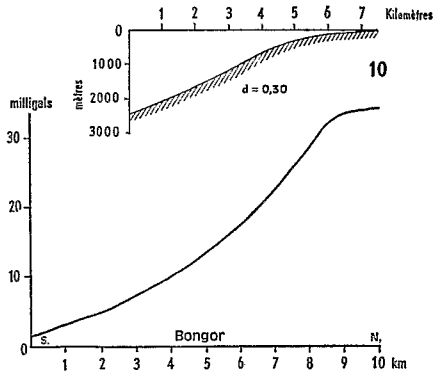


FIG. 75 — Interprétation des profils de gravimétrie de détail (Tchad méridional).

Une solution par faille pleine affleurante s'obtient facilement avec un rejet de 2 300 mètres et un contraste de densité de 0,24, mais elle ne peut convenir compte tenu des résultats de la prospection électrique. Par contre, une faille verticale masquée par 400 mètres de recouvrement présentant un rejet de l'ordre de 1 700 mètres et un contraste de densité de 0,40 serait une structure susceptible d'interpréter à la fois les sondages électriques et la gravimétrie.

— *Profil* 10 : *Bongor.*

Ce dernier profil n'est justiciable ni d'une interprétation par faille verticale, ni par faille affleurante d'inclinaison comprise entre 30° et 90°. Nous avons cherché la topographie du socle qui interpréterait cette anomalie en supposant qu'un remplissage sédimentaire présentant un déficit de densité de 0,30 par rapport au socle en serait l'unique cause. Nous avons alors obtenu la structure reproduite sur la figure 75.

En conclusion des essais d'interprétation de ces travaux de gravimétrie de détail, il apparaît donc qu'il est fréquemment nécessaire, si l'on tient compte des gradients des anomalies et pour certains profils des résultats des sondages électriques et de la sismique, d'admettre des contrastes de densité élevés. Ils sont de 0,43 à 0,53 à Bedia, de 0,32 à Peni, de 0,55 à Danamadji, de 0,60 à Birao, de 0,27 à Bousso. De telles valeurs correspondent évidemment à des contrastes de densité cristallin-sédimentaire et excluent pratiquement l'hypothèse d'hétérogénéités dans le socle qui seraient plus profondes et vraisemblablement moins contrastées. Il est donc possible de faire remarquer que certains profils gravimétriques par l'importance des gradients qu'ils présentent imposent à eux seuls, sans l'apport d'autres méthodes, l'existence d'un bassin sédimentaire dans le sud Tchad. Il est en outre permis de préciser que son remplissage semble particulièrement léger, même en profondeur, puisque les mesures faites à Birao conduiraient à admettre un déficit de densité de 0,60 sur une épaisseur de plus de 2 000 mètres. Il se pourrait évidemment que ce soit, au contraire, le socle qui présente une densité anormalement élevée dans cette région, mais ceci ne semble pas correspondre à la géologie de surface puisque le socle cartographié dans ce secteur est constitué uniquement de quartzites.

III. — L'APPORT DES SONDAGES ÉLECTRIQUES ET DE LA SISMIQUE RÉFRACTION. LES COUPES GÉOLOGIQUES INTERPRÉTATIVES

Cent soixante-quatre sondages électriques reportés sur 11 profils ont été réalisés. L'un de ces profils (EF) a donné lieu sur une bonne partie de sa longueur à des tirs de sismique réfraction ainsi

qu'à des mesures magnétiques au sol. C'est à partir de ces données, en s'aidant de la gravimétrie, que des coupes géologiques ont pu être proposées.

A. Remarques préliminaires concernant l'établissement des coupes.

a) Les coupes géophysiques.

1) De l'examen de l'ensemble des profils de mesures il s'est dégagé la possibilité de décomposer le remplissage sédimentaire en une succession d'unités géophysiques, caractérisées essentiellement par leur résistivité et pour certaines par leur vitesse de propagation des ondes longitudinales. Le schéma général de cette succession a déjà été indiqué, nous n'y reviendrons pas ici.

2) Un problème s'est posé pour la réalisation de ces coupes géophysiques déduites, en fait, essentiellement des sondages électriques. En effet, comme nous l'avons indiqué dans le chapitre concernant les techniques d'interprétation, ce que l'on peut déduire le plus fréquemment des sondages c'est un ensemble de conductances horizontales et de résistances transversales. Nous aurions donc pu nous contenter, comme certains géophysiciens le font parfois, de tracer des coupes indiquant uniquement les variations de conductance ou de résistance d'un sondage à l'autre pour les différentes couches sur un même profil. Ce procédé n'a pas été employé car il me semble qu'il n'utilise pas tous les éléments que les diagrammes peuvent fournir. C'est donc la représentation indiquant les puissances et les résistivités des terrains qui a été adoptée. Il est certain toutefois que si un effort a été fourni pour rechercher des résistivités qui puissent effectivement convenir à l'interprétation des courbes, en l'absence de forages il reste bien souvent des incertitudes importantes. Le lecteur et, particulièrement le géologue, ne devra donc pas perdre de vue que les épaisseurs indiquées, qui souvent représentent pour lui un des éléments les plus intéressants des coupes, ne prennent leur sens qu'en fonction de la valeur adoptée pour la résistivité ainsi que pour le coefficient d'anisotropie de la formation. En l'absence de données sur cette anisotropie nous avons pris un coefficient égal à l'unité (anisotropie nulle) pour la réalisation des coupes. Si un forage, un jour, permettait d'obtenir, à l'emplacement d'un sondage électrique, les épaisseurs vraies des différentes couches, nous en déduirions les valeurs des résistivités à utiliser pour un nouveau calcul des épaisseurs [1]. Nous pouvons noter, en passant, que les résistivités déterminées à partir des épaisseurs réelles trouvées dans un forage et à partir des conductances et des résistances déduites des sondages électriques englobent l'influence éventuelle de l'anisotropie. Ce ne sont pas, en fait, les caractéristiques électriques vraies des terrains que l'on calcule ainsi, mais ce sont les facteurs qui permettent de transformer des conductances et des résistances en épaisseurs réelles et c'est bien là ce qui intéresse le géologue.

3) L'interprétation des profils AB, CD et d'une grande partie de EF a bénéficié des avis de Baudic, ingénieur à la Compagnie Générale de Géophysique. En effet, ce géophysicien avait, en 1962, réinterprété les films de la campagne sismique réalisée par la société Géoprosco et avait, à cette occasion, disposant des cartes gravimétriques et des sondages électriques déjà effectués, abordé la synthèse des résultats. Il a bien voulu me communiquer et discuter avec moi les conclusions auxquelles il était parvenu.

b) Passage des coupes géophysiques aux coupes géologiques.

Les équivalences stratigraphiques proposées dans l'établissement des coupes géologiques résultent de comparaisons avec les régions avoisinantes et de suggestions formulées par les géologues ayant travaillé sur ce secteur tels que P. Wacrenier et, plus particulièrement, J. Mermillod. Nous rappelons brièvement l'échelle adoptée pour interpréter la succession des formations mises en évidence par la géophysique :

1. Ce calcul, en pratique, serait très facile. Il aurait pour conséquence de faire varier les épaisseurs des couches mais conserverait le même mouvement général aux coupes.

— *Niveaux superficiels quaternaires :* tantôt sableux, tantôt argileux.

— *Continental terminal :* faciès gréseux que l'on retrouve partout, il semble présenter parfois une intercalation argileuse.

— *Crétacé moyen et supérieur :* faciès argileux (origine marine ou continentale) qui pourrait comprendre dans certains cas une intercalation résistance (grès).

— *Continental intercalaire* (et peut-être terrains plus anciens) : faciès gréseux qui surmonterait fréquemment, dans la fosse de Baké-Birao, une épaisse formation argileuse, elle-même située sur un résistant (socle cristallin ou grès).

— *Socle cristallin.*

Nous allons voir, en examinant les profils, qu'il n'est pas toujours facile de savoir à quels éléments de cette échelle stratigraphique correspondent les résistants et conducteurs mis en évidence par la prospection électrique.

Nous terminerons ces généralités par une remarque concernant les failles et flexures que nous avons représentées par un même signe. En effet, sauf quand des contacts anormaux sont évidents, il n'est pas facile, par suite d'un espacement entre sondages électriques relativement important de savoir s'il y a faille ou flexure [1]; l'utilisation d'un signe commun nous a évité de faire un choix arbitraire.

B. Etude des profils, élaboration des coupes.

Nous décrirons successivement les divers profils de sondages électriques en commençant par les trois profils AB, CD et EF réalisés les premiers, en 1961.

— *Profil AB* (fig. 76, 77).

De l'examen de l'ensemble des sondages électriques de ce profil, il apparaît que l'on rencontre sous un terrain superficiel de résistivité variable mais toujours forte (plusieurs milliers d'ohm.m) et d'épaisseur faible, inférieure à 100 mètres, une série dont la résistivité et l'épaisseur sont très difficiles à évaluer. En effet, cette formation fait sentir son influence dans la branche plongeante des diagrammes, ce qui interdit toute estimation. Elle apparaît en surface en AB 6 et AB 7 par suite de l'absence du recouvrement résistant ; en AB 7, sa résistivité et son épaisseur peuvent être estimées à 500 ohm.mètres et 300 mètres [2]. Il est évident, d'après la carte géologique, qu'elle appartient ainsi que le recouvrement résistant superficiel au Continental terminal.

Le sondage AB 1 se présente un peu différemment, il n'existe pas non plus à cet endroit de couverture résistante et la série du Continental terminal qui apparaît présente une résistivité assez basse d'une centaine d'ohm.mètres. Il est difficile de savoir si elle repose directement sur le socle comme la remontée du diagramme à faible profondeur et la proximité des affleurements de celui-ci le laissent penser. En effet, la pente de la courbe semble trop faible pour correspondre à l'influence du socle et elle pourrait être due à la présence d'une formation gréseuse mais il est tout aussi possible qu'elle résulte de la pénétration progressive de l'électrode nord d'envoi de courant dans l'épais bassin conducteur visible, comme nous allons le constater, dès AB 2.

Ce bassin est dû à l'apparition d'une puissante série conductrice ; c'est l'importante formation, que nous rencontrerons sur de très nombreux profils, attribuée au Crétacé moyen et dont l'origine serait éventuellement marine. Cette série est conductrice mais nulle part on ne peut vraiment mesurer sa résistivité. Elle est inférieure à 10 ohm.mètres en AB 9 et à 8 ohm.mètres en AB 7. Sa conductance horizontale [3], même ne peut être estimée, approximativement, qu'à ces deux mêmes sondages : de

1. Ceci est dû au fait que notre travail n'a pas été conduit comme une étude de détail. L'espacement minimal entre sondages électriques est en effet toujours d'au moins 5 ou 6 kilomètres et plus souvent de 10.

2. Nous rappelons que toutes les estimations sont faites en couches isotropes, elles correspondent donc à des épaisseurs maximales.

3. Nous indiquons qu'avec les unités couramment utilisées en prospection électrique, les conductances horizontales se mesurent en ohm^{-1} et les résistances transversales en $ohm.m^2$.

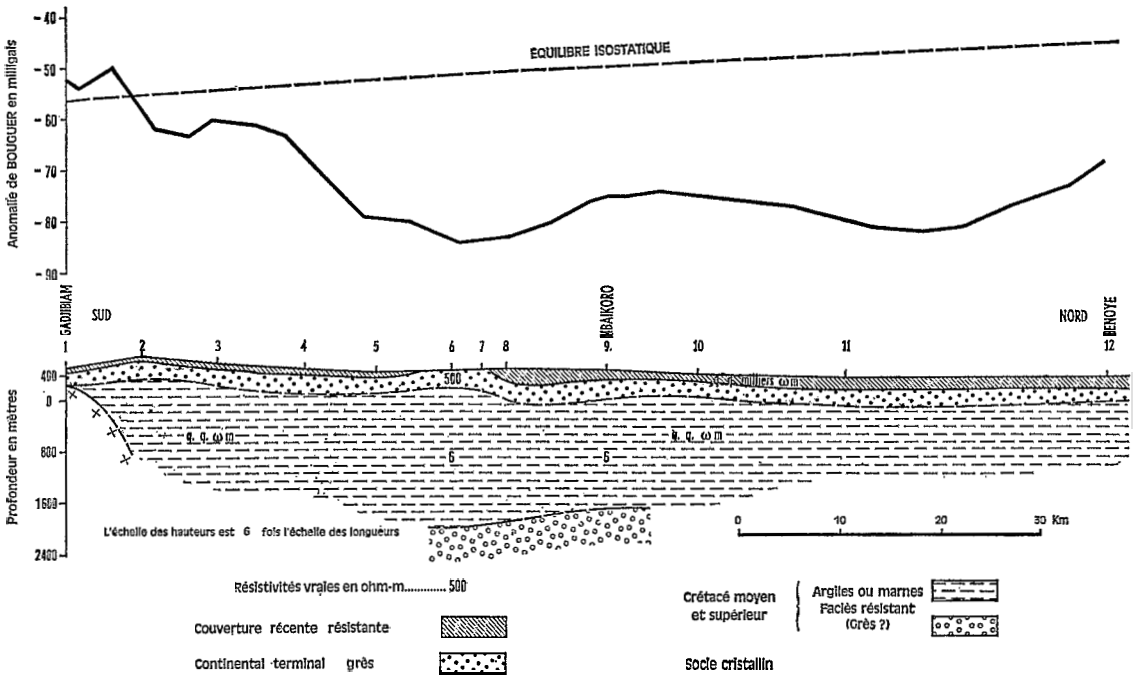


FIG. 76. — Essai de coupe géologique suivant le profil AB.

l'ordre de 350 à AB 7 et de 250 à AB 9. Si l'on suppose $\rho = 6$ ohm.mètres cela ferait respectivement des épaisseurs de 2 100 et 1 500 mètres. L'apparition de cette série conductrice entre AB 1 et AB 2 se fait-elle par faille ? Ce n'est pas impossible car il y a sur la carte gravimétrique un resserrement des isanomales qui correspond d'ailleurs au prolongement du bord nord de l'accident de Bebo.

Quant au résistant qui se manifeste sous la série conductrice en AB 7 et AB 9, rien ne permet de l'identifier. Par continuité avec le profil CD, nous l'avons interprété comme représentant une formation résistante intercalée au sein de la série argileuse. Mais il serait également possible de supposer une autre interprétation : ce résistant pourrait correspondre aux grès du Continental intercalaire surmontant le socle, nous aboutirions alors à une coupe comparable à celle qui sera proposée au profil EF. L'ambiguïté pourrait être levée par des sondages électriques plus longs. Mais il nous faut préciser que la réalisation en serait difficile car une couverture de latérite ne permet pas d'obtenir de bonnes prises de terre dans ce secteur.

— *Profil CD* (fig. 78, 79, 80).

Au sud, CD 1 indique le socle à une faible profondeur, mais dès CD 2 s'amorce l'épaississement du remplissage sédimentaire qui montre, sous quelques dizaines de mètres de résistant superficiel, probablement l'épaisse série argileuse du Crétacé moyen surmontant soit les grès du Continental intercalaire, soit directement le socle. Les conductances de la série crétacée sont de 50 au CD 5, 94 au CD 4, plus de 60 au CD 3, 10 au CD 2 et 6 au CD 1 ; l'allure des diagrammes suggère une résistivité basse pour cette formation, ce qui a conduit à établir la coupe interprétative avec une valeur de 5 ohm.mètres à laquelle correspond une épaisseur maximale d'un peu moins de 500 mètres au CD 4. Entre CD 5 et CD 6, existe une faille, bien visible en gravimétrie. Le profil 2 de gravimétrie de détail, effectué non loin de cette coupe CD, conduit, comme nous l'avons vu, à imaginer une faille pleine affleurante avec un rejet de l'ordre de 1 000 mètres. Ce résultat amènerait à penser qu'en CD 5 le remplissage ne doit pas être épais et que, par suite, la série argileuse pourrait bien reposer directement sur le socle dans toute cette première partie du profil. Le diagramme CD 6,

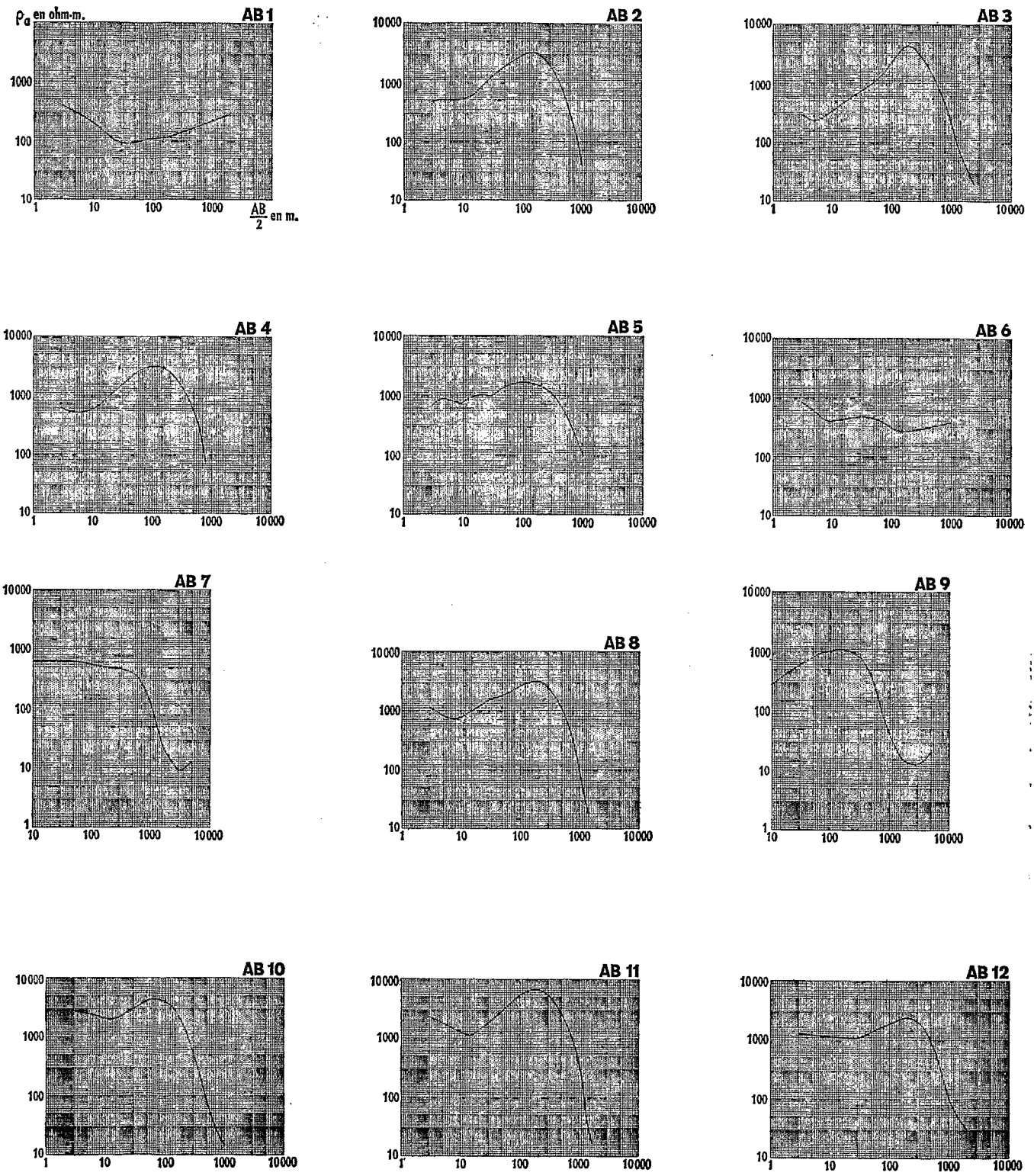


FIG. 77. — Diagrammes des sondages électriques (profil AB).

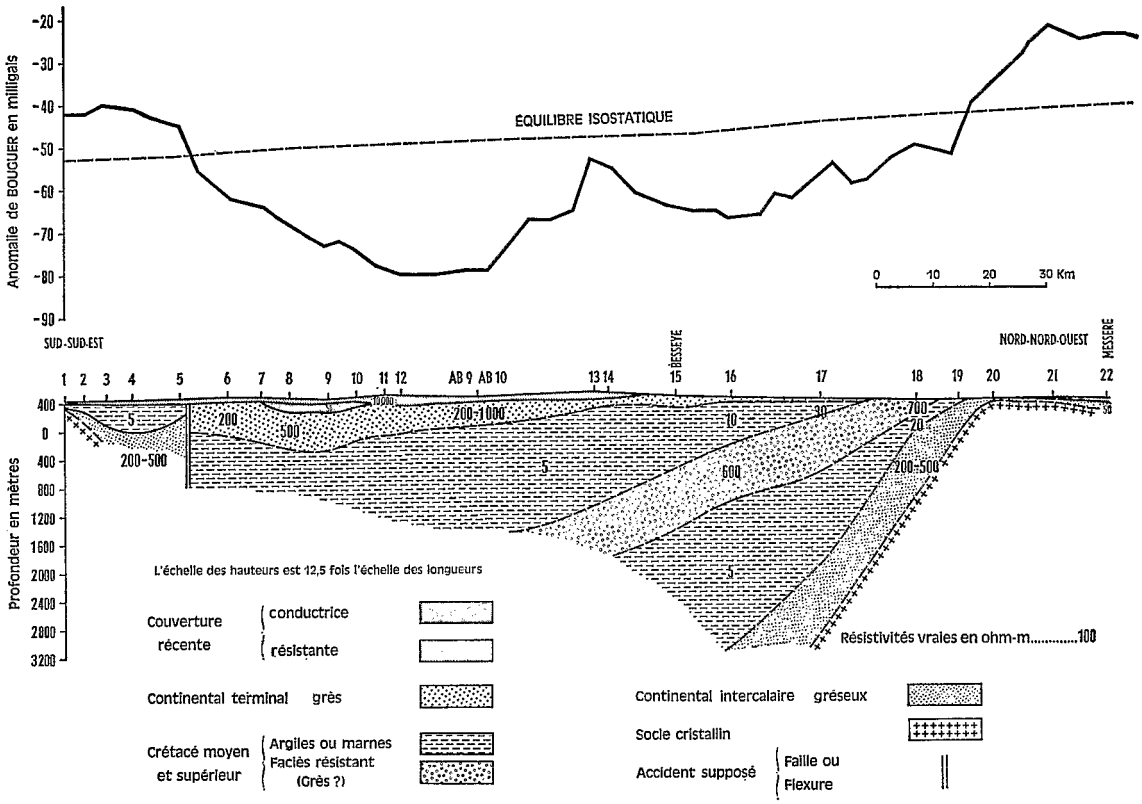


FIG. 78. — Essai de coupe géologique suivant le profil CD.

situé de l'autre côté de la faille est très différent. Je pense que sous 400 mètres environ de Continental terminal à 200 ohm.mètres apparaissent directement les grès du Continental intercalaire qui doivent être assez épais d'après les données gravimétriques. La forme de l'asymptote serait due à l'à-coup de prise de l'électrode nord d'envoi de courant pénétrant progressivement dans le bassin conducteur. Dès le CD 7, en effet, la série conductrice crétacée se marque sous les terrains du Continental terminal et au CD 10, elle est très épaisse. Aux CD 8 et 9, sous le résistant superficiel peu épais et au-dessus des grès du Continental terminal, une formation légèrement conductrice (50 ω.m) apparaît. Tous les sondages suivants, jusqu'au 13, sont trop courts pour pouvoir traverser la série crétacée. Par suite, on ne peut qu'estimer des limites inférieures pour sa conductance qui serait supérieure à 150 au CD 10 et 60 au CD 13. Elle atteindrait, au CD 14 où une amorce de remontée apparaît, environ 250, ce qui avec une résistivité de 5 ohm.mètres aboutirait à une épaisseur de 1 200 mètres. Les sondages se compliquent à partir du CD 15 ; en effet sous les grès assez minces du Continental terminal apparaît un premier conducteur C_1 de conductance 80 au CD 16 qui se biseaute vers le nord puisque sa conductance n'est plus que de 6 au sondage suivant. En dessous un terrain dont la résistance transversale atteint 250 000 au CD 17 surmonte une nouvelle formation conductrice C_2 dont la conductance ne peut s'estimer qu'au CD 16 (de l'ordre de 400), au CD 14 (au moins 250) et au CD 17 (supérieure à 200). Le résistant final n'apparaîtrait donc vraiment qu'à partir du CD 18 où nous sommes déjà en bordure du bassin.

Il est incontestable que les équivalences stratigraphiques des terrains électriquement mis en évidence prêtent à discussion. Si nous faisons abstraction de la couverture résistante qui n'existe pas partout, la coupe électrique complète, telle qu'elle ressort des sondages, se présente comme un ensemble à 5 terrains : résistant (R_1), conducteur (C_1), résistant (R_2), conducteur (C_2), résistant (R_3).

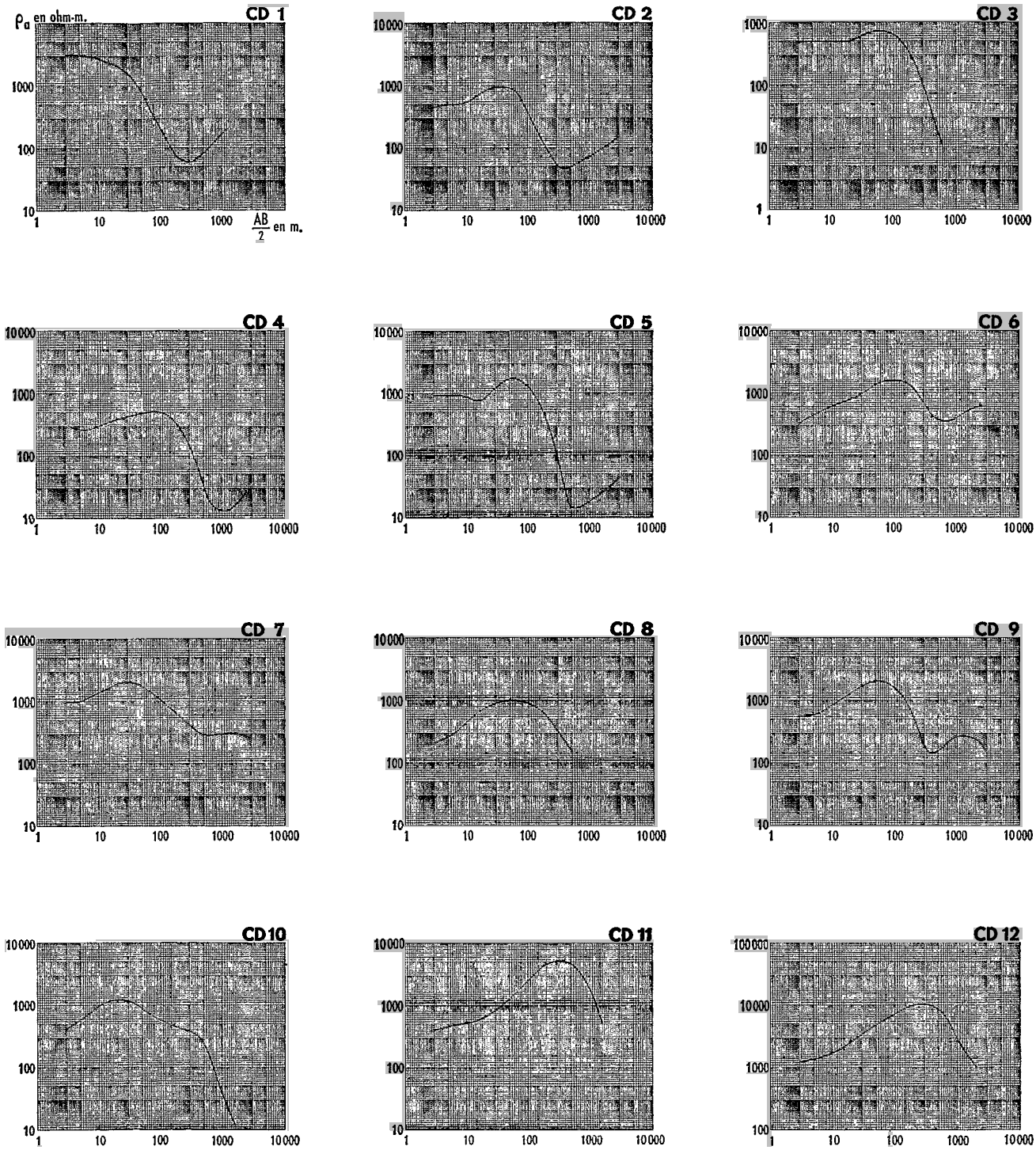


FIG. 79. — Diagrammes des sondages électriques (profil CD).

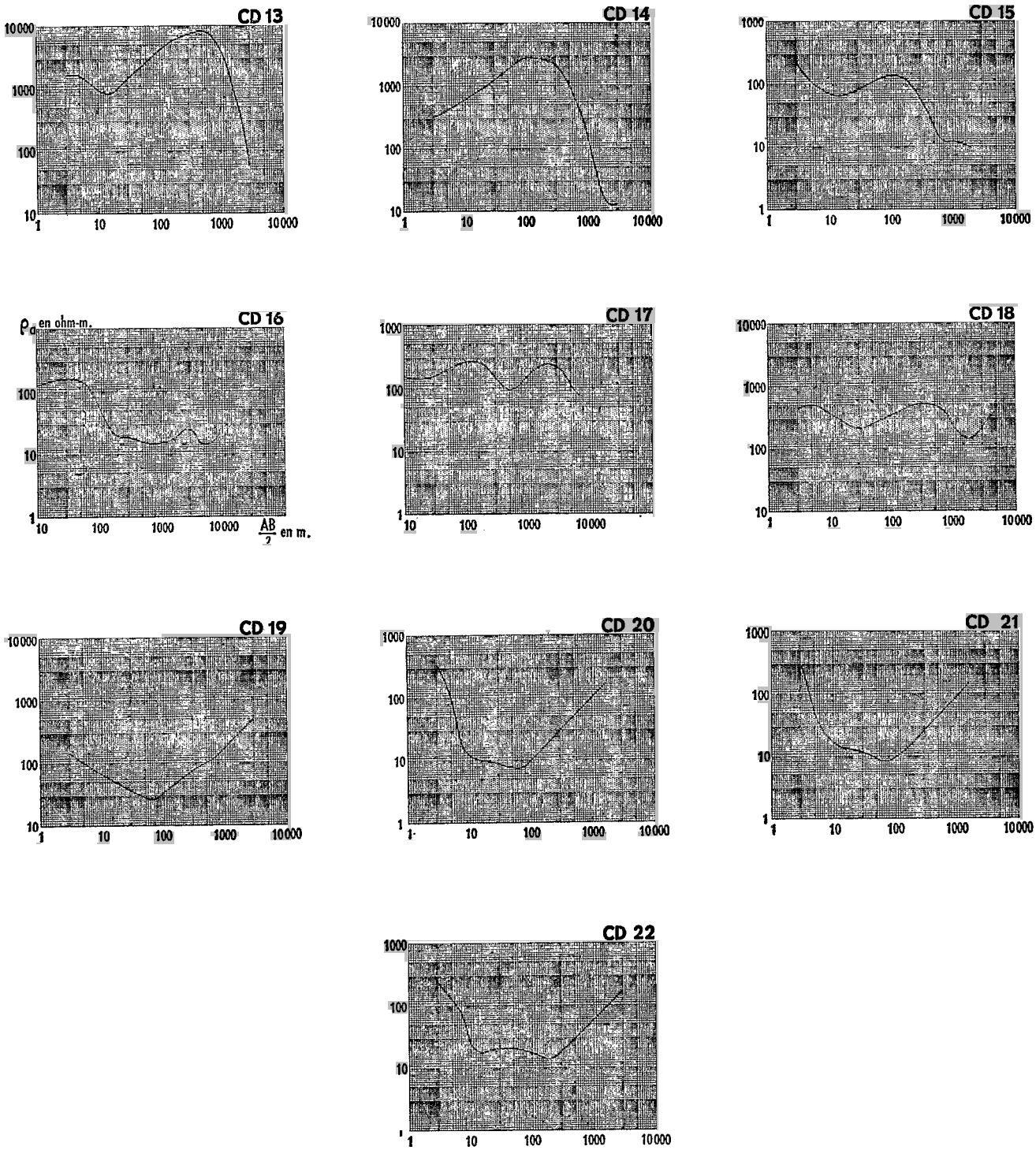


FIG. 80. — Diagrammes des sondages électriques (profil CD, *suite*).

L'interprétation des formations R_1 et R_3 ne prête pas à discussion dans le cadre de l'échelle stratigraphique que nous avons adoptée. R_1 correspond incontestablement, comme le montre la carte géologique, aux grès du Continental terminal et R_3 aux grès du Continental intercalaire surmontant le socle. C'est pour la succession C_1, R_2, C_2 que la solution est moins évidente. Trois hypothèses peuvent être proposées, la première consiste à voir dans C_1 et R_2 des terrains du Continental terminal ; C_1 représentant un épisode argileux dans la sédimentation gréseuse, C_2 correspondrait alors à la puissante série argilo-marneuse du Crétacé moyen. Ce schéma nous conduit à admettre des épaisseurs vraiment très importantes pour l'ensemble des terrains du Continental terminal, c'est pourquoi je ne l'ai pas retenu. La seconde hypothèse, celle représentée sur la coupe, consiste à admettre que la formation R_2 constitue une intercalation résistante dans la puissante série conductrice du Crétacé que l'on trouverait de part et d'autre en C_1 et C_2. R_2 pourrait alors être une formation gréseuse ou si l'on admet que la sédimentation s'est faite en milieu marin, éventuellement une formation de calcaires gréseux comme le suggère J. MERMILLOD. Une troisième hypothèse peut également être avancée, elle assimile bien la série C_1 au Crétacé moyen mais attribue l'ensemble R_2 et C_2 au Continental intercalaire. J'ai écarté ce schéma car les valeurs obtenues pour les conductances de C_2 conduisent à lui accorder une grande épaisseur et il peut sembler étonnant alors que cette couche ne se retrouve pas sur les profils voisins. Je pense que ces remarques concernant les diverses idées qui peuvent être émises montrent à quel point notre coupe, si elle a l'avantage de proposer une interprétation, doit être considérée avec précaution.

— *Profil EF* (fig. 81, 82, 83 et 84).

Ce profil est celui pour lequel nous disposons également de renseignements sismiques. Au sud, les trois premiers sondages montrent le socle à une faible profondeur (moins de 200 m au EF 1) s'approfondissant doucement vers le nord. Le remplissage est constitué, sous une couverture résistante, par un terrain à quelques dizaines d'ohm.mètres. La comparaison avec les résultats de la sismique nous indique qu'il convient d'adopter au EF 3 par exemple, une résistivité de 30 ohm.mètres pour le remplissage afin que méthodes électrique et sismique aboutissent aux mêmes épaisseurs.

A partir du EF 4, les sondages ne sont plus assez longs pour traverser la série conductrice et les diagrammes, bien que la branche descendante à droite commence à s'infléchir, ne montrent pas la remontée due au substratum résistant. Le remplissage au EF 6 où des tirs sismiques ont été effectués est constitué par 600 mètres de terrains à 2 300 mètres/s reposant directement sur le socle. Le sondage EF 9 présente un intérêt particulier car il est assez long pour avoir traversé toutes les couches sédimentaires et il peut être comparé avec les résultats de la prospection sismique. De cette comparaison il résulte que la résistivité qu'il convient d'adopter en ce point pour la série conductrice est de 8 ohm.mètres. Le sondage semble indiquer, par l'allure de la remontée finale, la présence d'une formation gréseuse sur le socle. Ce point n'était pas net en sismique où les interprétations suggéraient cette possibilité sans l'affirmer. En combinant les deux méthodes, il est donc possible de proposer la coupe suivante pour le remplissage au EF 9 :

— Une couverture résistante d'une cinquantaine de mètres.

— Une série conductrice à 8 ohm.mètres, de 600 mètres d'épaisseur, qui doit correspondre au Crétacé moyen marin ou non et, éventuellement, également à des formations du Continental terminal.

— Les grès du Continental intercalaire surmontant le socle.

Le sondage EF 10 diffère un peu du précédent car la descente sur la formation argilo-marneuse n'est pas franche. Sous les niveaux secs superficiels apparaît un terrain de résistivité intermédiaire (quelques centaines d'ohm.m) que nous verrons se développer au nord de Bébo, ce sont très vraisemblablement des grès du Continental terminal. Les sondages 11 et 12 sont situés sur une zone particulière. Ils correspondent à l'anomalie gravimétrique de Bébo. La sismique montre, sous le recouvrement superficiel, une formation à 3 000-3 300 mètres/s. Ce sont les grès de Bebo que nous avons attribués au Continental intercalaire, surmontant un terrain à 4 000 mètres/s qui serait peu profond (100 m). Vers le sud apparaît une faille qui approfondit les grès à 3 000 mètres/s sous la

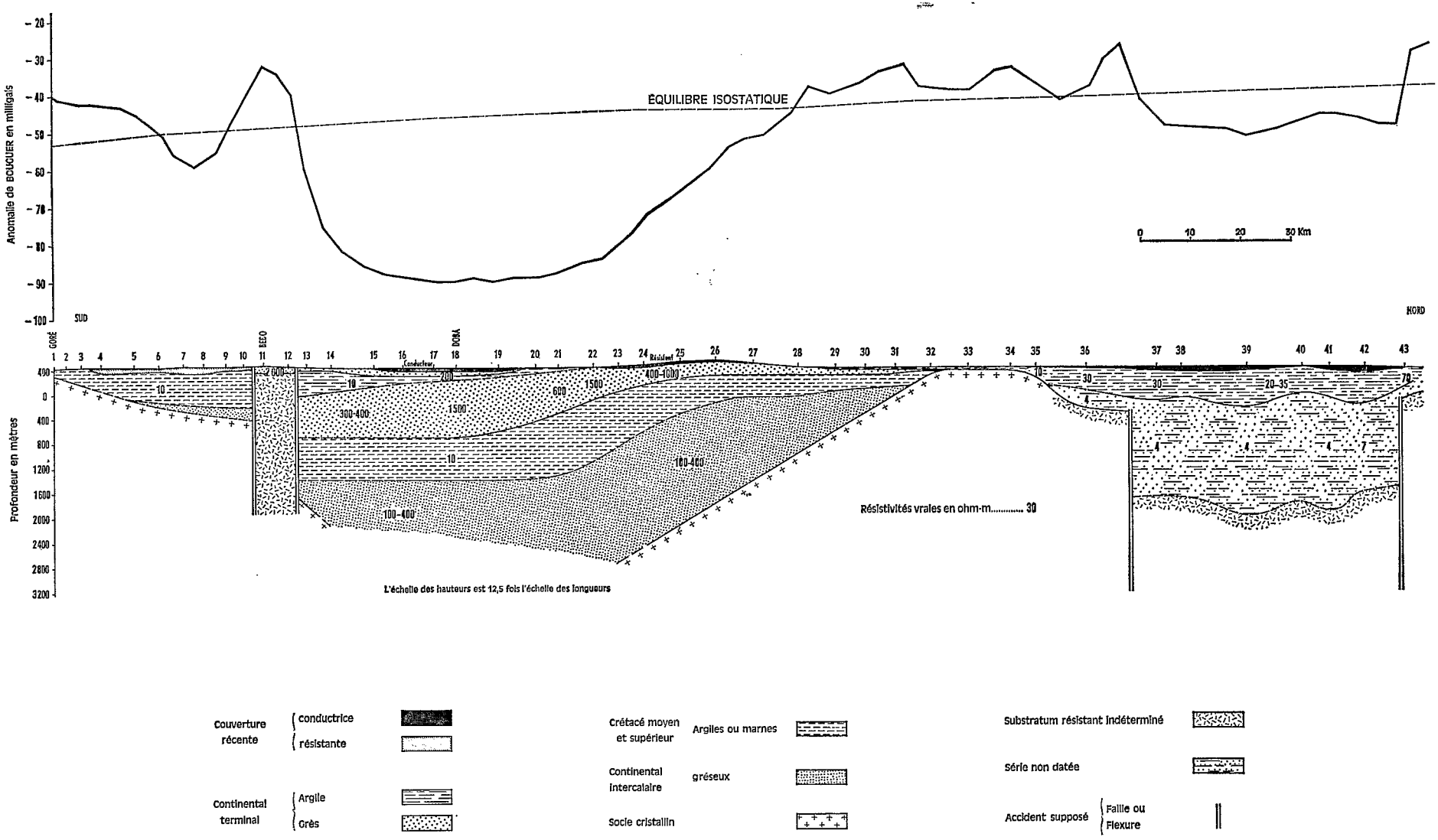


FIG. 81. — Essai de coupe géologique suivant le profil EF.

série conductrice à 2 300 mètres/s. Une autre faille existe, au nord, entre EF 12 et EF 13, elle marque l'entrée brutale dans le bassin profond. Il s'ensuit que :

— La zone des EF 11 et 12 est une zone haute vraisemblablement limitée par deux failles et bien marquée en gravimétrie et en sismique. Elle peut correspondre, comme nous l'avons dit, à un simple horst ou à un mouvement du socle accompagné d'intrusions.

— La couche à 4 000 mètres/s peut correspondre à une formation intrusive, un épanchement basaltique ou simplement au socle fracturé par de nombreuses failles, il n'y a donc pas dans l'existence de cette couche d'élément structural nouveau.

Nous reviendrons sur la forme et la nature de cette structure un peu plus loin en indiquant les résultats auxquels une étude quantitative des mesures gravimétriques nous a conduit.

Les sondages EF 11 et 12 nécessitent quelques remarques. En effet, tous deux montrent des diagrammes anormaux, profondément déformés par les à-coups de prise. Le sondage EF 11 a été effectué deux fois. Une première fois avec un déroulement des fils suivant la piste Goré-Doba (direction du profil), c'était la direction matériellement la plus commode mais, à partir d'une certaine longueur de ligne la pénétration progressive d'une des électrodes dans les zones plus conductrices du bassin pouvait expliquer la branche descendante finale de la courbe. Le sondage a donc été repris en déroulant les lignes parallèlement à la direction de l'accident tectonique tel qu'il est indiqué par la gravimétrie. On constate que la branche descendante persiste toujours. Il est malheureusement probable qu'elle est encore due à l'influence, latérale cette fois, du bassin sud. Dans ces conditions nous avons préféré ne pas chercher à l'interpréter.

A partir de EF 13, la série s'épaissit considérablement et les sondages électriques ne sont plus assez longs, à l'exception des EF 18 et 21, pour toucher le socle ni même le toit du premier résistant final, les grès du Continental intercalaire. La plupart des sondages, jusqu'au EF 20, ne dépassent même pas les formations du Continental terminal. Ils montrent sur un substratum à quelques centaines d'ohm.mètres, des grès, une série principalement argileuse au sein de laquelle on distingue une autre couche gréseuse. Cette formation argileuse s'épaissit au EF 13 où elle atteint une conductance de 40 ce qui correspond à une épaisseur de 400 mètres si l'on admet une résistivité de 10 ohm.mètres. La comparaison avec le EF 18 montre que cet épisode conducteur qui reste toujours limité ne saurait représenter l'importante série argilo-marneuse du Crétacé moyen. En effet, cette série à forte conductance existe bien, à une profondeur plus grande, comme l'indique le sondage de Doba. Ce sondage, de longueur de ligne 20 kilomètres, conduit à proposer pour la puissante formation gréseuse du Continental terminal dont la résistance transversale avoisine 1 200 000 une épaisseur importante. La comparaison entre la courbe expérimentale et deux courbes théoriques construites dans l'hypothèse d'une couche de 800 mètres à 1 500 ohm.mètres et d'une couche de 1 600 mètres à 750 ohm.mètres suggère plutôt une interprétation se rapprochant de la deuxième hypothèse. C'est dans cette région que la sismique indique des réflexions sur le socle à une profondeur variant de 4 500 mètres (interprétation Géoprosco) à 3 500 mètres (interprétation C.G.G.). Le sondage électrique n'atteignant pas le socle, aucune comparaison des résultats des deux méthodes n'est possible en ce qui concerne l'ensemble du remplissage sédimentaire. La comparaison même partielle n'est malheureusement pas possible non plus car le marqueur à 2 300 mètres/s dont la sismique détermine l'épaisseur ne correspondrait pas à un terrain électriquement homogène. Ce marqueur engloberait vraisemblablement toutes les formations du Continental terminal ainsi que la série conductrice marno-argileuse du Crétacé moyen. EF 18 ne permettant pas de proposer une épaisseur pour cet ensemble puisqu'il se termine dans la série conductrice, il ne nous est pas possible d'utiliser les tirs sismiques pour caler l'interprétation des sondages électriques.

A partir de EF 21, le Continental terminal s'amincit et la série remontant, les marnes du Crétacé commencent à marquer. EF 21, par sa longueur, permet même de voir apparaître un résistant sous les marnes : vraisemblablement, les grès du Continental intercalaire. L'analyse de ce sondage électrique donne la succession suivante :

— Quelques mètres de couverture résistante.

— Une couche argileuse jusqu'à 120 mètres pour une résistivité de 10 ohm.mètres.

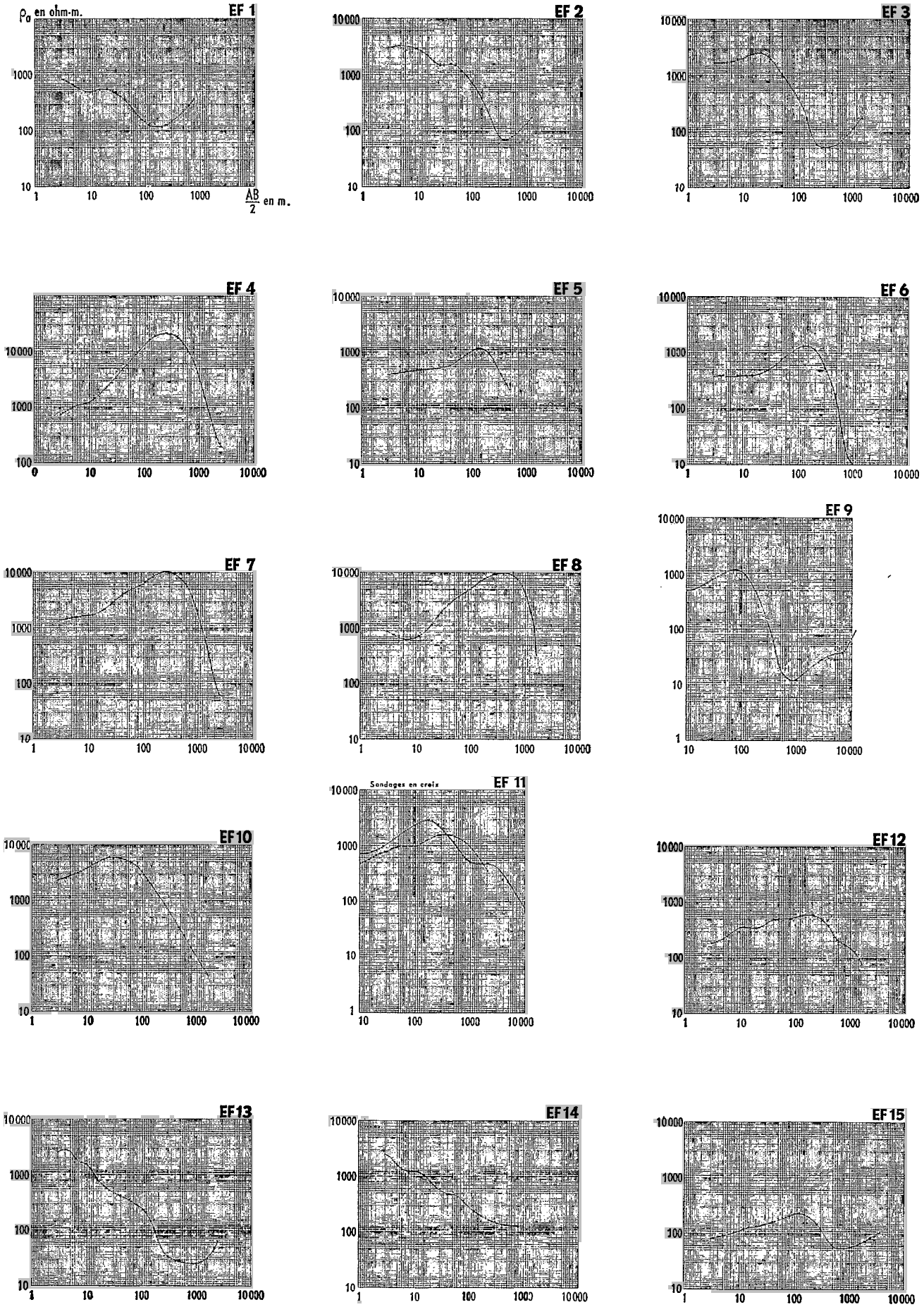


FIG. 82. — Diagrammes des sondages électriques (profil EF).

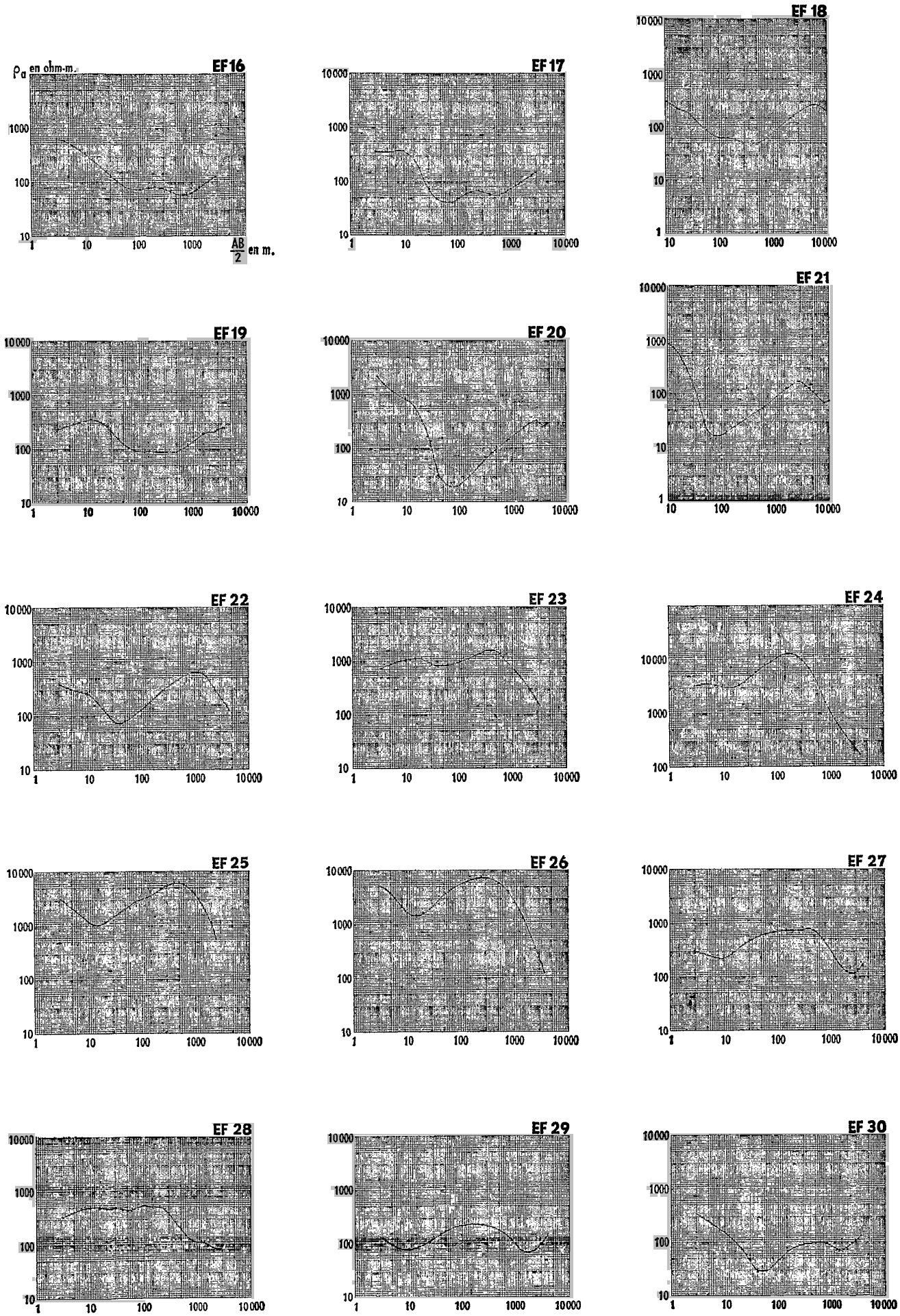


FIG. 83. — Diagrammes des sondages électriques (profil EF, *suite*).

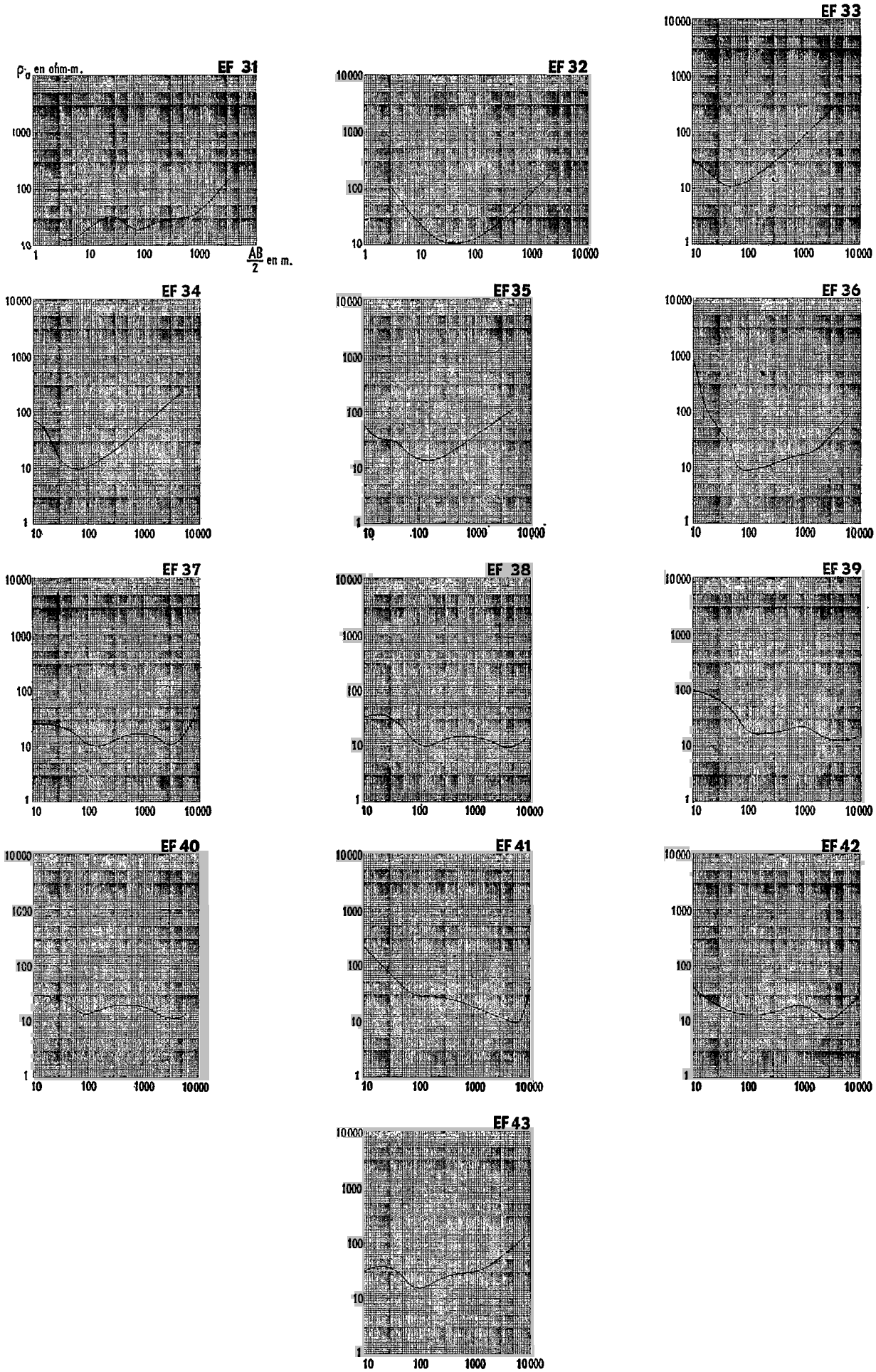


FIG. 84. — Diagrammes des sondages électriques (profil EF, *suite*).

— Des grès dont la résistance transversale 460 000 est importante.
— La série argilo-marneuse de conductance horizontale environ 120.
— Le résistant final.

A cet endroit, la sismique indique 1 700 mètres de terrain à 2 300 mètres/s, terrain qui correspond probablement à l'ensemble Continental terminal et Crétacé moyen. Si l'on adopte comme résistivité 8 ohm.mètres pour la série conductrice du Crétacé moyen, valeur obtenue au EF 9 à la suite d'une comparaison sismique-électrique, nous sommes conduits à admettre comme résistivité pour les grès du Continental terminal 600 ohm.mètres. La sismique a indiqué, sous la série conductrice, un marqueur à 3 400 mètres/s, les grès du Continental intercalaire, visibles à Bebo en surface, le socle trop profond n'a pas été atteint.

A partir du EF 22 la série argileuse superficielle diminue d'épaisseur pour être remplacée (EF 24, 25, 26) par des terrains secs de plusieurs milliers d'ohm.mètres. La branche descendante des diagrammes englobe alors la série gréseuse du Continental terminal et la série conductrice du Crétacé. Au EF 27 et au-delà affleurent les grès du Continental terminal (leur résistivité varie de 500 à 1 000 ohm.m) surmontant les marnes du Crétacé. Plus profond, un résistant, correspondant probablement aux grès du Continental intercalaire, apparaît. Aux EF 29 et EF 30, une couche argileuse se marque en surface au-dessus des grès du Continental terminal. Cette couche s'épaissit aux sondages suivants. Comme parallèlement le socle se rapproche de la surface, au EF 32 il n'est pas impossible qu'il n'y ait plus que cette couche reposant directement sur le socle, celui-ci n'étant d'ailleurs qu'à quelques dizaines de mètres de profondeur. L'analyse des diagrammes n'exclut toutefois pas l'existence d'un résistant intermédiaire entre le socle et la formation argileuse, car la branche montante terminale n'a pas une pente aussi forte qu'on pourrait l'attendre sur un substratum cristallin. Cette remarque est valable pour les EF 33, 34 qui montrent une remontée à faible profondeur. De toute manière, le remplissage ne saurait être important, nous sommes bien sortis du bassin. Au total, il semble donc que ce flanc nord du bassin de Doba ne soit pas touché par des accidents majeurs et que l'enfoncement du socle se fasse progressivement. Nous avons prolongé ce profil EF afin de recouper l'anomalie gravimétrique négative située plus au nord.

Nous voulions voir si elle ne correspondrait pas à un nouvel et important épaississement sédimentaire. Il est apparu que c'était bien le cas. En effet dès le sondage EF 37, nous constatons un approfondissement important du socle.

L'analyse des diagrammes nous fournit les indications suivantes : sous une couche conductrice superficielle d'épaisseur variable, mais toujours mince, apparaît une formation de résistivité 20 à 30 ohm.mètres qui peut avoir une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. Au-dessous un bassin conducteur bien marqué où la résistivité descend à moins de 10 ohm.mètres, avec une conductance horizontale très notable, 300 au EF 42, 500 au 41, 400 au 40, 450 au 39, 400 au 38, 300 au 37. Ce bassin est limité par deux failles, au nord et au sud. C'est l'utilisation conjointe des données électriques et gravimétriques qui a permis d'établir la coupe proposée. En ce qui concerne les équivalences géologiques des séries caractérisées par leurs paramètres physiques, J. MERMILLOD (Com. or.) suggère d'assimiler la série à 20-30 ohm.mètres au Pliocène lacustre et la très puissante formation à laquelle nous avons attribué une résistivité de 4 ohm.mètres à l'ensemble. Continental terminal et Crétacé supérieur, l'ensemble correspondant à une sédimentation continentale détritique de fosse. Le résistant final, pour sa part, correspondrait soit au socle soit à l'ensemble continental intercalaire sur socle. J. MERMILLOD ne pense pas qu'il puisse y avoir eu invasion marine dans cette fosse qu'il appelle « des Basses Plaines », il estime qu'elle serait beaucoup plus récente que la fosse de Doba et que l'on y trouverait essentiellement une sédimentation postérieure au Crétacé moyen.

Avant de quitter ce profil EF, nous allons revenir sur la région de Bebo et examiner un peu plus en détail les éléments qu'apporte la gravimétrie. Des essais d'interprétation quantitative ont été effectués sur une anomalie moyenne obtenue à partir de dix coupes parallèles perpendiculaires à l'axe de l'accident. L'anomalie régionale a été retranchée graphiquement et la résiduelle a été interprétée par des structures cylindriques. Tous les essais effectués avec des modèles simples (prismes quadrangulaires, structure anticlinale) ont bien montré que la cause de l'anomalie se

trouvait dans les premiers kilomètres de l'écorce. Un certain nombre de recherches de structures capables d'interpréter l'anomalie ont été effectués à l'ordinateur. Nous en avons finalement obtenu une qui est assez bien compatible, avec les diverses données dont nous disposons sur cette zone de Bébo. Elle est représentée sur la figure 85. Elle correspond à un contraste de densité de 0,35, ce contraste qui n'a rien d'anormalement élevé pour un contraste formations sédimentaires-socle n'entraîne nullement l'obligation d'admettre la présence de roches volcaniques lourdes ; à la limite il pourrait s'agir d'un simple horst du socle. Il est toutefois probable que le mouvement qui a rapproché de la surface cette masse s'est accompagné de fractures et probablement d'injection de matériel volcanique. La présence de fractures est pratiquement certaine et résulte des données sismiques qui montrent dans ce secteur un terrain présentant une vitesse de l'ordre de 4 000 à 4 500 mètres/s, au lieu de 5 400 à 5 800 mètres/s qui caractérise le socle dans tout le reste du bassin. Il est vraisemblable que le volcanisme, s'il existe, n'a pas dû présenter une importance énorme car les mesures magnétiques réalisées entre Goré et Doba si elles montrent bien des anomalies indiquent que leur importance est faible. C'est ce profil magnétique que nous allons examiner maintenant pour clore l'étude de ce secteur. Il s'agit de mesures du champ total effectuées avec un magnétomètre à protons (type Elsec fabriqué par LITTLEMORE). L'espacement entre les stations est de l'ordre du kilomètre, à chaque station une dizaine de mesures étaient faites afin d'éliminer des variations purement locales. Compte tenu de la faible amplitude des anomalies, une correction de variation diurne a été appliquée, elle a été déterminée à partir des enregistrements de l'observatoire de Bangui. Du fait de la proximité de l'équateur magnétique la variation de la composante horizontale du champ pouvait être utilisée pour le champ total. La coupe magnétique obtenue est assez régulière et ne présente qu'une faible dispersion. Elle montre dans la région de Bebo et de Beti deux anomalies de faible amplitude. Il en

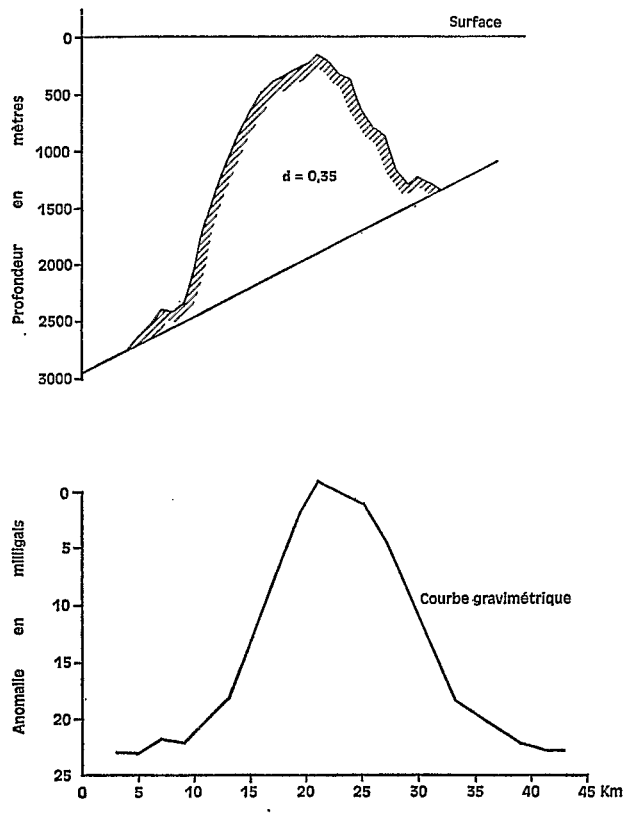


FIG. 85. — Structure rendant compte de l'anomalie moyenne de Bébo (en haut) et coupe de l'anomalie moyenne résiduelle (en bas)

résulte que si la mise en place de matériaux magnétiques dans ces secteurs n'est pas impossible, il ne saurait s'agir de masses importantes à forte susceptibilité.

— *Profil OP* (fig. 86 et 87).

La série gréseuse du Continental terminal visible sur presque tous les profils de cette région n'apparaît ici que de façon très limitée. Elle n'est reconnaissable qu'en OP 8 et encore avec une résistivité faible, en OP 9 et OP 10. La série conductrice attribuée au Crétacé marin se voit bien dans les huit premiers sondages avec des conductances horizontales comparables à celles rencontrées ordinairement : 50 en OP 2, 100 en OP 1, 80 en OP 3, 150 en OP 4, 150 en OP 5, 250 en OP 6, 350 en OP 7. Cette série, par contre, ne paraît plus exister à partir du sondage OP 11. Dans toute cette partie du profil, il existerait une formation de résistivité très variable dont il est difficile de trouver un équivalent stratigraphique. En dehors des sondages extrêmes où il est vraisemblable que le résistant qui termine les diagrammes représente le socle, il n'est pas possible de savoir si les grès du Continental intercalaire sont présents. Les sondages OP 9 et 10 sont très délicats à interpréter. En effet, ils font apparaître sous la série conductrice habituelle un résistant puis à nouveau un conducteur. Ceci nous a conduit à proposer les deux hypothèses figurées sur la coupe. La première consiste à admettre que cette zone se présenterait comme un horst, horst qui aurait rapproché de la surface des formations du Continental intercalaire constituées par des grès surmontant une formation argileuse. Cette interprétation est très douteuse car rien dans la gravimétrie ne permet de l'envisager. La seconde hypothèse qui consiste à supposer une intercalations résistante dans la série conductrice du Crétacé moyen est plus satisfaisante, c'est une suggestion qui a déjà été utilisée à l'occasion du profil CD.

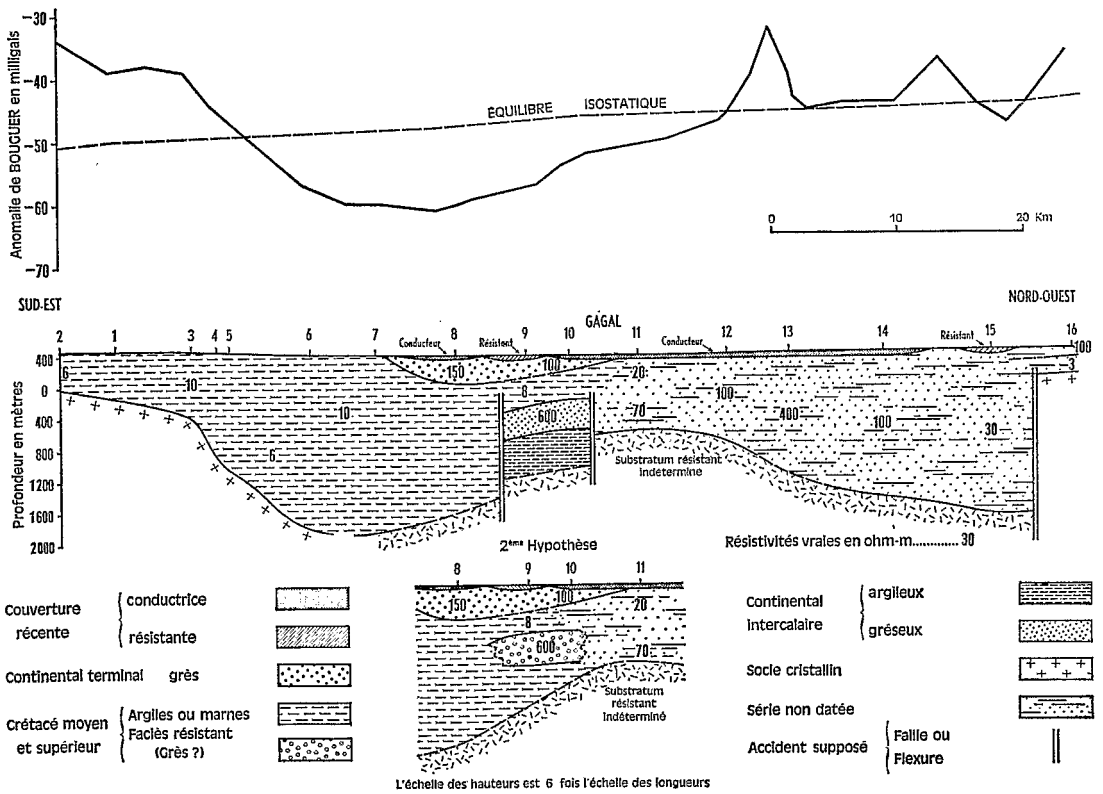


FIG. 86. — Essais de coupe géologique suivant le profil OP.

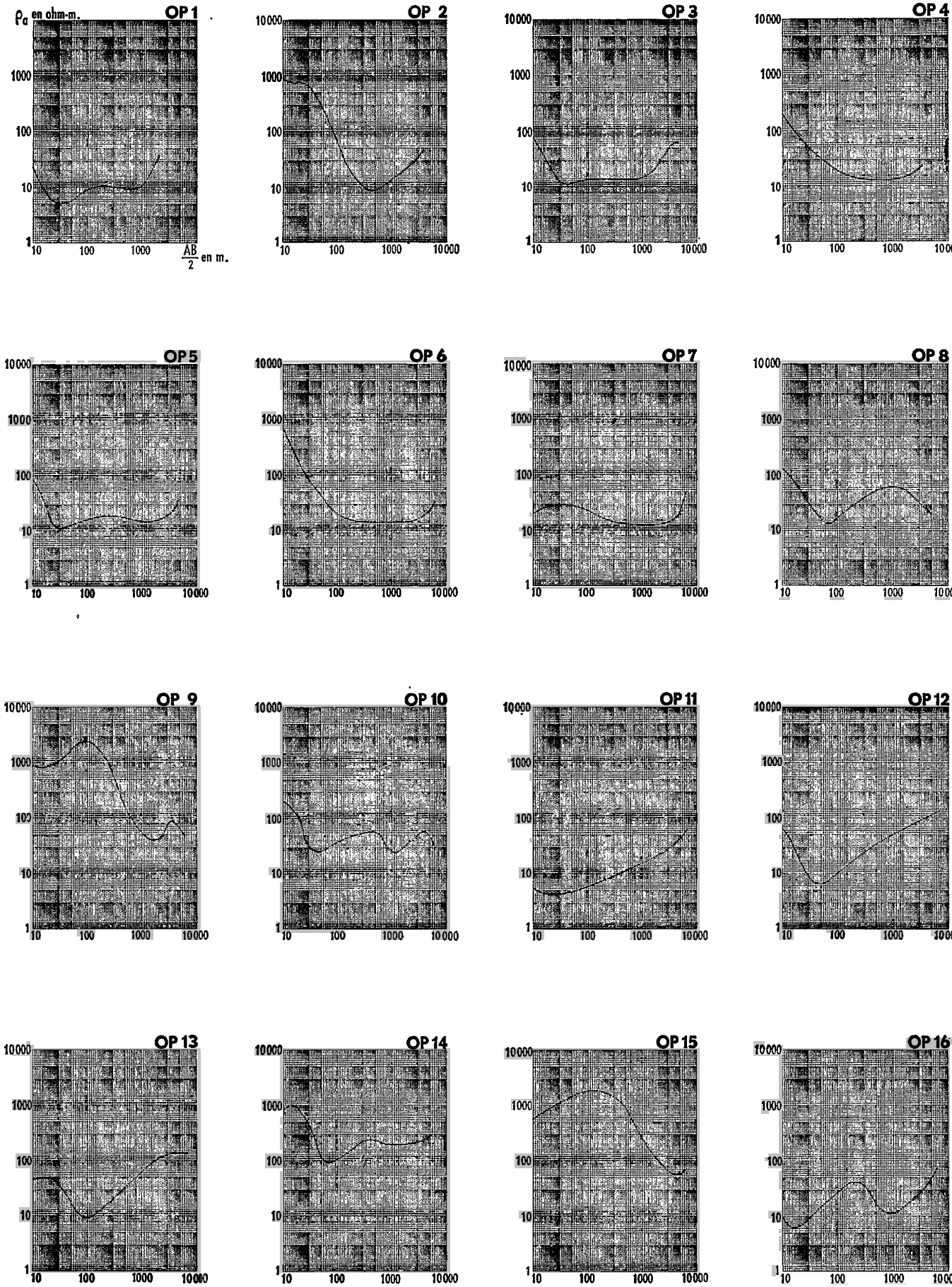


FIG. 87. — Diagrammes des sondages électriques (profil OP).

Au total l'étude de ce profil nous montre :

— Une partie profonde de OP 5 à OP 8. Elle correspond d'ailleurs à une anomalie gravimétrique négative. Ce serait le chenal de Pala qui aurait pu assurer la communication crétacée entre la fosse de Doba et le golfe marin de la Bénoué.

— Un remplissage continu, très conducteur, dans la partie sud du profil alors que dans la partie nord, la résistivité varie considérablement d'un sondage à l'autre et dénote de toute manière partout un faciès plus gréseux. La région des sondages OP 9 et 10 forme raccord entre ces deux zones. Il est possible qu'un choix de résistivité un peu élevé nous ait amené à surévaluer les épaisseurs de la partie nord du profil.

— *Profil GH* (fig. 88 et 89).

La coupe paraît simple. Partout la série gréseuse du Continental terminal avec parfois (GH 3 et 4) un épisode conducteur intercalé surmonte l'ensemble conducteur du Crétacé moyen. La conductance ne peut être déterminée mais on peut indiquer qu'elle atteint au moins 120 au GH 5 et 200 au GH 6. Au GH 7, placé sur le prolongement de l'accident de Bébo, la conductance n'est que de 60 et l'on observe la remontée du diagramme. J'ai proposé deux hypothèses pour interpréter ce sondage, mais, en fait, il me semble que la première est la plus vraisemblable, à ceci près qu'il doit exister une faille entre GH 6 et GH 7. En effet la remontée du socle qui a dû se produire en GH 7, par continuité avec ce que l'on connaît à Bébo, est probablement postérieure au dépôt de la formation argileuse du Crétacé moyen ; dans cette optique c'est la base de la série argilo-marneuse qui est proche de la surface à ce sondage, cela nécessite donc la présence d'une faille. La seconde hypothèse reviendrait à admettre une remontée du socle beaucoup plus importante, elle aurait entraîné l'érosion de toute la série du Crétacé moyen et des grès supérieurs du Continental intercalaire, amenant en surface une série conductrice dont nous envisagerons, à plusieurs reprises, l'existence dans le Conti-

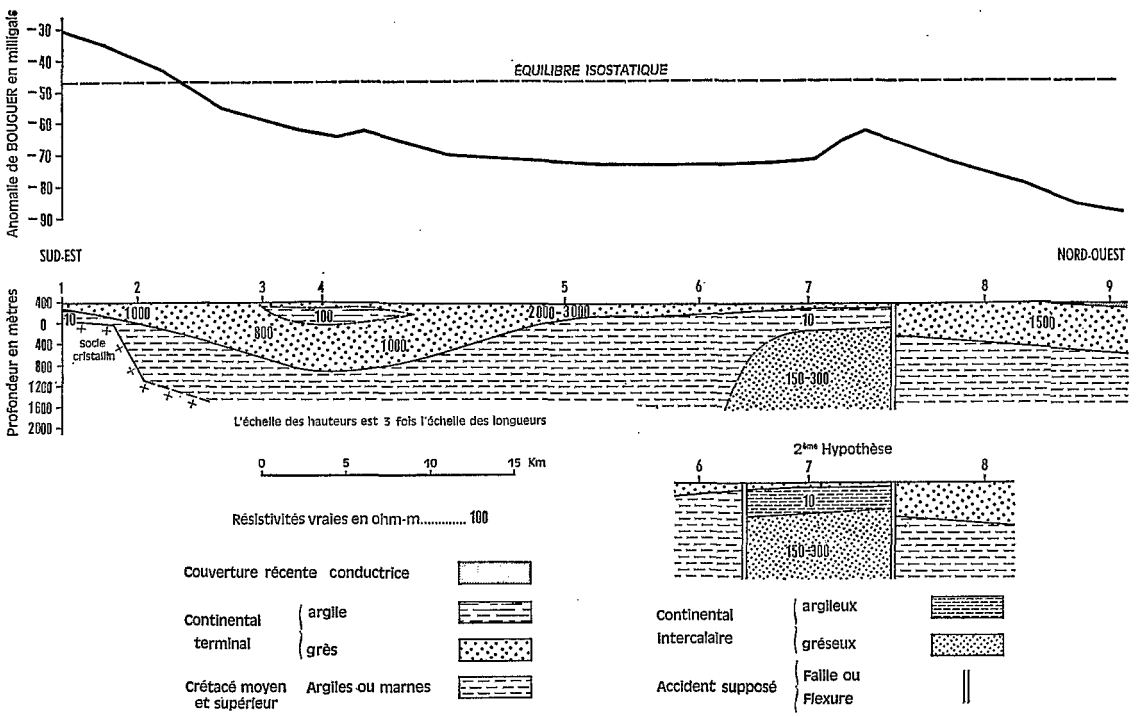


FIG. 88. — Essais de coupe géologique suivant le profil GH.

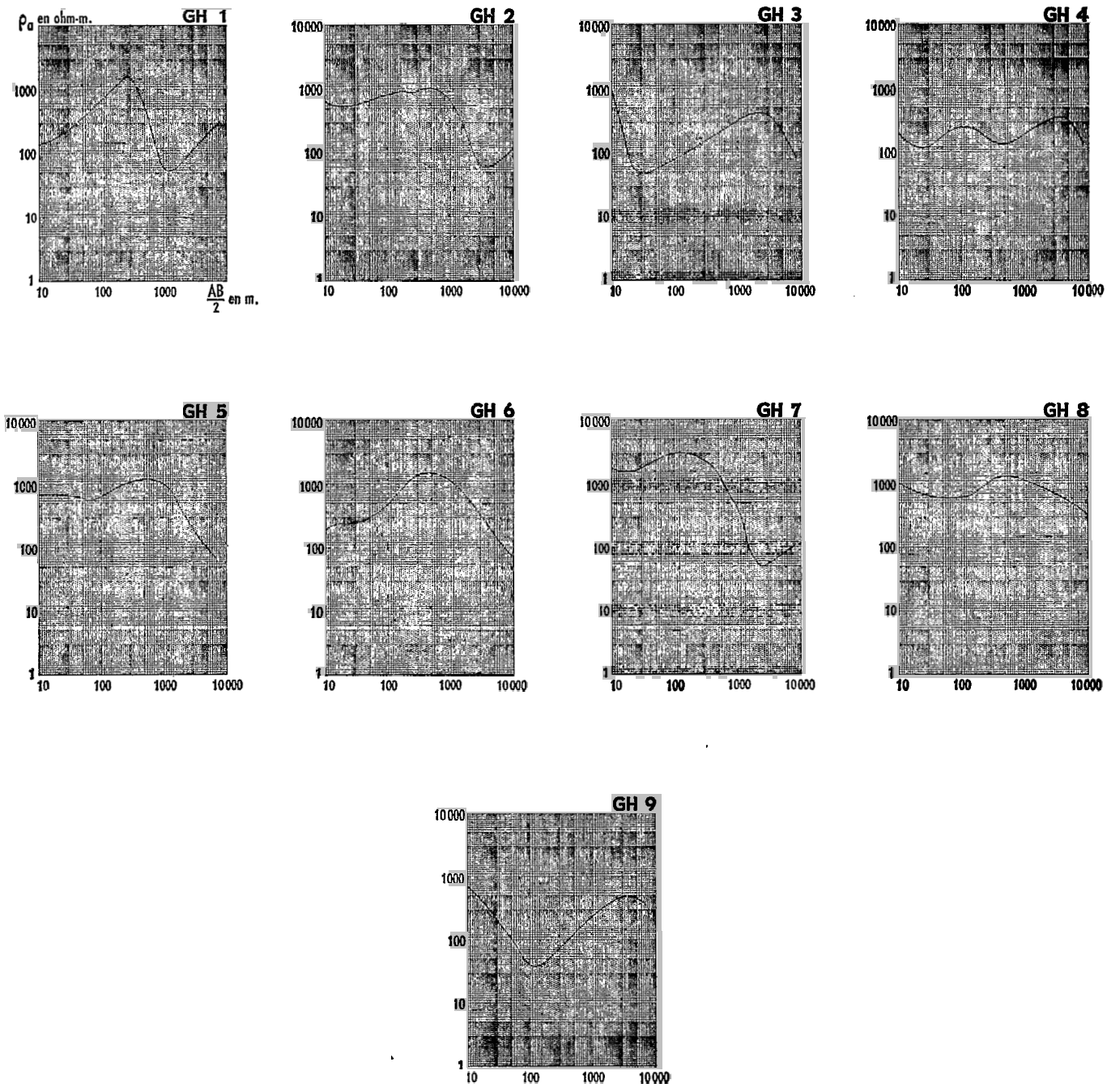


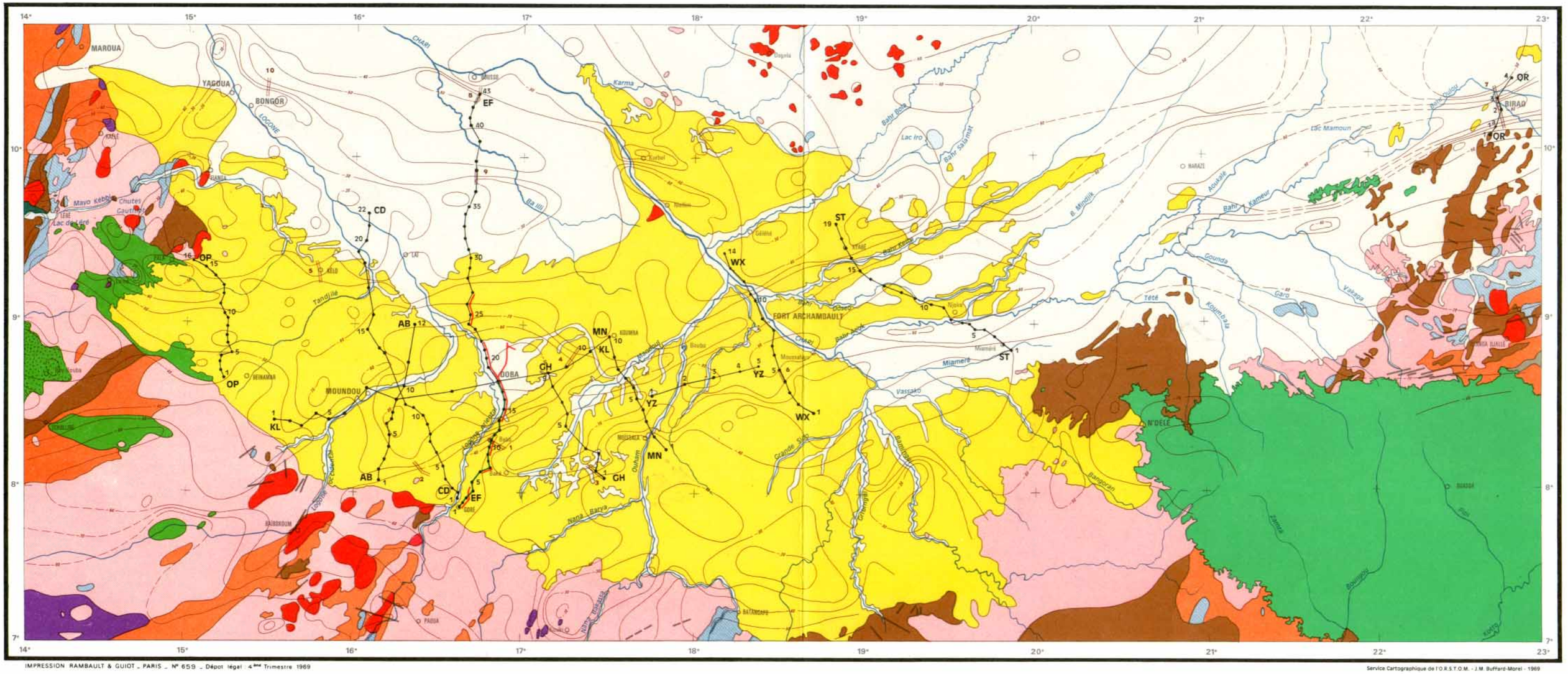
FIG. 89. — Diagrammes des sondages électriques (profil GH).

nental intercalaire de la fosse de Baké-Birao. Les deux derniers sondages pénètrent dans la fosse de Doba proprement dit dont on retrouve le remplissage.

— *Profil MN* (fig. 90 et 91).

Cette coupe est du même type que la précédente ; elle montre le Continental terminal gréseux

GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE DU TCHAD MÉRIDIONAL


MARGUA
YAGOUA
BONGOR
LOGONE
CHARI
Karma
Bahr Bola
Lac Iro
Bahr Salamat
Lac Mamoun
Bahr Ouddou
BIRAO
OR
Mayo Kebbi
Chutes Gauthiot
LERE
Lac des Iré
RANGA
Tandjilé
Ba Illi
Bahr Kameur
Aouakaé
Gounda
Gara
Vakaga
Tété
Koumbaja
Miamere
Vassako
Bahr Aouk
Bahr Sara
Bahr Kadei
Bahr Azoum
Bahr Salamat
Bahr Erguig
Bahr Keita
Bahr Kadei
Bahr Kameur
Bahr Ouddou
Bahr Aouk
Bahr Sara
Bahr Erguig
Bahr Salamat
Bahr Keita
Bahr Azoum

sur la série conductrice argilo-marneuse jusqu'au MN 5. Le maximum d'épaisseur est probablement situé d'ailleurs vers ce sondage ou vers le MN 4. Le MN 7 tout comme le GH 7 se trouve sur le prolongement de l'accident de Bébo et les deux diagrammes se ressemblent beaucoup. C'est pourquoi nous avons proposé des coupes très voisines avec les mêmes hypothèses pour ces deux secteurs. Il faut constater, toutefois, que la gravimétrie indique une anomalie beaucoup plus importante sur cette coupe que sur la précédente. Dans ces conditions on peut se demander si le socle ne serait pas directement situé sous la série argilo-marneuse, il y aurait alors lacune du Continental intercalaire soit localement, soit sur tout le profil.

Les trois derniers sondages montrent, pour leur part, une coupe de la bordure du bassin de Doba. Nous avons supposé que nous assistions à un amincissement de la série classique Continental terminal gréseux — série argilo-marneuse du Crétacé moyen — socle ou Continental intercalaire. Mais nous pourrions également assister à la disparition du Crétacé moyen sur les bordures du bassin et avoir alors la succession : Continental terminal gréseux puis argileux sur Continental intercalaire ou socle. Seule la première hypothèse a été représentée sur les coupes.

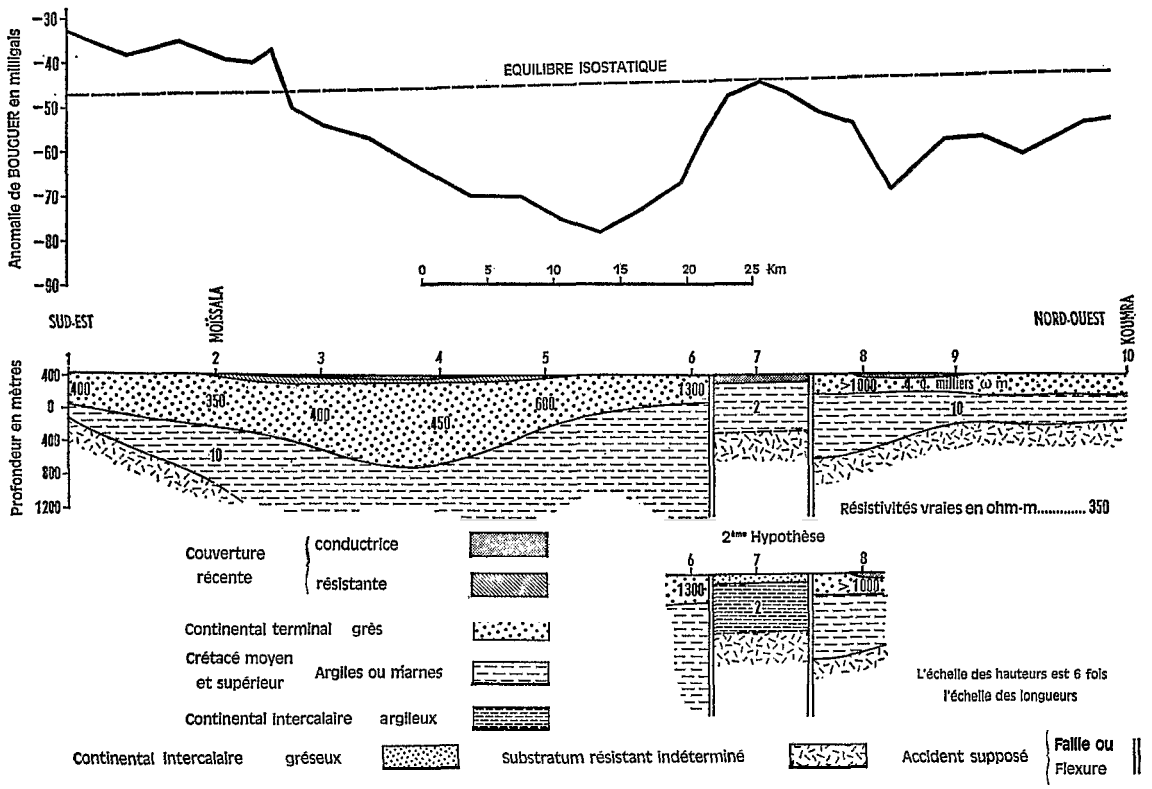


FIG. 90. — Essais de coupe géologique suivant le profil MN.

— *Profil KL* (fig. 92 et 93).

Ce profil, sensiblement E.-W., recoupe tous ceux que nous venons d'examiner à l'exception d'OP. On peut vérifier que les schémas géologiques proposés précédemment pour les coupes AB, EF, GH et MN sont bien compatibles entre eux puisqu'ils peuvent se raccorder. Les sondages du profil sont homogènes et il ne semble pas utile de les commenter individuellement en détail. Nous nous contenterons d'indiquer les principaux traits du profil :

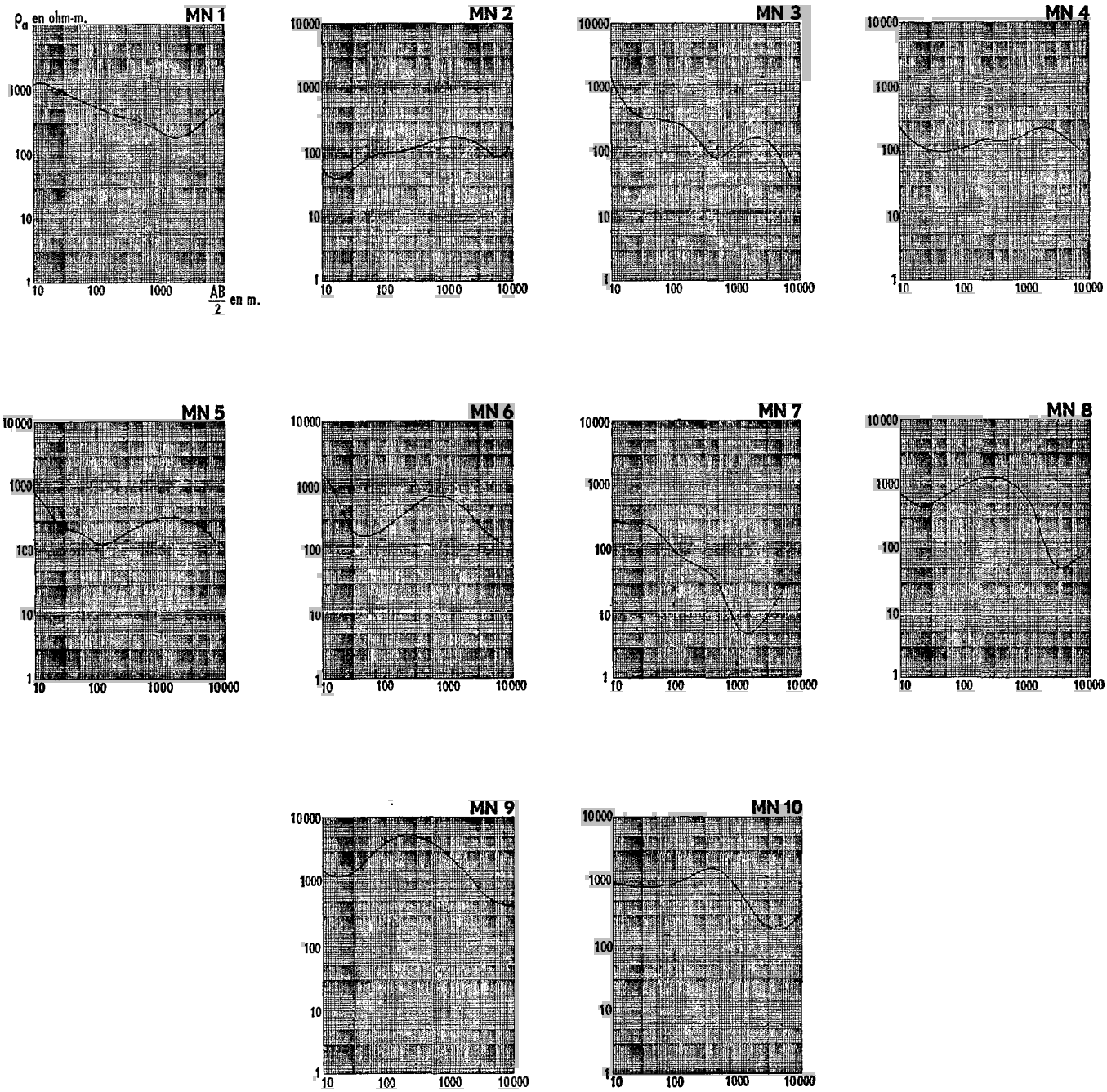


FIG. 91. — Diagrammes des sondages électriques (profil MN).

1) Le Continental terminal marque seulement aux KL 8, 9, 10.

2) La série conductrice argilo-marneuse présente des conductances horizontales inférieures à 100 aux cinq premiers sondages et l'on peut noter également que les résistivités vont en s'abaissant du KL 1 vers le KL 5. La conductance s'accroît ensuite, elle serait de 180 au KL 6, 250 au KL 7, puis impossible à estimer au 8 et au 9. Elle se réduit enfin à 100 au KL 10 en bordure du bassin.

3) Le seul problème délicat que pose ce profil concerne la région KL 7, AB 9, KL 8. En effet, c'est dans ce secteur, près du AB 9 que KL coupe CD. Or, dans la coupe proposée pour CD figurait une formation résistante intercalée à l'intérieur de la puissante série argilo-marneuse. L'hypothèse de l'existence de cette formation complique, il faut le reconnaître, le tracé de la coupe KL. Elle oblige à admettre que cet épisode résistant serait limité justement au voisinage du sondage AB 9, puisque sur les autres sondages du profil on ne le retrouve pas. Un tel tracé est évidemment possible mais un peu compliqué, c'est pourquoi il est certain que l'examen en parallèle des profils CD et KL redonne de l'intérêt à une hypothèse présentée lors de l'étude du profil CD consistant à admettre que le résistant rencontré à un peu plus de 2 000 mètres de profondeur près du AB 9 représenterait déjà les grès du Continental intercalaire avec, éventuellement dessous un épisode conducteur. Nous n'avons pas reproduit le schéma auquel cette hypothèse aboutirait pour KL mais il n'y a aucune difficulté à le tracer et l'on obtient au contraire une coupe plus simple et par là-même, plus satisfaisante : la stratigraphie en KL 7 est alors la même qu'en AB 9 et qu'en EF 18 à l'exception du Continental terminal qui s'est développé entre ces deux derniers sondages.

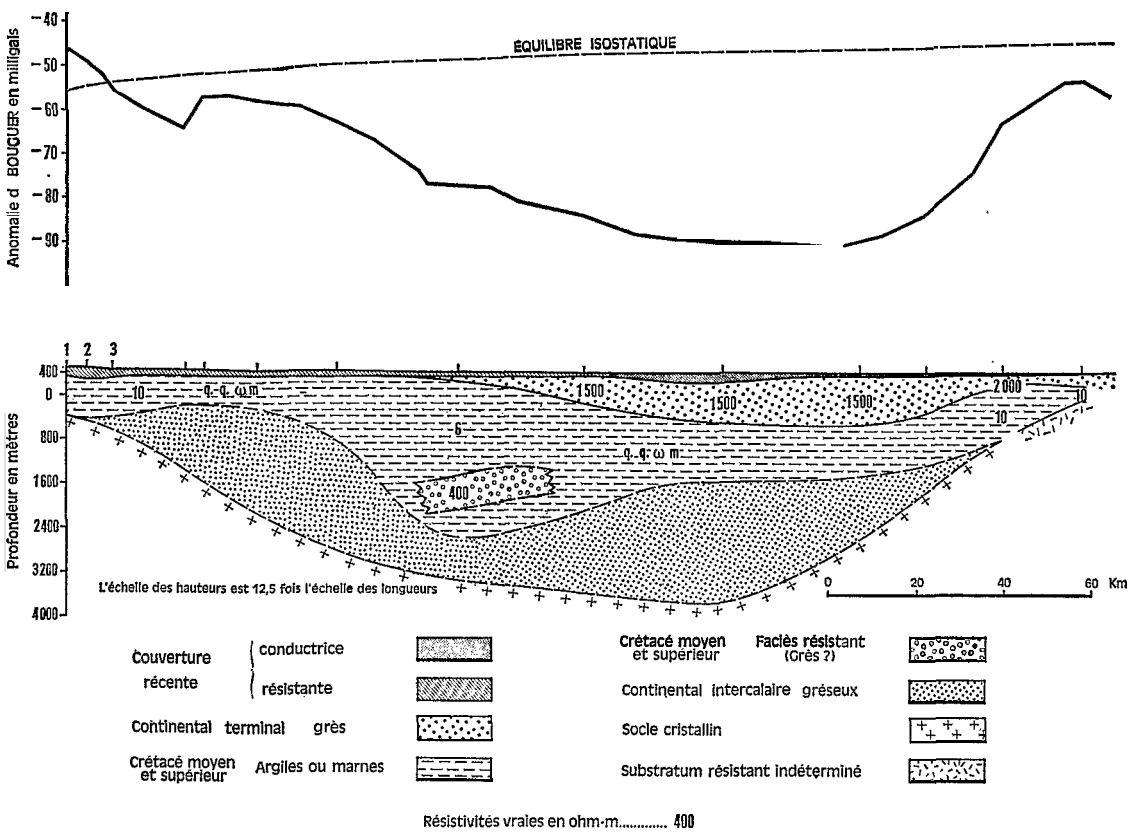


FIG. 92. — Essai de coupe géologique suivant le profil KL.

— *Profil WX* (fig. 94 et 95).

Les quatre premiers sondages indiquent un remplissage peu puissant. Entre WX 4 et 5 la gravimétrie de détail nous a indiqué la présence d'une faille. La combinaison des deux méthodes nous a permis d'arriver au schéma proposé d'une faille masquée avec un rejet de 900 mètres. La gravimétrie impose également une faille entre WX 10 et 11, par contre entre WX 8 et 9, ce n'est

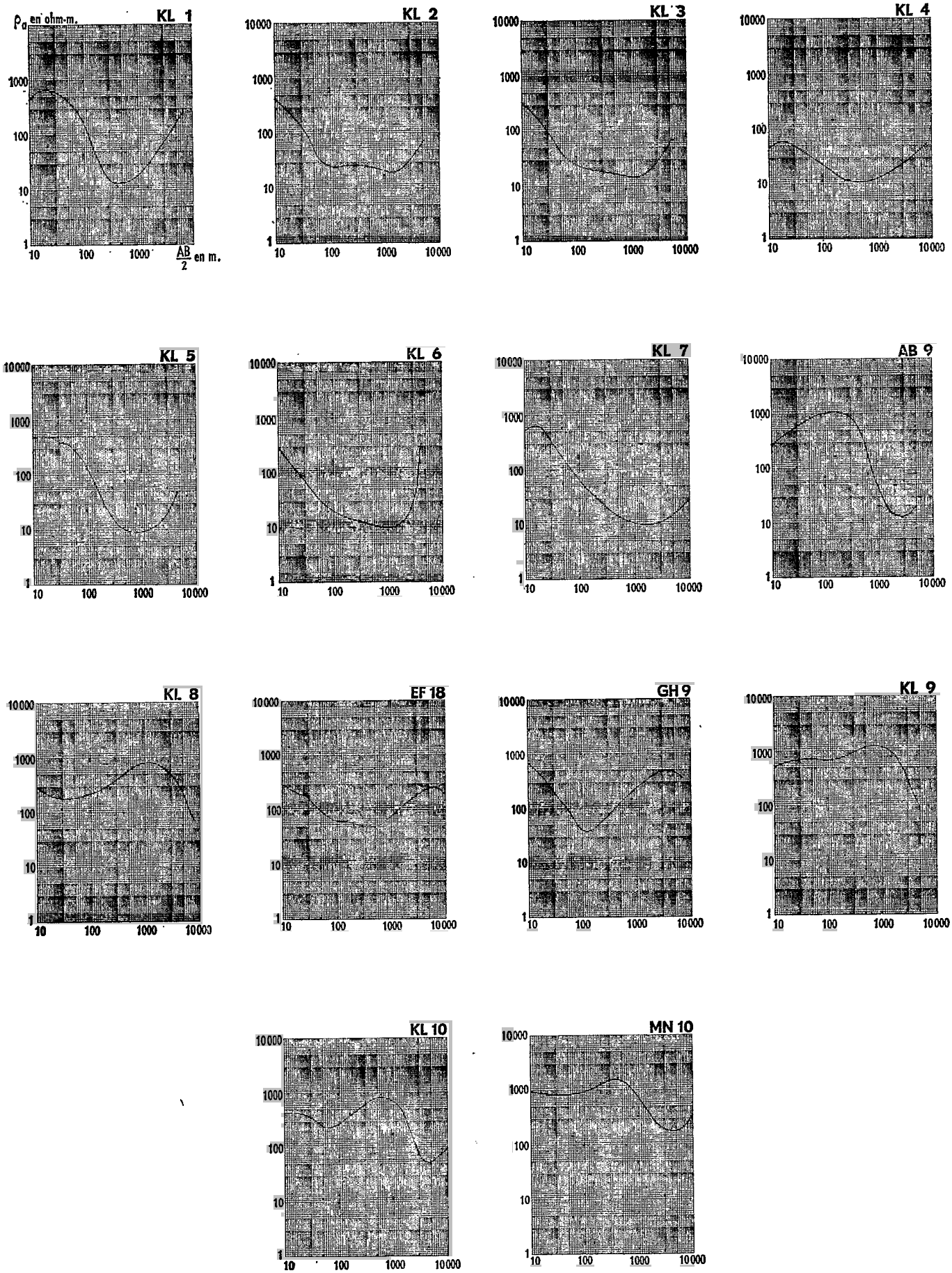


FIG. 93. — Diagrammes des sondages électriques (profil KL).

pas une obligation, ce sont des considérations sur la nature du remplissage essentiellement qui nous ont amené à la proposer. Il faut remarquer que les sondages 9 et 10 se situent sur le prolongement de l'accident de Bébo, ce qui expliquerait la remontée de la série sédimentaire que nous pensons voir dans ce secteur. En effet, si la superposition, en WX 8, de la série est de la forme résistant (R_1), conducteur (C_1), résistant (R_2), conducteur (C_2) et en WX 9 de la forme résistant (R), conducteur (C), quelles que soient les équivalences géologiques proposées (hypothèses 1 et 2), nous admettrons toujours que la série C est en fait la série C_2 rapprochée de la surface par un phénomène tectonique.

En ce qui concerne les équivalences géologiques, outre les deux représentées sur la figure 94, il en existerait encore au moins une qui consisterait à admettre que R_1, C_1, R_2 seraient du Continental terminal et C_2 la série argileuse du Crétacé moyen (cette hypothèse est schématisée sur la coupe du profil YZ qui rencontre WX en WX 6, fig. 96). En fait, le géologue qui connaît le mieux le Tchad méridional, J. MERMILLOD, pense qu'au-delà du profil GH, vers l'est, ce sont les hypothèses du type présenté en premier sur la figure 94 qui rencontrent sa faveur. En effet alors qu'il croit profondément à une pénétration marine à l'ouest, dans le bassin de Doba, avec un dépôt de

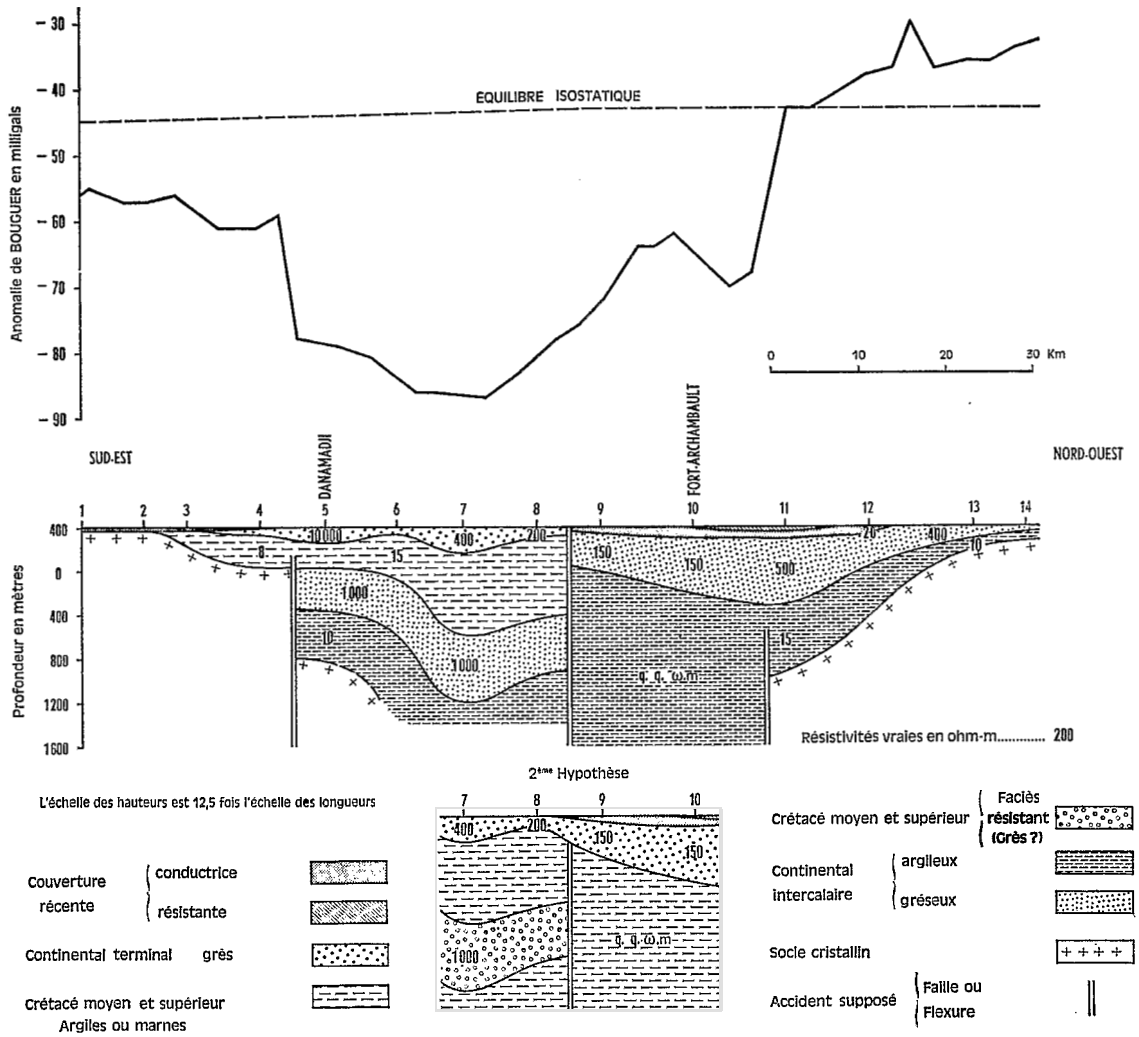


FIG. 94. — Essais de coupe géologique suivant le profil WX.

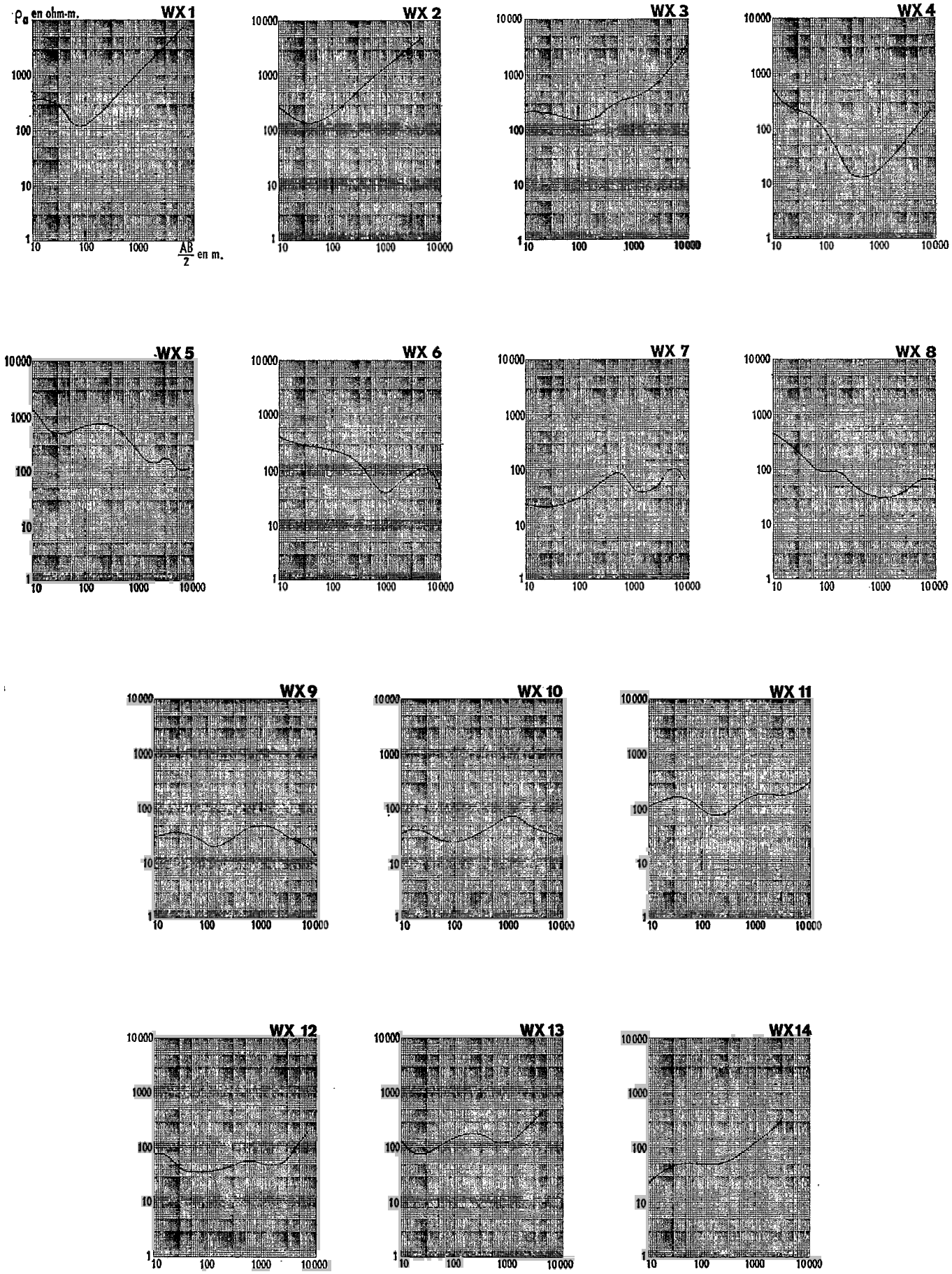


FIG. 95. — Diagrammes des sondages électriques (profil WX).

marne comprenant une ou des intercalations de calcaires gréseux, il estime que dans la fosse de Baké-Birao, en allant vers le bassin de l'Aouk, le remplissage serait entièrement continental avec des faciès plus ou moins argileux alternant avec des faciès vraiment gréseux. Il propose d'une manière générale les équivalences suivantes : R_1 grès du Continental terminal, C_1 Crétacé moyen plus ou moins lagunaire, R_2 grès du Continental intercalaire (type des grès de Mouka-Ouadda en République Centrafricaine), C_2 schistes continentaux lacustres du Continental intercalaire. Dans le cas particulier du profil WX, il est partisan du premier schéma proposé avec une restriction toutefois : il estime que la formation R_1 entre le WX 9 et le WX 14 représente des grès du Continental terminal et non du Continental intercalaire. Il pense que R_1 ne subit pas de discontinuité entre WX 8 et WX 9, il ne serait pas concerné par la faille.

— *Profil YZ* (fig. 96 et 97).

Tous les sondages de ce profil se terminent dans une puissante série conductrice. Les équivalences géologiques possibles sont celles qui ont été déjà indiquées pour le profil WX. Nous en avons représenté deux sur la figure 96.

Il convient de faire remarquer que si le tracé de la coupe ne pose pas de problème sur presque toute sa longueur, entre MN5 et YZ 1 une difficulté se présente. En effet la série résistante R_2,

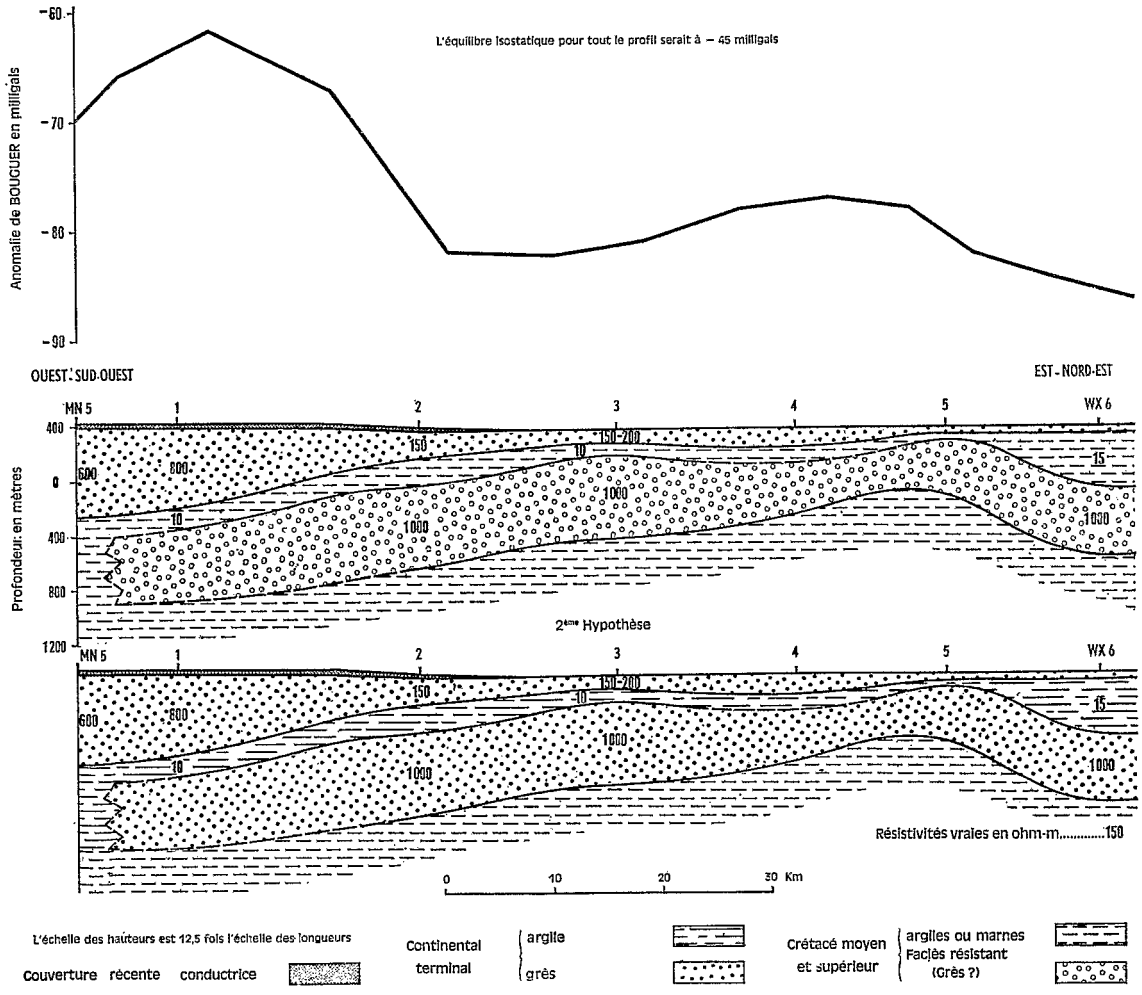


FIG. 96. — Essais de coupe géologique suivant le profil YZ.

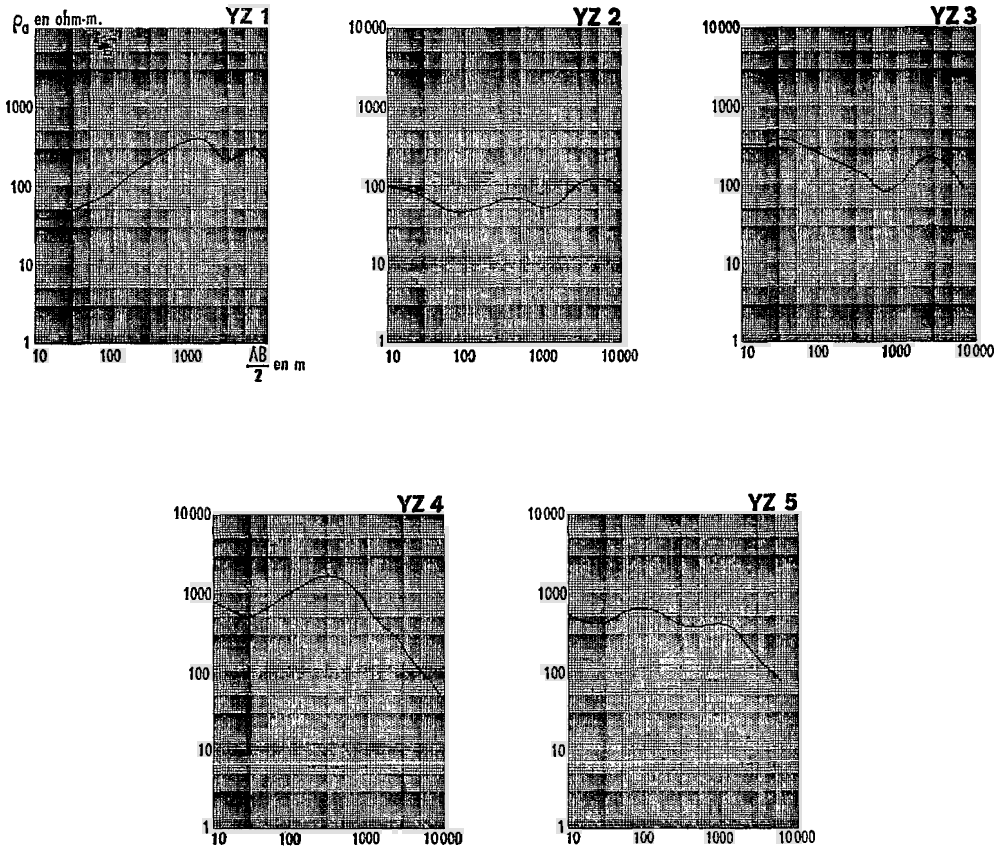


FIG. 97. — Diagrammes des sondages électriques (profil YZ).

intercalée entre les deux conducteurs, qui apparaît bien en YZ 1 a disparu en MN 5, il faut donc admettre qu'entre ces deux sondages elle subit un amincissement considérable ou une disparition complète.

— *Profil ST* (fig. 98, 99 et 100).

Ce profil très oriental mérite un examen spécial. Il montre, encore mieux que les précédents, deux épisodes conducteurs importants C_1 et C_2 outre un faible conducteur de surface dont la conductance varie de 1 à 9 du ST 2 au ST 16. C_1 a une conductance qui varie de 35 au ST 6 à 100 au ST 11, puis diminue pour devenir négligeable après le ST 14. Cet épisode est compris entre deux résistants : un résistant de surface R_1 dont la résistance transversale varie de 15 000 au ST 6 à 60 000 au ST 8 et un résistant plus profond R_2, de résistance variant de 200 000 (ST 9) à 600 000 (ST 16 et 17). Au-dessous s'étend un autre conducteur dont la conductance est en général impossible à mesurer, sauf en bordure du bassin, 7 au ST 19, 6 au ST 18, 35 au ST 7. Elle augmente ensuite considérablement. D'après la gravimétrie le fond du bassin pourrait être vers ST 10, la coupe électrique ne s'y oppose pas. Le résistant R_2 s'amincit en biseau vers ST 8, 7, 6 ; le conducteur C_1 s'amincit lui-même vers ST 6, 5, 4. Le passage du socle, bien visible au ST 1, vers l'intérieur du bassin se fait d'une façon inconnue. Une dernière remarque concernant l'interprétation électrique : les valeurs adoptées pour les résistivités de la série C_1 m'ont semblé les plus convenables mais on peut également admettre des valeurs plus basses, ce qui réduit fortement les épaisseurs. Une remarque du même type peut être faite pour la série R_2. Tout ceci fait qu'il serait possible d'interpréter les sondages avec un remplissage moins épais.

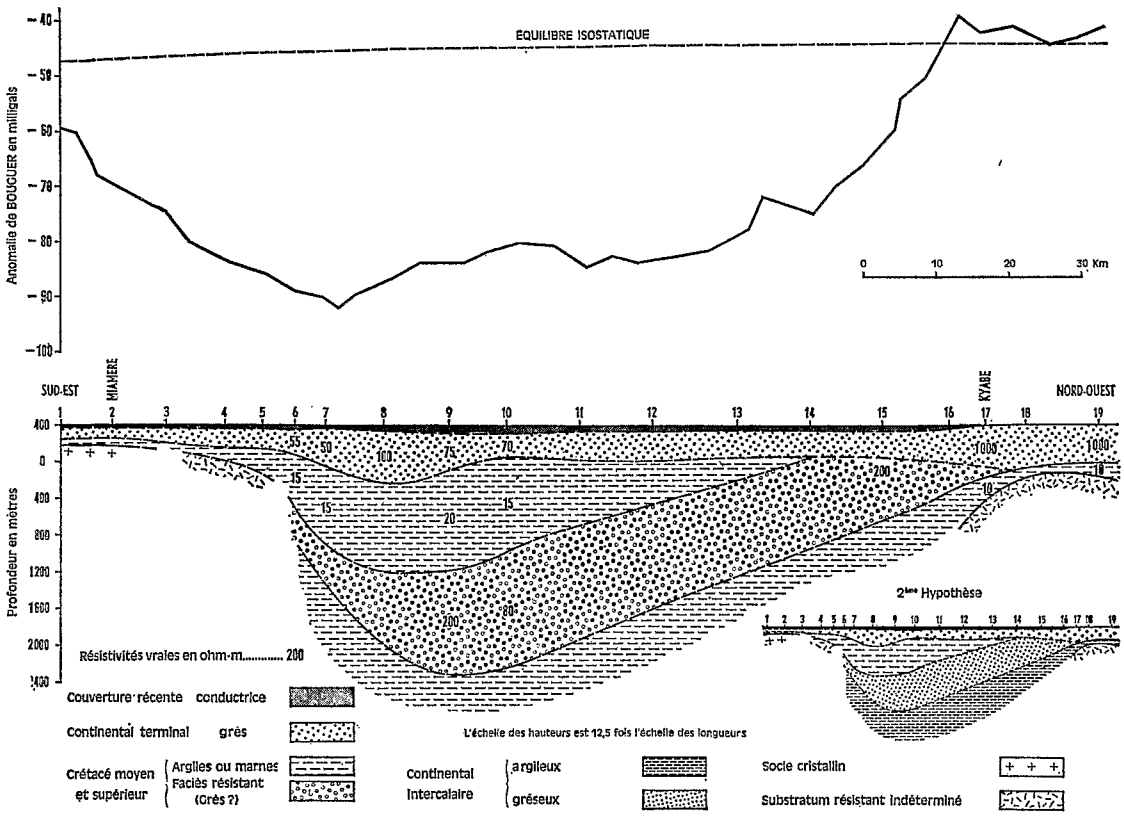


FIG. 98. — Essais de coupe géologique suivant le profil ST.

En ce qui concerne les équivalences géologiques, nous rappellerons que c'est la deuxième hypothèse représentée (fig. 98) qui rencontre les faveurs du géologue J. MERMILLOD, spécialiste de ce secteur.

— *Profil QR* (fig. 101 et 102).

Seuls cinq sondages constituent ce profil mais ils permettent de vérifier les conclusions de la gravimétrie qui nous a amenés à admettre l'existence d'un bassin très profond (profil 7 de la gravimétrie de détail). Les valeurs proposées pour les résistivités permettent de reconstruire les diagrammes expérimentaux avec des épaisseurs qui concordent sensiblement avec les données gravimétriques.

Le remplissage serait constitué par une sédimentation totalement continentale, argileuse et schisteuse, reposant directement sur le socle ou sur des formations gréseuses du type Mouka-Ouadda (Continental intercalaire).

IV. — QUELQUES CONSIDÉRATIONS QUANTITATIVES A PARTIR DE LA CARTE GRAVIMÉTRIQUE DE RECONNAISSANCE

Tout au début des études géophysiques dans le sud du Tchad, alors que seule la carte gravimétrique était disponible et que je n'avais pas encore eu communication des travaux aéromagnétiques, j'avais cherché à envisager ce qu'il était possible de déduire de cette carte quant à la profondeur

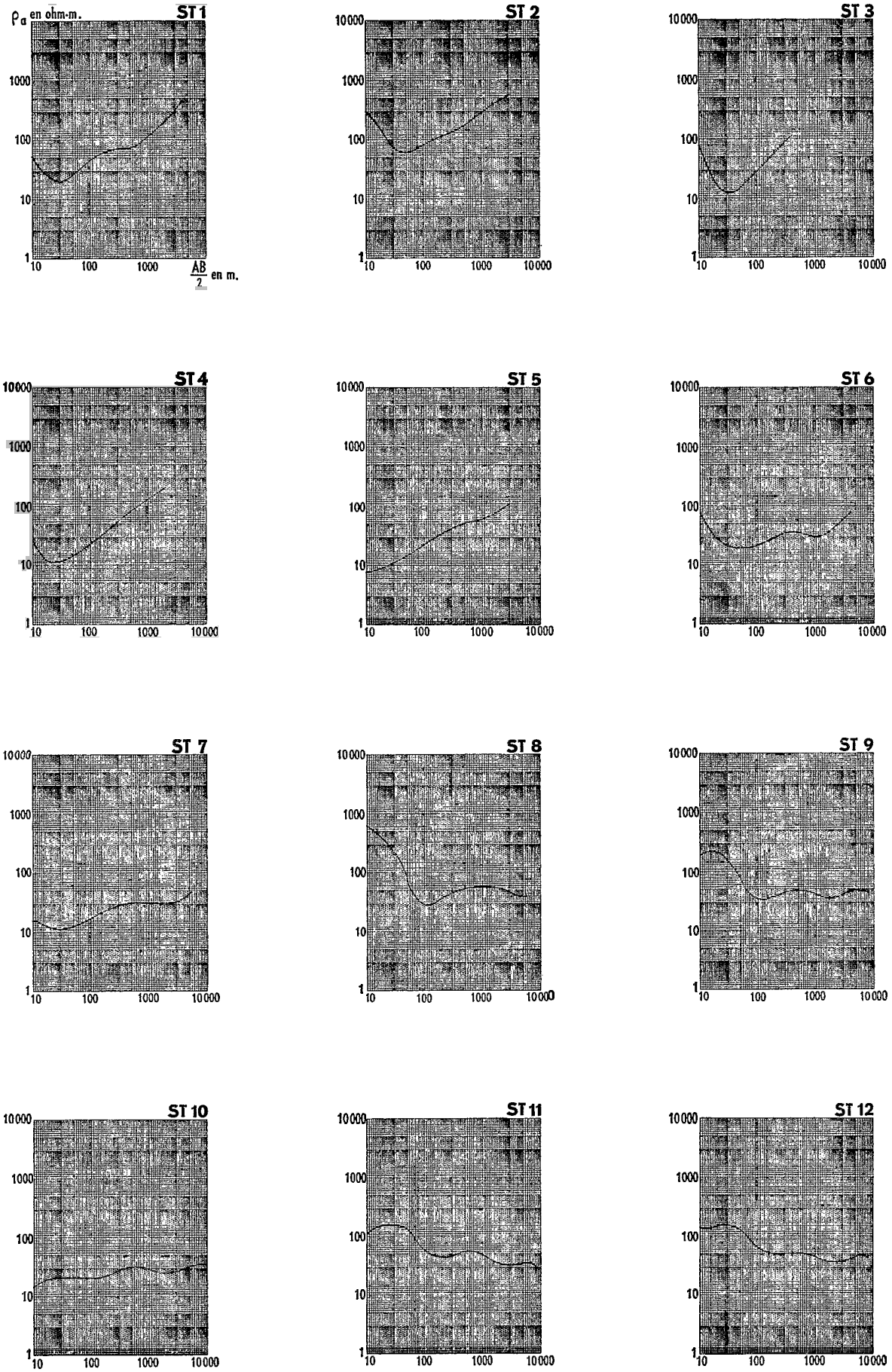


FIG. 99. — Diagrammes des sondages électriques (profil ST).

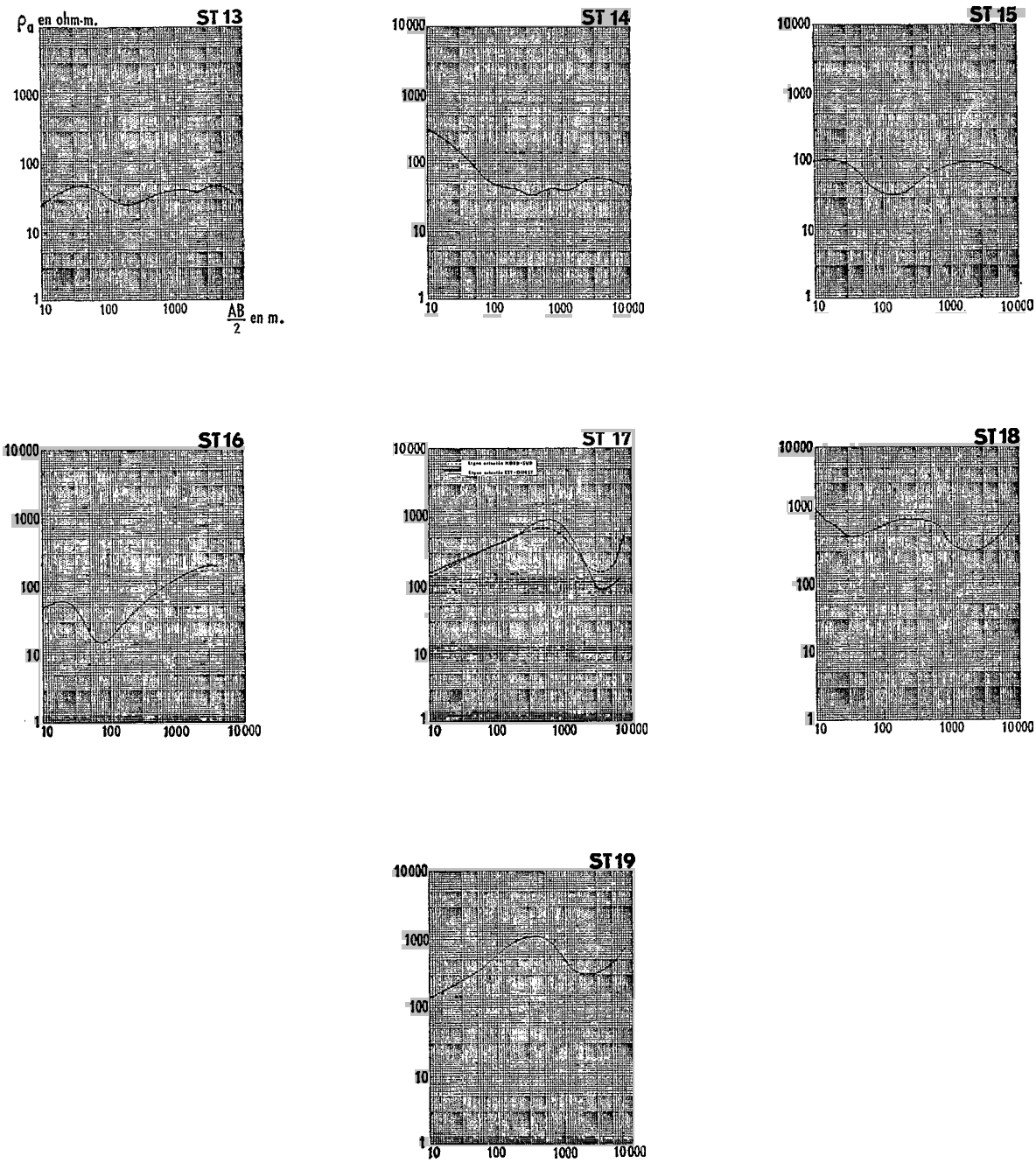


FIG. 100. — Diagrammes des sondages électriques (profil ST, *suite*).

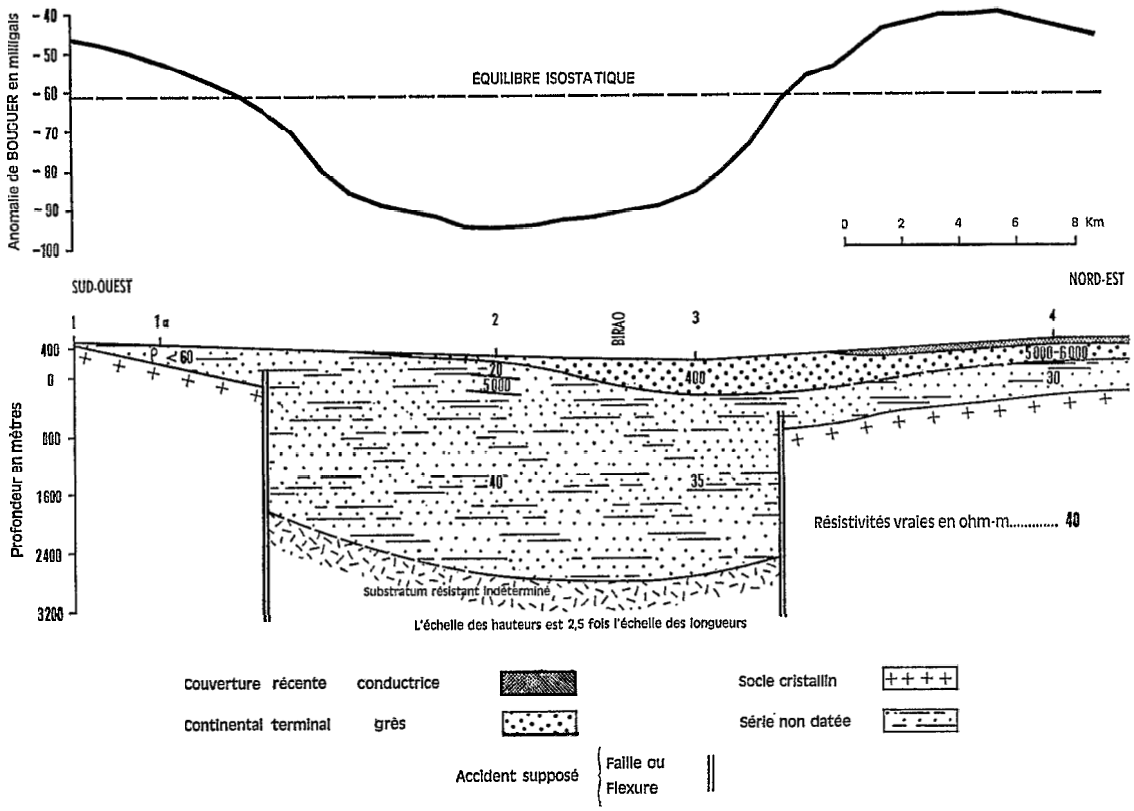


FIG. 101. — Essai de coupe géologique suivant le profil QR.

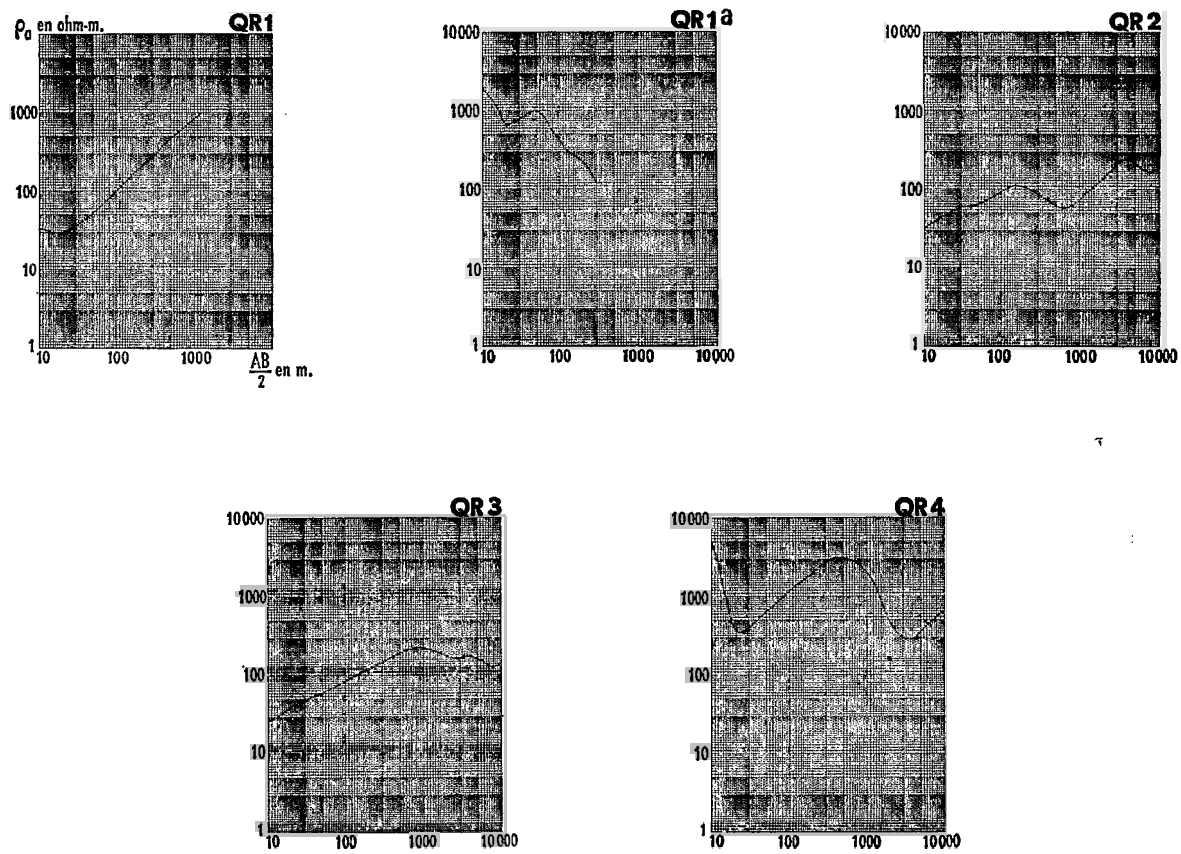


FIG. 102. — Diagrammes des sondages électriques (profil QR).

du déficit de masse responsable de l'importante anomalie négative de Doba. Il était apparu tout de suite, évidemment, que l'existence d'un bassin sédimentaire était une explication convenable, il suffisait d'accorder sa profondeur et le contraste de densité de son remplissage par rapport au socle environnant pour que l'on obtienne tout un ensemble de structures convenables. De la même manière de vastes hétérogénéités du socle pouvaient également expliquer la carte gravimétrique. Par contre, des calculs avaient été effectués recherchant si l'on pouvait interpréter l'anomalie par une cause située à la base de l'écorce. En supposant cette base vers 30 kilomètres la conclusion avait été négative, les gradients étant dans de nombreuses parties de la carte trop élevés.

Ultérieurement, lorsque les résultats de la prospection sismique et électrique furent connus, certains calculs ont été repris. Ils ont permis de proposer une image du bassin qui tenait compte des nouvelles données et interprétait les grandes lignes de la carte gravimétrique. En pratique, elle se déduisait presque directement du tracé des isanomales et présentait une profondeur de 4 500 mètres ainsi qu'un déficit de densité de 0,33 tonne/mètre cube. Certains géophysiciens pétroliers m'ont fait remarquer qu'une telle moyenne, intéressant une épaisseur de plusieurs kilomètres de remplissage, pouvait sembler élevée. Cette remarque est, en fait, très discutable, mais si l'on désire la prendre en considération, on peut le faire de deux manières. La première, c'est d'admettre que le bassin est plus profond car il est bien évident que son approfondissement diminuerait la valeur moyenne du déficit de densité. Cette hypothèse est très possible car BAUDIC, l'ingénieur de la C.G.G. qui a effectué la réinterprétation des films sismiques, ne peut assurer que la réflexion obtenue à 4 500 mètres provienne du socle. Il est également raisonnable d'admettre que l'anomalie gravimétrique puisse avoir une double origine. Le remplissage sédimentaire, dans cette optique, en représenterait une et ne serait responsable que d'une fraction de l'anomalie. Le reste aurait une cause différente plus profonde.

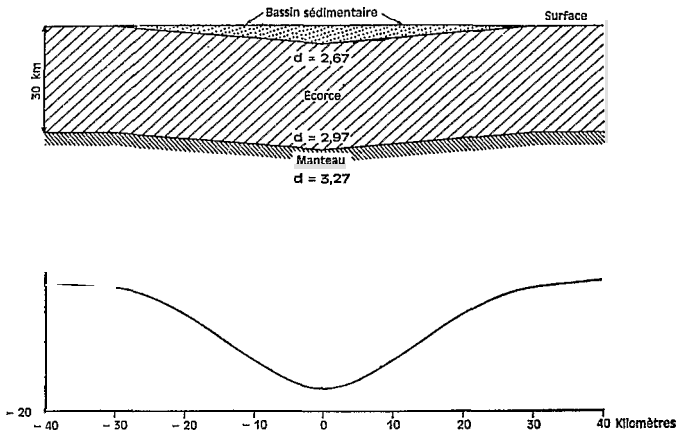


FIG. 103. — Influence gravimétrique d'un enfoncement de l'écorce supposée de densité régulièrement croissante en fonction de la profondeur.

J'ai, à titre d'exemple, étudié sous cet aspect le profil gravimétrique passant par Doba et perpendiculaire à l'axe lourd de Bébo en éliminant d'ailleurs l'influence de cet accident. Après avoir supposé que les sédiments étaient responsables du 1/3 de l'anomalie (ce qui correspond à un bassin de 4 500 mètres avec un déficit de densité de 0,1), quelques essais ont été effectués pour trouver des structures profondes qui rendent compte sensiblement du reste. Une différenciation dans le socle, juste sous le bassin, convient bien et en fonction du contraste de densité que l'on est prêt à admettre,

la forme de la structure est facile à obtenir à l'aide d'un ordinateur. Il est bien évident également qu'une infinité de solutions peut être trouvée à des profondeurs plus grandes, au sein de l'écorce. Par contre des essais réalisés avec des contrastes de 0,3 et de 0,1 ont montré que le déficit de masse ne peut pas être rejeté à la base de l'écorce pour une question d'intensité du gradient ; ce résultat montre, en fait, qu'il ne peut donc s'agir d'un enfoncement de l'écorce dans les matériaux denses du manteau supérieur. Dans cette même voie, un autre calcul a été effectué afin d'examiner l'anomalie créée par l'enfoncement de l'écorce, supposée épaisse de 30 kilomètres et de densité variable cette fois linéairement croissante depuis une valeur de 2,67 à la surface jusqu'à 2,97 à la base, dans le manteau supérieur pour lequel nous avons adopté 3,27 comme densité. L'enfoncement est supposé égal à la profondeur du bassin de Doba soit de l'ordre de 4 500 mètres. Pour le calcul, effectué en structure cylindrique, la forme a été simplifiée, et l'on a admis qu'il s'agissait d'un enfoncement symétrique de pente régulière. Le résultat a permis de constater que l'influence gravimétrique ainsi calculée peut rendre compte d'une grande partie de l'anomalie étudiée. Un tel calcul prend un intérêt seulement dans l'hypothèse où l'on admet que la structure de Doba peut être due à une compression sans fracture profonde de la croûte, avec intervention de forces de subsidence. Ce schéma représenté sur la figure 103 donnerait un ensemble qui ne serait pas localement en équilibre isostatique ; l'écorce devrait résister aux efforts tranchants qui tendraient à la faire remonter. Il faut toutefois faire remarquer que ces efforts ne seraient pas supérieurs à ceux que l'écorce peut supporter (cf. chapitre 6).

8

Le Tchad central et le Cameroun septentrional

Nous allons considérer ici la partie du bassin limitée au sud par le 11e parallèle, au nord par le 18e, à l'est par le Soudan, à l'ouest par les frontières de la Nigeria et du Niger.

Cette vaste zone comprend les grandes régions naturelles du Guera, du Ouaddaï, des Pays-Bas du Tchad, du Batha, du Kanem, de l'Egueï, ainsi que tout le secteur situé au sud du lac englobant la région de Fort-Lamy et la partie sédimentaire, géologiquement tchadienne, du Nord-Cameroun.

Dès le premier examen de la carte gravimétrique, un alignement d'anomalies positives extrêmement important apparaît. Il est visible aussi bien sur la carte des anomalies isostatiques que sur celle des anomalies de Bouguer, mais c'est sur cette dernière que le choix des couleurs le fait particulièrement ressortir. C'est également sur cette carte qu'il apparaît dans toute son étendue car il se prolonge dans la partie camerounaise pour laquelle les anomalies isostatiques n'ont pas pu être calculées et qui, par suite, ne figure pas sur la carte correspondante. C'est l'extension de cette grande ligne d'accidents jusqu'au 18e parallèle qui nous a amené à prendre cette limite nord pour le Tchad central.

Avant d'effectuer un examen plus détaillé des cartes zone par zone, nous allons faire un certain nombre de remarques sur cette bande d'anomalies positives.

I. — L'AXE LOURD POLI, OUNIANGA-KÉBIR

C'est, comme nous venons de le voir, une très importante bande d'anomalies positives que les levés gravimétriques ont mise en évidence. Elle s'étend suivant une direction générale S.-W. - N.-E., et coupe, en fait, toute la moitié orientale du bassin du Tchad. Elle est pratiquement continue depuis l'est de Massenya jusqu'à Ounianga-Kébir au nord, tandis que vers le sud elle se prolonge au contraire de façon discontinue à travers le socle camerounais où elle se marque par un ensemble d'anomalies bien visibles : ce sont celles de Bongor, Fianga, Pala, Léré à la frontière Tchad-Cameroun et celles de Bibemi, Tcholliré et Poli au Cameroun. En fait donc, elle s'étend depuis le Cameroun jusqu'au bassin des Erdis, traversant tout le bassin du Tchad, c'est-à-dire sur une distance de plus de 1 400 kilomètres. Cette bande n'a pas une direction constante. Elle débute par une orientation N.-E. sensiblement parallèle à la direction du fossé de la Bénoué mais quelque peu inclinée par rapport à celle des grandes failles de la région de Douala et du Tibesti. C'est au sud du 15e parallèle, vers Bir Bichini que l'alignement s'infléchit pour prendre une direction presque N.-S. avant de s'orienter légèrement à l'W. (N. 10° W.) à partir du 17e parallèle. La bande d'anomalies se perd ensuite et n'apparaît pas dans le bassin des Erdis qui relève d'ailleurs d'une toute autre unité géologique (bassin primaire) que le bassin du Tchad.

C'est incontestablement une très importante ligne de fractures accompagnée de venues de roches denses que la gravimétrie a fait apparaître. L'ampleur des anomalies est considérable. En plusieurs points elles atteignent et dépassent 50 milligals. Les gradients sont souvent très élevés, ce qui prouve que les intrusions ne doivent pas être très profondes.

Nous donnons, dans le fascicule hors-texte, des coupes effectuées à travers cette structure. Compte tenu du fait que nous sommes en présence d'une anomalie de largeur limitée que nous pouvons supposer longue par rapport à sa largeur et à qui, au moins par endroits, nous pouvons accorder une allure symétrique, nous nous sommes contentés, afin d'obtenir certains ordres de grandeur, de rechercher des bandes de largeur constante d'une couche mince homogène qui donnent lieu à des anomalies aussi voisines que possible de celles que nous observons. Nous citerons un des résultats, obtenu pour le profil 17.

Résultat : Profondeur de la bande : 10 kilomètres, largeur 22 kilomètres, valeur du produit ed, où e est l'épaisseur de la bande et d le contraste de densité, 3 027 tonnes/mètre carré.

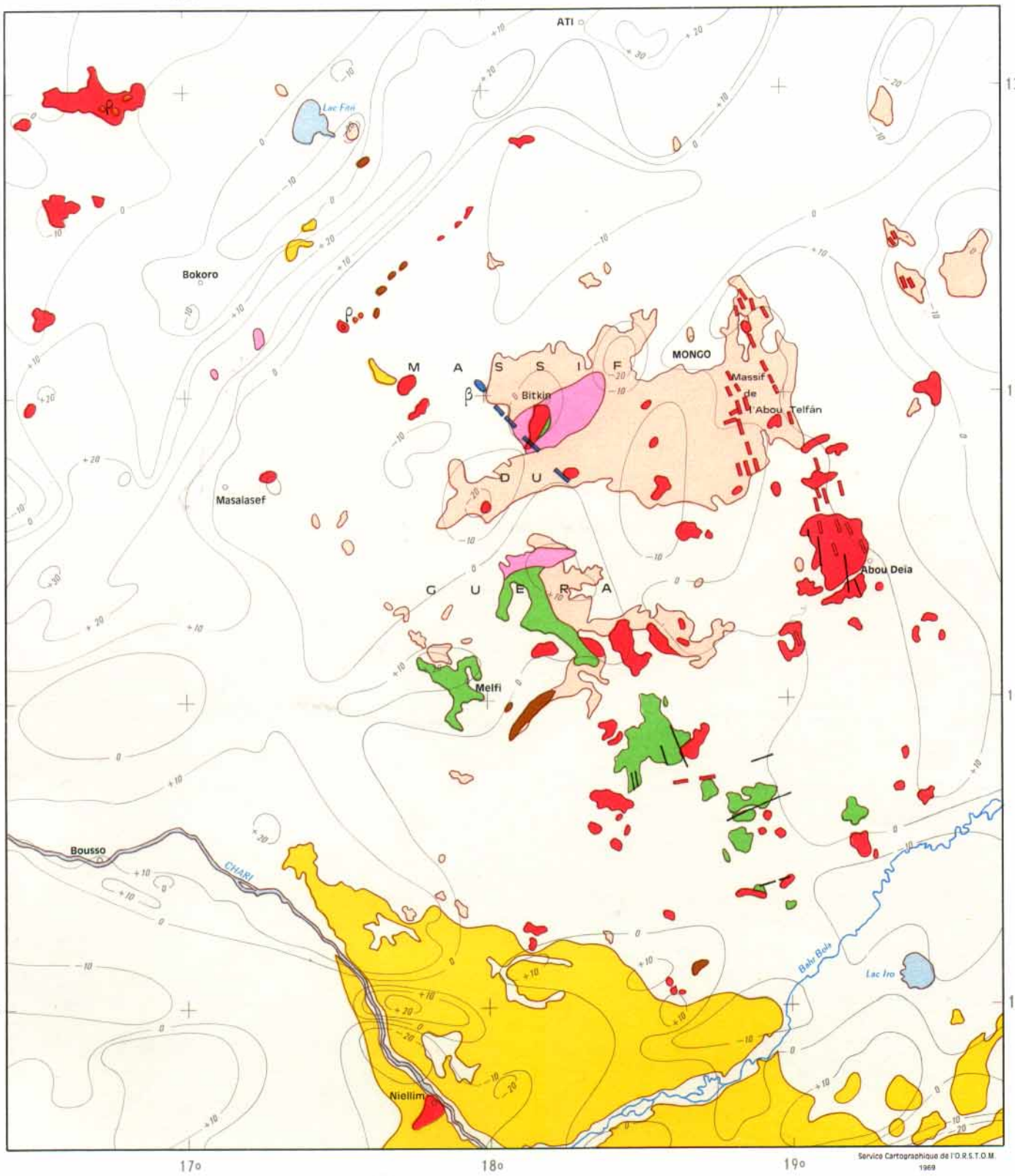
Ce qui fournit le tableau ci-dessous des valeurs de l'épaisseur de la bande nécessaire pour des contrastes de densité différents :

d	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	1
e	30 km	15 km	10 km	7,5 km	5 km	3 km

Pour un contraste déjà important de 0,3 (basalte dans un encaissement granitique), nous voyons qu'il faut une épaisseur de 10 kilomètres sur une largeur de 22 kilomètres. Il s'agit donc d'une masse considérable.

Il est évident que cet excès de masse pourrait être plus profond s'il ne se présentait pas sous la forme d'une bande de densité uniforme comme nous venons de le supposer. Afin d'avoir une estimation de la profondeur maximale possible pour la surcharge, nous lui avons supposé une forme de cylindre de révolution de longueur infinie, de section circulaire (un fil). Nous avons constaté que l'anomalie créée par ce fil était la plus proche de l'anomalie expérimentale pour une profondeur de celui-ci de 14,5 kilomètres. Mais dans ce cas, comme dans celui de la bande mince, on constate que la courbe expérimentale présente en bordure de l'anomalie des pentes plus raides que la courbe théorique (fig. 104). On peut en déduire qu'au moins une partie de l'excédent de masse est plus proche de la surface. En conclusion il apparaît que la majeure partie de la surcharge doit se situer à moins de 14 kilomètres de la surface et qu'une fraction de la masse en est sûrement beaucoup plus proche.

GÉOLOGIE ET GRAVIMÉTRIE DU MASSIF CENTRAL TCHADIEN



LEGENDE

FORMATIONS DE COUVERTURE

- Quarternaire
- Continental terminal

FORMATIONS METAMORPHIQUES

- Quartzite et Gneiss

ROCHES INTRUSIVES ET VOLCANIQUES

- β Basalte
- Filon doléritique
- ρ Rhyolite
- Roches à faciès malgachitique (*Granite - Syenite*)
- Granite post-tectonique
- Filon de microgranite
- Granodiorite
- Granite ancien

+10 Isanomale isostatique de 10 en 10 milligals (AIRY-T = 30 Km)

Faille

ECHELLE : 1/2.000.000

0 20 40 60 Km

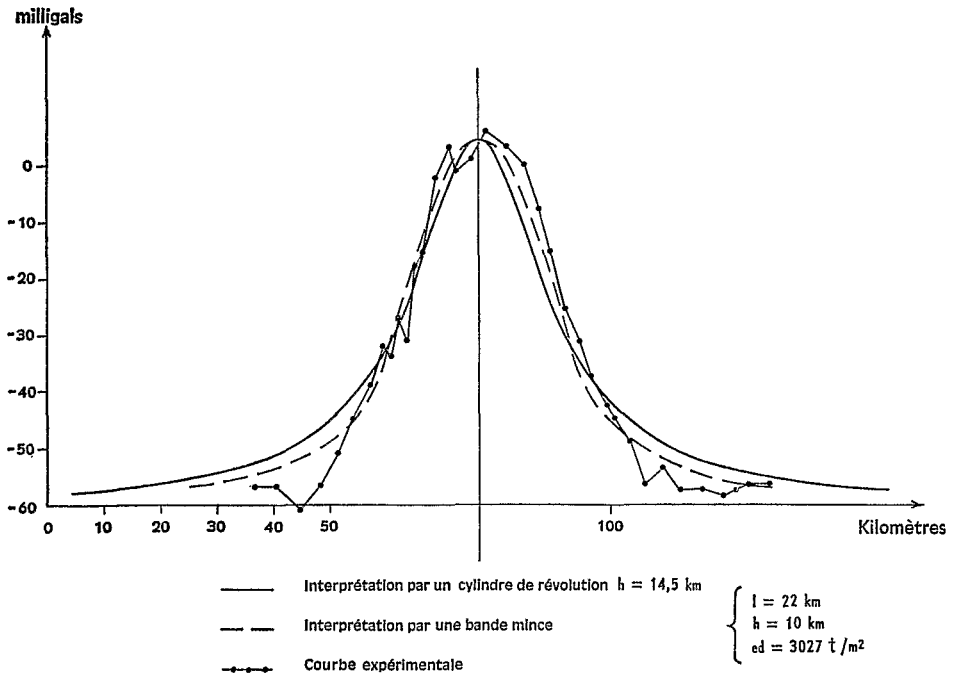


FIG. 104. — Interprétation par des structures simples d'une coupe de l'anomalie Ati-Ounianga (profil 17).

Les calculs précédents nous permettent de connaître la masse nécessaire pour rendre compte de l'anomalie. Mais si cet excès de poids est compensé partiellement, ce qui est probable, au moins sur certains tronçons de la structure, l'intrusion de roches lourdes devra être plus importante encore. Ce qui fait penser à une possibilité de compensation sur certains tronçons, c'est, notamment, l'anomalie négative comprise entre les deux bandes lourdes au nord d'Ati. Nous pourrions avoir là, sous une masse lourde ou immédiatement à côté, une masse légère compensatrice. Il ne faut toutefois pas oublier non plus, que ce déficit de masse pourrait s'expliquer uniquement par un approfondissement local du socle, il suffirait de quelques centaines de mètres d'alluvions de plus. Des sondages électriques pourraient nous renseigner sur ce point. Nous aurions alors entre les deux bandes lourdes un enfoncement du socle, ce qui ne serait pas étonnant dans une zone qui a dû être soumise à de violents efforts tectoniques comme le montrent les grandes lignes d'intrusion. Nous signalerons que des forages profonds réalisés pour la recherche de nappes nous fournissent des renseignements sur cette région. Ils nous indiquent que sur la superficie couverte par cette anomalie négative, le socle n'a pas été rencontré bien qu'un forage atteigne 300 mètres, alors qu'à l'est de celle-ci il a été touché vers une centaine de mètres de profondeur et à l'ouest, vers 250 mètres. Il est donc possible de supposer l'anomalie liée à un approfondissement du socle. Il faut d'ailleurs bien voir que cette anomalie prend un relief important du fait qu'elle est bordée de deux bandes très lourdes ; mais par rapport à l'équilibre isostatique, elle ne correspond qu'à un déséquilibre d'une vingtaine de milligals. Ce qui ne représente jamais que le remplacement de 850 mètres de granite (densité 2,67) par des alluvions de densité 2,10. Il se pourrait également que cette anomalie sans être liée à un épaississement sédimentaire ou à une quelconque compensation des masses intrusives voisines ne soit autre que la marque d'une hétérogénéité du socle. Des anomalies de cet ordre se remarquent en effet dans les régions voisines où le socle cristallin affleure : Guéra et Ouaddaï. Nous indiquerons, à titre d'information, que le passage de l'axe lourd près de Kossoma Trama (17e parallèle) ne se marque pas dans la topographie du soubassement cristallin. En effet des travaux

de sismique réfraction appliqués à l'hydrogéologie ont montré qu'au sommet et aux creux de l'anomalie gravimétrique, la cote du socle était équivalente à 50 mètres près (communication orale, J. ABADIE).

L'examen de l'esquisse géologique du bassin (hors texte) sur laquelle sont reportées les isanomales de Bouguer permet de constater que toutes les anomalies qui constituent cet axe lourd se situent en paysage sédimentaire à l'exception de son extrémité sud et d'une petite région près de Bokoro. Au sud-est de cette ville, en effet, deux pointements granitiques apparaissent dans l'axe de l'anomalie. Ces granites ne peuvent évidemment expliquer l'excès de masse, il faut donc admettre que les roches denses qui en sont cause ne sont pas parvenues jusqu'à la surface en ce point. Par contre, il existe, un peu plus à l'est à Her Terchap, en bordure de l'anomalie, des affleurements de granite cartographié comme alcalin post-tectonique et de roches volcaniques (rhyolites) qui pourraient être une marque discrète d'importantes intrusions profondes. Il suffirait d'admettre que les affleurements sont décalés par rapport à la masse principale non parvenue en surface pour relier les résultats de la gravimétrie aux données géologiques. Les quelques forages qui ont atteint le socle dans toute l'étendue de l'anomalie n'apportent pas de renseignements sur la nature des intrusions car le socle rencontré est toujours constitué soit de granites, soit de schistes.

Nous avons déjà vu en étudiant le Tchad méridional les liaisons qui pouvaient être envisagées entre la gravimétrie et la nature des affleurements géologiques à Fianga, Pala et Léré. Nous dirons quelques mots, ici, des anomalies de Bibémi et Poli qui terminent l'accident au Cameroun. Près de Poli et de Bibémi, l'anomalie de Bouguer prend des valeurs positives tranchant avec celles de la région environnante. Les anomalies présentent une étendue assez faible et l'existence d'un grand panneau de diorites près de Poli conduit à une interprétation par intrusion de roches plus denses dans le socle. L'anomalie de Léré Bibémi est allongée au N.-N.-E., et Poli se trouve sensiblement sur son axe. Il est à remarquer que ces deux zones lourdes sont les seules à avoir conservé un reste de formation commune : il s'agit de la série vulcano sédimentaire du Mangbeï (F. COLLIGNON, 1968).

Dans un rapport de 1968 sur la gravimétrie du Cameroun, F. COLLIGNON propose une interprétation géométrique simple pour l'anomalie de Bibémi. Il constate qu'une masse de 15 kilomètres de large située entre 3 et 8 kilomètres de profondeur avec un contraste de densité de 0,3 rendrait sensiblement compte des mesures gravimétriques.

D'une manière générale nous n'avons pas cherché avec soin des formes particulières qui auraient été susceptibles d'interpréter telle ou telle partie de cette gigantesque intrusion. Il nous suffit de savoir que les gradients imposent une relativement faible profondeur pour l'emplacement de ces roches lourdes qui en général doivent être situées dans les 10 premiers kilomètres de l'écorce et, fréquemment, à beaucoup moins. Il ne s'agit donc pas d'accidents localisés à la base de l'écorce.

L'examen des cartes gravimétriques obtenues en Afrique occidentale nous a amenés à rapprocher la longue bande qui s'étend de Poli à Ounianga d'autres structures, particulièrement de la fracture probablement précambrienne qui serpente aux environs du méridien 0° de 22° N. à 14° N. et qui se manifeste par de très fortes anomalies positives (100 milligals près de Tessalit, 40 milligals près de Bidon 5). Également une comparaison peut être faite avec l'importante anomalie lourde, de l'est du Sénégal, allongée N.-S., bien qu'elle soit sensiblement plus large que celle dont nous nous occupons ici. Nous reviendrons sur ces comparaisons dans un chapitre ultérieur où nous examinerons les grands traits du bâti structural africain.

II. — AUTRES ANOMALIES POSITIVES

Les autres anomalies positives visibles dans le Tchad central ne sont évidemment pas comparables par leur importance à l'accident que nous venons d'étudier. Elles se localisent essentiellement dans la partie occidentale de la République du Tchad. Les unes, entre Bongor et Moussoro, les autres, au nord du lac, ce sont celles que nous allons examiner en premier. Elles présentent ce caractère remarquable de s'aligner sur une direction S.-W. - N.-E., sensiblement parallèle à celle

que conserve l'axe lourd précédent entre Poli et Haraz. Elles sont au nombre de quatre, situées entre Bol et Largeau. La plus importante est celle de Mao, la plus méridionale. Ces quatre masses lourdes appartiennent, en fait, quand on regarde la carte des anomalies de Bouguer de l'ensemble du bassin à un axe positif qui se prolonge largement en Nigeria. Il s'étend jusque dans le fossé de la Bénoué. Il débute à l'extrémité sud de la carte gravimétrique ; le levé n'ayant pas été effectué au-delà on ne sait jusqu'où il peut se prolonger. Mais, simplement dans les limites cartographiées, c'est déjà une très importante ligne de fractures accompagnée de venues considérables de roches lourdes que la gravimétrie met en évidence sur 1 300 kilomètres. La direction générale de cet alignement est différente de celle des grandes failles du Tibesti (généralement N., 20° E.), direction que l'on retrouve parmi bien d'autres au Cameroun.

La carte gravimétrique inciterait donc à modifier l'hypothèse émise (FURON, 1960) d'une vaste fracture joignant le volcanisme du Cameroun à celui du Tibesti à travers le bassin du Tchad. L'idée générale d'un vaste accident sous la couverture récente se verrait renforcée mais sa direction serait modifiée. Il est intéressant de noter que la nouvelle direction mise en évidence est parallèle à la zone topographiquement basse du Bahr-El-Ghazal, dépression à laquelle les géologues attribuent une origine profonde.

Les anomalies qui marquent cet alignement sont d'ampleur variée, comme on peut le voir sur les coupes 33, 34, 35, 36 (fascicule hors-texte). Les gradients sont souvent élevés, preuve que ces intrusions ne sont pas très profondes. Seul l'ensemble lourd du fossé de la Bénoué qui s'étend de Makurdi à Jalingo correspond probablement à un phénomène de l'ensemble de l'écorce. C. R. CRATCHLEY (1965) pense que dans cette région il y a d'abord eu une extension de la croûte conduisant à la formation du fossé. Elle aurait été suivie par une période de sédimentation importante, ensuite un bombement de l'écorce se serait produit rapprochant le socle de la surface, surtout au centre du fossé ; parallèlement à ce bombement des intrusions de roches lourdes se seraient mises en place. Plus au nord, sous le bassin du Tchad, il n'existerait plus que la ligne d'intrusions ; en effet, les dimensions des anomalies ne permettent plus de les lier à des phénomènes largement régionaux, à grand rayon de courbure.

Nous dirons quelques mots des anomalies positives situées au sud et à l'est du lac. Elles sont assez nombreuses mais il semble que leur répartition fait ressortir deux directions privilégiées. La principale est sensiblement celle des grandes failles du Cameroun ; dans la limite de notre travail elle est matérialisée, du sud au nord, par les anomalies de Bibémi-Léré, de Waza, de la frontière Nigeria-Cameroun (entre Dikwa et Fort-Foureau), d'Hadjer El Hamis. L'alignement se termine par celle de Mao où il rencontre l'axe vallée de la Bénoué-Largeau. L'autre direction, un peu plus ouverte, est jalonnée par les anomalies de Yagoua, Mogroum, Dourbali et Moussoro. C'est également une direction dominante des anomalies prises individuellement.

Ces zones lourdes se situent toutes, à l'exception de celles de Waza et de Hadjer El Hamis, en région sédimentaire. Le recouvrement quaternaire masque donc toute hétérogénéité possible du socle. Mais il est intéressant de noter que les deux seules fois où la géologie antéquaternaire est visible, on constate l'existence de roches intrusives associées aux anomalies, à Waza il s'agit d'un « younger granite » et de roches volcaniques acides et à Hadjer El Hamis de coupoles rhyolitiques. Il est évident que la présence de ces roches légères ne saurait expliquer l'excès de masse indiqué par la gravimétrie. Mais on peut penser qu'ils sont la marque de phénomènes magmatiques qui ont rapproché de la surface d'autres roches plus denses. En conclusion il semble que tous ces accidents représentent le prolongement sous la couverture sédimentaire tchadienne des phénomènes volcaniques affleurant au Nord-Cameroun.

Pour terminer l'examen des anomalies positives nous ferons quelques remarques sur des variations de pesanteur observées, beaucoup plus au nord, au passage d'un accident topographique : la falaise de l'Angamma. Cette falaise se situe dans le Tchad occidental au voisinage de Kichi-Kichi (latitude 17° 30). WACRENIER (1957) écrivait à son sujet « cette falaise est affectée par une flexure lui donnant un pendage vers le sud de 3° à 5° correspondant sans doute à une faille affectant le socle en profondeur ». La gravimétrie confirme bien l'existence d'un accident en faisant apparaître une variation de pesanteur d'une quinzaine de milligals quelque peu décalée par rapport à la dénivella-

tion topographique. Une importante anomalie magnétique est associée à l'anomalie gravimétrique, ce qui fait penser à l'existence d'une intrusion de roches volcaniques. Celle-ci pourrait être liée à la faille suggérée par WACRENIER. Nous indiquons coupe 43 (fascicule hors-texte) les profils topographique, magnétique et gravimétrique.

III. — LES ANOMALIES LÉGÈRES

1. Les Pays-Bas du Tchad.

La plus importante est incontestablement une anomalie négative, montrant un déficit maximal d'une quarantaine de milligals par rapport à l'équilibre isostatique, cartographiée au sud de Largeau dans les Pays-Bas du Tchad. Son extension est assez importante puisqu'elle s'étend sur plus de 100 kilomètres du nord au sud et sur environ 250 de l'est à l'ouest (coupe 44 et 45). Il est difficile de savoir s'il faut l'interpréter par une différenciation du socle ou par un approfondissement de celui-ci. Compte tenu du fait que le socle affleurant le plus proche, le massif du Ouaddaï, se montre très homogène, à l'exception de quelques intrusions basaltiques, nous pensons que l'anomalie négative correspondrait plutôt à un épaississement sédimentaire. En effet, en ce qui concerne l'importance des anomalies dues au changement de nature du socle dans le Ouaddaï, nous pouvons indiquer que les itinéraires effectués à l'intérieur du massif, dans la région d'Abéché, ne nous montrent pratiquement pas d'anomalies isostatiques s'écartant de plus de 20 milligals de l'équilibre, bien que les itinéraires traversent tous les faciès connus : granites, migmatites, quartzites, intrusions basaltiques. Il est donc bien probable que l'anomalie de 40 milligals cartographiée au sud de Largeau ne peut s'expliquer que par la présence d'un bassin sédimentaire.

Il ne nous a pas été possible, pour des raisons matérielles, d'effectuer des sondages électriques dans ce secteur, il nous est donc difficile d'émettre une hypothèse sur la profondeur de ce bassin. Comme ordre de grandeur nous indiquons que le remplacement d'une épaisseur de 1 000 mètres de roches de densité 2,67 par 1 000 mètres d'alluvions de densité 1,85 produit une diminution de pesanteur de 30 milligals. Cette diminution est évidemment réduite dans le cas d'une compensation isostatique et cela, d'autant plus que la largeur du bassin alluvionnaire est plus grande par rapport à la profondeur de compensation. L'extension de l'anomalie est ici assez importante et on peut donc penser que la compensation n'est pas négligeable. En outre la densité 1,85 que nous avons adoptée comme point de comparaison est celle du recouvrement quaternaire et il est très probable qu'en profondeur la densité du remplissage serait sensiblement plus forte. Il ressort de ces remarques qu'il pourrait très bien exister dans les Pays-Bas du Tchad un enfoncement important du socle qui correspondrait à la dépression topographique. Cette région est, en effet, celle du bassin dont l'altitude moyenne est la plus basse, elle avoisine 200 mètres alors que le lac est à la cote 280.

Si l'on compare, sur la carte isostatique, l'anomalie que nous examinons actuellement et celle qui entoure Doba, nous constatons que les amplitudes ne sont pas tellement différentes. Il ne serait donc pas du tout impossible qu'il existe un bassin très profond dans les Pays-Bas puisque nous avons vu que le remplissage sédimentaire atteignait 4 000 mètres près de Doba. Compte tenu de l'allure de l'anomalie, les pentes générales du bassin semblent très régulières, il ne paraît pas qu'il y ait de discontinuité. Ce pourrait donc être un bassin de subsidence dont l'afaissement se serait produit sans phénomène de tectonique cassante. Il faut toutefois noter que l'axe lourd qui s'étend depuis le fossé de la Bénoué jusqu'à Largeau se termine précisément dans son voisinage et que par suite, tout comme la fosse de Doba, il pourrait très bien avoir été touché par des phénomènes intrusifs variés.

2. Les massifs du Guera et du Ouaddaï.

Le Guera constitue par rapport aux régions du Logone et du Moyen-Chari situées au sud, un ensemble très particulier du point de vue géologique. Alors que ce sont des formations détritiques

sédimentaires du Continental terminal qui dominent presque totalement dans le Tchad méridional (zone des Koros), le socle cristallin, cristallophyllien ou volcanique affleure ou subaffleure très largement dans le Guera qui apparaît comme un massif montagneux. Ce massif, bien que n'étant géologiquement que la prolongation sud-ouest du Massif du Ouaddaï, constitue géographiquement une zone très individualisée qui lui vaut son nom de Massif Central tchadien.

Les points les plus hauts voisinent autour de 2 000 mètres et dominent autant de petits massifs séparés les uns des autres par des cuvettes remblayées par des arènes. Il ne semble pas que ces alluvions soient très importantes. Le socle affleure en de nombreux points des cuvettes, de telle sorte que le Guera peut être considéré comme un massif montagneux ancien, en voie de pénéplanisation comme celui du Ouaddaï. On y a mis en évidence l'existence d'un important réseau de failles délimitant des caissons par le jeu desquelles certaines parties du socle ont été mises en relief, c'est le cas de petits massifs tels que ceux du Guera, de Melfi, de l'Abou-Telfan. Ces failles sont grossièrement orientées N.-N.-W. à S.-S.-E. et N.-N.-E. à S.-S.-W. Le paysage de cette région est assez spécial car l'érosion en boule des granites est particulièrement typique et donne de très remarquables mers de rochers.

Géologiquement le massif est constitué de roches précambriennes métamorphiques, fortement plissées, avec de très importantes intrusions granitiques et des filons de roches volcaniques (G. GERARD, 1958). P. VINCENT (1961) a indiqué les différents types de granites (composition, faciès et genèse) observables dans le massif du Guera. Il précise notamment que les roches à faciès malgachitique de la région de Melfi ne peuvent avoir une origine métamorphique. Il les considère comme des roches franchement intrusives, associées à des granites probablement jeunes mais non datés. Ce serait des syénites avec du métamorphisme de contact aux limites de l'affleurement.

Lorsqu'on compare la carte gravimétrique et la carte géologique (planche, p. 208) de cette région, on constate qu'il n'y a pas d'association systématique entre un certain type d'intrusion et le signe d'une anomalie. En effet si les syénites de Melfi et celles qui affleurent au N.-E. de cette même ville correspondent à des anomalies positives bien marquées, des syénites analogues, à l'est de Dagela, ne causent pas de variation de pesanteur importante. Il faut remarquer toutefois que les roches de ce type ne donnent jamais lieu à des anomalies négatives. Par contre les granites calco-alcalins se marquent tantôt en lourd comme dans le cas du massif de l'Abou Telfan, cas où ils sont d'ailleurs associés à des filons de microgranite, tantôt en léger comme au nord de Melfi. En ce qui concerne les deux grands ensembles d'anomalies positives bien visibles sur la carte isostatique, il est intéressant de remarquer qu'ils sont orientés suivant les directions tectoniques locales matérialisées par les failles et les directions filoniennes. En particulier l'anomalie de l'Abou-Telfan qui s'étend jusqu'au Bahr Bola au sud, s'allonge bien suivant les directions tectoniques indiquées par la carte géologique dans ce secteur. Quant aux anomalies de la région de Melfi, elles sont perpendiculaires à la précédente et parallèles aux failles visibles plus au sud. Les accidents de surface doivent donc correspondre à des intrusions dans le socle. Une anomalie positive moins importante que les précédentes est associée aux granodiorites de Bitkin.

Les anomalies négatives cartographiées dans des régions d'affleurement du socle sont associées tantôt à des intrusions granitiques comme au sud de Mongo ou au nord de Melfi, tantôt à un paysage de granite ancien comme à l'ouest de Mongo, d'Oum Hadjer, d'Am Dam.

Le massif du Ouaddaï borde la cuvette tchadienne à l'est depuis le 12e parallèle jusque dans la région de l'Ennedi, à hauteur du 16e parallèle où les formations précambriennes sont recouvertes par les formations primaires. Ce massif essentiellement granitique est en réalité un plateau à relief peu accentué et en pente douce vers l'ouest où il s'ennoie sous les formations sédimentaires tchadiennes. Son altitude passe de 600 mètres environ sur sa bordure occidentale, à 800 mètres aux environs de la frontière du Soudan au-delà de laquelle il se poursuit vers l'est. Le Précambrien affleure ainsi suivant une bande allongée N.-S., sur une longueur de plus de 450 kilomètres.

Les faciès métamorphiques affleurent surtout dans la partie orientale de l'Ouaddaï. Ils ont été plissés suivant une direction générale S.-S.-W. - N.-N.-E. avec des virgations locales secondaires. Parmi les granites, les géologues (G. GÉRARD, 1959) ont distingué des granites d'anatexie qui forment un immense batholite qui, rejoignant vers le sud-ouest le massif de l'Abou Telfan, se poursuit vers

le nord jusqu'au sud de l'Ennedi. Ils constituent donc l'ossature du Ouaddaï dont ils représentent la majorité des formations. A ces granites sont liées d'importantes manifestations filoniennes : quartz, microgranites. L'examen de l'esquisse géologique hors-texte permet d'ailleurs de constater que de nombreux filons ainsi que les failles qui intéressent le batholite granitique au N.-E. du Ouaddaï s'orientent dans le prolongement de l'anomalie lourde Massenya-Ati, anomalie qui, comme nous l'avons déjà remarqué, change curieusement de direction à sa rencontre avec le massif. En dehors de ces granites d'anatexie, des granites post tectoniques intrusifs existent mais ils sont beaucoup moins abondants que les précédents.

De la même manière que dans le Guera, il ne semble pas que dans l'Ouddaï, géologie de surface et gravimétrie se correspondent suivant des règles strictes ; toutefois, il apparaît que les zones largement négatives se situent sur le batholite granitique et que les anomalies positives sont souvent associées aux formations métamorphiques. En effet, près de Goz Beïda, l'anomalie positive correspond à des quartzites ; à la même latitude, à la frontière du Soudan, la zone lourde est liée à des affleurements de quartzites et de migmatites. De même près d'Adré, migmatites et anomalie positive sont associées. A l'est d'Iriba, la zone qui se marque comme lourde englobe des roches basaltiques, son origine pourrait donc être due à un volcanisme important masqué.

3. Autres anomalies négatives.

Ces anomalies négatives sont celles qui se situent entre l'axe lourd Poli-Ounianga et la frontière nigéro-tchadienne. La plus grande partie d'entre-elles n'atteignent pas — 20 milligals sur la carte isostatique. Elles peuvent soit correspondre à des différenciations dans le socle puisqu'elles sont, en effet, comparables aux anomalies rencontrées dans les massifs du Ouddaï et du Guera, soit être liées à des épaississements sédimentaires. La géologie ne peut fournir aucun renseignement sur cette question car des formations quaternaires recouvrent toute cette région et il n'existe pas de forages atteignant le socle. Deux anomalies sont nettement plus importantes à la fois par la taille et l'amplitude, il s'agit de celle de Siltou et de celle de Rig-Rig. Cette dernière appartient à un alignement qui traverse tout le Niger oriental et semble même se prolonger en Algérie : pour cette raison nous l'examinerons dans le chapitre consacré au Niger. On ne peut rien indiquer sur l'anomalie de Siltou car les gradients ne sont pas tels qu'ils permettent de trancher entre l'hypothèse d'une variation de nature du soubassement cristallin et celle de l'existence d'un épaississement sédimentaire qui pourrait être appréciable. Si l'on désirait lever cette indétermination il faudrait utiliser une autre méthode, la réalisation de quelques sondages électriques permettrait par exemple de répondre à la question.

9

Le Tchad septentrional

Il s'agit d'examiner dans ce chapitre, les régions du Tchad situées au nord du 18e parallèle. Elles comprennent le bassin des Erdis, le massif du Tibesti et ses contreforts sud qui constituent une fraction du Borkou.

I. — LE BASSIN DES ERDIS

Lorsque nous avons commencé les travaux de levé gravimétrique dans cette région en 1960, une mission d'exploration géologique et minière l'avait peu d'années auparavant parcourue. Ce sont les géologues de cette mission qui, par l'étude des coupes de bordure, ont été amenés à proposer, les premiers, la succession stratigraphique suivante (Ph. WACRENIER *et al.*, 1957) pour le remplissage sédimentaire de ce bassin :

— Sur un socle cristallin et cristallophyllien d'âge antécambrien, des séries primaires essentiellement gréseuses s'échelonnent de l'Ordovicien au Dinantien. Le Carbonifère y est représenté par des faciès marins (calcaires bleutés, marnes vertes ou roses).

— Des séries gréseuses secondaires forment les plateaux des Erdis qui coiffent l'ensemble (grès de Nubie). Ces grès sont subhorizontaux avec des pendages très faibles convergents vers le centre du bassin (pendage régional de 2 à 3 degrés par endroits).

Les renseignements obtenus sur les pendages amenaient les géologues à penser que la profondeur du bassin devait être de plusieurs milliers de mètres au centre.

Par la suite, le bassin des Erdis a donné lieu à un ensemble de travaux très importants liés aux recherches pétrolières entreprises par la Société Africaine des Pétroles. Plusieurs campagnes géologiques ont été effectuées et surtout plusieurs profils de sismique réflexion ont permis d'obtenir des renseignements structuraux. Les résultats de ces études n'ayant pas été publiés, nous n'en ferons pas état ici et nous nous limiterons à l'indication de quelques généralités dont l'utilisation nous a été autorisée et que nous mettrons en rapport avec la carte gravimétrique. On comprendra toutefois que nous ne nous étendions pas sur cette région du bassin des Erdis pour laquelle les Pétroliers possèdent des renseignements qui leur permettraient d'établir une véritable synthèse devant laquelle, ce que nous pourrions proposer, présenterait fort peu d'intérêt.

De leurs travaux, il ressort globalement qu'il a existé deux zones très actives pendant pratiquement toute la sédimentation, l'une à l'ouest du bassin, l'autre à proximité de Fada. Ces deux zones étaient séparées par une ride haute du socle mise en évidence au sud d'Ounianga-Kébir mais qui pourrait se prolonger vers le nord. Ces résultats s'accordent bien avec la vaste anomalie négative qui est cartographiée entre Ouri et Ounianga-Kébir aussi bien sur la carte des anomalies de Bouguer que sur celle des anomalies isostatiques. De même, il semble bien qu'une zone plus proche de l'équilibre se marque entre Ounianga-Sérir et le nord de l'Epave d'avion, elle pourrait correspondre à la ride haute du socle vue par les pétroliers ; s'il s'agit bien d'elle, on constaterait alors qu'elle se prolonge jusqu'à la frontière. L'existence d'un bassin profond dans la région d'Arouelli, déduite de l'anomalie négative, correspondrait assez bien également à ce qu'on connaît par les autres études. L'est du bassin qui, sur la carte des anomalies de Bouguer, se manifeste comme une zone fortement négative est très proche de l'équilibre isostatique en fait et ceci correspond également bien à l'existence dans ce secteur d'une zone haute du socle connu par ailleurs. Nous avions, en 1962, dans un rapport provisoire, alors que les études de la Société Africaine des Pétroles étaient en cours, cherché à déduire de la carte gravimétrique quelques renseignements structuraux. Il est intéressant de constater que les remarques que nous avions pu faire alors, basées sur l'hypothèse de l'existence d'un socle homogène et d'un remplissage sédimentaire d'environ 3 500 mètres au centre du bassin, près de la frontière de Libye, suggérée par l'aéromagnétisme conduisaient à des résultats qui sont assez généralement en accord avec ceux qu'ont obtenus depuis les pétroliers. Il en résulte donc que le socle, dans l'ensemble, peut être considéré comme sensiblement homogène dans le bassin des Erdis, au moins en ce qui concerne sa densité. En bref, le bassin ne semble pas avoir été touché par des phénomènes volcaniques comme le voisinage du Tibesti aurait pu le laisser craindre. On peut remarquer également que l'accident lourd qui s'étend depuis le Cameroun, à travers tout le Tchad, se termine au sud d'Ounianga-Kébir, à la limite du bassin dans lequel il ne pénètre pas. L'examen de la carte montre d'ailleurs que cet axe lourd ne se termine peut-être pas à cet endroit. Il pourrait très bien simplement changer de direction, sa nouvelle orientation le conduisant vers le Tibesti. Dans cette optique, il relierait pratiquement les intrusions du Cameroun aux intrusions du Tibesti par un parcours de plus de 1 800 kilomètres marqué de manière presque continue par de fortes anomalies positives.

II. — LE TIBESTI

La pénétration de ce massif montagneux est difficile ; en outre un seul itinéraire, la piste Zouar-Bardaï, a été nivelé par l'Institut Géographique National et, comme partout les dénivellations sont très fortes, les déterminations barométriques de l'altitude que nous pouvions effectuer nous-mêmes, n'avaient pas grande valeur. Pour toutes ces raisons, nous nous sommes contentés de réaliser dans ce massif deux itinéraires gravimétriques que nous avons reliés entre eux. L'un partant du Rond-Point de Gaulle empruntait le lit de l'Enneri Misky pour atteindre Yebbi-Bou, l'autre utilisait la piste nivelée Zouar-Bardaï et se prolongeait jusqu'au poste militaire d'Aozou. Deux bretelles, Yebbi-Bou, Bardaï et Yebbi-Bou, Aozou terminaient notre reconnaissance.

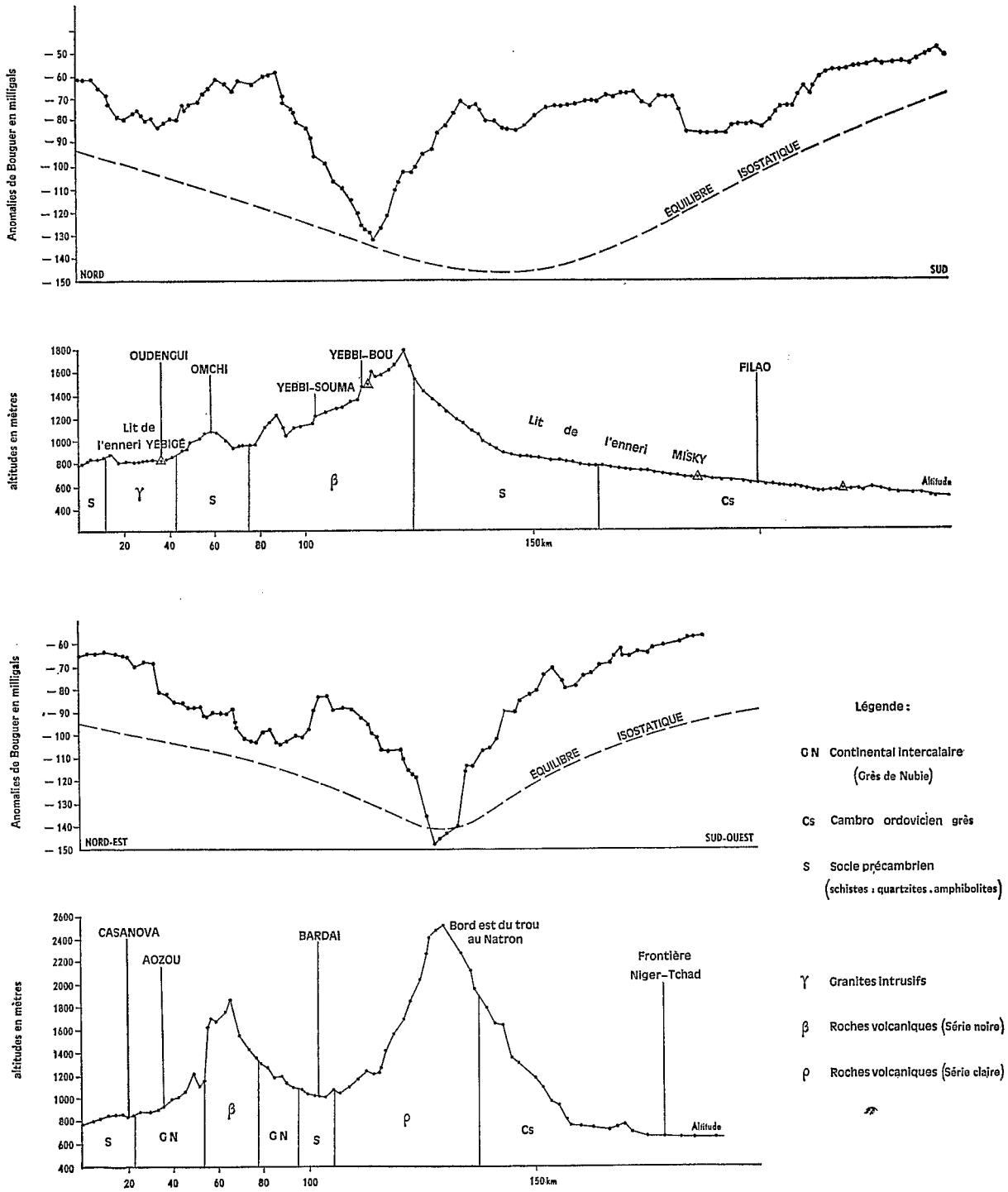


FIG. 105. — Profils du Tibesti (gravimétrie et altimétrie).

Il convient avant d'examiner nos profils gravimétriques de se souvenir que l'influence de la topographie n'a pas été prise en considération pour la détermination de la pesanteur théorique sur les modèles de comparaison, que ce soit le modèle de Bouguer ou le modèle isostatique. Il en résulte que les valeurs des anomalies dans le Tibesti auraient été algébriquement plus fortes si le terme topographique avait pu être pris en considération. Celui-ci aurait, en effet, eu pour résultat de diminuer les valeurs théoriques sur les modèles de référence. En pratique, comme, dans cette région, les valeurs de l'anomalie de Bouguer sont toujours négatives, elles auraient été moins grandes en valeurs absolues.

De tout cela, il ressort qu'il est bien évident que, dans le Tibesti, tant par l'imprécision sur la détermination des altitudes que par l'abandon du terme topographique, les anomalies indiquent plutôt des ordres de grandeur que des valeurs qui pourraient être exploitées quantitativement.

Les deux coupes de la figure 105 permettent de se faire une idée de la gravimétrie du massif. Globalement, les anomalies de Bouguer décroissent bien quand les altitudes augmentent suivant la règle générale de l'isostasie. Mais, même en ne tenant compte que des ordres de grandeur, il apparaît bien que le Tibesti est assez éloigné de l'équilibre : il présente un excédent de masse très net par rapport à cet équilibre que l'examen de la carte indique au premier coup d'œil. A vrai dire, ceci ne paraît pas très étonnant dans un massif où le volcanisme est si important. D'ailleurs, une des régions les plus éloignées de l'équilibre, au nord de Yebbi-Bou, correspond précisément à une grande étendue de basaltes de la série noire inférieure (basaltes et basaltes doléritiques à olivine). Par contre, les séries volcaniques acides, près du trou au natron par exemple, ne semblent pas très éloignées de l'équilibre.

Nos quelques mesures et leur peu de précision n'ont pas permis de remarquer de liaison entre la gravimétrie et les grandes failles du massif bien que l'itinéraire Aozou, Yebbi-Bou en ait recoupé plusieurs. Par contre l'itinéraire reliant Yebbi-Bou à Aozou par le nord montre, au passage sur les granites intrusifs situés à l'est d'Aozou, une chute de l'anomalie de Bouguer qui ne serait pas liée à une élévation d'altitude et qui peut donc être rapprochée de la géologie.

Nous nous limiterons à ces quelques remarques, seules permises par le faible nombre de stations réalisées dans cette région.

10

Le Niger oriental

I. — APERÇU GÉOLOGIQUE SUR LES GRANDES UNITÉS

1. Généralités.

Nous allons indiquer les grands traits géologiques de cette immense région de près de 600.000 kilomètres carrés, située à l'est du 8e méridien E.

Sa caractéristique essentielle est de constituer un énorme pays sédimentaire. Le socle affleure de façon importante uniquement dans deux secteurs, l'Aïr et le Mounio-Damagaram (région de Zinder et Gouré).

Nous ne possédons de données d'ensemble sur toute cette région que depuis les travaux de terrain de FAURE réalisés de 1950 à 1960 et exposés dans sa publication de 1966. C'est de cet ouvrage que nous allons tirer la plupart des renseignements qui nous orienteront dans nos interprétations gravimétriques. Seul le bassin du Djado, au nord-est, a bénéficié par ailleurs d'études très complètes de tous ordres (géologique, géophysique, forages). Elles ont été réalisées par une société pétrolière (Pétropar). Les renseignements géologiques généraux qu'elle a obtenus sont exposés dans une notice accompagnant la publication de cartes à 1/500 000, que nous avons également utilisées.

Nous signalons les difficultés particulières qu'ont rencontrées les géologues pour fixer dans leurs limites respectives le Précambrien, le Primaire et le Secondaire marin et continental. En effet, en

dehors du socle aisément individualisé on était en présence d'affleurements isolés de formations généralement gréseuses, non fossilifères et à priori indistinguables entre elles. Pour les formations du Secondaire, seuls les niveaux marins, connus dans le Damergou, venaient fixer un âge cénomano-turonien bien déterminé dans cet ensemble, mais il n'était pas aisé de placer les affleurements éloignés par rapport à ce repère. Les fossiles n'étant pas abondants, FAURE a été amené pour établir les corrélations stratigraphiques à comparer des successions lithologiques. Quelques gisements fossilifères ont permis de proposer un cadre chronologique approché pour l'ensemble.

A l'exception du Djado où les pétroliers ont effectué certaines études très détaillées, l'immensité du secteur n'a pas permis de travaux géologiques de grand détail. Toutefois cette immensité a permis d'observer des niveaux parallèles à des distances considérables et d'en voir les variations en fonction de vastes domaines paléogéographiques dont Faure a essayé de suivre l'évolution au cours des temps.

Nous allons examiner les grandes unités géologiques, les localiser et les caractériser sommairement. Nous reprendrons ensuite, la comparaison des cartes gravimétriques et géologiques zone par zone.

2. Les grandes régions géologiques.

— Le bassin du Djado,
— Le Ténéré,
— La partie orientale du massif de l'Aïr,
— Le bassin de Bilma,
— Les formations quaternaires au nord du Lac Tchad,
— La région au sud et au sud-est de l'Aïr,
— La région Gouré-Zinder.

LE BASSIN DU DJADO.

Le bassin primaire du Djado constitue le prolongement méridional de celui de Mourzouk (situé en Libye). Il forme une vaste zone synclinale orientée N.-N.-W. - S.-S.-E. Il est limité à l'ouest par une ligne d'affleurements du socle, au sud par les formations secondaires du Niger, à l'est par le massif du Tibesti. Il occupe toute la partie nord-est du secteur que nous étudions, sa superficie est de près de 200 000 kilomètres carrés dont plus de la moitié se trouve dans la République du Niger.

Cette région est particulièrement pauvre et ne compte pas 1 000 habitants.

LE TÉNÉRÉ.

Il s'agit du désert s'étendant entre l'Aïr et la ligne d'affleurements rocheux qui borde le bassin du Djado. Sa limite, au nord, est constituée par la frontière du Niger, au sud, par le grand Erg Tibesti-Aïr appelé également Erg du Ténéré. Ainsi défini, il s'agit d'une région de 100 000 kilomètres carrés environ, hyperaride qui a été baptisée d'« archi-désertique » par CAPOT-REY (1952).

En dehors des limites périphériques, le soubassement du Quaternaire ténéréen n'est nulle part visible si l'on excepte l'Adrar Madet (Crétacé) et les buttes de Grein (Dévonien). On est donc réduit à faire des hypothèses sur sa constitution géologique.

FAURE a formulé l'hypothèse que le soubassement est constitué de socle cristallin sous un faible recouvrement. Il la justifie par un certain nombre d'arguments qui peuvent se résumer comme suit :

a) Les affleurements visibles à la périphérie sont constitués de pointements isolés de socle précambrien, graduellement recouverts par le sable ;

b) Vers le sud-ouest, une prospection géophysique a montré qu'au nord-est de l'Arbre du Ténéré le socle est remonté par faille et se maintient entre 30 et 100 mètres sous la couverture (C.G.G., 1955) ;

c) Les affleurements dévoniens de Greïn sont en position synclinale perchée ;

d) Les faciès conglomératiques de la base des grés de l'Adrar-Madet indiquent la proximité probable du socle ;

e) Enfin, l'examen de la carte structurale suggère que le Ténéré correspond à un antéclise englobant l'Aïr.

Il estime que ces observations concourent à faire penser que le soubassement du Ténéré doit être, en majeure partie, formé de socle précambrien sous une couverture alluviale et sableuse relativement peu épaisse. Il n'écarte toutefois pas l'existence possible de lambeaux sédimentaires étendus sous la couverture récente. Il lui semble peu probable que de tels lambeaux puissent exister comme témoins de l'ancienne couverture car il estime que, dans ce cas, leur présence serait marquée par une morphologie en buttes que le sable et les alluvions ne suffiraient pas à masquer. Par contre, l'existence d'éventuels témoins, effondrés dans des fossés, lui semble plus vraisemblable.

La partie orientale du massif de l'Air.

L'Aïr oriental comprend les parties les plus élevées du massif qui s'abaisse graduellement vers l'ouest. Vers l'est, la limite des régions montagneuses et de la vaste plaine du Ténéré est moins progressive.

Le massif cristallin est divisé en deux parties assimilées au Suggarien et au Pharusien limitées par un contact sensiblement N.-S. vers le méridien 9°30.

L'est de l'Aïr présente une particularité remarquable : c'est la présence d'un important témoin sédimentaire surtout gréseux conservé grâce à un effondrement tectonique. Ce témoin appelé « fossé du Téfidet » pénètre de plus de 120 kilomètres à l'intérieur du massif sur une largeur d'environ 40 kilomètres. Ce fossé constitue une région structuralement bien individualisée dans le Niger où les grands ensembles sédimentaires visibles sont généralement de structure calme, avec des pendages d'une fraction de degré et où les longues failles ont des rejets faibles.

La morphologie de la région du Téfidet et de l'Aïr en général a amené Faure à penser que, postérieurement aux effondrements, le massif a subi un lent mouvement de surrection qui se poursuit au Quaternaire. Ceci serait indiqué par la composante générale des pendages moyens dirigés du massif vers le Ténéré. L'altitude moyenne des niveaux de même âge est bien supérieure dans la partie montagneuse à ce qu'elle est dans la plaine.

Ce bombement aurait permis à l'érosion de déblayer, sans doute au cours du Tertiaire et du Quaternaire, une part importante des grés précédemment déposés à l'emplacement de l'Aïr. Ce mouvement se poursuivrait peut-être encore au cours des temps actuels. Paléogéographiquement il est possible de supposer au Crétacé inférieur, moyen et supérieur, l'existence d'une aire de sédimentation au-dessus de l'Aïr oriental. Les failles qui limitent la région sédimentaire du Téfidet sont, en effet, postérieures au Turonien. L'émersion du massif serait donc un phénomène assez récent.

Le bassin de Bilma.

Le bassin de Bilma se situe à l'est du Ténéré, c'est une région limitée par la ligne de faibles reliefs d'Achegour-Fachi à l'ouest et de Dibella au sud.

A l'opposé du Ténéré, il existe quelques affleurements soit en falaises : Achegour, Fachi, Kafra, Cheffadène, Kaouar ; soit en regs. Mais la majorité du pays est recouvert de sable plat et de dunes vers le sud. Une haute falaise tournée vers l'ouest s'étend de Séguédine à Bilma.

Le soubassement consiste en un vaste bassin synclinal de terrains crétacés appuyés sur le socle affleurant à la périphérie. La géologie de ce bassin est assez bien connue, la puissance du

remplissage sédimentaire peut être évaluée approximativement. Nous reprendrons ces points en examinant la carte gravimétrique.

Les formations quaternaires du nord et de l'ouest du lac Tchad.

Le bassin nigérien du lac Tchad occupe plus de 100 000 kilomètres carrés de terrains entièrement recouverts de formations récentes masquant totalement les formations sous-jacentes.

Cette disposition cache un vaste bassin de sédimentation en voie de comblement et affecté d'une faible subsidence depuis le Tertiaire et peut-être depuis le Crétacé. Les méthodes classiques d'investigation géologique se sont heurtées à l'absence d'affleurements et n'ont fourni aucune donnée. Les seuls éléments que nous possédions sur ce secteur sont indirects, ils proviennent de quelques études géophysiques, de l'extrapolation des données géologiques fournies par les affleurements des régions périphériques et par quelques sondages effectués en Nigeria. Nous développerons ces divers points en reprenant l'étude région par région, nous n'indiquons ici que les caractéristiques principales de chaque secteur.

Région du sud et du sud-est de l'Air.

Cette région prolonge vers le nord-ouest les formations quaternaires entourant le lac Tchad. Elle comprend les vastes plaines nigériennes s'étendant entre le massif de l'Aïr et celui du plateau central de Nigeria dont les reliefs du Mounio-Damagaram sont une avancée septentrionale.

Le pays s'abaisse vers l'ouest et vers l'est en direction du fleuve Niger et du lac Tchad. On peut donc définir cette région comme l'ensellement formant la zone de partage entre les bassins du Niger et du Tchad.

Outre les reliefs liés à la falaise de Tiguédi (bordure sud de l'Aïr), trois massifs sédimentaires forment des reliefs dominant la plaine en partie ensablée : ce sont ceux du Damergou, de Termit et du Koutous.

L'étude des affleurements de ce secteur a permis de définir une échelle stratigraphique. Le bassin sédimentaire s'enfonce, en effet, progressivement vers le sud-est à partir du massif de l'Aïr. Des termes de plus en plus récents apparaissent donc à l'affleurement dans cette direction. On trouve, directement sur le socle, les formations du continental intercalaire qui affleurent largement au sud de l'Aïr puis les formations marines du Crétacé moyen. Dans le massif de Termit et dans le Koutous, on trouve également du continental terminal.

Au sud, par contre, le môle du Mounio-Damagaram est ennoyé sous des termes assez élevés de la série stratigraphique.

Quelques données géophysiques que nous examinerons plus loin amènent à supposer l'existence d'une fosse sédimentaire dans la région de Termit.

Le Mounio-Damagaram (Gouré-Zinder).

Ces régions sont constituées de socle cristallin supposé d'âge précambrien et jurassique. Il est constitué de roches variées essentiellement granitiques. Les quelques sondages électriques effectués par la Compagnie Générale de Géophysique font penser que ce socle s'ennoie régulièrement sous les formations sédimentaires au moins dans la première centaine de kilomètres. Il semble qu'avant le Crétacé, le môle du Mounio-Damagaram jouait un rôle passif de haut-fond vers lequel les séries s'uniformisaient et se recouvraient. Ceci l'oppose au massif de l'Aïr où un soulèvement récent livre à l'érosion des termes stratigraphiques déjà anciens.

Nous venons de définir les grands secteurs géologiques du Niger oriental. Nous allons maintenant les reprendre un à un en analysant les documents géophysiques obtenus que nous chercherons à interpréter en nous aidant de la géologie. Nous renverrons dans une annexe, comme cela a été fait pour l'étude du Tchad méridional, l'examen détaillé de certaines données géophysiques afin d'alléger la lecture de ce chapitre. Précisons que dans les pages qui vont suivre, lorsque nous parlerons d'ano-

malies de Bouguer plus grandes ou plus petites, il s'agira toujours de la valeur absolue des anomalies et non de la valeur algébrique.

II. — ÉTUDE RÉGIONALE

A. Le bassin du Djado — le bassin de Bilma.

1. Le bassin du Djado.

L'examen des cartes gravimétriques (Bouguer et isostatique) montre une anomalie négative très marquée à l'emplacement du bassin du Djado. Le tracé des isanomales est en certains endroits sensiblement parallèle aux limites géologiques des diverses séries, en particulier sur la bordure ouest du bassin (région de Chirfa). Cette anomalie n'est pas entièrement cartographiée car elle n'est que partiellement comprise dans les limites de la République du Niger. Elle s'étend vraisemblablement largement en territoire libyen mais, à ma connaissance, aucune mesure n'a été réalisée dans cet extrême sud libyen.

L'anomalie, telle qu'elle apparaît sur le territoire nigérien, présente des gradients assez faibles. Son extension est importante, elle couvre toute la surface comprise :

— en longitude, entre les affleurements du socle qui forment la bordure orientale du Ténéré et les contreforts du Tibesti, soit environ 500 kilomètres ;

— en latitude, entre le 20e parallèle et les frontières nigéro-libyennes et nigéro-algériennes. Une avancée, sur le 14e méridien, atteint la latitude de Bilma.

Le tracé des isanomales n'est pas trop perturbé et l'on peut penser que l'hétérogénéité du socle est faible. La carte gravimétrique pourrait alors être essentiellement sous la dépendance de la variation d'épaisseur du remplissage sédimentaire. Elle indiquerait, dans cette optique, l'existence d'un bassin dont la partie la plus profonde se situerait à la latitude 23°. Ce bassin se relèverait en pente assez douce vers le sud, l'est et l'ouest (voir les profils hors-texte 48, 49, 50 et 51).

Le bassin du Djado comme celui des Erdis, en République du Tchad, a été l'objet, à certaines époques du Primaire, d'invasions marines qui lui ont conféré un intérêt pétrolier. C'est ce qui explique les importantes études (gravimétrie de détail, sismique, forages) qui ont été réalisées pour ce type de recherches. Etudes qui ne sont pas encore dans le domaine public et dont nous ne disposons pas actuellement pour éclairer l'interprétation de notre carte gravimétrique. Les données géologiques que nous allons utiliser résultent également des travaux réalisés par les sociétés pétrolières, mais ces données, elles, ont été publiées dans la notice explicative sur la carte géologique du bassin du Djado (1959).

Géologie du bassin.

Sommairement la structure géologique du Djado est la suivante :

— à la base, un socle cristallin et cristallophyllien d'âge précambrien affleure de part et d'autre du bassin sur la bordure du Ténéré et du Tibesti ;

— des séries paléozoïques essentiellement détritiques s'échelonnant du Cambrien au Dévonien supérieur recouvrent le socle à l'est et à l'ouest. Les terrains anté-dévoniens ont été localement le siège de manifestations éruptives. Au sud, les affleurements sont masqués sur plus de 250 kilomètres par les séries du Crétacé du Niger, ce qui rend difficile les corrélations entre les deux flancs ;

— des séries carbonifères argilo-calcaires et fossilifères affleurent dans la partie centrale du bassin ;

— à partir du Mesozoïque, deux provinces s'individualisent :

— l'une au nord où Trias, Jurassique et Crétacé inférieur sont représentés par des niveaux continentaux essentiellement gréseux, formant les plateaux du Djado,

— l'autre au sud se rattachant à la Province du Niger et dont les séries recouvrent les terrains antécarbonifères ; des niveaux marins et fossilifères datés du Cénomanien et du Sénonien, permettent de séparer un Crétacé inférieur et un Crétacé supérieur — Tertiaire continentaux, essentiellement détritiques,

— de puissantes coulées volcaniques s'échelonnent de l'Eocène à l'Actuel dans le Tibesti. Quelques appareils volcaniques récents sont également connus sur la bordure occidentale du Djado ;

— enfin, au Quaternaire des dépôts fluvatiles et éoliens remplissent les dépressions, tandis que s'édifient les dunes et les ergs.

Paléogéographiquement, le bassin du Djado est le vestige d'une profonde avancée vers le sud des dépôts paléozoïques sur un socle précambrien plissé, arasé et pénéplainé. Depuis, il n'a plus connu que des conditions continentales. Sa forme actuelle a été modelée par une orogénie récente ne conservant que l'une des directions sédimentaires anciennes, celle du Carbonifère du flanc ouest.

Au Cambro-Ordovicien, apparaît un axe subsident N.-W. - S.-E., avec un maximum de subsidence vers le sud. Le régime est surtout continental et les apports sont grossiers. Des gauchissements, des venues fissurales et une érosion active précèdent la transgression silurienne au cours de laquelle l'axe subsident s'ouvre davantage vers l'ouest.

Des réajustements suivent le Silurien et le Dévonien est caractérisé par un matériel grossier d'origine continentale.

La transgression carbonifère est tardive et semble n'intervenir qu'au sommet du Viséen. Les dépôts argileux, localisés à l'est et au sud, sont réduits.

Par la suite, en dehors de brefs épisodes détritiques, le Djado acquiert des caractères marins qui se poursuivent jusqu'au Westphalien où se manifeste cependant une tendance à la régression. Les sédiments sont fins, les niveaux carbonatés fréquents, les faunes abondantes. L'épaississement de l'ensemble se fait du N.-E. vers le S.-W.

Le cycle paléozoïque se termine à la fin du Westphalien par un épisode franchement continental, témoin des premiers mouvements varisques.

Par la suite, dans le nord, de faibles réajustements suivis d'érosion, précèdent le Post-Trias qui, quoique franchement continental, est caractérisé par des grès fins. De nouveaux mouvements plus importants précèdent les Grès de Nubie qui sont le dernier terme de cette région. Ils semblent représenter un Jurassique et un Crétacé inférieur franchement continentaux.

Dans le sud, par contre, au-dessus d'un Crétacé inférieur continental, on rencontre les dernières manifestations marines de la grande transgression qui a envahi le Niger au Cénomano-Turonien. Ce cycle sédimentaire se termine par des grès dont une partie sans doute appartient déjà au Tertiaire.

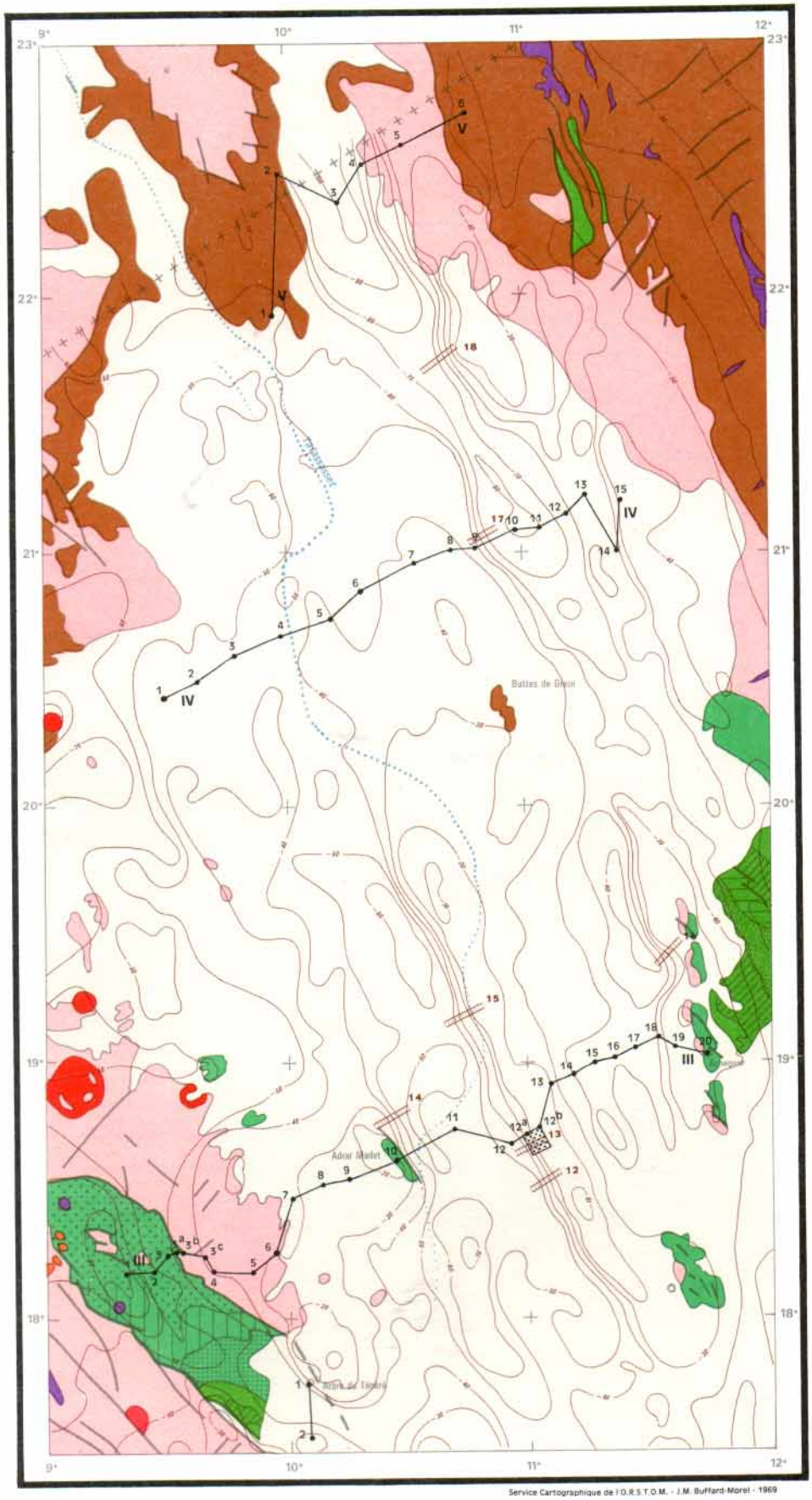
A la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire, une phase de distensions provoque les premières venues fissurales dans le Tibesti, tandis que se forment dans le Djado oriental de grandes cassures et de nombreuses structures.

On peut d'ailleurs se demander si les fossés d'effondrement que nous serons amenés à supposer sous le Ténéré ne pourraient pas trouver leur origine dans ces mouvements.

Les éruptions volcaniques du Tibesti se poursuivront jusqu'à l'Actuel, alternant avec des phases d'érosion, qui ont donné progressivement à la région son modelé d'aujourd'hui.

En conclusion, on pourrait tenter une définition du Djado en disant que c'est un bassin tectonique ayant pris naissance dès les premières phases varisques, comme en témoignent les directions sédimentaires carbonifères grossièrement conservées après une histoire orogénique qui a persisté depuis la fin du Crétacé jusqu'au Quaternaire. Il ne correspond pas à un bassin de sédimentation paléozoïque, en ce sens que les massifs du Hoggar et du Tibesti ont été largement recouverts par les mers primaires, mais il reste suffisamment d'arguments pour penser qu'à certaines époques, il a fonctionné comme un sillon subsident.

GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE DU TÉNÉRÉ



LEGENDE

GÉOLOGIE

FORMATIONS DE COUVERTURE

QUATERNAIRE

SECONDAIRE

Crétacé supérieur

Sénonien

Formation de Bilma

Formation de Kafra

Cénomano-Turonien

Formation de Zoo Baba

Formation d'Alanlara

Crétacé inférieur

Série du Tefidet

1 Formation d'Echkar et de Tanguérat

2 Formation de Tagrezou

3 Formation d'Angornakouer

4 Formation de Dibella et d'Achegour

PRIMAIRE

Cambro-Silurien

SOCLE PRECAMBRIEN

ROCHES INTRUSIVES ET VOLCANIQUES

Roches intrusives post-tectoniques, série jeune (Younger Granites)

Roches intrusives post-tectoniques anciennes

Roches volcaniques basiques

Roches volcaniques acides

GEOPHYSIQUE

Isanomale de Bouguer de 10 en 10 milligals (d = 2,67)

12 Profil de gravimétrie de détail

• 20 Sondage électrique

Zone des traînées de résistivité

ÉCHELLE

0 20 40 60 80 100 120 Km

Service Cartographique de l'O.R.S.T.O.M. - J.M. Buffard-Morel - 1969

L'étude stratigraphique des diverses séries amène à estimer la puissance de la séquence sédimentaire du Paléozoïque à environ 2 000 mètres dont la moitié appartiendrait au Carbonifère. En ce qui concerne les formations crétacées, dans le sud, où elles sont les plus épaisses, leur puissance maximale pourrait être de près de 1 000 mètres.

Les géologues n'ont évidemment pas de renseignements sur la nature du socle sous le bassin du Djado. Les seules données dont ils disposent concernent les affleurements à l'est, du Tibesti, et à l'ouest, du Hoggar.

A l'est, dans le Tibesti, le socle précambrien a pu être divisé en deux ensembles séparés par une discordance majeure soulignée par un conglomérat :

— Le Tibestien inférieur, composé de schistes cristallins souvent migmatisés et traversés de roches éruptives.

— Le Tibestien supérieur. Il s'agit de grès alternant avec des schistes gréseux et argileux. Quelques fins niveaux de cipolins s'observent également. Le métamorphisme est toujours faible. On trouve associées des rhyolites, soit en coulées, soit en petits massifs intrusifs.

Les intrusions de granite sont fréquentes et à contours francs. Elles sont entourées d'auréoles de cornéennes. Il s'agit de granites calco-alcalins post-tectoniques et de granites alcalins, ces derniers formant des massifs de faible surface.

Les schistes sont plissés en anticlinaux et synclinaux très serrés, orientés N.-N.-E. - S.-S.-W. avec quelques virgations autour des massifs de granite.

A l'ouest, dans le Hoggar, on connaît également à la base deux ensembles :

— Le Suggarien composé de schistes cristallins, gneiss, amphibolites, et de vieux granites.

— Le Pharusien. Il est représenté par des phyllades, micaschistes, quartzites, et est riche en formations volcaniques ; le tout est localement injecté de granites et migmatisé.

Il s'y ajoute, au-dessus et en discordance, les « séries intermédiaires » peu ou pas métamorphiques. Leur épaisseur est de 1 500 à 2 000 mètres. Elle se présente avec des pendages parfois fortement accusés de direction méridienne.

Ces considérations montrent que le socle ancien peut être assez varié géologiquement et que, par conséquent la carte gravimétrique du Djado montrera probablement des anomalies liées à sa composition.

A priori, il résulte donc des considérations géologiques précédentes que la carte gravimétrique doit être la résultante à la fois de la nature du socle et de sa topographie, celle-ci étant variée puisqu'il existe un bassin sédimentaire important.

Interprétation de la carte gravimétrique.

L'examen de la carte géologique hors-texte montre bien l'existence d'une correspondance générale entre l'anomalie négative et la forme du bassin. Par ailleurs le tracé des isanomales n'est guère perturbé, ce qui peut permettre de penser que le socle est profond. Il faut toutefois, en ce qui concerne ce dernier point, remarquer que la gravimétrie réalisée sur les importants affleurements du socle du massif de l'Aïr fournit également des profils assez réguliers.

Si l'on se reporte aux indices de continuité, on constate qu'ils sont très comparables sur l'Aïr (0,19) et le bassin du Djado (0,16), par suite il n'est pas possible d'en déduire des renseignements sur la puissance du remplissage sédimentaire de ce bassin.

Il est difficile de savoir si la vaste anomalie négative qui se superpose à la structure géologique du bassin du Djado est due uniquement au remplissage sédimentaire.

On serait tenté de le supposer car les affleurements du socle de la bordure du Ténéré et, notamment ceux d'Achegour, qui sont pourtant granitiques se manifestent comme des zones gravimétriquement lourdes. L'écart entre les valeurs de l'anomalie de Bouguer sur les affleurements du socle et les valeurs les plus faibles obtenues sur le bassin (près de la frontière libyenne) est de l'ordre de 50 milligals. Comme il n'apparaît pas possible d'avoir sous le bassin un socle plus léger que le granite d'Achegour, il est tentant d'interpréter l'écart de 50 milligals par la présence des

sédiments paléozoïques. Leur puissance étant, d'après les considérations géologiques exposées plus haut, d'environ 2 000 mètres, ceci reviendrait à supposer une diminution de l'anomalie de Bouguer de 10 milligals par 400 mètres de sédiments. Un tel résultat nécessiterait un contraste de densité très élevé : plus de 0,6, en supposant évidemment qu'aucune compensation isostatique n'est réalisée sinon nous obtiendrions des contrastes encore plus élevés. De tels contrastes de densité pour des sédiments primaires paraissent invraisemblables et il nous faut donc supposer qu'une partie de l'anomalie gravimétrique négative peut s'expliquer par des causes plus profondes que les sédiments du bassin.

Les dimensions de l'anomalie et les gradients étant assez faibles il est effectivement possible de supposer des causes profondes. Par exemple un épaississement de l'écorce granitique sous le bassin par rapport aux bordures serait une explication. Ceci n'est nullement impossible. On constate dans l'Aïr une anomalie qui nécessite une interprétation de ce type. En effet, sur le massif granitique, on remarque une vaste anomalie négative (8° E. en longitude et 20° N. en latitude) de faible gradient également, d'amplitude moindre que celle du Djado (une vingtaine de milligals au lieu de 50) qui ne s'explique pas par la géologie de surface. Bien qu'elle soit en continuité avec le déficit de pesanteur lié au bassin sédimentaire du Niger, il faut donc bien lui supposer une cause plus profonde et une des plus simples consiste à admettre un épaississement de la couche granitique en profondeur. Il n'est pas du tout impossible qu'un phénomène analogue existe sous le bassin du Djado et ne se superpose donc à l'effet de la présence des sédiments. Ceci aurait pour effet de réduire leur rôle dans l'interprétation de l'anomalie et, par suite, réduirait également le contraste de densité nécessaire pour une même puissance sédimentaire admise.

Nous pouvons remarquer, par ailleurs, que les intrusions basaltiques de la frontière algérienne, volcanisme de Roux-Bayard notamment (longitude 11°15′, visible sur la carte géologique hors-texte), ne se manifestent pas en gravimétrie, elles ne doivent donc pas correspondre à des venues importantes en profondeur.

2. Le bassin de Bilma.

Eléments apportés par la géologie.

La stratigraphie de ce bassin crétacé est bien connue depuis les travaux de Faure. Nous la résumerons ici :

Le socle précambrien, composé de granite et de granodiorite, affleure sporadiquement (Achegour, Fazeï, Fachi).

Au-dessus se situent les grès d'Achegour ; il s'agit d'un ensemble de grès d'environ 200 mètres daté de la partie supérieure du Crétacé inférieur, c'est-à-dire du sommet du « Continental intercalaire ». Cette formation s'enfonce vers l'E.-N.-E., sous la formation suivante, avec des pendages de 1 à 3°.

On trouve ensuite successivement :

— des argiles et des calcaires du Cénomano-Turonien,

— des grès fins du Sénonien,

— des grès du Crétacé terminal et peut-être de la base du Tertiaire (formation de Bilma).

Toutes ces couches dessinent de grossières auréoles d'une demi-cuvette synclinale dont l'axe passerait par le Kaouar. Ce synclinal est limité au sud par le socle de Dibella et au nord par le socle et le Paléozoïque du Djado. Il mesure ainsi 350 kilomètres du nord au sud et sa demi-largeur est d'environ 150 kilomètres. Les termes les plus élevés (formation de Bilma) débordent les autres niveaux vers l'est où ils s'étendent en direction de la République du Tchad, mais sont cachés sous l'erg Tibesti-Ténéré.

De longues failles de direction N.-N.-W. - S.-S.-E. légèrement sinueuses recoupent la partie occidentale du bassin : certaines se suivent sur 80 kilomètres.

Il reste des incertitudes que la géologie de surface ne peut pas lever. Nous ne savons pas, notamment, si les terrains paléozoïques du Djado ne se prolongeraient pas sous le bassin crétacé.

H. FAURE pense qu'un forage à Bilma traverserait environ 1 000 mètres de formations crétacées.

Examen de la carte gravimétrique.

Pour le bassin du Djado nous avions une allure commune entre les contacts géologiques et le tracé des isanomales. Les valeurs les plus faibles de l'anomalie de Bouguer se situaient bien au-dessus des parties du bassin où la série était la plus complète. Nous avions immédiatement l'impression que la carte gravimétrique était sous la dépendance de la géologie de surface même si à la réflexion nous étions amenés à supposer l'intervention de causes plus profondes. Par contre, dans le cas du bassin de Bilma, il en est tout différemment. Aucune anomalie gravimétrique d'ensemble n'épouse l'allure générale du bassin. Au contraire, les traits principaux de la carte gravimétrique ne semblent pas en liaison avec la géologie de surface.

En effet si nous examinons la carte hors-texte où géologie et isanomales de Bouguer sont superposées, nous constatons les faits suivants :

1) L'isanomale — 50 milligals, dont le tracé correspond sensiblement aux affleurements précambriens entre le Djado et le Ténéré se prolonge largement sous les formations crétacées jusqu'au 19e parallèle, une quarantaine de kilomètres au nord de Bilma.

2) La rencontre des séries crétacées par les isanomales qui épousaient la forme du bassin du Djado ne semblent pas perturber leur tracé.

3) Une grande partie des affleurements crétacés correspond en fait à des valeurs fortes de l'anomalie de Bouguer. C'est le cas des zones situées à l'est et au nord-est de Bilma.

4) A l'ouest et au sud-ouest de Bilma, sous l'erg, une anomalie négative se marque. Elle est orientée N.-S. Elle correspond à une baisse de 20 milligals par rapport aux valeurs obtenues dans le reste du bassin de Bilma. Cette anomalie fait partie du vaste accident gravimétrique qui, partant du lac Tchad, rejoint la frontière algérienne au niveau du 10e méridien après avoir traversé toute la République du Niger.

Au total, il s'avère donc que la carte gravimétrique ne s'explique pas à l'aide de la géologie de surface. En effet, elle ne reflète pas ce que nous savons sur la variation de puissance des sédiments. En fait, elle doit être essentiellement sous la dépendance de la composition du socle. La seule remarque que nous puissions faire, c'est que les travaux de FAURE qui amènent à supposer une puissance inférieure à 1 000 mètres pour le bassin sont en accord avec la gravimétrie. En effet, un effondrement important d'une zone de dimensions assez limitées, pour laquelle la compensation isostatique ne pourrait être par conséquent importante, devrait donner lieu à une forte anomalie négative. Un tel approfondissement ne pourrait peut-être exister qu'à l'est de Bilma, sur le tracé du grand accident recoupant tout le Niger oriental qui correspond, peut-être, à un très long graben. Les sondages électriques que nous avons effectués n'ont apporté aucun renseignement complémentaire. Ils débutent par une série très conductrice et montrent ensuite une branche régulièrement montante ininterprétable.

B. Les formations cristallines: Aïr et Mounio-Damagaram.

L'Aïr et le Mounio-Damagaram sont les seules régions qui permettent sur une certaine étendue une étude du socle cristallin dans ce secteur pourtant vaste. Grâce à elles nous pouvons avoir des indications sur les anomalies qui peuvent être attendues sur un socle affleurant. Ces renseignements sont importants pour orienter nos interprétations gravimétriques sur les formations sédimentaires.

1. LE MASSIF DE L'AIR.

La partie du massif de l'Aïr qui nous intéresse ici comprend toute la région située à l'est du méridien d'Agadès (8° E.). L'examen de la carte géologique montre un fond granitique constitué de granites anciens calcoalcalins. Des migmatites et des schistes cristallins sont cartographiés par

plages importantes ainsi que des pointements basaltiques nombreux, ces derniers essentiellement entre les 17e et 19e parallèles.

Un contact sensiblement nord-sud délimite vers le méridien 9°30', un socle attribué à l'est au Pharusien et à l'ouest au Suggarien.

En dehors de ces terrains cristallins existent dans la partie orientale de l'Aïr, des formations sédimentaires ; au nord, d'âge paléozoïque (dévonien), au sud, d'âge crétacé. Au sud, les sédiments se présentent d'une manière très particulière. Ils pénètrent profondément dans le massif suivant une bande large d'une quarantaine de kilomètres, longue de plus de 120 kilomètres dans la direction N.-W. - S.-E. : il s'agit de la bande sédimentaire du Tefidet. Cette région montagneuse du Tefidet montre des sédiments crétacés sous une allure morphologiquement et tectoniquement très différente des formations lithologiquement très proches que l'on rencontre au sud de l'Aïr. En effet, la région du Tefidet se présente sous la forme de hautes falaises encaissant les oueds, bordant des plateaux très découpés dont les sommets dépassent 1 200 mètres d'altitude. Les pendages de plusieurs degrés sont fréquents avec, le long des failles bordières, des grès relevés à la verticale. Enfin, des manifestations volcaniques donnent de nombreux pitons de basalte qui traversent les grès. L'étude de cette bande sédimentaire du Tefidet est présentée avec le Ténéré car, la gravimétrie indique, dans cette région, la présence probable de structures analogues et nous avons préféré les examiner ensemble.

Nous nous contenterons donc ici d'examiner la carte gravimétrique de l'est de l'Aïr sans nous intéresser à la région du Téfidet.

Il faut bien reconnaître que la gravimétrie de ce secteur ne semble pas très liée à ce que nous connaissons de la géologie.

En effet :

1) Les contacts géologiques connus (limites du socle, limite Pharusien-Suggarien, contact granites-schistes, intrusions basaltiques) n'apparaissent pas sur la carte gravimétrique.

2) La carte gravimétrique (fossé du Téfidet mis à part) n'indique pas d'anomalies importantes, à l'exception d'une anomalie négative ample bien visible vers le point de coordonnées 8° W. et 20° N. Cette anomalie, en continuité avec la vaste anomalie négative du bassin du Niger, ne correspond à rien de particulier à l'affleurement. Elle se situe en plein paysage granitique qui ne semble pas différent de celui du reste du massif. On pourrait donc admettre qu'il y a un épaississement, dans cette région de la couche granitique. Celle-ci occuperait là, en profondeur, des zones qui, ailleurs, sont occupées par des roches plus denses. A l'est de cette anomalie, un pointement lourd se marque qui correspondrait, lui, très probablement à une intrusion basaltique non parvenue jusqu'à la surface. Cette intrusion est plus importante que les pointements basaltiques cartographiées géologiquement, car ceux-ci ne marquent pas en gravimétrie. On peut en déduire que les parties affleurantes ne sont pas des indices de massifs importants en profondeur, ce sont des venues limitées.

3) L'indice de continuité, tel que nous l'avons défini, qui, sur le Précambrien atteint, en général, des valeurs assez élevées (par exemple 0,25 sur le socle de la Côte-d'Ivoire) reste ici à une valeur plus basse : 0,19. Il semble donc que le socle de l'Aïr, malgré une certaine diversification pétrographique superficielle, soit finalement assez homogène globalement, du moins en ce qui concerne les densités. Cette remarque est extrêmement importante pour l'interprétation des levés gravimétriques obtenus sur les bassins sédimentaires environnants. Car, dans ces conditions, on pourra, peut-être, espérer que les cartes gravimétriques seront davantage sous la dépendance de la topographie du socle et à un moindre degré sous celle de sa composition. Ce qui serait contraire à la constatation fréquente suivant laquelle une carte gravimétrique reflète essentiellement la composition du socle; mais ce qui, évidemment, nous serait très favorable en permettant à partir de nos cartes, de répondre à une des principales questions que l'on se pose sur ces immenses zones sédimentaires : comment se répartissent les bassins et quelles sont leurs importances relatives. L'homogénéité gravimétrique du socle de l'Aïr, tout comme celle du Ouaddaï que nous avons constatée au Tchad où l'indice de continuité a été trouvé de 0,12, nous est très favorable mais il ne faudrait pas, toutefois, en conclure trop rapidement, comme certains l'ont fait à partir de nos premiers levés, que les isanomales représentent, en fait, à un facteur près, les courbes de niveau du socle. En effet, il ne faut

pas oublier que sur le socle affleurant nous avons tout de même des anomalies très nettes et qu'ensuite il n'est pas impossible qu'ailleurs, sous les bassins, existent des anomalies plus importantes encore. Il faudra donc toujours être très méfiant dans l'utilisation de la carte gravimétrique pour la détermination des bassins profonds. En pratique, il faudra toujours contrôler les suggestions obtenues par une ou plusieurs autres méthodes indépendantes.

2. Le Mounio-Damagaram.

Ces reliefs situés au sud de notre carte limitent les grandes plaines nigériennes, ils représentent les avancées vers le nord de la masse de terrains cristallins du plateau central du Nigeria.

Le Mounio est constitué par un massif de microgranites classé par Faure dans la « série jeune ». Le Damagaram, par contre, est cartographié en granites anciens indifférenciés comprenant des formations importantes de quartzites.

Gravimétriquement, on constate que le contact entre le socle et les formations crétacées n'apparaît pas, ce qui fait penser qu'il doit s'enfoncer progressivement sous la couverture sédimentaire. Ceci est bien d'ailleurs en concordance avec les résultats de la prospection électrique réalisée par la Compagnie Générale de Géophysique entre Zinder et Agadès. Celle-ci indique, en effet, une pente du socle assez faible ; celui-ci serait à 600 mètres de profondeur à 100 kilomètres des affleurements. De la même manière le profil Gouré-Termit indique un enfoncement très lent, de l'ordre de 400 mètres, pour les 100 premiers kilomètres. Par contre, la carte gravimétrique montre deux anomalies nettes, toutes deux positives. L'une englobe le massif du Mounio, l'autre se situe sur les formations crétacées, en bordure du Damagaram (près de Tessaoua). En outre, tout le secteur situé au sud d'un axe Gouré-Zinder se marque globalement comme une zone lourde.

L'anomalie du Mounio s'explique très facilement car elle correspond à des affleurements d'un ensemble de roches éruptives (les microgranites indiqués plus haut) percé lui-même de roches intrusives (basaltes). Il n'est pas étonnant qu'un tel ensemble se marque en lourd par rapport au remplissage crétacé environnant. L'anomalie de Tessaoua, par contre, ne correspond géologiquement à rien de particulier. Elle se situe sur le Crétacé. On peut penser que la venue de roches lourdes qui lui correspond est liée soit à la compensation régionale du bassin sédimentaire situé au nord (bassin centré sur Hamidou dont il sera question plus loin), soit à l'existence du massif granitique de Zinder. En effet, la synthèse expérimentale des granites à partir de roches sédimentaires, laisse souvent un reste lourd. Il nous semble que ce fait pourrait servir de guide dans l'explication des anomalies lourdes que la gravimétrie met généralement en évidence en bordure des massifs constitués de granites d'anatexie (cas du Ouddaï au Tchad, de l'Adrar des Iforas, du Damagaram dont il est question ici). Dans le même ordre d'idées, en République Centrafricaine, nous constatons dans la région de Bossangoa que des granites d'anatexie sont également bordés par des roches métamorphiques lourdes (migmatites) [1].

Le fait que toute la zone située au sud de Gouré et de Zinder se marque comme plus lourde que l'environnement ne peut être uniquement dû à la faible puissance des sédiments dans ce secteur. Il est incontestable que la nature du socle intervient. Il est probablement différent de celui de l'Aïr et globalement plus dense.

C. Le Ténéré (planche p. 224).

L'examen de la carte gravimétrique de ce vaste secteur, situé à l'est de l'Aïr, fait apparaître, au premier coup d'œil, trois bandes d'anomalies négatives, très allongées, sensiblement parallèles, dans un paysage géographiquement et géologiquement très monotone. Nous allons les étudier en

1. Il est évident que ces anomalies lourdes peuvent être également tout simplement la manifestation de la compensation isostatique.

détail dans ce chapitre, car elles constituent le trait marquant du Ténéré et une des structures les plus caractéristiques de la carte gravimétrique du Niger oriental.

La première bande d'anomalies, de loin la plus importante tant par son extension que par son amplitude, borde le bassin du Djado, elle s'étend rectilignement en territoire nigérien sur plus de 400 kilomètres. La carte gravimétrique n'ayant pas été établie du côté algérien dans cette région, il ne nous est pas possible de savoir sur quelle distance elle se prolongerait dans cette direction. Son orientation est N.-N.-W. Elle se ramifie au niveau du 20e parallèle pour se terminer vers le sud de part et d'autre du massif granitique d'Achegour, la branche occidentale étant la plus marquée. Sa largeur est légèrement variable entre 40 et 60 kilomètres. Son amplitude maximale est d'un peu plus de 60 milligals, elle conserve une valeur importante depuis la frontière algérienne jusqu'au 20e parallèle environ ; les deux branches qui la prolongent vers le sud ont une amplitude moindre, de l'ordre de 20 à 30 milligals, elles disparaissent vers le 19e parallèle.

La seconde, de même direction que la précédente, s'étend sur 250 kilomètres, sa largeur est également d'une cinquantaine de kilomètres. Elle passe au pied de l'Adrar Madet. Vers le sud, elle se ramifie également, de la même manière que la bande précédente, la ramification occidentale étant encore la plus marquée. L'amplitude la plus grande de cette anomalie est d'une cinquantaine de milligals.

La troisième, située au sud-ouest de l'arbre du Ténéré, ne dépasse pas 200 kilomètres. Elle est un peu plus étroite que les précédentes, sa largeur varie entre 30 et 40 kilomètres, son amplitude maximale n'atteint pas 40 milligals. Géologiquement, elle correspond à une zone très particulière, le fossé du Téfidet. Son orientation diffère un peu de celle des autres bandes, en effet elle est N.-W. - S.-E. et non N.-N.-W. - S.-S.-E.

La figure 106 regroupe les coupes gravimétriques du Ténéré (52 à 59) [1]. Elle permet ainsi d'un coup d'œil d'apprécier l'évolution des anomalies. Ces coupes empruntent dans la mesure du possible des itinéraires effectivement réalisés sur le terrain, c'est la raison pour laquelle le profil 54 a une orientation sensiblement différente des autres. Nous rappelons que dans le chapitre III figure un bloc diagramme représentant la gravimétrie de cette partie du Ténéré (fig. 26).

L'examen des coupes montre l'ampleur des gradients aux limites des anomalies et fait penser à la possibilité de fossés d'effondrement pour l'interprétation de telles structures. D'autant plus que l'une d'entre elles, la troisième, se superpose à un accident géologique connu, de ce type, que nous allons examiner maintenant : le fossé du Téfidet.

Le fossé du Téfidet.

Cette unité géologique bien définie a été étudiée par Faure, c'est le résumé de ses travaux que nous présentons ici en essayant de dégager ce qui pourra nous être utile pour l'interprétation de nos anomalies.

a) *Stratigraphie.*

A l'est du massif cristallin de l'Aïr, les terrains sédimentaires forment une bande orientée N.-W. - S.-E., large d'environ 40 kilomètres et longue de près de 200 kilomètres, jusqu'à sa disparition sous les dunes de l'erg du Ténéré.

Les formations sédimentaires présentes dans cette région sont les suivantes, de bas en haut :

1) Le groupe du Téfidet. Il est constitué par un ensemble de grès, dont la puissance dépasserait 500 mètres. Il s'agit de faciès typiquement continentaux, assez monotones, comprenant quelques passées plus argileuses avec de rares niveaux de grès calcaires. Faure subdivise cet ensemble en trois formations. Le groupe du Téfidet appartient à la partie supérieure du Crétacé inférieur. Sa faune de Vertébrés et sa flore le rendent contemporain des grès du « Tégama » du sud de l'Aïr.

2) La formation d'Alanlara et le Cénomano-Turonien. Ces formations n'affleurent qu'au sud

1. Pour leur localisation se reporter aux cartes situées dans le fascicule « coupes gravimétriques ».

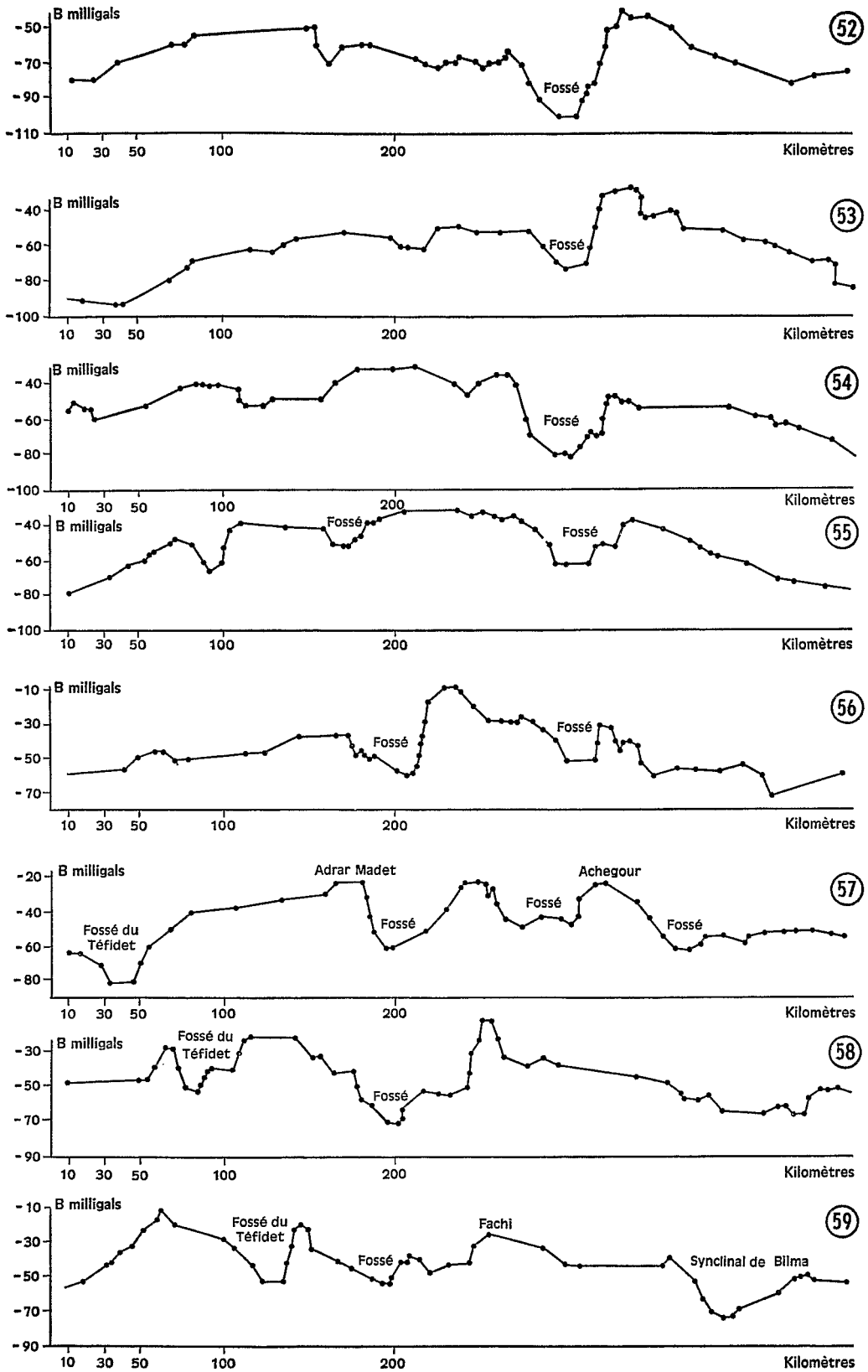


FIG. 106. — Profils gravimétriques dans le Ténéré (anomalie de Bouguer).

du fossé. La formation d'Alanlara d'une puissance totale d'environ 200 mètres comprend des argiles et des grès calcaires, elle est cénomanienne. Elle est surmontée d'une soixantaine de mètres environ d'argiles vertes.

Une remarque concernant ces formations marines est intéressante. Les niveaux argileux sont exempts de matériaux grossiers. On peut donc noter qu'on ne se trouve pas près d'un ancien rivage de la mer, malgré la proximité du socle cristallin de l'Aïr. La mer s'étendait donc largement de part et d'autre de la zone effondrée du Téfidet.

b) *Tectonique.*

Que ce soit à l'ouest, au nord ou à l'est le contact de la bande sédimentaire avec le socle se fait toujours par failles. A l'extérieur de la bande, la base des rares témoins de grès repose sur le socle, surplombant nettement les grès du fossé. En certains points, le rejet peut être estimé à plus de 300 mètres.

Les failles bordières sont formées d'une succession de fractures. A l'intérieur du fossé, des failles compartimentent les grès et font même réapparaître le socle à la faveur de horst fortement relevés. Les pendages, à l'intérieur, sont faibles sauf le long des failles. Dans le sud du fossé, le Cénomano-Turonien marin est abaissé au niveau du socle, le rejet est donc important mais ne peut être chiffré. Une indication sur l'importance du rejet est fournie par quelques sondages électriques effectués par la Compagnie Générale de Géophysique. En effet, ils ont mis en évidence sous le recouvrement quaternaire, à moins de 3 kilomètres à l'est de l'Arbre du Ténéré, une importante discontinuité correspondant à la bordure nord-est du fossé. A l'ouest de cet accident, la série sédimentaire aurait près de 1 000 mètres d'épaisseur alors qu'à l'est le socle serait à quelques dizaines de mètres de profondeur.

Nous voyons que l'ensemble de la bande sédimentaire correspond bien à une zone effondrée par rapport aux régions environnantes : c'est à cette bande que FAURE a donné le nom de fossé du Téfidet.

Les zones extérieures au fossé ont presque entièrement été décapées de leurs sédiments, ne laissant que quelques témoins qui, d'une part indiquent l'ampleur du rejet, et d'autre part interdisent de limiter l'extension des sédiments au seul fossé.

c) *Les structures.*

Dans le compartiment effondré et surtout au voisinage des failles, les formations sédimentaires dessinent des synclinaux et des anticlinaux allongés N.-W. - S.-E. Ces structures semblent être dues, pour la plupart, à une légère compression des sédiments lors de leur enfoncement entre des failles bordières inclinées vers le centre du fossé.

d) *Age du fossé.*

Quelques remarques permettent de préciser l'âge du fossé.

— Les grès du groupe du Téfidet sont localement redressés à la verticale dans les failles bordières. Le fossé est donc postérieur au Crétacé inférieur.

— Le Cénomano-Turonien marin est plissé et coupé par la faille limitant le fossé au sud-ouest. Le fossé est donc post-turonien.

— En dehors du fossé, dans le massif de Termit qui semble prolonger le fossé du Téfidet la formation de Termit (fin Eocène) est discordante sur les formations sous-jacentes.

Il est donc permis de situer l'âge du fossé entre le Crétacé terminal et la base du Tertiaire.

e) *Volcanisme.*

Des phénomènes volcaniques ont affecté les terrains crétacés. Il s'agit de coulées, de pitons et de filons peu épais de roches basaltiques. En résumé, on peut dire que ce volcanisme témoigne de l'importance et de l'origine profonde de la tectonique qui affecte ce secteur.

La comparaison de la carte géologique et de la carte gravimétrique montre qu'il y a une exacte correspondance entre le tracé des failles bordières du fossé et les forts gradients gravimétriques délimitant l'anomalie négative. Indiscutablement, cette anomalie est liée à la présence du fossé d'effondrement rempli de sédiments. Il est donc tentant d'imaginer, pour les deux autres bandes d'anomalies négatives, des interprétations analogues. Géologiquement, rien de comparable au fossé du Téfidet n'est connu qui puisse expliquer ces anomalies. Mais ceci ne prouve rien car tout ce secteur du Ténéré est recouvert de formations quaternaires qui masquent tout. Au contraire, les rares affleurements qui permettent de se faire une idée du soubassement du Quaternaire ténéréen ne s'opposeraient pas à cette hypothèse, il s'agit de l'Adrar Madet et des buttes de Grein que nous allons examiner maintenant.

L'Adrar Madet.

L'Adrar Madet semble être un témoin faillé d'une ancienne couverture sédimentaire du socle précambrien du Ténéré. C'est une butte de 18 kilomètres de long dans le sens N.-W. - S.-E., de 240 mètres de hauteur. Elle est constituée de grès que l'on rattache au Crétacé inférieur (partie supérieure du Continental intercalaire). Ces grès sont localement très quartzifiés aux abords des failles qui coupent le massif parallèlement à son allongement.

Les géologues pensent (H. Faure) que l'Adrar Madet est un ancien compartiment faillé, peut-être effondré, conservé dans le socle soit après inversion de relief, soit peut-être après un rejeux des failles en sens inverse. Un filon de quartz du socle soulignant une importante faille sensiblement dans le prolongement de celles de l'Adrar Madet a été signalé dans le sable, à 65 kilomètres au nord-est.

Il résulte de ces remarques qu'il n'est pas absurde de penser que ces failles sont les jalons d'une importante ligne de fractures comparable à celle qui borde le fossé du Téfidet. L'Adrar Madet se trouvant précidément en bordure d'une bande d'anomalie négative, ceci renforcerait notre hypothèse qui consiste à supposer l'existence d'un fossé d'effondrement sous cette anomalie.

Les Buttes de Grein.

Au nord-est de l'Adrar Madet, à environ 200 kilomètres, s'alignent quelques buttes s'étendant du nord au sud sur une trentaine de kilomètres. Elles sont gréseuses et leur faune, bien qu'en très mauvais état, les ferait rattacher au Dévonien. Ce serait des témoins d'une couverture paléozoïque. Ces buttes pourraient donc correspondre à la pointe sud-est du grand synclinal paléozoïque du Tafassasset situé plus au nord, en Algérie.

De toute manière, ces affleurements indiquent que le bassin primaire a pu descendre assez loin vers le sud, sous le Ténéré. Ce sera à prendre en considération lorsque nous examinerons quelle peut être la nature du remplissage de nos hypothétiques fossés.

Au total, l'examen des quelques données géologiques connues ne va pas à l'encontre de l'existence de ces fossés sous le Ténéré. Nous allons maintenant indiquer les principaux résultats auxquels a conduit l'ensemble des travaux géophysiques réalisés sur les trois bandes d'anomalies gravimétriques et nous verrons qu'ils conduisent à des conclusions intéressantes. L'examen détaillé de ces travaux figure en annexe à ce chapitre.

Les anomalies géophysiques.

a) *Anomalie gravimétrique correspondant au fossé du Téfidet.*

L'examen des profils 57 et 58 (fig. 106) nous montre que cette anomalie dépasse fréquemment 20 milligals. A partir de cette indication, nous allons chercher à chiffrer l'importance qu'il nous faut admettre pour l'effondrement du fossé, compte tenu des éléments géologiques que nous possédons sur la nature du remplissage. Nous avons vu que nous étions en présence d'un graben de grès du

Crétacé inférieur. Les études pétrographiques et les mesures de porosité (effectuées à l'air libre) indiquent que ces épaisses formations ont une porosité moyenne dépassant 25%. Dans ces conditions il semble que l'on puisse raisonnablement admettre une densité de l'ordre de 2,3. Une anomalie de 20 milligals, avec un déficit de densité de 0,37 (densité du socle de 2,67 moins densité des grès de 2,3) nécessite pour son interprétation une puissance de 1 300 mètres de sédiments. Ceci évidemment, en supposant que le déficit de masse n'est pas compensé localement, bien qu'une telle compensation, compte tenu de l'étroitesse du fossé, ne modifie pas de façon importante ce résultat.

Nous avons reproduit sur la figure 107, l'effet d'un remplissage sédimentaire de 1 300 mètres de densité 2,3, d'abord sans compensation, puis avec une compensation totale localement réalisée à 30 kilomètres de profondeur. Dans cette dernière hypothèse, pour retrouver les 20 milligals de l'anomalie expérimentale, il faudrait que la puissance du remplissage soit de 1 500 mètres. L'ordre de grandeur reste bien le même. On constate que la valeur obtenue, pour être un peu plus importante, est de l'ordre de grandeur de celle que la prospection électrique donne au voisinage de l'Arbre du Ténéré. En effet, les deux sondages que nous avons effectués dans ce secteur conduisent à une valeur de plus de 1 000 mètres.

Ce calcul simple n'interprète que globalement l'anomalie, ceci est bien visible en comparant les profils gravimétriques et l'anomalie théorique de la figure 107. Le graben est loin d'avoir la régularité et la symétrie de la structure simple que nous avons calculée. Il n'empêche que cette évaluation indique qu'en ne tenant pas compte des irrégularités qui compliquent la structure majeure du fossé effondré, il est possible d'expliquer l'essentiel de la gravimétrie par cet accident ; ceci, en restant en accord avec les ordres de grandeur prévus par les géologues et avec les résultats des sondages électriques.

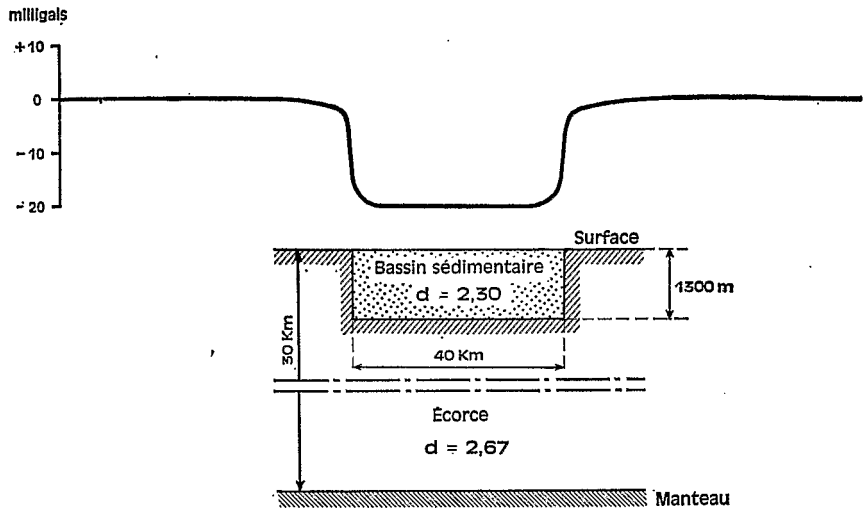
b) *Anomalies gravimétriques du Ténéré.*

Nous sommes en présence de deux bandes d'anomalies négatives atteignant 40 milligals couramment et les dépassant fréquemment. Les gradients aux limites des anomalies sont très forts. C'est à eux que nous allons nous intéresser maintenant. C'est d'autant plus facile que les profils de gravimétrie de détail, de 12 à 18, donnent un certain nombre de coupes précises qui permettent leur étude. Presque tous ces profils sont compatibles avec des interprétations du modèle faille affleurante. Ils indiquent des rejets de l'ordre de 3 000 mètres avec des contrastes de densité variant de 0,35 à 0,40 pour les profils 12, 13, 14, 15. Les profils 16, 17, 18, sur les bordures de l'anomalie la plus orientale, conduisent à des rejets plus faibles, de l'ordre de 2 000 mètres, mais à des contrastes plus élevés atteignant 0,50. L'intérêt de ces types d'interprétation provient du fait qu'ils nous donnent l'ordre de grandeur de la profondeur maximale que l'on peut s'attendre à rencontrer compte tenu du gradient des anomalies. Des structures moins profondes et plus douces pourraient également interpréter les profils expérimentaux mais elles nécessiteraient évidemment des contrastes de densité plus élevés. Les résultats précédents conduisent donc à des contrastes de densité minimaux.

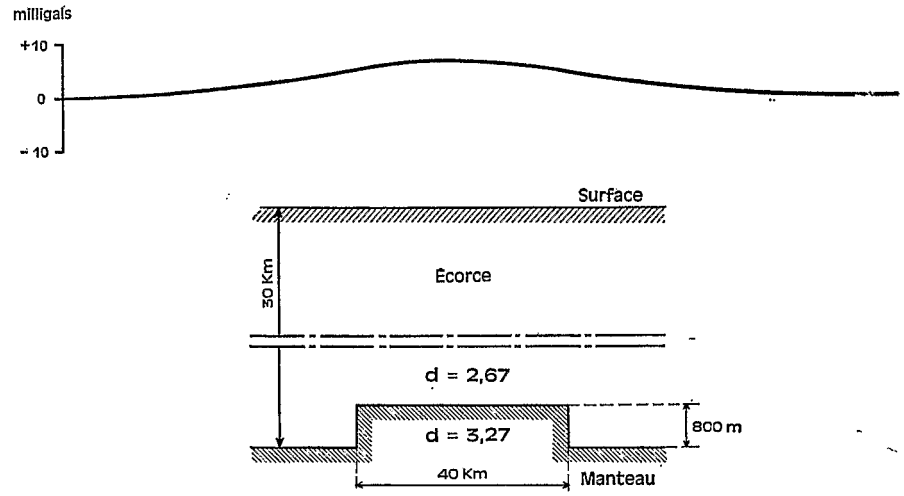
Or, ils sont déjà très élèvés et correspondent à des contrastes de densité Cristallin-Sédimentaire et non à des changements de nature dans le socle précambrien, qui seraient vraisemblablement moins contrastés et probablement également plus profonds.

Au total, il semble que l'examen des anomalies nous conduit à émettre l'hypothèse de graben sédimentaire qui, par suite de l'existence du fossé du Téfidet, nous était déjà tout naturellement venue à l'esprit.

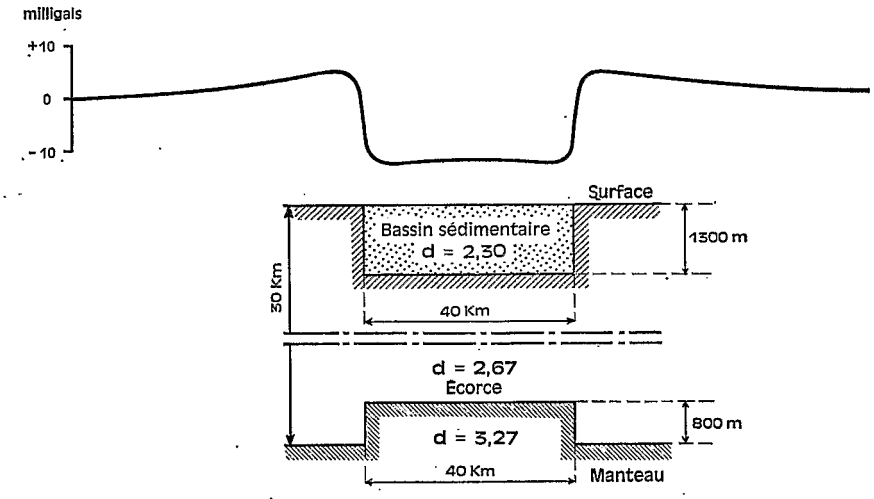
D'autres éléments viennent d'ailleurs renforcer cette supposition. Un profil aéromagnétique effectué il y a quelques années, a recoupé le fossé du Téfidet ainsi que l'hypothétique fossé à l'ouest d'Achegour. Or, ce profil a indiqué dans les deux cas un enfoncement important du socle. L'interprétation quantitative donnée pour ces mesures aéromagnétiques étant, paraît-il, très discutable, nous ne retiendrons que le renseignement qualitatif concernant un enfoncement du socle. Les profils de sondages électriques (III, IV et V) dont l'examen détaillé figure en annexe aboutissent également à la mise en évidence de zones effondrées correspondant précisément aux fortes anomalies gravimétriques négatives. Une petite étude par traînée de résistivité avec une ligne de 6 000 mètres a même permis, dans un secteur limité, de situer l'accident avec précision.



1) EFFET D'UN REMPLISSAGE NON COMPENSÉ



2) EFFET DE LA MASSE DE COMPENSATION SUPPOSÉE A 30 KM DE PROFONDEUR.



3) COMBINAISON DES COURBES 1 ET 2 REPRÉSENTANT L'EFFET D'UN REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE COMPENSÉ A 30 KM DE PROFONDEUR

FIG. 107. — Effet gravimétrique d'un remplissage sédimentaire.

En bref, nous pouvons donc estimer que l'existence dans le Ténéré de fossés d'effondrement importants remplis par des formations sédimentaires est bien établi. La nature de ce remplissage est, par contre, beaucoup moins bien connue. C'est ce point que nous allons aborder maintenant. Les connaissances géologiques régionales et les résultats des sondages électriques nous permettent, en effet, d'émettre quelques idées sur les successions stratigraphiques possibles. Il faut toutefois remarquer que les sondages électriques des profils III, IV et V ne sont pas d'interprétation facile car ils font fréquemment intervenir un nombre assez élevé de terrains. Un traitement automatique du sondage 12 (profil III) suivi de la recherche d'une solution particulière pour laquelle nous avons cherché à réduire au maximum le nombre de terrains nous a conduits au résultat suivant, de haut en bas :

— Une succession de trois terrains, de résistivité décroissante (1 200 ohm.m — 360 ohm.m — 33 ohm.m) que nous pensons pouvoir faire correspondre à la partie supérieure de la formation du Tchad. Cette formation, d'âge quaternaire, est bien connue plus au sud, particulièrement en Nigéria où elle contient des nappes artésiennes. Elle est caractérisée par une série conductrice argileuse à sa base. Or précisément le sondage 12 indique la présence comme quatrième terrain, d'une formation conductrice qui, pour une résistivité de 2 ohm·mètres aurait une puissance de 55 mètres. Si nous admettons qu'il s'agit là de la base de la formation du Tchad, la puissance totale des dépôts quaternaires serait de l'ordre de 300 mètres.

— En dessous, nous obtenons une interprétation soit par un seul terrain relativement résistant (25 ohm.m), soit par un ensemble de deux terrains, respectivement à 35 ohm.mètres et 10 ohm.mètres surmontant un conducteur de l'ordre de 4 ohm.mètres. Dans le premier cas, l'épaisseur du résistant serait de 1 400 mètres, dans le second, la somme des épaisseurs des deux couches serait inférieure à 1 000 mètres. De toute manière nous pensons qu'il s'agit là de dépôts correspondant au Crétacé terminal et au Tertiaire. Le conducteur inférieur serait alors très vraisemblablement le Crétacé moyen marin connu dans la région. Son épaisseur n'atteindrait pas 700 mètres.

— Pour terminer, il semblerait qu'il existe une formation assez faiblement résistante dont la résistivité serait d'une quinzaine d'ohm.mètres qui pourrait correspondre à des grès du Crétacé inférieur assez argileux. Ce serait l'homologue du groupe du Téfidet et des grès du Tégama. Cette formation reposerait directement sur le socle. Sa puissance pourrait être importante, l'interprétation du sondage 12 suggérerait au moins 1 000 mètres. Il faut remarquer que ce résultat semble d'ailleurs conciliable avec les données gravimétriques. En effet, le profil 13 de gravimétrie de détail conduit à supposer un remplissage du fossé de l'ordre de 3 000 mètres, ce qui correspond sensiblement au total auquel conduit notre interprétation du sondage électrique 12 situé à proximité.

Dans la succession que nous venons de suggérer, nous n'avons pas inclus de formations primaires mais il est bien évident que leur présence ne saurait être écartée définitivement. Les buttes de Grein montrent qu'il en existe dans la région. En outre, au Djado les terrains paléozoïques sont importants, le Dévonien moyen et le Dévonien supérieur atteignent ensemble 300 mètres et le Carbonifère peut y dépasser 1 000 mètres. Faute de données suffisantes, nous limiterons là nos remarques sur la nature du remplissage de ces zones effondrées du Ténéré.

Devant l'importance de ces accidents, tant par leur amplitude que par leur extension, nous avons été amenés à les comparer à d'autres structures géologiques bien connues du même type, telles que les rifts africains, le fossé rhénan et surtout les Limagnes dans le Massif Central. Et, de la même manière que cela a été réalisé pour ces structures, nous nous sommes demandés s'il était possible d'admettre que de tels accidents aient pu rester localisés uniquement dans les premiers kilomètres de la croûte terrestre et s'il ne fallait pas plutôt admettre que toute l'écorce avait été concernée.

Ceci nous a conduits à examiner les diverses hypothèses formulées sur la manière dont les fossés d'effondrement peuvent se créer, hypothèses que nous avons déjà indiquées à l'occasion de

l'étude de la fosse de Doba. Il s'agit des deux hypothèses mécaniques de la compression et de l'extension de l'écorce. Nous avons déjà signalé que le mécanisme d'extension conduit à une anomalie négative se réduisant pratiquement à la largeur du fossé alors qu'une compression entraîne une anomalie notablement plus étalée. Ici, il semble bien que nous soyons dans le premier cas. Dans la zone notamment où des traînées de résistivité ont été effectuées ainsi que de la gravimétrie de détail on constate une parfaite correspondance entre la limite de l'anomalie et le passage de la faille. La correspondance est même si bonne que l'on peut se demander si l'anomalie ne doit pas s'interpréter uniquement par la présence du fossé sédimentaire sans faire intervenir aucune compensation isostatique qui aurait provoqué un enfoncement de l'écorce sous-jacente. De toute manière, si cette compensation a effectivement joué, ce ne peut être que dans le cadre d'un mécanisme d'extension compte tenu de l'étroitesse de l'anomalie. Il peut être intéressant alors de prendre en considération l'hypothèse adoptée par J. GOGUEL dans un travail sur le fossé rhénan (1957). Elle suppose un mécanisme d'extension appliqué à une écorce qui ne serait pas supposée homogène. Cette écorce serait telle que sa densité augmenterait en fonction de la profondeur mais serait constante dans un plan horizontal. On conçoit alors que l'effondrement d'une portion d'une telle écorce en substituant des densités plus faibles à celles qu'aurait l'écorce en place aux mêmes profondeurs cause un déficit de masse générateur d'anomalie gravimétrique négative. L'application de cette hypothèse conduit à une réduction importante de l'épaisseur du remplissage sédimentaire nécessaire à l'interprétation des anomalies gravimétriques. Cette puissance peut être réduite du tiers [1] de la valeur obtenue en interprétant les anomalies comme résultant d'un effondrement limité à la partie superficielle de l'écorce et comblé par les sédiments. Il existe donc là une possibilité de réduire de manière notable les profondeurs des graben indiquées par l'interprétation directe des anomalies.

En ce qui concerne l'âge des fossés nous avons quelques éléments qui nous renseignent. Le fossé du Téfidet a été daté, comme nous l'avons indiqué plus haut, de la fin du Crétacé terminal ou de la base du Tertiaire. Il semble logique, par analogie, de supposer les fossés du Ténéré du même âge d'autant plus que la fin du Crétacé ou le début du Tertiaire se marquait dans ces régions par une phase de distensions provoquant les premières venues fissurales dans le Tibesti, tandis que dans le Djado se formaient également de grandes cassures et de nombreuses structures. Ces phénomènes tectoniques pourraient très bien avoir touché le Ténéré et avoir donné naissance aux graben dont la géophysique montre l'existence. Les deux fossés du Ténéré ayant une direction tout de même assez différente de celle du Téfidet, on peut se demander si leur âge ne serait pas également différent. Les travaux des géologues de l'Institut Français du Pétrole (1968) ont montré qu'en Algérie, au nord du Ténéré, des failles importantes (rejet de plus de 300 mètres) dateraient d'un épisode tectonique hercynien. Il ne serait donc pas invraisemblable d'admettre que l'origine première des fossés d'effondrement pourrait remonter à cette époque. Dans ce cas, leur remplissage comprendrait des formations primaires [2]. Ils auraient par la suite constitué une zone d'appel de sédimentation [3] et, très vraisemblablement, rejoué au Crétacé, lors de la formation du fossé du Téfidet. On peut d'ailleurs remarquer, pour terminer, que ces graben ont la même direction N.-O. - S.-E. que le fossé de Gao. Or, il semble bien que cette direction tectonique soit très ancienne car, comme nous le verrons au chapitre suivant, l'origine du fossé de Gao remonterait au Précambrien. En résumé, il semble donc très vraisemblable de supposer les fossés d'effondrement du Ténéré dus à des accidents qui ont probablement joué plusieurs fois au cours des temps géologiques, avec certainement une phase majeure à la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire.

1. Cette valeur du 1/3 a été obtenue en admettant comme densités : 2,30 pour les sédiments, 2,67 pour le sommet de l'écorce et 3,27 pour la base de l'écorce ainsi que pour le manteau. L'épaisseur de l'écorce était prise égale à 30 kilomètres ; une variation de cette épaisseur modifierait d'ailleurs fort peu les résultats du calcul.

2. Ils auraient notamment fort bien pu subir l'invasion marine carbonifère venue du nord qui, à l'ouest de l'Aïr, est d'ailleurs parvenue jusqu'à leur latitude.

3. G. BIGOTTE et J. M. OBELLIANNE (1968) pensent d'ailleurs que ces fossés ont vraisemblablement été empruntés à certaines périodes du Crétacé, avant l'invasion marine du Cénomanien, par les grands fleuves qui provenaient du sud d'abord, puis ensuite du sud-ouest. C'est grâce à eux que ces fleuves trouvaient des débouchés vers la mer située plus au nord.

Signalons que la carte gravimétrique indique également, en bordure des zones effondrées des anomalies qui correspondent à des intrusions de roches lourdes. Ces intrusions sont certainement liées à la formation des fossés.

Sur le plan économique, indiquons que ces importants fossés sédimentaires pourraient donner lieu à des recherches d'eau artésienne et, éventuellement, d'hydrocarbures. Il appartiendrait aux spécialistes de faire le bilan des éléments favorables et défavorables à ces types de recherche.

D. Le sud de l'Aïr et les régions situées au nord du lac.

Nous groupons sous cette rubrique toute la zone comprise entre l'Aïr et le Mounio-Damagaram, comprenant le Tégama, le Damergou, le Koutou. Le massif de Termit ainsi que la vaste région couverte de formations récentes qui s'étend au nord du lac entre les affleurements du socle de Gouré à l'ouest, de Moussoro à l'est et de Dibella au nord, seront également examinés ici.

Entre Agadès et Zinder, une anomalie négative de grande extension mais d'amplitude limitée apparaît sur la carte gravimétrique. Elle est centrée sur Hamidou. Cette anomalie est liée à un enfoncement du socle. En effet, des sondages électriques effectués par la C.G.G. en 1958 ont montré que le socle s'enfonçait régulièrement entre Agadès et Aderbissinat et, qu'ensuite les sondages le perdaient pour ne le retrouver qu'une cinquantaine de kilomètres avant Zinder.

Il serait toutefois hasardeux d'essayer de déduire la profondeur du socle du déficit de pesanteur, car des mesures antérieures ont montré que plus à l'ouest le champ magnétique était perturbé et, par suite, que le socle n'était pas homogène. La pesanteur ne sera donc pas uniquement sous la dépendance de la puissance du sédimentaire. De toute manière, les bords de l'anomalie centrée sur Hamidou ne coïncident pas avec des anomalies magnétiques, ce qui se produirait s'il s'agissait d'une intrusion du socle. La prospection électrique et les mesures magnétiques sont donc en accord avec la présence d'un bassin sédimentaire.

Toute la région située à l'est du méridien de Gouré, c'est-à-dire la cuvette du lac, se présente comme un très vaste bassin. L'épaisseur des sédiments quaternaires laisse supposer que le bassin est affecté d'une légère subsidence qui se poursuit sans doute à l'époque actuelle.

Cette disposition générale est superposée à deux autres types de structures :

— des synclinaux profonds et allongés comme celui de la Bénoué,

— des fractures profondes limitant des fossés ou des compartiments abaissés et relevés (prolongement du fossé du Téfidet, failles « en échelon » du Nigeria).

Ces structures peuvent amener des approfondissements brutaux de plusieurs milliers de mètres en certaines zones des bassins sédimentaires, comme ceci a été mis en évidence en Nigeria. En effet, des tirs sismiques y ont fait apparaître une fosse de plus de 3 000 mètres et deux de plus de 1 500 mètres au sud-ouest du lac. Il est intéressant de remarquer que ces accidents correspondent bien à des anomalies négatives de la pesanteur. Nous reviendrons sur ce point plus loin. L'approfondissement peut être dû à une ancienne topographie du socle, mais il est plus vraisemblable d'y voir l'effet de la tectonique qui a pu jouer avant, pendant et après la sédimentation.

Au Niger, les directions des failles principales sont de N.-W. - S.-E. à N.-N.-W. - S.-S.-E. Ce sont les failles marquant le fossé du Téfidet dans l'Aïr et fracturant le massif de Termit. Au Cameroun, par contre, les grandes fractures sont N.-N.-E. - S.-S.-W. Nous pouvons signaler que ces directions tectoniques connues depuis longtemps peuvent être rapprochées des directions érythréenne et somalienne définies par KRENKEL (1957) dans l'Afrique orientale[1] (golfe d'Aden et Mer Rouge).

Les pourtours du lac Tchad se présentent incontestablement comme une région de jonction de deux grands systèmes de fractures de directions différentes. Il doit donc en découler une com-

1. Signalons d'ailleurs que les idées de KRENKEL sur l'Afrique orientale sont très discutées à la suite de travaux récents (TAZIEFF).

plexité structurale telle qu'il est impossible de faire à priori des hypothèses raisonnables sur la topographie du socle dans tout ce secteur. La géophysique apporte heureusement un certain nombre de données nouvelles qui permettent de faire avancer ce problème.

1. EXAMEN DE LA CARTE GRAVIMÉTRIQUE (planche p. suivante).

a) *Nord du lac.*

Au nord du lac existe une anomalie négative. Celle-ci appartient au vaste accident qui, depuis la frontière algérienne borde le Djado, passe à l'ouest de Bilma pour ensuite, se poursuivant au Tchad, venir disparaître dans le lac (on ne la retrouve plus au sud de celui-ci). Comme nous l'avons indiqué plus haut, en étudiant la région de Bilma, cette très longue anomalie peut très bien correspondre à un graben qui s'étendrait sur une distance considérable en coupant tout le Niger oriental. Mais encore faut-il le démontrer. En effet, si l'étude que nous avons faite de la région du Ténéré nous permet de penser que dans ce secteur nous sommes bien en présence d'un fossé d'effondrement, il n'en est pas de même pour les parties plus au sud, pour lesquelles les gradients aux limites de l'anomalie sont beaucoup moins forts. Celle-ci prend en effet une allure molle et peut facilement s'interpréter par une différenciation du socle. Il faut donc l'intervention d'une autre méthode pour lever l'indétermination. Les sondages électriques que nous avons effectués permettent bien de vérifier qu'au moins au niveau du lac il existe effectivement un remplissage sédimentaire important (plus de 2 000 mètres) correspondant à ce déficit de masse. Des profils aéromagnétiques ont été réalisés, il y a quelques années, mais faute de renseignements structuraux préalables ils ont été tracés un peu au hasard. L'un d'entre eux recoupe toutefois l'anomalie gravimétrique que nous examinons, au niveau du 15e parallèle ; il indique à cet endroit un remplissage sédimentaire de 1 500 à 2 000 mètres. Cette zone ne correspond pas à des valeurs très faibles des anomalies, il semble donc que dans d'autres secteurs où les anomalies descendent à des valeurs beaucoup plus basses, il puisse y avoir une série sédimentaire sensiblement plus puissante. Il pourrait donc exister un important bassin dont la gravimétrie permettrait de suivre la forme et la structure.

b) *Anomalie de Termit.*

Cette vaste anomalie s'étend de la latitude d'Agadès, au nord de Termit ouest, jusqu'à Nguigmi, sur 350 kilomètres de long et une centaine de large. Elle se situe dans le prolongement de l'anomalie liée à l'accident de l'écorce qui a donné naissance au fossé du Téfidet. Nous sommes donc tentés de l'interpréter par le prolongement de ce même accident. Il existe toutefois une différence importante entre les deux anomalies gravimétriques. Alors qu'aux limites du fossé du Téfidet les gradients étaient élevés, ici ils sont faibles et nous n'avons pas les brutales variations de pesanteur de la région de l'Arbre du Ténéré (25 mgals en 8 km). Nous ne sommes donc sûrement pas au-dessus d'un fossé d'effondrement masqué par un remblayage récent, car une couverture même assez épaisse ne pourrait pas adoucir la pente de l'anomalie pour l'amener à être celle que nous voyons au sud du 16e parallèle.

L'examen des cartes gravimétriques hors-texte amène à penser que l'anomalie étudiée ici peut être considérée comme le prolongement à la fois du fossé du Téfidet et de l'énorme anomalie négative qui s'étend au pied de l'Adrar Madet, anomalie qui correspond à un profond bassin d'effondrement, plus profond que celui du Téfidet. C'est cette remarque qui, initialement, m'avait conduit à admettre l'existence d'un bassin sédimentaire sous Termit bien que des causes beaucoup plus profondes puissent convenir. Un calcul a notamment été fait montrant qu'il est très possible de trouver une structure localisée à une trentaine de kilomètres de profondeur et expliquant l'anomalie. Il serait donc possible d'admettre par exemple un épaississement de l'écorce à cet endroit. En fait, les résultats des sondages électriques et quelques mesures aéromagnétiques indiquent bien l'existence d'un bassin sédimentaire. Il est difficile d'estimer sa profondeur à partir des données gravimétriques car, vu sa taille, une compensation isostatique partielle est sûrement réalisée. Les zones lourdes qui le bordent à l'ouest renforcent d'ailleurs cette idée ; on peut penser que leur

présence est liée à la compensation du déficit de masse du bassin. L'aéromagnétisme donne, pour sa part, une profondeur mais le profil est isolé et son interprétation est discutable. Il indique sous le massif de Termit un remplissage d'environ 2 500 mètres. Les sondages électriques en beaucoup d'endroits, malgré des longueurs de ligne atteignant 20 kilomètres ne montrent pas la remontée finale des diagrammes. C'est le cas de nombreux sondages du profil II (Termit sud — Dibella). Ailleurs cette remontée est visible, au 315 *c* par exemple ou au 21 du profil I ; elle indique une conductance de l'ordre de 700, ce qui même avec des résistivités aussi basses que 2 ou 3 ohm.mètres conduit à des épaisseurs variant entre 1 500 et 2 000 mètres. Comme, en outre, on estime que le substratum résistant rencontré serait le toit des grès du Continental intercalaire et comme ceux-ci peuvent être épais, le socle cristallin serait susceptible d'être encore plus profond. On voit bien que le bassin sédimentaire est effectivement très profond. Nous reviendrons plus loin sur la nature possible de son remplissage.

c) *Ouest du lac.*

La carte gravimétrique, à l'ouest du lac, est très perturbée. On remarque, tout d'abord, une anomalie négative très importante centrée sur N'Gel Edji. Elle s'étend presque N.-S. sur cent cinquante kilomètres de longueur et une quarantaine de large. Ses gradients sont tels, comme le montre l'étude du profil 11 de gravimétrie de détail, que son interprétation nécessite la présence de failles en surface. Ce profil 11, notamment, s'interprète bien à l'aide, tant à l'est qu'à l'ouest, d'une faille à 30° présentant un rejet de 2 500 mètres avec des contrastes de densité, dans un cas de 0,35, dans l'autre de 0,27. Si nous appliquons à cette structure les remarques déjà faites, dans ce chapitre, sur les fossés d'effondrement, nous savons qu'il est possible d'expliquer environ un tiers de l'anomalie par des déficits de masse liés à l'enfoncement d'une partie de l'écorce. Ceci pourrait donc réduire quelque peu la profondeur du graben qui resterait néanmoins très importante. Les sondages électriques que nous examinerons plus loin confirment bien l'existence d'un tel fossé. De même un profil aéromagnétique recoupant l'anomalie de N'Gel Edji indique en cet endroit une puissance sédimentaire de 1 500 à 2 000 mètres. Les résultats des diverses méthodes concordent donc bien.

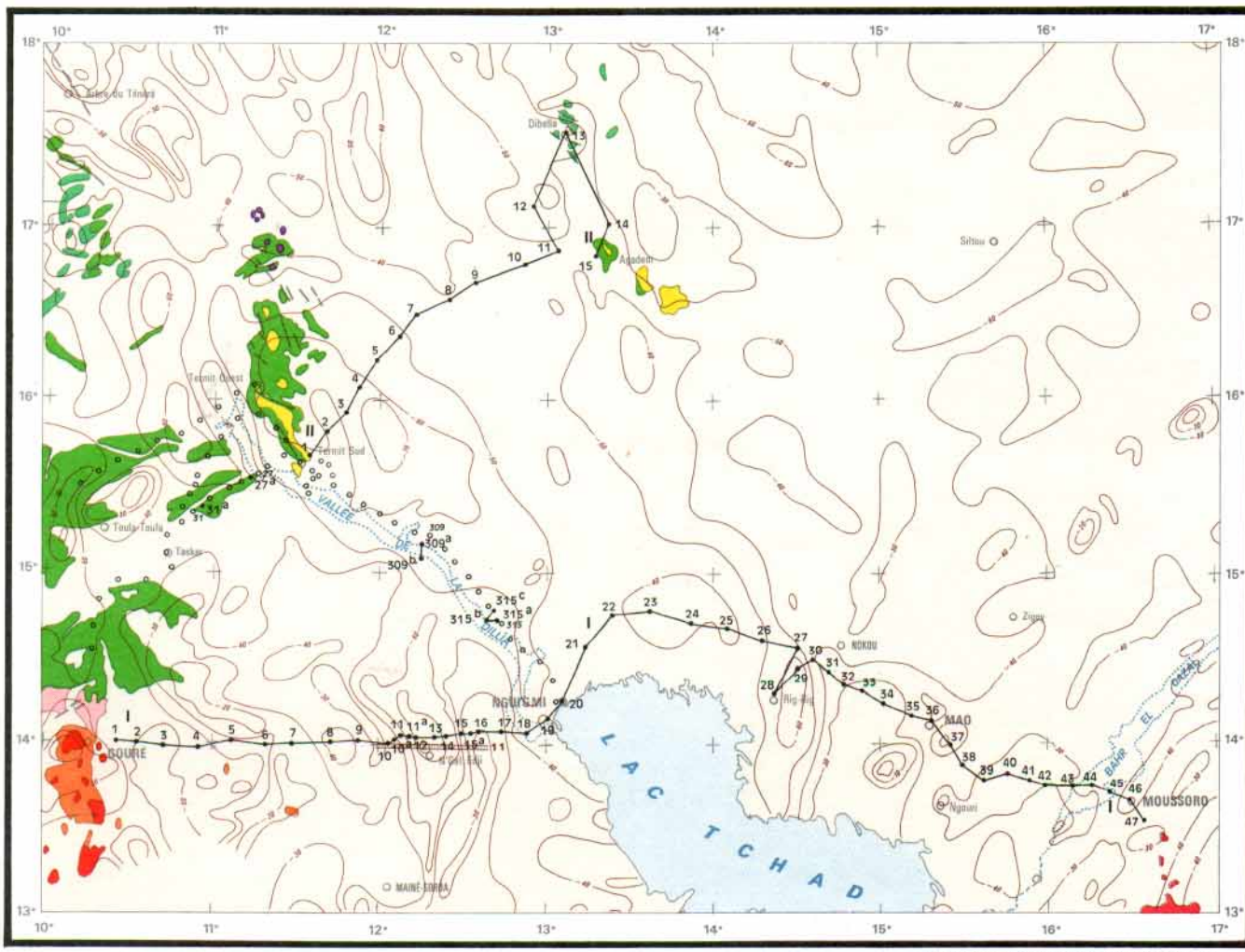
Toute la région comprise entre l'anomalie de N'Gel Edji que nous venons d'examiner, le massif de Gouré, l'anomalie négative qui s'étend autour du massif de Termit, se manifeste globalement comme une zone lourde. Il apparaît, en effet, une vaste plage limitée par l'isanomale — 40, à l'intérieur de laquelle les valeurs absolues de l'anomalie de Bouguer sont faibles. Cette zone se prolonge vers le nord-ouest par deux autres anomalies lourdes de fort gradient, celles d'Ibanguech et de Toula-Toula. Dans tout ce secteur l'indice de continuité est plus élevé, il est de 0,26. Ces diverses données peuvent nous permettre de penser que nous sommes en présence d'un socle peu profond et assez varié. Cette idée serait en accord avec les résultats obtenus par la Compagnie Générale de Géophysique qui a réalisé des sondages électriques entre Gouré et Termit sud. En effet, à plus de 200 kilomètres de Gouré (près de Tasker) la prospection électrique indique le socle à 400 mètres de profondeur sous un recouvrement gréseux du Continental intercalaire. Une dernière anomalie lourde dont nous n'avons pas encore parlé, se situe entre le lac et l'importante anomalie négative de N'Gel'Edji. Elle est très allongée, elle borde l'anomalie de N'Gel Edji et l'on peut penser qu'elle est liée à sa compensation isostatique. Une anomalie magnétique assez forte (1 000 gammas) lui correspond.

Plus généralement, on peut se demander si l'ensemble de la zone lourde que nous venons d'examiner ne serait pas liée à la compensation de la vaste anomalie négative qui prolonge la région du Téfidet en direction du lac Tchad.

2. Résultats des prospections électriques.

Les sondages que nous avons effectués entre Termid sud et Dibella ne fournissent que quelques indications sur la nature des formations car ils n'atteignent pas le substratum résistant. Par contre ceux du profil I (Gouré-Moussoro) permettent de se faire une idée de l'ensemble de la série sédi-

GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE DES RÉGIONS SITUÉES AU NORD DU LAC



Service Cartographique de l'O.R.S.T.O.M. - J.M. Buffard-Morel - 1969

LÉGENDE

GÉOLOGIE

FORMATIONS DE COUVERTURE

- QUATERNAIRE
- TERTIAIRE
  - Continental terminal
- SECONDAIRE
  - Cénomanien supérieur à Sénonien inclus
  - Continental intercalaire

- SOCLE PRECAMBRIEN

ROCHES INTRUSIVES ET VOLCANIQUES

- Roches ntrusives post-tectoniques, série jeune (Younger Granites)
- Roches intrusives post-tectoniques anciennes
- Roches volcaniques basiques
- Roches volcaniques acides

GEOPHYSIQUE

- Isanomale de Bouguer de 10 en 10 milligals (d = 2,67)
- Profil de gravimétrie de détail 11
- Sondage électrique ..... • 20
- Sondage électrique C.G.G. ..... ○ 315

ÉCHELLE

0 40 80 120 160 200 Km

mentaire. Le traitement automatique du sondage 13 (profil I) par exemple, nous permet de proposer de haut en bas une succession du type suivant :

— une alternance de terrains sur les 180 premiers mètres ;
— un conducteur C_1, d'épaisseur 120 mètres pour une résistivité de 3 ohm.mètres ;
— un résistant de 100 mètres de puissance et de résistivité 60 ohm.mètres ;
— un conducteur C_2 très épais : 1 200 mètres pour une résistivité de 3,5 ohm.mètres ;
— le substratum résistant.

Compte tenu des connaissances géologiques régionales, on peut estimer que :

— les alternances superficielles représentent la partie supérieure très hétérogène de la formation du Tchad connue par forage ;
— le conducteur C_1 constitue la partie inférieure argileuse bien connue également de cette même formation ;
— le résistant suivant représenterait le Crétacé supérieur ou le Continental terminal.
— le conducteur C_2 très puissant ne serait autre que les argiles marines crétacées rencontrées par le forage de Maïdougouri en Nigeria ;
— la nature du substratum résistant ne peut être précisée par les sondages électriques. Compte tenu de la puissance du remplissage suggérée par la gravimétrie de détail (profil 11), il ne serait pas impossible que des grès du Continental intercalaire soient présents avec une épaisseur notable au-dessus du socle cristallin.

Cette coupe que nous venons de proposer semble convenir à la plupart des sondages de la région. Elle se retrouverait également en Nigeria comme le montre une campagne de prospection électrique effectuée actuellement (1969) pour le compte de la F.A.O. Au nord du lac, les sondages électriques indiquent l'existence du même remplissage avec des épaisseurs importantes, il s'agit d'un véritable bassin sédimentaire. En certains endroits, par contre, au Niger et au Tchad, la série serait incomplète et les formations du Tchad reposeraient directement sur le substratum résistant.

Sur le plan de la mise en valeur, ce remplissage pose certains problèmes. Il serait intéressant, par exemple, de savoir si le résistant que nous avons fait correspondre au Crétacé supérieur est aquifère ; cela présenterait un gros intérêt si de plus il était artésien. Des études en cours doivent permettre de répondre à cette question [1]. Dans un autre domaine, celui des hydrocarbures, la présence de formations marines du Crétacé pourrait, peut-être, conduire les sociétés pétrolières à s'intéresser à toute cette région.

Signalons pour terminer que la fosse de N'Gel Edji, seule région du sud du Niger où la série sédimentaire soit très épaisse, a pu représenter une communication entre la Mésogée qui, au Cénomanien, s'étendait jusqu'au Niger et l'océan du Golfe de Guinée qui, venu du sud, atteignait le nord du Nigeria, comme l'a prouvé le forage de Maïdougouri. Cette communication limitée à un passage assez étroit pourrait expliquer que les faunes du Niger et du Nigeria, tout en présentant des relations (l'Ammonite Nigericeras classique au Niger a été retrouvée par BARBER au Nigeria), soient tout de même très différentes.

1. Elles sont effectuées dans le cadre d'un projet de mise en valeur exécutée par la F.A.O.

Annexe à 10

I. — LES PROFILS DE GRAVIMÉTRIE DE DÉTAIL (planches des pp. 224 et 240)

1. **Profil 11. N'Gel Edji.** (fig. 108).

Ce profil recoupe toute l'anomalie de N'Gel Edji. L'interprétation par faille affleurante inclinée à 30° convient très bien tant au flanc est qu'au flanc ouest de l'accident. A l'est, il s'agit d'une faille présentant un rejet de 2 500 mètres et un contraste de densité de 0,35 entre les sédiments et le socle ; à l'ouest, le rejet est le même mais le contraste de densité est un peu plus faible 0,27.

2. **Profil 12** (fig. 109).

Des solutions ont été recherchées par des failles verticales masquées situées à des profondeurs variées. L'interprétation a été conduite à l'aide des abaques bilogarithmiques. Il est apparu que des failles situées entre 130 mètres et 300 mètres convenaient parfaitement. Les caractéristiques des structures obtenues pour ces deux valeurs extrêmes étaient :

a) faille située à 130 mètres, rejet de 3 000 mètres, contraste de densité : 0,46,

b) faille située à 300 mètres, rejet de 2 700 mètres, contraste de densité : 0,50.

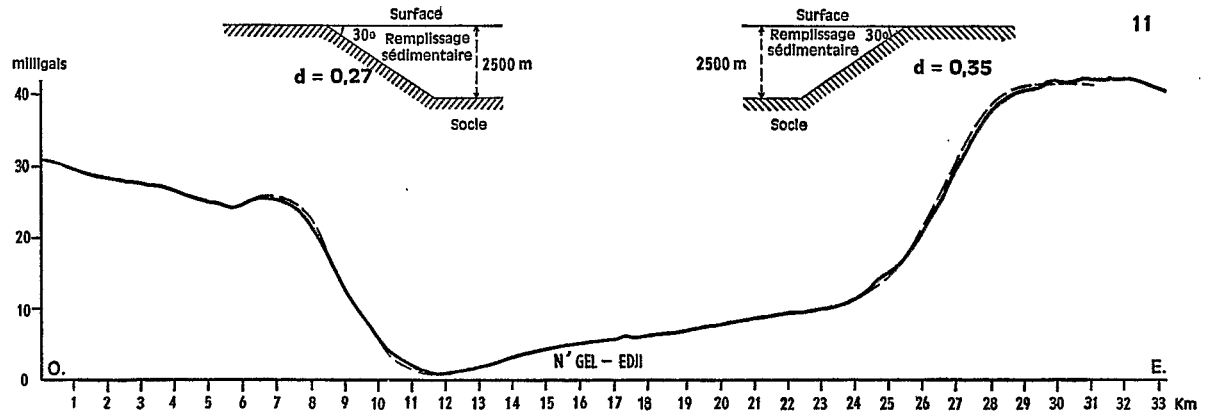


FIG. 108. — Interprétation du profil de gravimétrie de détail de N'Gel Edji.

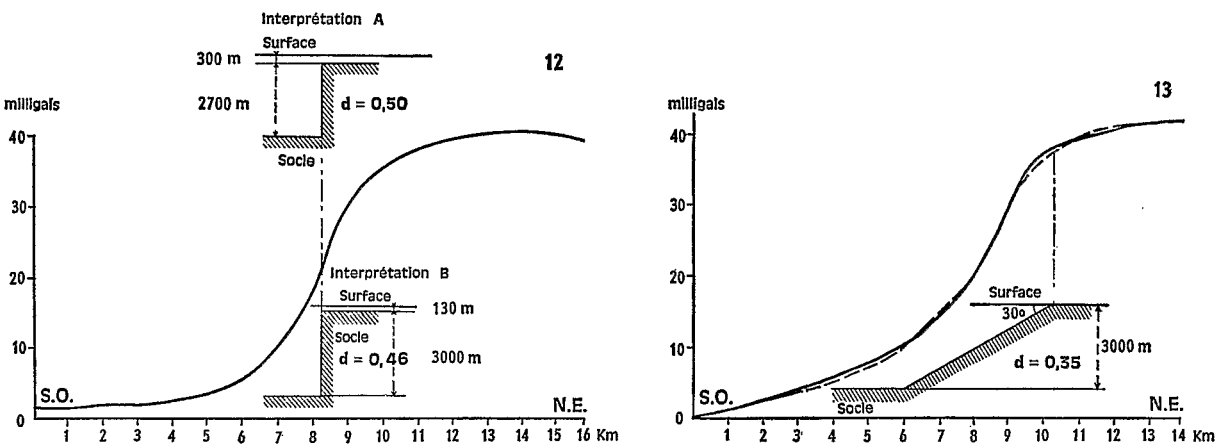


FIG. 109. — Interprétation des profils de gravimétrie de détail (Ténéré).

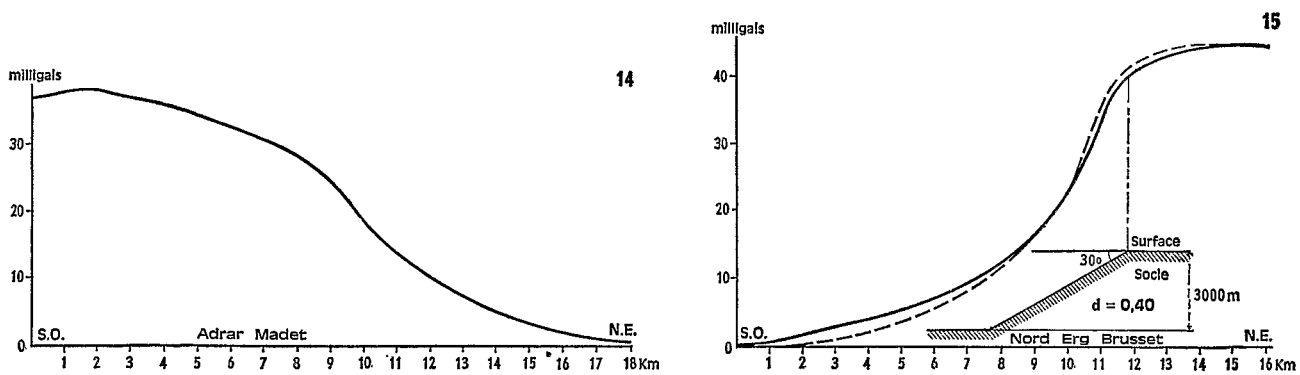


FIG. 110. — Interprétation des profils de gravimétrie de détail (Ténéré).

Des solutions peuvent être trouvées avec des failles plus profondes, mais elles conduisent alors à des contrastes de densité géologiquement impossibles.

3. **Profil 13** (fig. 109).

Une interprétation par faille affleurante inclinée à 30° convient très bien. L'écart entre la courbe théorique et le profil de mesures ne dépasse pas 1 milligal. On obtient un rejet de l'ordre de 3 000 mètres pour un contraste de densité de 0,35. Ce résultat se concilie bien avec celui trouvé dans l'examen du profil 12 situé à proximité.

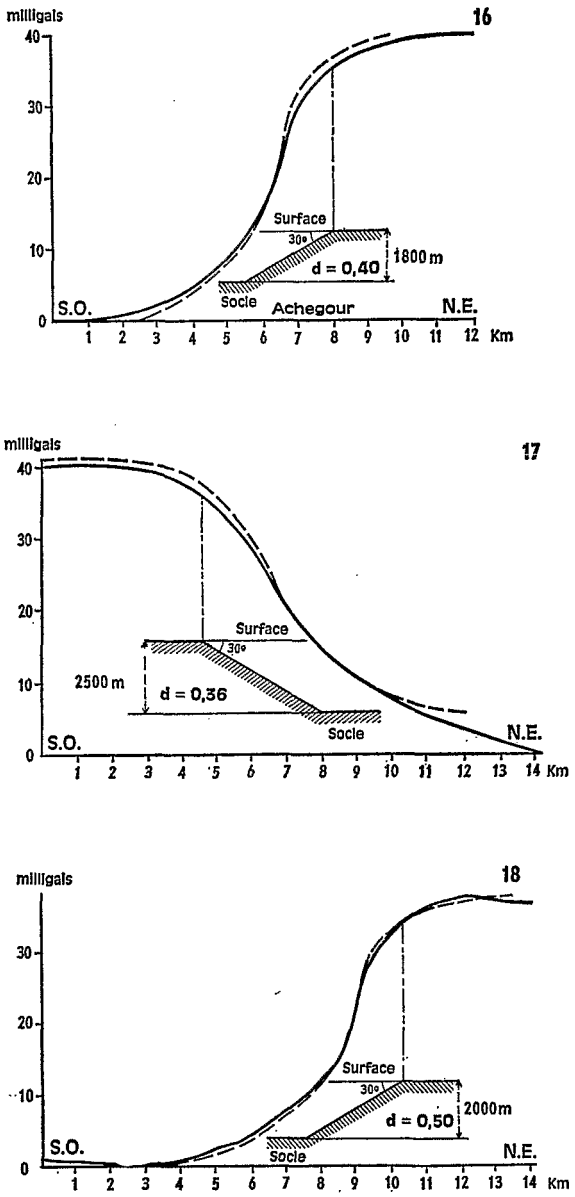


FIG. III. — Interprétation des profils de gravimétrie de détail (Ténéré).
(Sur le profil 16, lire d = 0,54 et non d = 0,40.)

4. **Profil 14** (fig. 110).

Des essais d'interprétation par faille masquée verticale ou par faille inclinée à 30° conduisent à des résultats géologiquement inacceptables. Une structure superficielle avec une pente de l'ordre de 10% pourrait, par contre, interpréter le profil. Des structures un peu plus raides, mais plus profondes, peuvent évidemment également convenir.

5. **Profil 15** (fig. 110).

Ce profil s'interprète bien (à 2 milligals près) par une faille affleurante inclinée à 30°. Le rejet est de 3 000 mètres, le contraste de densité de 0,40. On constate que les profils 12, 13 et 15 donnent des résultats cohérents.

6. **Profil 16** (fig. 111).

Interprétation correcte par une faille affleurante inclinée à 30°, rejet de 1 800 mètres avec un contraste de densité de 0,54.

7. **Profil 17** (fig. 111).

Bonne interprétation par une faille affleurante inclinée à 30°, rejet de 2 500 mètres, contraste de densité de 0,36.

8. **Profil 18** (fig. 111).

Même interprétation possible. Faille affleurante inclinée à 30° — rejet de 2 000 mètres — contraste de densité de 0,50.

II. — LES PROFILS DE SONDAGES ÉLECTRIQUES — LES COUPES GÉOLOGIQUES INTERPRÉTATIVES.

a) Les sondages électriques de Nigeria (fig. 112).

Ces sondages (fig. 113) sont situés le premier sur l'emplacement du forage profond de Maïdougouri, les trois autres sur des emplacements de tirs de sismique réfraction effectués en 1958-1959 par les « Overseas Geological Surveys » de Londres en liaison avec le « Geological Survey » de Nigeria. Les résultats de la prospection sismique ont été communiqués par C. R. Cratchley.

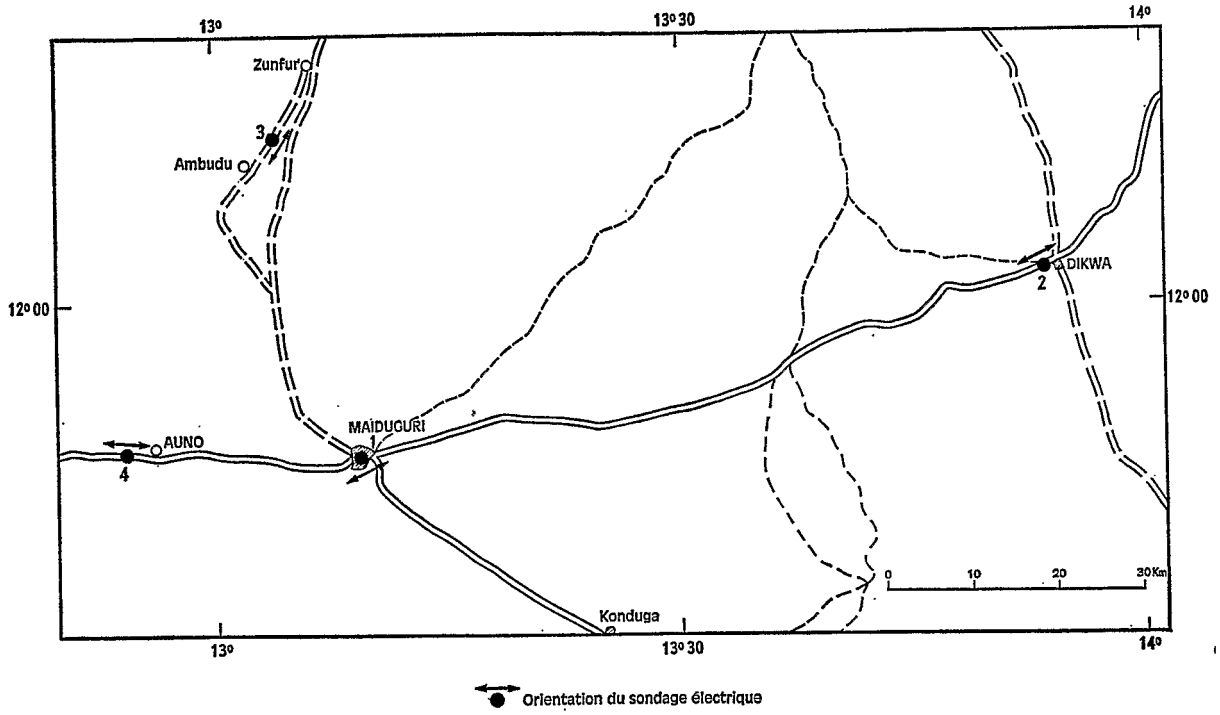


Fig. 112. — Plan de localisation des sondages électriques de Nigéria.

Sondage 1 (forage de Maïdougouri).

Si l'on néglige la première centaine de mètres, le remplissage sédimentaire se comporte sensiblement comme un terrain de résistivité très basse ; en fait, il est constitué d'alternance de conducteurs et de résistants mais leur épaisseur ne permet pas d'en déduire les résistivités. Tout à fait en fin de diagramme apparaît une remontée, il est difficile de savoir à quelle profondeur du socle elle correspond. La conductance du remplissage est de l'ordre de 1 400, si l'on admet une résistivité de 2, cela conduit à supposer le socle a près de 3 000 mètres de profondeur.

Le forage mécanique avait indiqué la formation du Tchad sur 600 mètres d'épaisseur ; ensuite, jusqu'à 1 145 mètres, fin du forage, des marnes noires avaient été carottées. Le diagramme électrique montre donc que tous ces terrains sont très conducteurs.

Sondage 2.

La branche de droite du diagramme montre une pente assez faible, ce qui est anormal car la

prospection sismique indique la présence du socle cristallin. Ceci pourrait résulter d'une inclinaison du socle. La conductance du remplissage serait de 120 environ, comme les tirs sismiques conduisent à supposer le socle à une profondeur d'un peu plus de 500 mètres, une valeur de 4 pourrait être adoptée pour la résistivité.

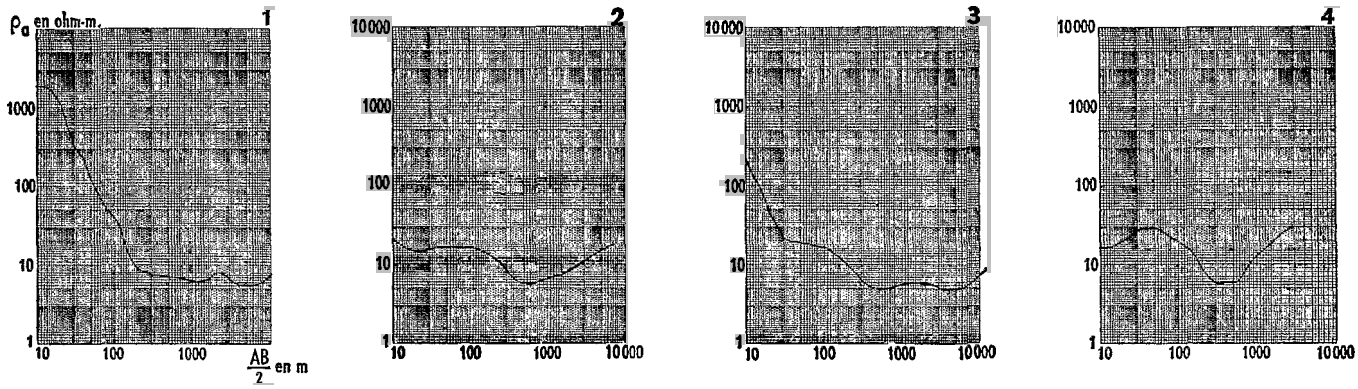


FIG. 113. — Diagrammes des sondages électriques de Nigéria.

Sondage 3.

Le remplissage présente essentiellement deux séries conductrices dont les conductances seraient d'environ pour la première 150, pour la seconde 1 200. Ce qui avec des résistivités de 2 à 3 ohm.mètres donnerait une épaisseur de sédiments compatible avec les résultats de la sismique (socle à 3 300 m).

Sondage 4.

Ici, encore, le remplissage semble essentiellement conducteur, sa conductance est de près de 100. Ceci, compte tenu du résultat des tirs sismiques qui situe le socle à une profondeur de 600 mètres, conduirait à admettre une résistivité de 5 à 6 ohm.mètres. Une telle valeur est trop forte pour être compatible avec le diagramme électrique. Il est donc probable que la branche finale du sondage comprend une formation résistante, probablement des grès, que la prospection sismique n'a pas différencié. Nous avions déjà constaté dans le bassin de Doba, au Tchad, que la méthode sismique n'avait pas séparé les grès du Continental terminal et les formations argileuses crétacées sous-jacentes.

b) PROFIL I (Gouré-Moussoro) (fig. 114, 115, 116, 117, 118 et planche en couleurs p. 240).

Il convient avant d'examiner ce profil d'indiquer que les sondages compris entre le 22 et le 26 ne peuvent pas être interprétés valablement au-delà des distances $\frac{AB}{2} = 1\,000$ mètres. Cela résulte de mesures défectueuses par suite d'une panne de l'enregistreur. Nous avons utilisé pour ce secteur les sondages effectués par la Compagnie Générale de Géophysique pour le compte de la F.A.O. (campagne réalisée dans le premier semestre 1969). D'une manière générale, il faut préciser que l'interprétation géologique proposée pour cette coupe électrique résulte des entretiens qui eurent lieu en janvier et juin 1969 lors des réunions de la Commission du bassin du lac Tchad[1] et, plus particulièrement, de conversations avec J. GREIGERT.

1. Cette Commission groupe les quatre Etats riverains du Lac. Elle permet en particulier aux techniciens de ces états de mettre en commun leur expérience.

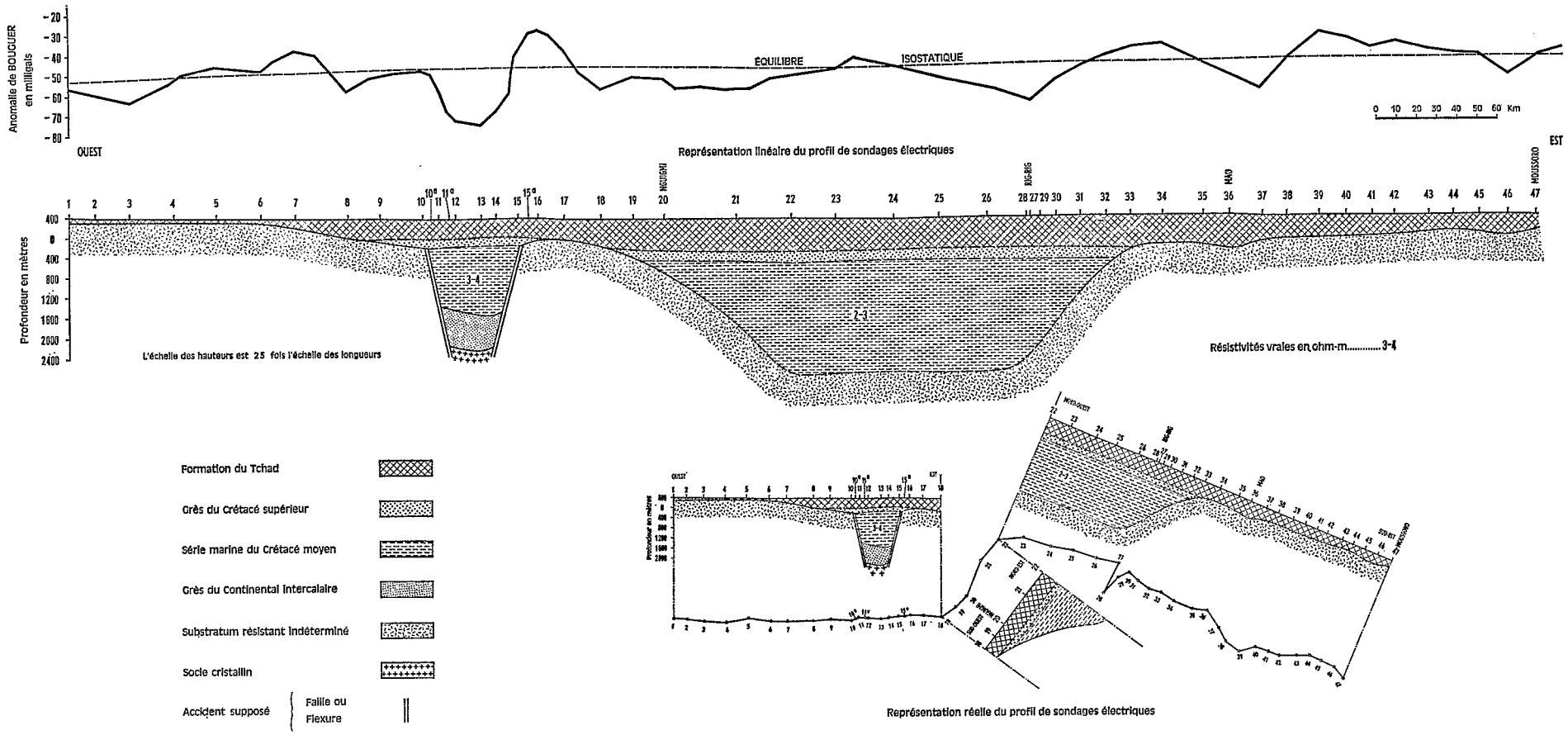


FIG. 114. — Essai de coupe géologique suivant le profil I (Gouré-Moussoro).

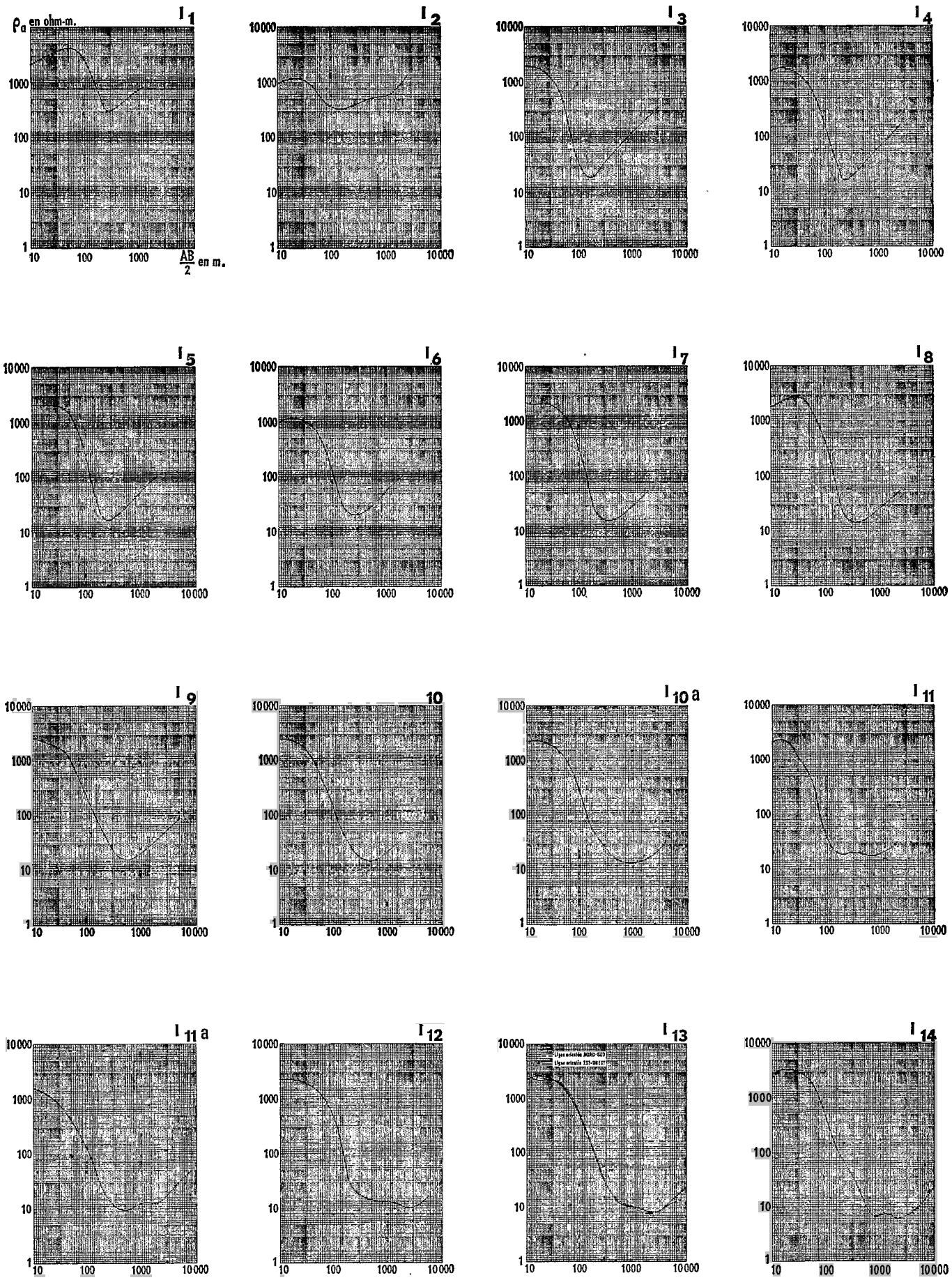


FIG. 115. — Diagrammes des sondages électriques (profil I).

Les sondages de 1 à 10 indiquent un enfoncement régulier et lent du socle. La conductance du remplissage qui est de 1,2 au 1 n'atteint que 80 au sondage 10 à 200 kilomètres. Le sondage 9 présente une conductance de 54. Une reconstitution théorique du diagramme conduit à proposer la succession suivante :

25 mètres à 2 500 ohm.mètres,
75 mètres à 150 ohm.mètres,
300 mètres à 6 ohm.mètres,
substratum résistant.

Compte tenu de ce que l'on connaît des forages situés un peu plus au sud qui rencontrent la formation du Tchad (Quaternaire — fin Tertiaire) sur près de 300 mètres, nous pouvons estimer que c'est bien cette formation qui correspond aux divers horizons surmontant le substratum résistant.

Le substratum résistant, pour sa part, n'est pas obligatoirement constitué par le soubassement cristallin. Un diagramme théorique a, en effet, été calculé en admettant la présence de 300 mètres de terrains à 50 ohm.mètres sur le socle de résistivité infinie et la concordance avec le diagramme expérimental reste très bonne. Un tel terrain peut donc être présent et pourrait correspondre soit au Continental intercalaire sous le faciès grès du Tégama, que l'on rencontre dans le Niger oriental [1], soit à des grès du Continental hamadien (grès du Koutou) qui sont connus au nord du massif de Gouré.

Le sondage 10 a marque un approfondissement important du substratum résistant, mais sa position par rapport à l'anomalie gravimétrique indique qu'il se situe dans une zone tectonisée. Par suite son interprétation conduite en supposant une répartition horizontale des terrains serait très contestable.

Les sondages suivants, du 11 au 15 inclus, se trouvent tous dans la zone effondrée indiquée par la gravimétrie. On constate que la prospection électrique confirme bien l'existence d'un fossé. Nous avons indiqué déjà la manière dont le remplissage se présentait et les correspondances géologiques que nous admettions. En fait nous pensons que les Formations du Tchad se développent largement et que des grès du Crétacé supérieur ou du Continental terminal surmontent de très puissantes formations du Crétacé marin. Le substratum résistant peut être constitué, comme dans la première partie du profil, soit directement du socle cristallin soit du socle surmonté de grès du Continental intercalaire. Les conductances des séries conductrices atteignent des valeurs très fortes : 340 au 12, 420 au 13, 500 au 14, 480 au 15. Ce qui avec des résistivités de 5 ohm.mètres qui semblent compatibles avec l'allure des diagrammes conduit à des épaisseurs de terrains conducteurs atteignant 2 500 mètres. La comparaison de tels résultats avec la profondeur du fossé à laquelle conduit la gravimétrie (2 500 m environ) nous montre qu'il n'est pas indispensable d'admettre la présence de Continental intercalaire pour que les deux méthodes se rejoignent.

Au-delà du 15, les sondages électriques indiquent un remplissage beaucoup moins important, ils sont hors de la fosse, ce qui est d'ailleurs conforme aux données gravimétriques. Sous deux terrains de résistivité décroissante, l'essentiel des formations sédimentaires est constitué par un terrain conducteur : il pourrait y avoir 500 mètres à 3 ohm.mètres aux 15 a, 16, 17, un peu plus au 18. Comme pour la portion 1 à 10 de ce profil, nous supposerons que le remplissage est essentiellement constitué par les Formations du Tchad assez puissantes. On peut remarquer que la remontée du socle entre les sondages 15 et 18 correspond bien à une dorsale en gravimétrie.

A partir du 19 un nouvel approfondissement apparaît puisque le remplissage pourrait mesurer environ 900 mètres au 19 et plus de 1 000 mètres au 20. Le sondage 21 indique une sédimentation très importante, du même ordre que celle que l'on rencontre dans le fossé de N'Gel Edji. La conductance totale des séries conductrices y atteint 700. La succession stratigraphique pourrait être la suivante : sous une couverture résistante quaternaire apparaît la Formation du Tchad conductrice

1. Rappelons que le Continental intercalaire au Niger est divisé classiquement en trois formations qui sont, de bas en haut : les grès d'Agadès, les argilites de l'Irhazer, les grès du Tégama (GREIGERT et POUGNET, 1967).

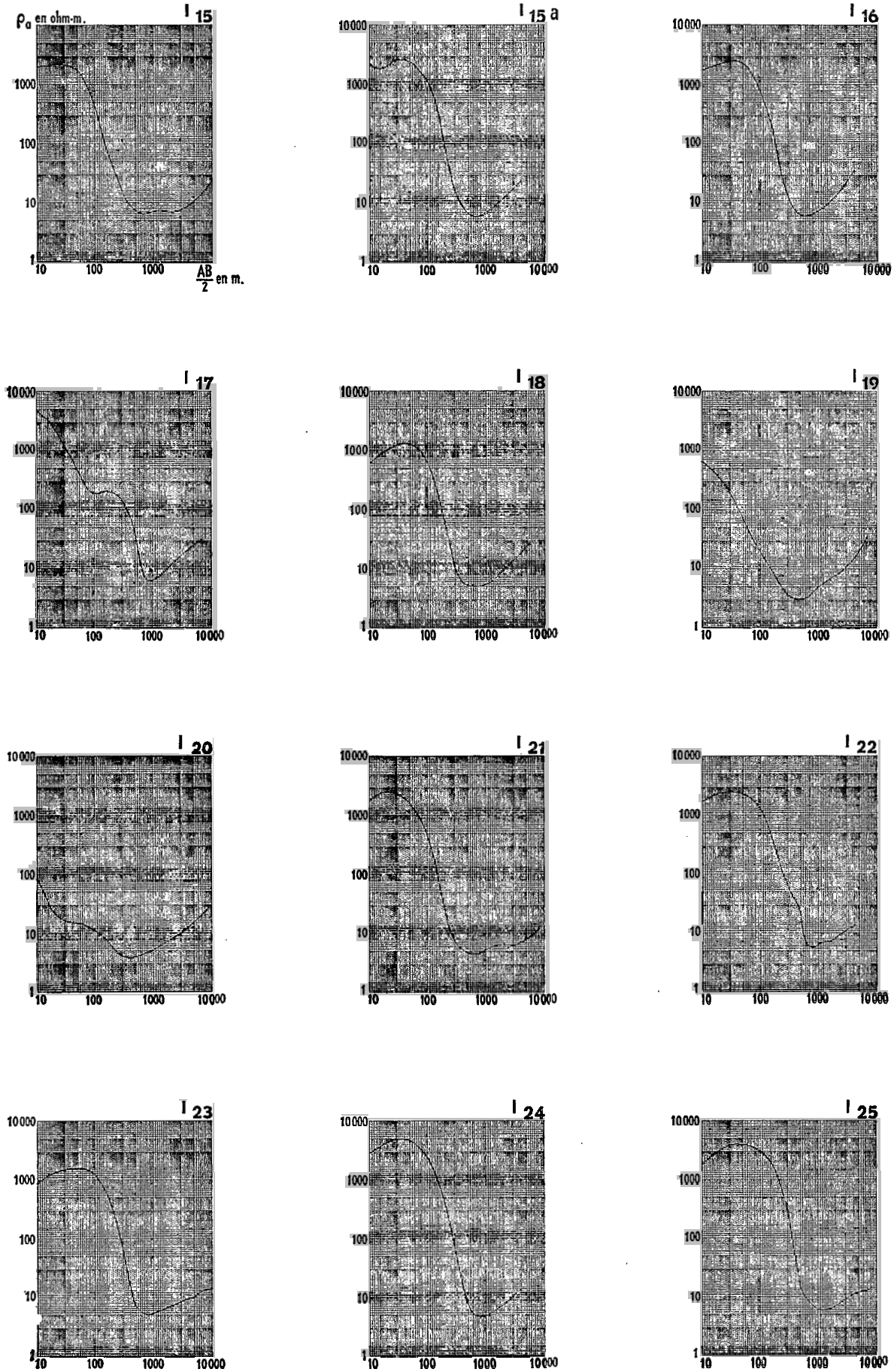


FIG. 116. — Diagrammes des sondages électriques (profil I, *suite*).

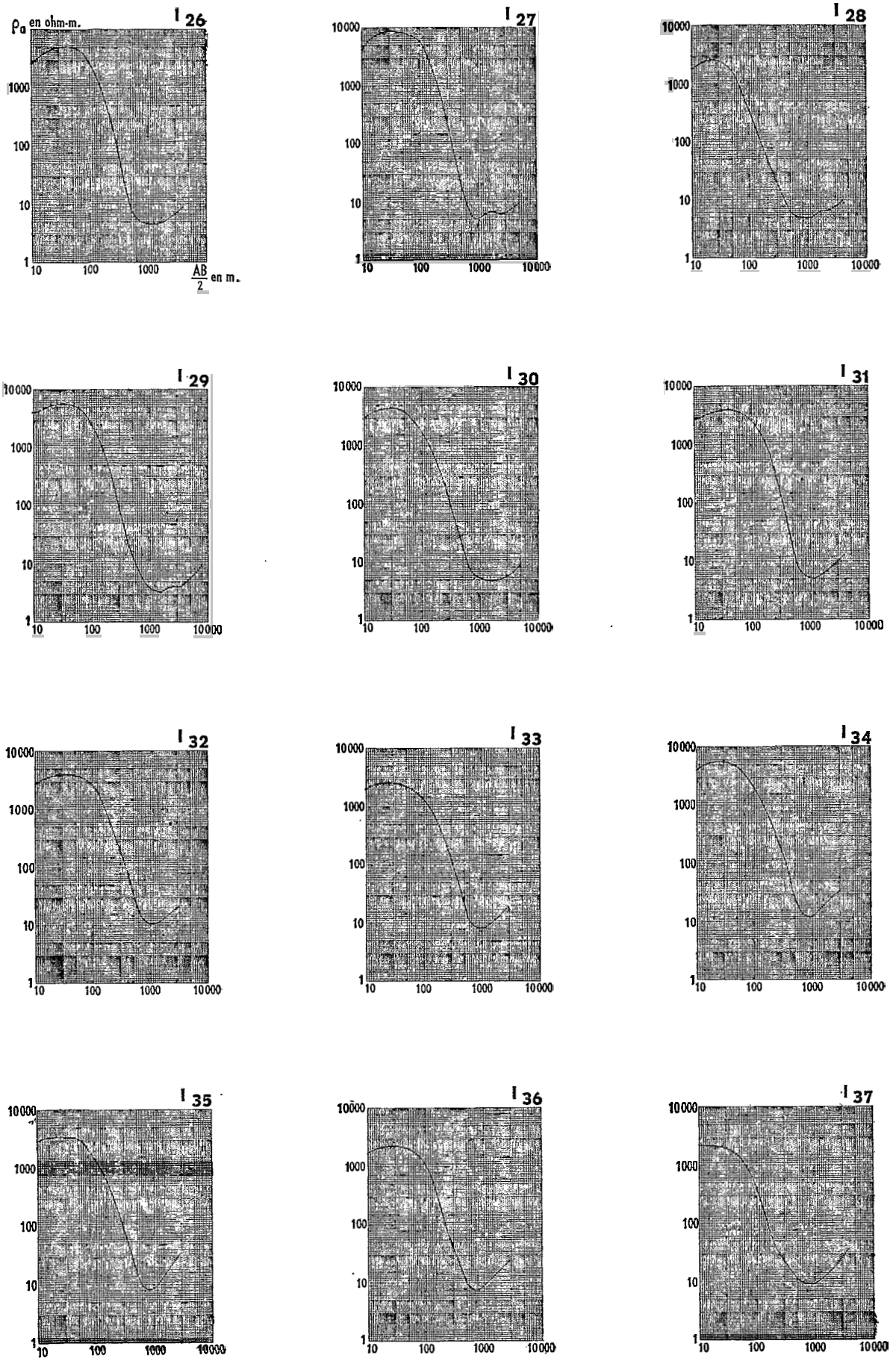


FIG. 117. — Diagrammes des sondages électriques (profil I, *suite*).

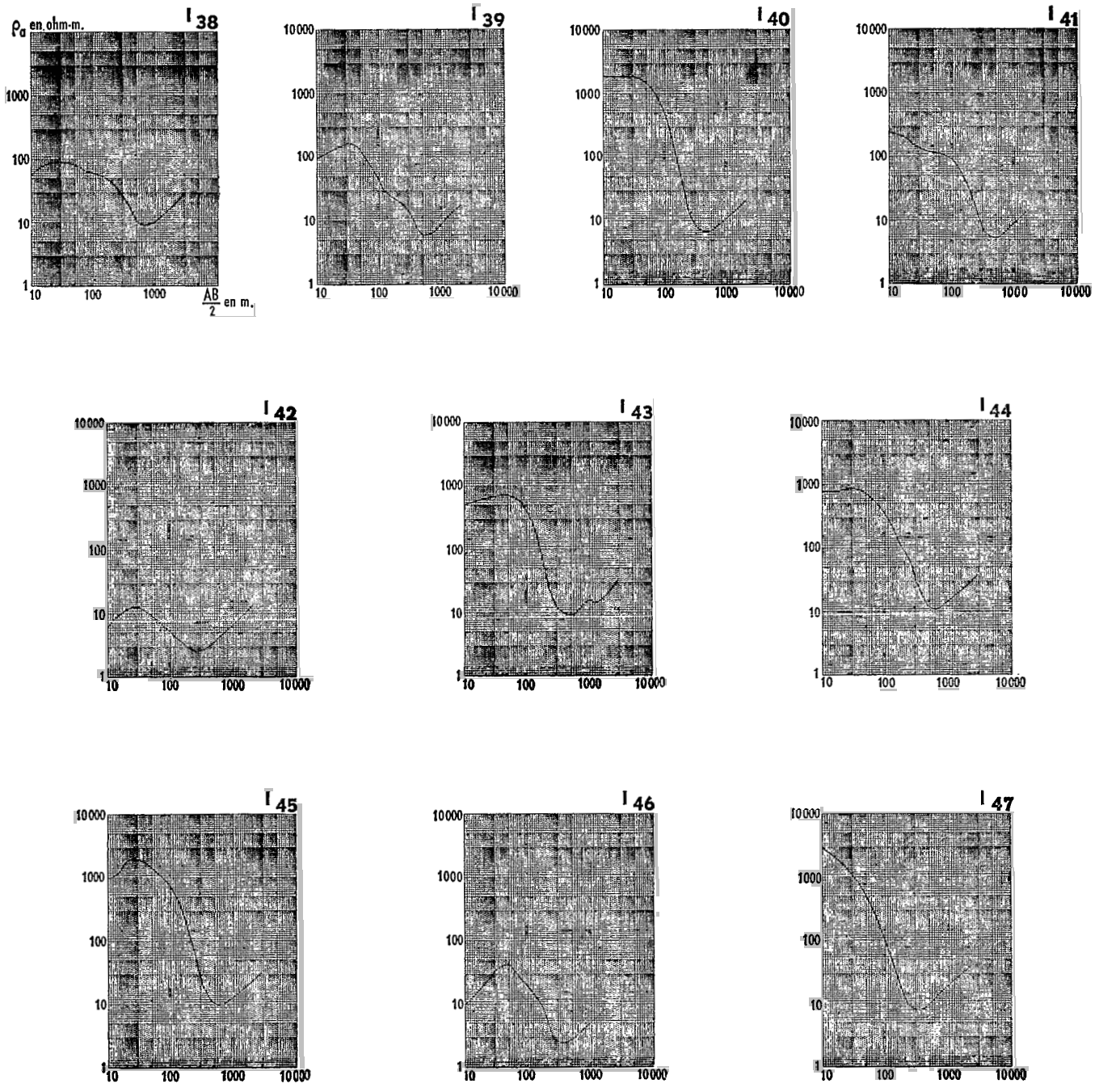


FIG. 118. — Diagrammes des sondages électriques (profil I, *suite*).

dans l'ensemble, son épaisseur pourrait être de 600 mètres, ensuite un Crétacé gréseux mesurant, par exemple 200 mètres à 50 ohm.mètres, surmonterait le Crétacé moyen très argileux, en partie marin très certainement : sa puissance serait de 1 200 mètres pour une résistivité de 3 ohm.mètres. Le substratum résistant indéterminé pourrait correspondre au Continental intercalaire gréseux reposant sur le socle cristallin ou uniquement à ce dernier. Toute cette partie du bassin reste pro-

fonde jusqu'au sondage 30 où la conductance de la série dépasse encore 500. Au-delà, vers l'est, le socle se rapproche rapidement de la surface, au 33 la conductance n'est plus que de 160, au 34 de 85, entre ce dernier sondage et le 46 la conductance oscille entre 70 et 115 et à Moussoro elle se réduit à 50. C'est vers le 31 que doit disparaître l'importante série du Crétacé moyen qui constituait l'essentiel du remplissage des zones profondes. Il ne doit rapidement plus rester que les Formations du Tchad reposant sur le socle, celui-ci ne dépassant pas 400 mètres et se situant probablement à Moussoro à moins de 200 mètres. On peut constater que le bassin profond qui s'étend du sondage 21 au sondage 30 ne se marque pas en gravimétrie. Ceci peut être dû au fait que ce bassin ne correspond pas à un accident tectonique mais apparaît progressivement. Dans ces conditions la compensation isostatique peut jouer un rôle considérable en éliminant de la carte gravimétrique l'influence du remplissage sédimentaire.

Nous dirons quelques mots ici des sondages 315 *a*, *b*, *c* [1] et 309, *a* et *b* [1] effectués dans la vallée de la Dillia entre Nguigmi et Termit sud. Ces sondages (fig. 119) avaient pour but d'essayer d'atteindre le substratum résistant que la campagne de prospection de 1960 effectuée par la C.G.G. avec des lignes de 6 000 mètres n'avait pu mettre en évidence. Seuls les sondages 309 *b* et 315 *c* ont réalisé ce but. Ils ont permis de mettre en évidence le même remplissage que celui qu'indiquent les sondages profonds du profil I, le 21 par exemple, c'est-à-dire : les Formations du Tchad surmontant un résistant, les grès du Crétacé supérieur ou du Continental terminal, puis la puissante formation argileuse du Crétacé moyen sur le substratum résistant, ce dernier étant soit les grès du

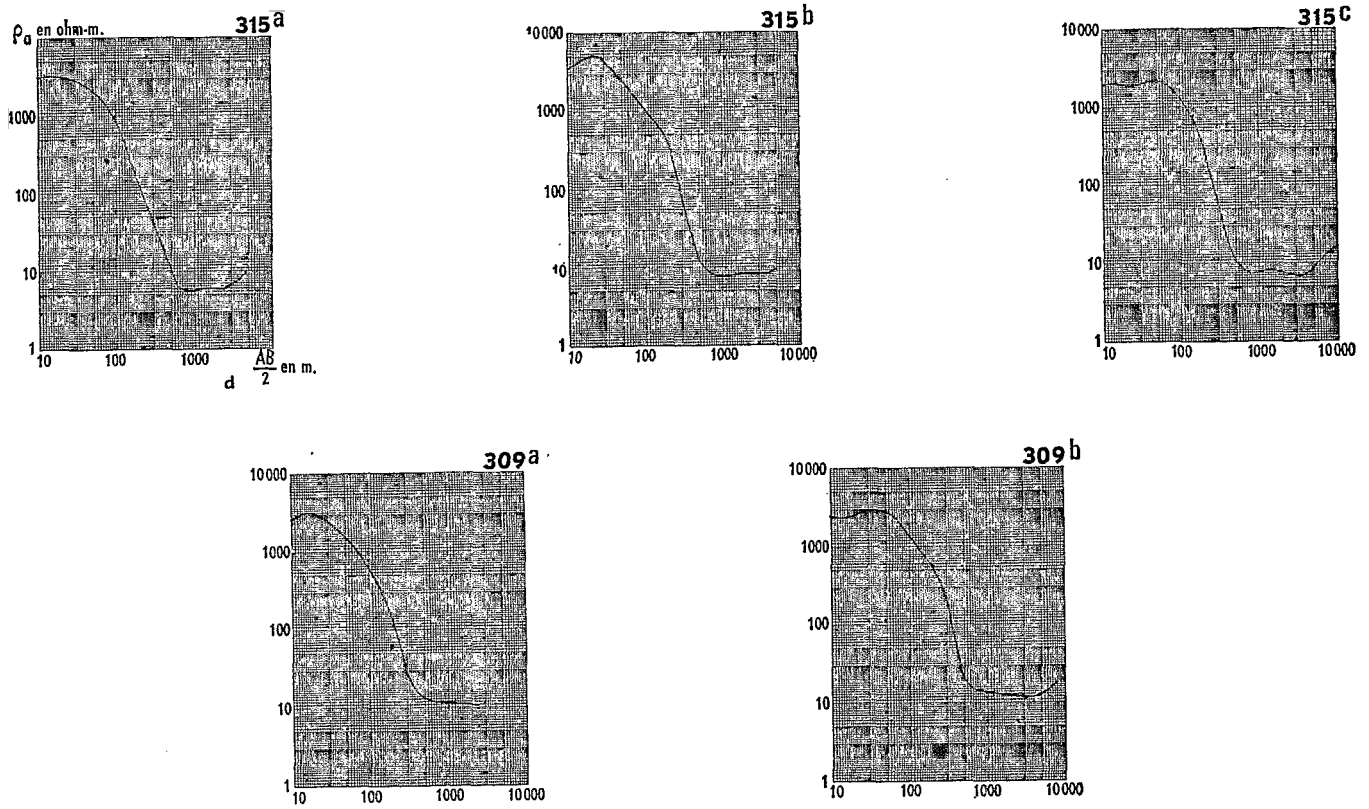


FIG. 119. — Diagrammes des sondages électriques effectués dans la vallée de la Dillia.

1. Cette numérotation a été adoptée car ces sondages sont au voisinage des 309 et 315 effectués antérieurement par la Compagnie Générale de Géophysique

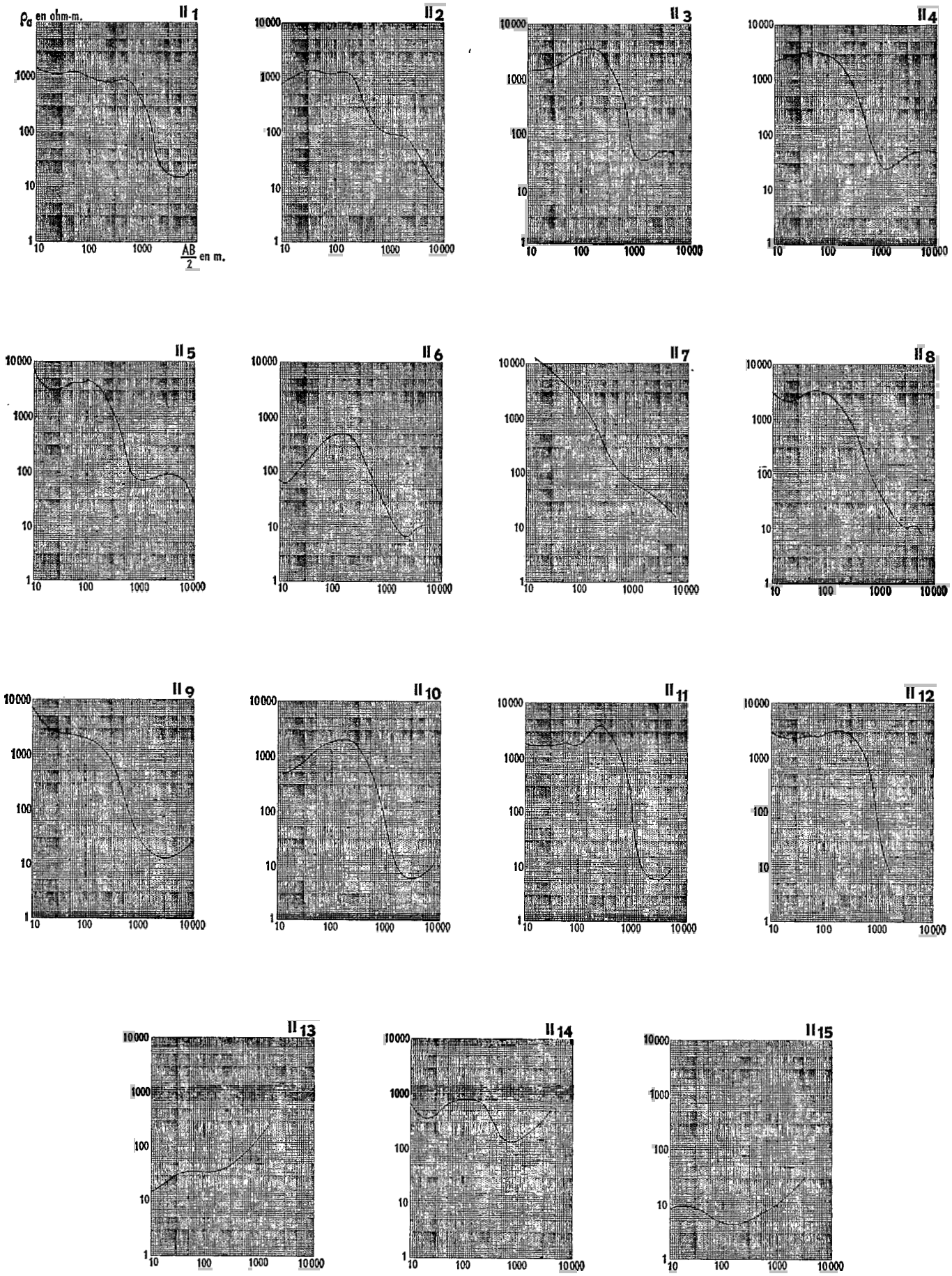


FIG. 120. — Diagrammes des sondages électriques (profil II).

Continental intercalaire, soit le socle cristallin. La série sédimentaire serait un peu plus épaisse au 315 *c* qu'au 309 *b* : en effet, la conductance des séries conductrices est respectivement de 700 et 500, ce qui, avec des résistivités de 3 ohm·mètres, indique des épaisseurs de terrains argileux d'au moins 2 000 mètres et 1 500 mètres. Les grès du Crétacé supérieur avec une résistance transversale d'environ 7 000 pourraient représenter une centaine de mètres à 70 ohm·mètres. Il apparaît donc que la fosse mise en évidence sur le profil I à l'est de Nguigmi se prolonge sous la vallée de la Dillia. Nous allons d'ailleurs voir maintenant qu'elle s'étend plus au nord vers le massif de Termit et jusque dans la région d'Agadem et Dibella.

c) PROFIL II (Termit sud — Dibella) (fig. 120, planche en couleurs p. 240).

Entre Gouré et le massif de Termit, la Compagnie Générale de Géophysique a effectué à plusieurs reprises des sondages électriques qui ont mis en évidence sous une mince couverture quaternaire un important conducteur. Celui-ci s'épaissit vers le massif de Termit, il correspond au Crétacé marin (il a été reconnu par puits). Au-dessous existe un résistant, vraisemblablement les grès du Continental intercalaire qui présentent à leur base un conducteur avant le résistant final. Ce conducteur était interprété par la C.G.G. comme représentant le faciès argileux de l'Irhazer du Continental intercalaire. Ce point semble douteux car cela reviendrait à admettre une extension énorme pour ce faciès de sédimentation lacustre, ce qui peut paraître étonnant, d'autant plus que dans la région d'Agadès on assiste au passage latéral des formations argileuses à des séries gréseuses en allant vers l'est. Le conducteur à la base des grès du Tégama pourrait plutôt représenter la partie inférieure salée de la nappe des grès.

Les sondages 27 et 31 (fig. 121) avaient pour but de voir si avec des lignes très longues on obtenait des renseignements complémentaires. En fait le sondage 31 a montré que le passage conducteur à la base des grès du Tégama ne semblait pas exister ou bien présentait une épaisseur très faible en cet endroit. Le sondage 27, par contre, montre son existence. Ils confirment tous deux la succession électrique rencontrée par la C.G.G.

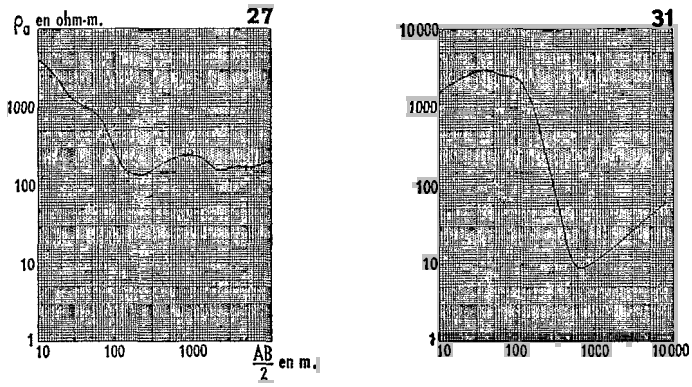


FIG 121. — Diagrammes des sondages électriques 27 et 31 de la C.G.G. repris en longue ligne (entre Gouré et Termit).

Notre profil II s'étend de Termit sud jusqu'à l'affleurement du socle de Dibella. Seul le sondage 1 et ceux qui sont situés au-delà du 9 permettent de mettre en évidence le substratum résistant. Tous les autres montrent des séries conductrices particulièrement épaisses. Le sondage 1 indique, sous près de 400 mètres de formations résistantes (1 000 ohm.mètres) qui correspondent probablement au Continental terminal et au Crétacé supérieur gréseux, une puissante formation conduc-

trice dont la conductance de l'ordre de 500 peut correspondre à 2 000 mètres de terrains à 4 ohm.mètres, il s'agit incontestablement du Crétacé marin. Tout ceci repose sur le substratum résistant. Du sondage 2 au 8 inclus, on peut seulement dire que le remplissage s'épaissit considérablement et que les Formations du Tchad se développent probablement en surface au-dessus des grès du Crétacé supérieur. A partir du 9 on observe, sous des formations de surface résistantes qui peuvent atteindre 200 mètres, un amincissement progressif de la série conductrice marine. Sa conductance est de 300 au 9, un peu plus au 10 et au 11 mais sa résistivité pourrait y être plus basse, les 13, 14 et 15 montrent le substratum résistant très proche de la surface. Le sondage 13 est d'ailleurs pratiquement sur le socle cristallin.

Compte tenu du peu de données quantitatives dont nous disposons, il n'a pas semblé utile de tracer une coupe géologique pour ce profil II.

d) PROFIL III (Téfidet — Achegour) (fig. 122, 123, 124 et planche en couleurs, p. 224).

Une interprétation possible des sondages de ce profil figure sur la coupe schématique de la figure 122. Les résistivités adoptées pour l'évaluation des profondeurs y sont indiquées.

Les sondages électriques 12 et 15 ont subi un traitement automatique. Ils suggèrent tous deux des successions du même type. En partant de la surface on peut admettre environ 300 mètres de terrains variés présentant à la base une formation conductrice. Ce pourrait être l'équivalent des Formations du Tchad connues plus au sud. Ensuite apparaissent un ou deux terrains plus résistants (20 à 40 ohm·m) qui pourraient correspondre à l'ensemble Crétacé supérieur — Continental terminal, ils seraient d'ailleurs sensiblement plus importants au sondage 12 qu'au sondage 15. En dessous, dans les deux cas, se présente une épaisse formation conductrice, ce pourrait être le Crétacé moyen marin. Un substratum résistant termine les sondages. Il comprendrait des formations gréseuses (de 20 à 100 ohm·m) surmontant le socle cristallin.

Une autre interprétation admettant un important remplissage primaire ferait correspondre la puissante série conductrice à des argiles marines du Carbonifère, les séries supérieures correspondant alors au Crétacé. La géophysique ne permet pas de choisir entre ces hypothèses. Il semble bien,

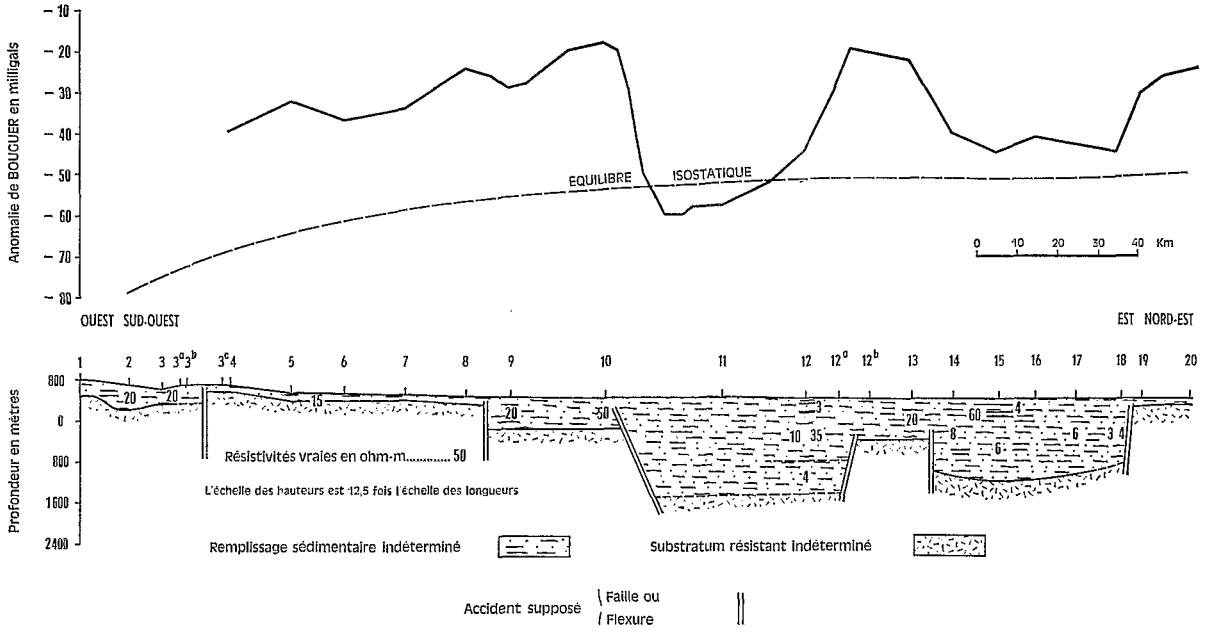


FIG. 122. — Essai de coupe géologique suivant le profil III.

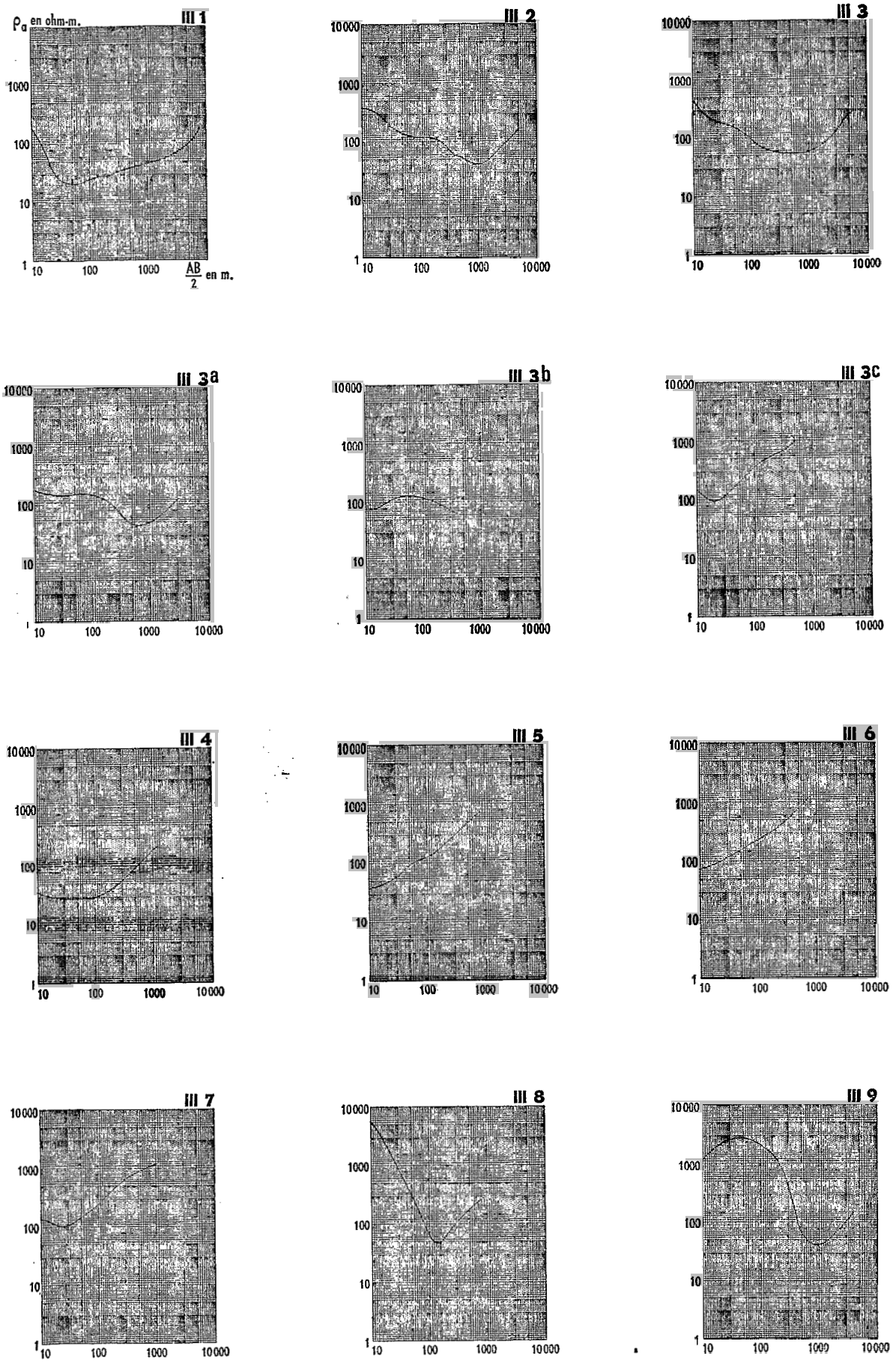


FIG. 123. — Diagrammes des sondages électriques (profil III).

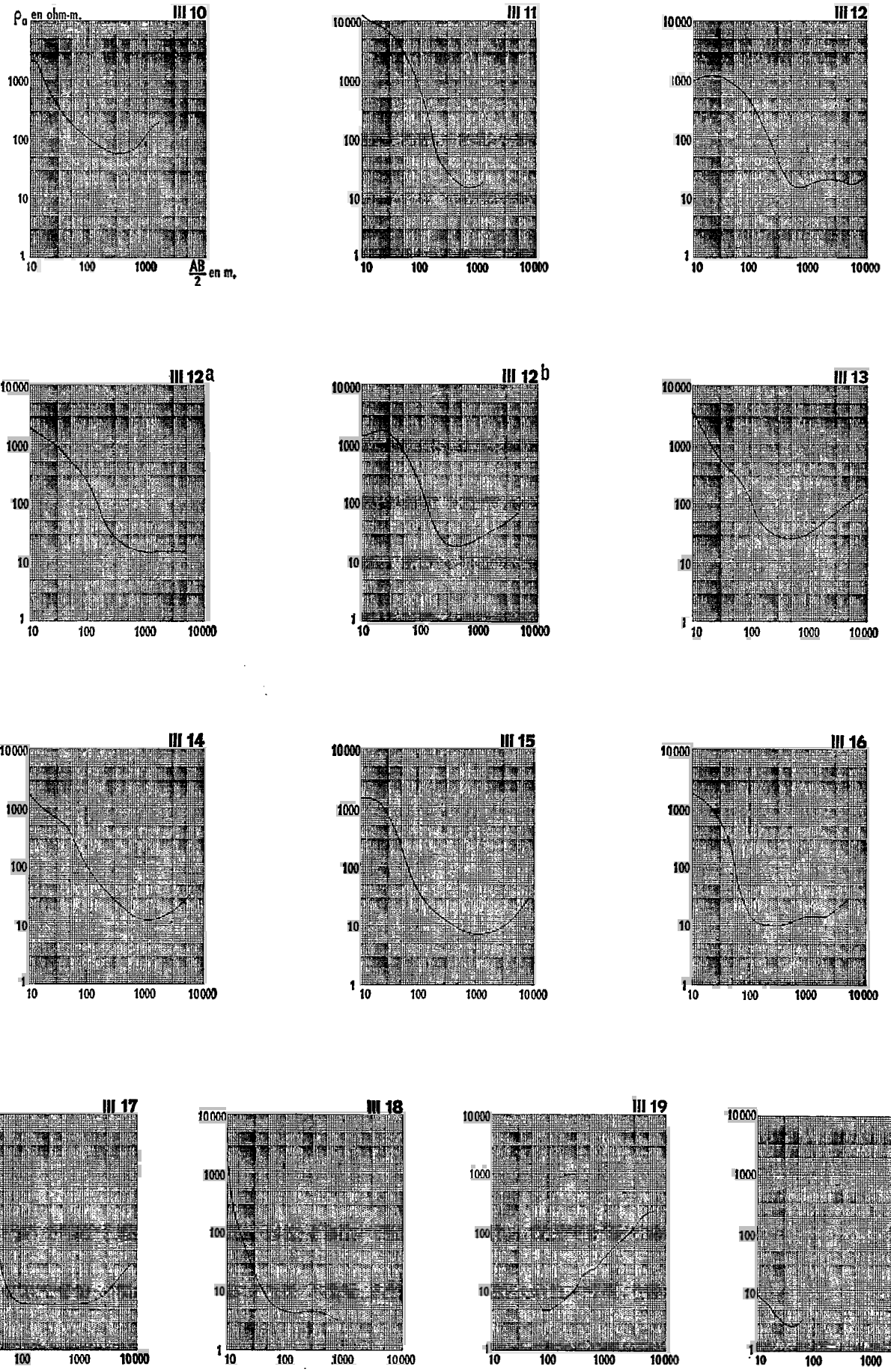


FIG. 124. — Diagrammes des sondages électriques (profil III, *suite*).

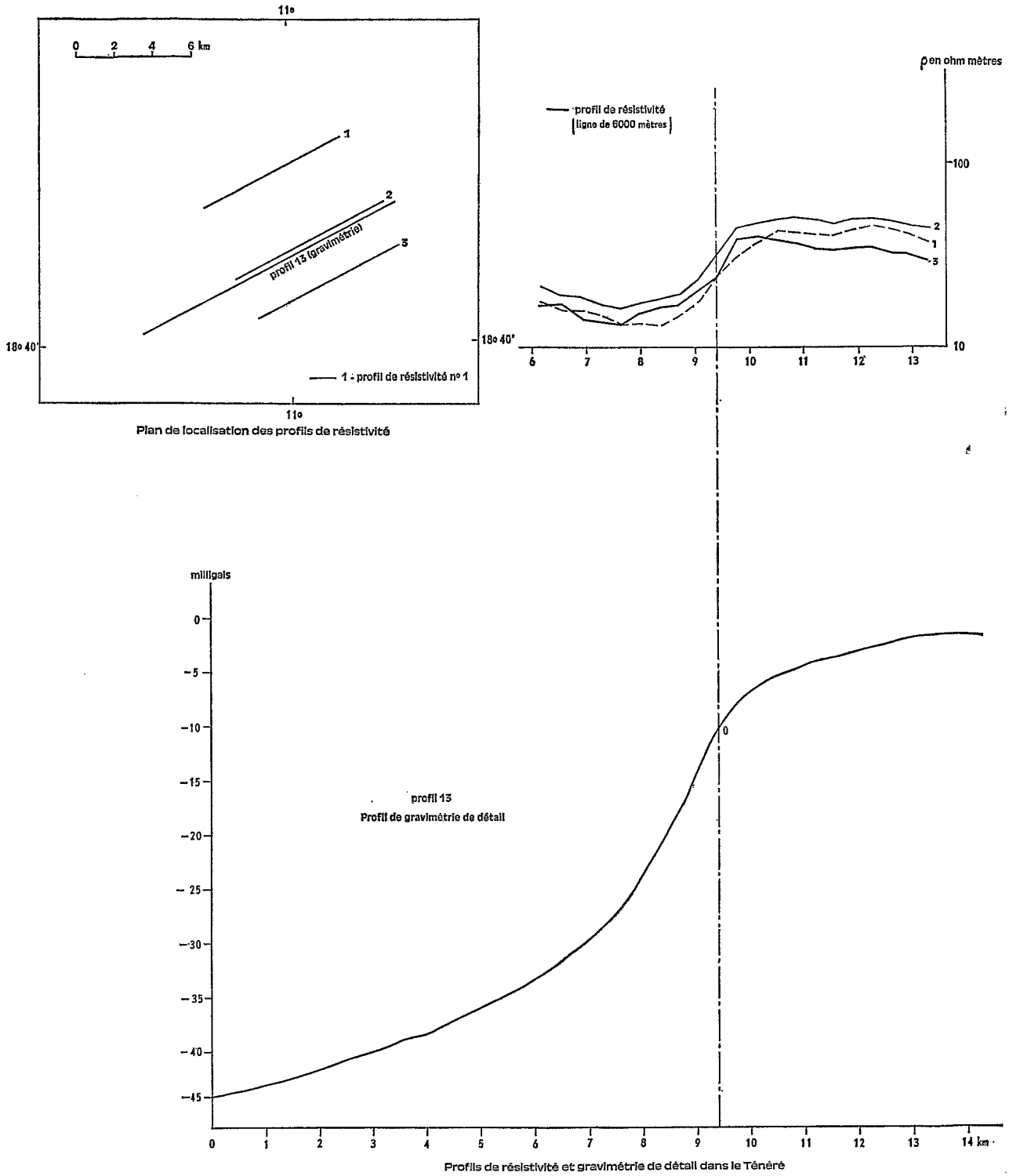


FIG. 125. — Profils de résistivité et gravimétrie de détail dans le Ténéré.

par contre, que les deux fosses présentent des remplissages comparables, l'allure des sondages électriques reste en effet la même.

La figure 125 représente les profils de résistivités réalisés en ligne de 6 000 mètres dans la zone de bordure orientale du fossé de l'Adrar Madet, au voisinage du profil III. On peut constater que la comparaison avec le profil de gravimétrie de détail 13 indique bien une concordance entre les deux méthodes en ce qui concerne la localisation de l'accident.

e) PROFIL IV (fig. 126, 127 et planche en couleurs p. 224).

Les sondages électriques donnent des résultats concordant avec ceux de la gravimétrie. Les deux méthodes montrent bien l'existence d'un fossé. Son flanc occidental serait très abrupt tandis qu'à l'est l'effondrement serait marqué par des failles en échelon comme semblent le montrer les sondages électriques. Un traitement automatique du sondage 11 nous permet de suggérer la succession suivante :

— 130 mètres de terrain de résistivités variées ;
— 80 mètres de terrain à 6 ohm.mètres ;
— 350 mètres de terrain à 80 ohm.mètres ;

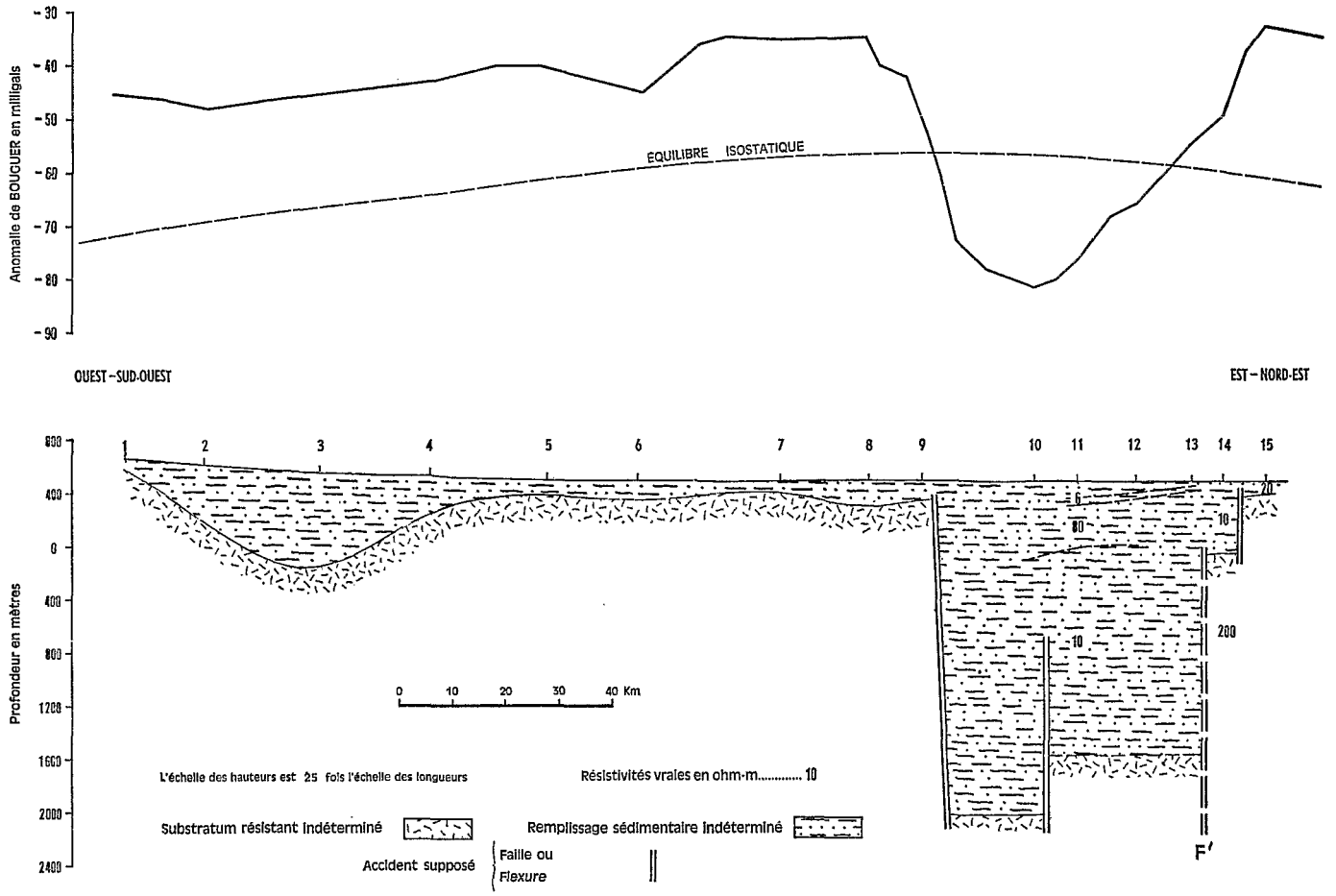


FIG. 126. — Essai de coupe géologique suivant le profil IV.

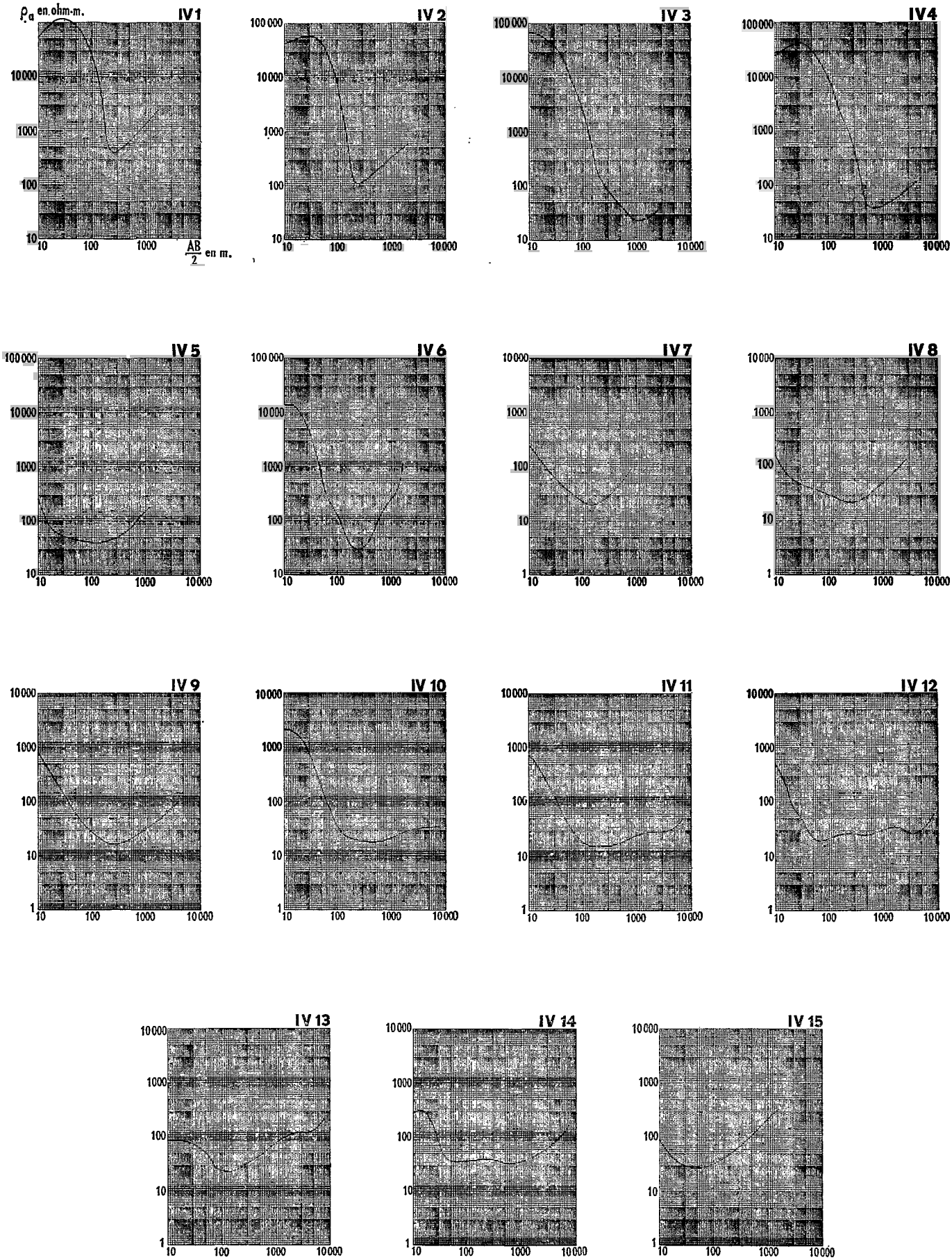


FIG. 127. — Diagrammes des sondages électriques (profil IV).

— 700 mètres de terrain à 10 ohm.mètres ;
— Le substratum résistant.

Il est évident que de nombreuses successions électriquement équivalentes seraient aussi vraisemblables. En l'absence de toute donnée sur le remplissage, il n'est pas possible de pousser plus avant l'interprétation. Il faut signaler que la faille F' est très hypothétique car le sondage 13 prête à discussion.

f) PROFIL V (Frontière algérienne) (fig. 128, 129 et planche en couleurs, p. 224).

Ce court profil montre également une bonne correspondance entre gravimétrie et prospection électrique. Un traitement automatique du sondage 3 situé dans le fossé nous a permis de proposer une succession de terrains susceptible d'interpréter ce diagramme :

— 270 mètres de terrains variés ;
— 100 mètres à 10 ohm.mètres ;
— 500 mètres à 150 ohm.mètres ;
— 1 000 mètres à 9 ohm.mètres ;
— Substratum résistant.

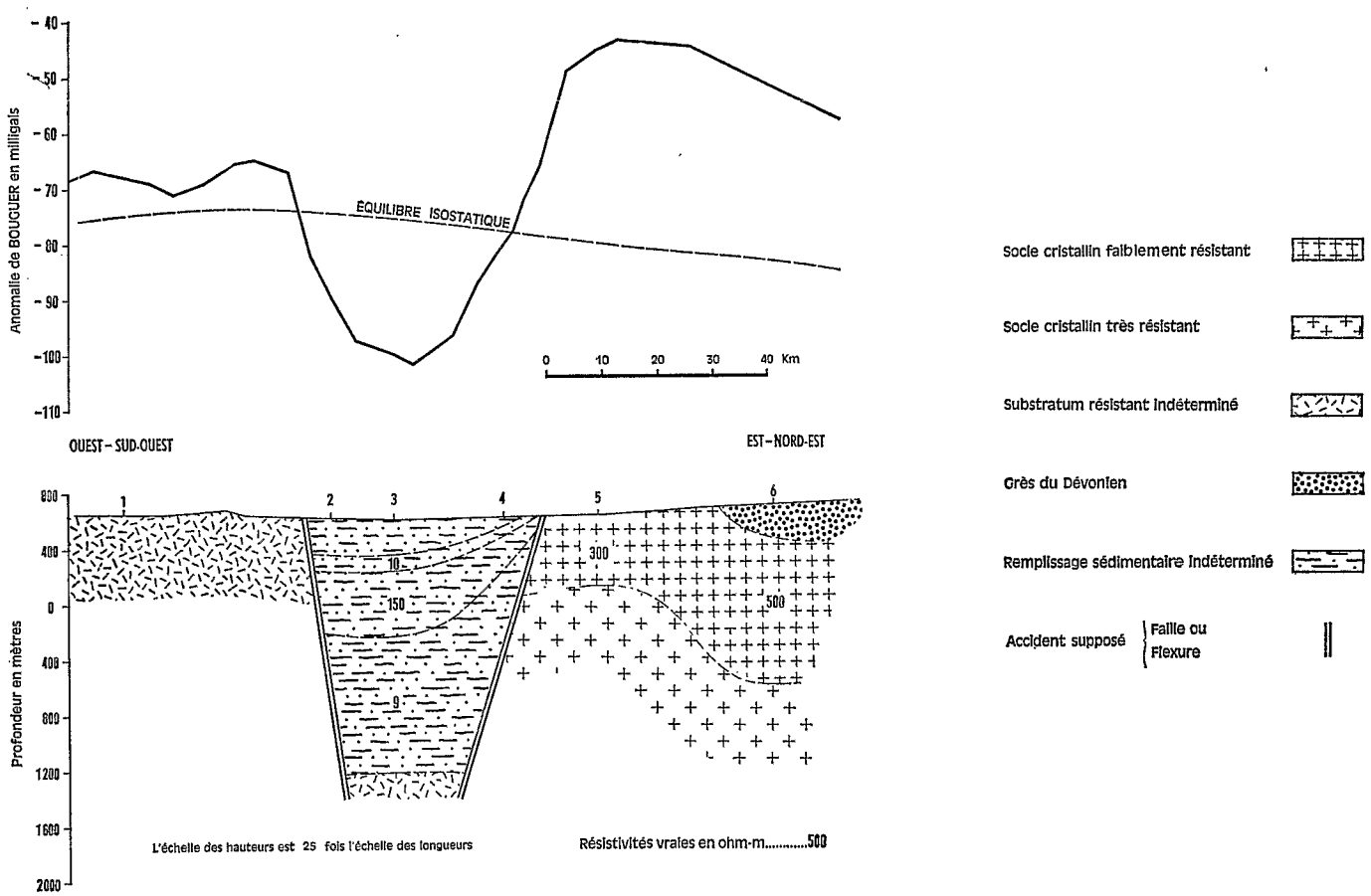


FIG. 128. — Essai de coupe géologique suivant le profil V.

On voit que cette série est cohérente avec les résultats donnés par le profil IV. Les remarques concernant les correspondances géologiques seront donc les mêmes.

L'examen du sondage électrique 5 indique que le socle cristallin sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres est loin d'être infiniment résistant.

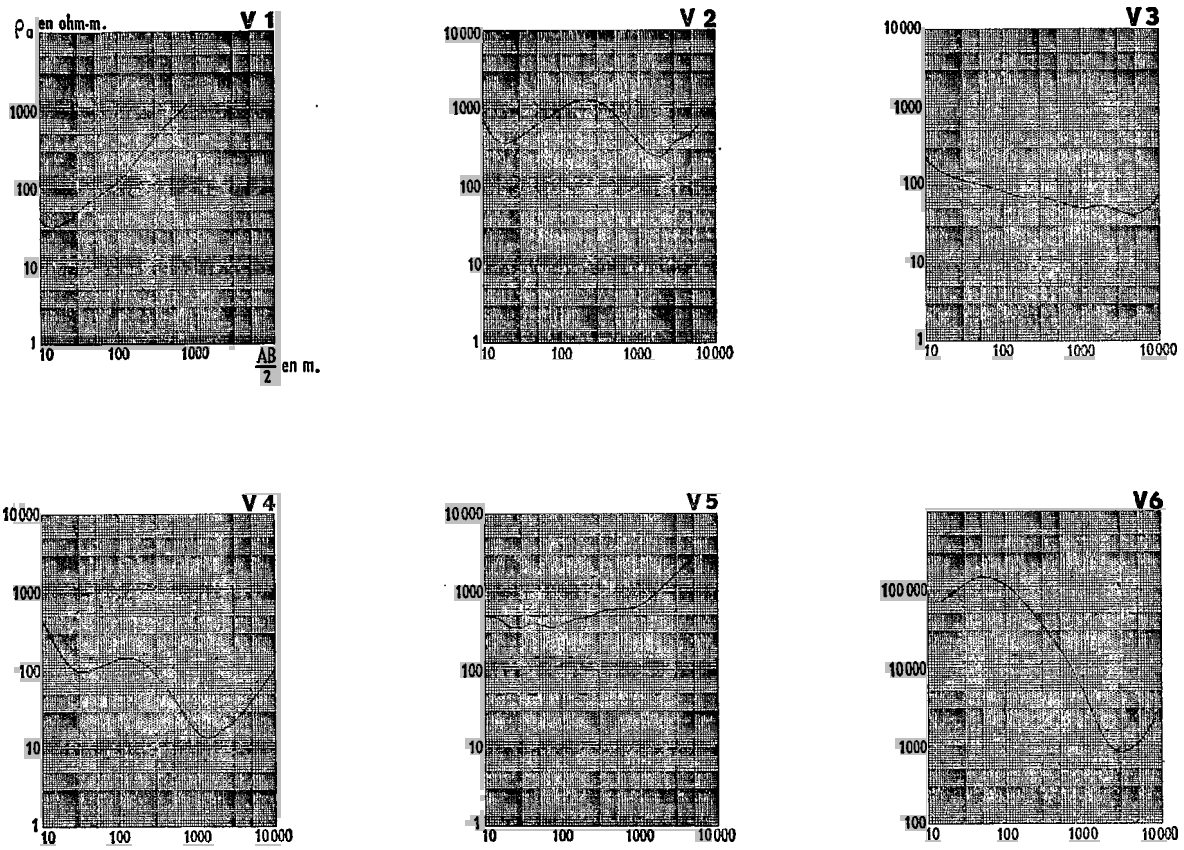


FIG. 129. — Diagrammes des sondages électriques (profil V).

11

Le bâti structural de l'Afrique occidentale et centrale et la gravimétrie

INTRODUCTION. — Dans les chapitres précédents, après avoir examiné les grands traits de la carte gravimétrique, nous avons cherché à interpréter les principales anomalies en nous aidant de toutes les données régionales disponibles, qu'elles soient géologiques ou géophysiques. Cela nous a permis d'obtenir des résultats importants en ce qui concerne la topographie du socle et les accidents structuraux.

Dans le présent chapitre, nous allons chercher s'il ne serait pas possible de relier certains des accidents que nous avons été amenés à étudier à d'autres traits déjà connus de la géologie africaine. Nous allons essayer notamment, en dépassant l'étude régionale, de nous rendre compte si certaines des structures que la carte gravimétrique a mises en évidence dans le bassin du Tchad, n'appartiendraient pas en fait à des accidents majeurs du socle africain qui s'étendraient largement en dehors de la zone étudiée. Nous espérons ainsi, en élargissant le problème, pouvoir mieux comprendre l'origine de certains accidents dont l'existence a été montrée. Nous avons d'ailleurs cru d'autant plus utile d'orienter nos recherches dans cette voie que ces dernières années des données récentes, particulièrement géochronologiques, ont conduit les géologues à proposer des conceptions nouvelles pour la constitution du bâti structural africain. Nous nous sommes intéressés essentiellement aux idées concernant l'Afrique de l'ouest, d'une part, parce que dans cette région de nombreux travaux géologiques ont été effectués et que les idées sont assez élaborées et, d'autre part, parce que le bassin du Tchad qui nous intéresse en est la continuation. De plus, l'existence de la carte gravimétrique de reconnaissance établie par l'O.R.S.T.O.M. pour toute une partie de l'Afrique occidentale nous

permet d'étudier les relations qui peuvent exister entre les anomalies de la pesanteur et les données concernant le bâti structural provenant d'autres disciplines. Avant d'effectuer cette confrontation de la gravimétrie et des autres données nous allons successivement faire le point des idées actuelles résultant des données géochronologiques, envisager le problème de la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud et enfin rappeler les grandes directions tectoniques classiquement admises pour l'Afrique occidentale et centrale.

Ensuite nous essaierons de rapprocher ces données des éléments apportés par la gravimétrie et nous tenterons, pour terminer, d'en tirer des conclusions.

I. — LES HYPOTHÈSES RÉSULTANT DES DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES [1]

1. Introduction.

La partie de l'Afrique à laquelle nous nous intéressons ici est située au nord du 4e parallèle et à l'ouest du 24e méridien E. Elle est limitée au nord par le grand accident sud-atlasique qui la sépare du Maghreb, domaine à part dont l'histoire se rattache à celle de l'Europe bien plus qu'à celle de l'Afrique. Plusieurs auteurs se sont efforcés, ces dernières années, de proposer des essais d'interprétation de ces régions en utilisant les données récentes fournies essentiellement par la géochronologie. Les principaux travaux utilisés ici émanent de W. Q. KENNEDY (1964), G. ROCCI (1964, 1965), R. BLACK (1966, 1967, 1968) ; des conversations avec J. M. OBELLIANNE [2] et avec R. BLACK ont complété cette information. C'est à l'aide des renseignements ainsi rassemblés que les considérations générales qui suivent ont été rédigées.

La zone à laquelle nous nous intéressons est classiquement considérée comme faisant partie du bouclier africain, c'est-à-dire comme formée essentiellement d'un socle précambrien sur lequel s'étendent par endroits des séries de couverture. Celles-ci constituent des bassins d'âge et de nature différents :

— Bassins de synéclise en majorité primaire : cuvette de Taoudéni (VILLEMUR, 1967), bassin occidental de l'Aïr, bassin du Djado, bassin des Erdis.

— Bassins internes secondaires et tertiaires du Niger et du Tchad.

— Bassins marginaux essentiellement crétacés et tertiaires du Sahara septentrional, du Rio de Oro, du Sénégal-Mauritanie, de Côte-d'Ivoire, du Dahomey et de Nigeria.

Un des traits remarquables des immenses surfaces où les terrains précambriens affleurent est l'importance considérable des roches granitiques par rapport aux roches métamorphiques. ROCCI (1965) constate que ces affleurements précambriens se groupent en quatre grands massifs :

— Au nord-ouest, la dorsale Réguibat.

— Au centre, le Hoggar et ses dépendances (Adrar des Iforas et Aïr).

— Au sud, le massif du Niger presque entièrement contenu dans l'immense boucle que décrit ce fleuve.

— Enfin, au sud-est, les massifs du Cameroun et centrafricain qui ne sont que la partie nord de la masse cristalline de l'Afrique équatoriale.

C'est en 1948 que M. ROQUES a présenté la première synthèse étayée du socle ouest-africain qui classe les divers grands ensembles métamorphiques reconnus. Elle rapporte à l'Antécambrien

1. Pour la lecture de ce texte, il sera utile de se reporter à la planche en couleurs « esquisse structurale de l'Afrique occidentale et centrale », p. 272.

2. Géologue au Commissariat à l'Energie Atomique.

inférieur le Dahomeyen et le Suggarien, à l'Antécambrien moyen le Birrimien et le Pharusien, à l'Antécambrien supérieur le Tarkwaien et le Nigritien et n'admet qu'une seule époque de mise en place de granite (entre le Précambrien moyen et supérieur) : la granitisation birrimienne. D'autres auteurs ont proposé de nombreuses variantes, elles apparaissent dans un tableau établi par R. BLACK (1967) fournissant le résumé des diverses classifications proposées avant l'apparition des mesures d'âges absolus. Il en ressort qu'avant ces mesures, non seulement les corrélations d'un massif à l'autre donnaient lieu à des résultats très discutés mais même les successions stratigraphiques à l'intérieur d'un même massif étaient loin d'être uniformément admises.

C'est la confrontation des résultats de la géochronologie avec les études régionales antérieures qui a amené les géologues à revoir leurs conceptions sur ces régions. En effet, les datations ont abouti à des conclusions très remarquables ; les âges se sont groupés en quatre ensembles bien tranchés qui montrent l'existence « d'au moins quatre phases majeures de mise en place de granite, les trois premières étant liées à des chaînes métamorphiques » (BLACK, 1967). Ces résultats s'appuient sur de très nombreuses déterminations d'âge qui, toutes, se placent dans les quatre classes suivantes :

1) 3 000-2 500 millions d'années. — Ces âges sont obtenus sur les séries de Kambui, de l'Amsaga-Tasiast, de l'In Ouzzal, sur les roches charnockitiques de Man.

2) 2 050-1 700 millions d'années. — Ages obtenus pour les granites birrimiens.

3) 700-500 millions d'années. — Ages mesurés pour les granites dahomeyens, suggariens, pharusiens. Quelques âges de 420 millions d'années ont été obtenus pour certains granites post-tectoniques.

4) 170-160 millions d'années et 60 millions d'années. — Les âges de 170-160 millions d'années sont fournis par les granites ultimes du Nigeria et du Niger (« les younger granites ») tandis que les âges de 60 millions d'années ont été obtenus au Cameroun (LASSERRE, 1964, 1966).

En fait des résultats très récents tendraient à étaler ce dernier groupe dans le temps. En ce qui concerne certains granites ultimes de l'Aïr, des déterminations d'âge faites par les spécialistes russes aboutissent à 295 millions d'années. De même, au Cameroun, les âges seraient compris entre 120 et 60 millions d'années (com. LASSERRE, colloque de géologie africaine de Clermont-Ferrand, 1969).

La première catégorie (3 000-2 500 millions d'années) correspond donc aux formations les plus anciennes. Les âges du deuxième groupe qui sont très nombreux, correspondent à des événements bien connus auparavant. Il s'agit de la très importante granitisation de l'Antécambrien moyen appelée par BONHOMME (1962) « éburnéenne » qui se serait étendue de 2 030 à 1 830 millions d'années et qui correspond à la mise en place des granites birrimiens. Les âges plus récents autour de 1 700 millions d'années, correspondraient peut-être à une phase ultime de cette orogénie birrimienne.

Les événements auxquels peuvent correspondre les troisième et quatrième groupes sont plus délicats à déterminer et c'est dans leurs recherches que les géologues ont été amenés à proposer de nouvelles conceptions pour la constitution du bâti structural africain.

2. Hypothèse actuelle sur la structure de la région étudiée.

Les âges relativement jeunes (700-500 millions d'années) trouvés pour les terrains du Dahomeyen, du Suggarien et du Pharusien ont beaucoup surpris puisque ce socle était considéré comme le plus ancien de ces régions. Les géologues qui travaillaient dans le Sud, où la couverture est crétacée, ne voyaient pas d'inconvénients à accepter ces résultats tandis que leurs collègues sahariens, étant donné l'âge cambro-ordovicien admis pour les tassilis étaient tentés de conserver sensiblement le schéma ancien et d'admettre uniquement un rajeunissement de la plus grande partie des roches pendant l'Antécambrien supérieur, rajeunissement qui se serait poursuivi jusqu'à l'Ordovicien. Cette dernière position était soutenue par G. ROCCI [1] (1964) tandis que R. BLACK (1966-1967)

1. Il convient de préciser que, dès 1965, la position de cet auteur avait évolué. Il avait suggéré notamment une reprise de la géologie du Hoggar (colloque de géochronologie tenu à Nancy, 1965).

voyait dans ces âges jeunes la marque d'une véritable orogénie datant de la fin du Précambrien. Que l'on admette l'une ou l'autre de ces interprétations, il ressort de la carte (planche p. 272) indiquant les principaux résultats des mesures d'âge absolu ainsi que des connaissances géologiques générales, un certain nombre de faits :

a) Une ligne [1] joignant le méridien 3°30'E. à la latitude 24°N. et le méridien 0°30'E. à la latitude 6°N. fait la séparation entre deux parties du socle ouest-africain qui s'opposent du point de vue structural :

— A l'ouest, un vaste craton s'étend sur plus de 2 500 kilomètres dans le sens N.-S. et sur près de 1 500 kilomètres dans le sens E.-W. Tous les âges radiométriques du socle sont supérieurs à 1 650 millions d'années et la plupart se situent aux alentours de 2 000 millions d'années. Ce vaste domaine semble être resté parfaitement stable depuis. On note, en effet, l'absence de granites jeunes et la présence du grand bassin subsident primaire de Taoudéni peu profond (les séries s'étendent de l'Infracambrien au Carbonifère) qui n'a, pratiquement pas été déformé (les pendages sont de quelques degrés), sinon par un enfoncement progressif de son centre où, compte tenu des épaisseurs de terrains sédimentaires connues, le socle se trouverait à une altitude actuelle très inférieure au niveau de la mer. Des champs de dolérites ont été cartographiés, ils sont comparables à ceux du Karroo situés sur le vieux craton du Kalahari.

— A l'est, de grands accidents méridiens de chevauchement et des failles transversales de cisaillement ont rejoué depuis le Précambrien jusqu'à des époques récentes. L'instabilité de ce secteur est soulignée par la mise en place des granites ultimes du Nigeria et du Niger au Jurassique, par la large extension marine crétacée, par la présence des granites tertiaires du Cameroun, et par l'important volcanisme récent (tertiaire et quaternaire) du Cameroun, de Nigeria, du Tibesti, de l'Aïr et du Hoggar. Tous les âges absolus obtenus dans ce secteur sont inférieurs à 700 millions d'années à l'exception de ceux mesurés dans la zone Adrar-Tanezrouft, au Hoggar, qui sont beaucoup plus anciens. Il y aurait là une avancée du craton ouest-africain. Son tracé proposé par R. BLACK, tel qu'il figure sur la planche de la p. 272, n'a pas la prétention d'être définitif. Les travaux actuels effectués au Hoggar, en particulier ceux de R. CABY, conduiront très certainement à le modifier.

b) Tout à fait à l'extrémité de l'Afrique de l'ouest, au Sénégal, en Mauritanie et Sierra Leone, les datations radiométriques redonnent des âges inférieurs à 650 millions d'années à l'intérieur ou en bordure immédiate des séries plissées (ROCCI, 1965) présentes dans ce secteur.

L'ensemble de ces résultats a permis de proposer une hypothèse pour la structure de la zone à laquelle nous nous intéressons. Elle peut se résumer de la manière suivante : sur tout le pourtour d'un vaste craton, stable depuis près de 2 000 millions d'années, se sont installées des ceintures mobiles qui ont donné naissance à l'ouest à des chaînes récentes comme celles des Mauritanides qui seraient hercyniennes au nord et un peu plus anciennes [2] au Sénégal oriental et en Sierra Leone. Au sud, nous ne connaissons pas la bordure du craton, les âges anciens affectant les roches jusqu'à la côte. Les études de la marge continentale du golfe de Guinée effectuées actuellement par les pétroliers permettront peut-être d'obtenir des données sur ce point. A l'est, nous l'avons vu, l'existence d'une zone pour laquelle les âges se groupent autour de 500 millions d'années est indiscutable. W. KENNEDY (1964), en examinant les résultats obtenus par les datations absolues à travers l'ensemble de l'Afrique constate que l'on trouve fréquemment ces groupes d'âge centrés sur 500 millions d'années et il en déduit l'existence à cette époque d'un « Pan-African tectonic episode » qui

1. Le passage de cette ligne est très net au Togo-Dahomey mais l'est beaucoup moins plus au nord. Le tracé que nous avons reproduit est dû à R. BLACK.

2. Le Falémien plissé et la série de Bakel auraient subi une orogénie aux alentours de 435 millions d'années (BASSOT *et al.*, 1963).

aurait pu correspondre à des phénomènes variés suivant les régions. C'est d'ailleurs sur la nature de ces phénomènes que les auteurs se partagent en ce qui concerne l'Afrique de l'ouest.

Les uns penchent pour un rajeunissement soit par fractures avec exhaussement du socle, soit par réchauffement dû à la mise en place de granites (ROCCI, 1964 et 1965) ; les autres (BLACK, 1966 et 1967) pensent qu'une véritable orogénie date de cette époque, on pourrait l'appeler orogénie katanguienne-damarienne par analogie avec l'Afrique équatoriale et méridionale (CAHEN et SNELLING, 1966). L'argument majeur des partisans d'un rajeunissement est l'absence de séries plissées infracambriennes et paléozoïques sur la marge orientale du craton. C'est ce point qu'a contesté R. BLACK en remarquant en conclusion d'une étude publiée en 1967 que l'Infracambrien infratillitique, non et peu plissé, d'âge précambrien supérieur, reposant sur l'ancien craton stable de l'Ouest Africain, serait l'équivalent de l'Infracambrien plissé et parfois métamorphique de la Boucle du Niger, du Buem-Akwapimien et encore plus à l'est des formations plissées métamorphiques et granitisées réputées suggariennes et des mêmes formations rapportées au Dahomeyen. Il insiste également particulièrement sur le fait que les contacts entre les formations horizontales de plateforme visibles sur le craton et les séries plissées de la zone mobile sont « généralement tectoniques avec chevauchement des unités d'est en ouest » et il attire l'attention « sur le déversement des plis vers l'ouest et le chevauchement sur le craton ouest africain bien visible au Dahomey ». Pour cet auteur il n'y a donc pas de différence fondamentale entre les bords oriental et occidental du craton ouest-africain, tous deux portant les marques d'une véritable orogenèse correspondant au « Pan African tectonic episode ». Toutefois, sur la bordure occidentale du craton, les travaux de terrain ont montré que les séries plissées (le Falémien et la série de Bakel) représenteraient les équivalents géosynclinaux de la série post-tillitique de la synéclise de Taoudéni (J.-P. BASSOT, 1963) et que par suite les phénomènes d'orogenèse y seraient plus tardifs que sur la bordure orientale.

Les âges de 170 à 160 millions d'années trouvés pour les granites ultimes du Nigeria et au Niger (il convient toutefois de ne pas oublier certains âges de 295 millions d'années obtenus récemment dans l'Aïr), ainsi que les âges compris entre 120 et 60 millions d'années des granites du Cameroun, mis en parallèle avec les données de terrain, ont amené à faire des remarques intéressantes.

Les granites ultimes du Nigeria-Niger appartiennent à une province pétrographique qui comprend une soixantaine de massifs subvolcaniques à structure annulaire, répartis suivant une zone étroite mesurant 200 × 1 500 kilomètres définie par les méridiens 8° et 10°E. et les parallèles 8° et 21°N. Ces massifs ne sont pas liés à une orogénie. Leur mise en place s'est produite à la suite d'un volcanisme important, essentiellement acide, par fractures annulaires accompagnées d'effondrements successifs. Ils comprennent des types pétrographiques variés : gabbros, anorthosites, syénites, et surtout granites alcalins et hyperalcalins. La genèse de cette province ne peut s'expliquer que par l'existence d'un flux thermique élevé, le long du méridien 9°E., au Jurassique (BLACK et GIROD, 1968).

Les granites subvolcaniques du Cameroun pétrographiquement comparables aux précédents ont donné un âge tertiaire (M. LASSERRE, 1964, 1966). Ils sont alignés suivant un axe N.-N.-E. et R. BLACK (1967) pense « que le phénomène affectant le manteau au Jurassique le long du méridien 9°E. s'est reproduit au Tertiaire suivant cette nouvelle direction ». Il est intéressant de noter que cet axe correspond à la « Cameroon line » définie par les îles volcaniques de Fernando Po et de Sao-Thomé.

En conclusion, l'Afrique occidentale et centrale telle que nous l'avons définie apparaît donc constituée d'un très vaste craton ancien s'étendant sur plus de 2 500 kilomètres dans le sens nord-sud et sur près de 1 500 kilomètres dans le sens est-ouest, recouvert, en partie, par le bassin sédimentaire de Taoudéni et bordé de toutes parts, sauf au sud, de zones mobiles. Les zones occidentale et septentrionale ont été, de l'avis de tous, le siège de mouvements orogéniques tandis que pour la bordure orientale les points de vue sont plus partagés .Pour les uns elle aurait été l'objet d'une véritable orogénie, pour les autres, elle aurait subi une série de dislocations, de directions subméridiennes, les blocs qui en résultaient ayant subi un fort soulèvement. De toute manière il est incontestable qu'elle a été moins stable que le craton voisin. Cette instabilité est matérialisée par :

— la localisation des bassins paléozoïques profonds,

— la présence des « younger granites » et des granites ultimes du Cameroun,
— la large transgression marine crétacée,
— le volcanisme alcalin, tertiaire et quaternaire.

Ces hypothèses structurales rapprochées de celles qui ont été formulées ces dernières années pour le reste de l'Afrique amènent à penser que l'image d'un immense bouclier africain n'est valable qu'à partir de l'Ordovicien. Tous les auteurs ayant travaillé au sud de l'Equateur s'accordent à admettre l'existence de deux cratons, l'un sous le bassin du Congo, l'autre en Afrique du Sud « le craton du Kalahari ». Autour de ces cratons se seraient développées des ceintures orogéniques complexes sur lesquelles nous n'insisterons pas ici. Au total l'Afrique apparaîtrait donc constituée par trois cratons (W. Q. KENNEDY, 1964) : craton de l'Ouest africain, du Congo, du Kalahari reliés entre eux par des ceintures plissées. G. ROCCI suggère, dans son article fréquemment cité ici « sur la structure de l'Ouest africain » l'existence d'un « craton nilotique » qui se situerait dans le nord-est de l'Afrique. Il précise bien toutefois que cette hypothèse ne repose pas sur de solides informations. Cette idée est séduisante car elle donne à la zone mobile Hoggar, Aïr, Nigeria une dimension comparable à celle des autres ceintures cratoniques, ce qui n'est, évidemment pas le cas, s'il faut admettre qu'elle se prolonge jusqu'à la mer Rouge et au-delà. Nous avons indiqué cette idée car nous verrons que la gravimétrie apporte certains éléments qui peuvent en être rapprochés.

Pour terminer ces considérations nous mettrons l'accent sur les mesures radiométriques faites en République Centrafricaine dont nous avons eu connaissance. Il s'agit des datations intéressant les trois principales unités géologiques : le socle migmatitique et gneissique, les granites métasomatiques concordants, les granites circonscrits. Les âges généralement seraient compris entre 500 et 660 millions d'années. Toutefois, dans l'est du pays, les âges s'élèveraient à 800 millions d'années, 1 000 millions d'années et même 1 950 millions d'années (CAHEN et SNELLING, 1966). On peut donc penser que la limite du craton congolais passerait en République Centrafricaine mais que tout le nord du Pays appartiendrait à la zone mobile. Nous verrons que ce résultat s'accorde bien avec les données gravimétriques.

L'ensemble de ces travaux de géochronologie qui permettent de séparer des zones très anciennes stables et des zones plus jeunes beaucoup plus mobiles ne présentent pas un intérêt uniquement scientifique. En effet, des études (KENNEDY, 1964 ; ROCCI, 1965 ; CLIFFORD, 1966) commencent à examiner les liaisons qui peuvent exister entre la position des gisements miniers et les données géochronologiques, J. SARCIA (1968) reprenant les travaux de CLIFFORD note, par exemple, qu'en Afrique les kimberlites diamantifères se situent « préférentiellement dans la zone marginale des cratons », tandis que la zone mobile, à l'est du craton ouest-africain, « zone fortement métamorphique, fracturée, réactivée jusqu'au volcanisme actuel est une province à étain et niobium ». Les métallogénistes ne sont pas les seuls à réfléchir dans ce sens, les pétroliers (I.F.P. et I.A.P., 1968) notent également, toujours en Afrique, « que les bassins pétrolifères connus se situent hors des cratons stables dans les zones où le socle sous-jacent aurait été mobile, soit à la fin du Précambrien, soit au Phanérozoïque ».

II. — DONNÉES NOUVELLES SUR LA LIAISON AFRIQUE-AMÉRIQUE DU SUD

L'Amérique du Sud s'emboîte si bien dans l'Afrique moyennant une rotation lorsqu'on rapproche les plateaux continentaux (E. BULLARD et al., 1965) que l'hypothèse de Wegener ne peut laisser les géologues indifférents. De plus, les travaux de paléomagnétisme récents (K. M. CREER, 1965) ont apporté des arguments très forts à l'appui de cette liaison Amérique du Sud - Afrique pendant une grande partie des temps géologiques. Il en est de même pour toute une série de données paléontologiques (R. A. REYMENT, 1969). Pour examiner cette hypothèse à l'aide de tous les éléments géologiques dont on peut disposer aujourd'hui concernant l'Afrique occidentale et centrale,

F. F. M. de ALMEIDA et R. BLACK ont confronté, dans un article de 1967, des cartes structurales du nord-est du Brésil et de l'Afrique occidentale, ce qui leur permet d'arriver aux conclusions suivantes :

— évolution semblable des plates-formes africaine et brésilienne,
— excellente corrélation entre les âges absolus obtenus le long des deux côtes. Les cycles éburnéen (2 000 millions d'années), kibarien (1 300 millions d'années) et katanguien-damarien (700-500 millions d'années) existent de part et d'autre,
— continuité des directions structurales pour le secteur Dahomey-Nigeria et nord-est du Brésil,
— caractères lithologiques communs à des séries de part et d'autre (socle du Nord-Cameroun, suggarien de l'Aïr et système Ceara du Brésil),
— les granites syntectoniques recoupant les séries précédentes sont tout à fait comparables et ils donnent un âge identique : 635 millions d'années,
— la faille de Ngaoundéré se poursuit au Brésil par l'accident de Pernambouco,
— analogie stratigraphique et paléontologique au Crétacé entre les bassins africains et brésiliens.

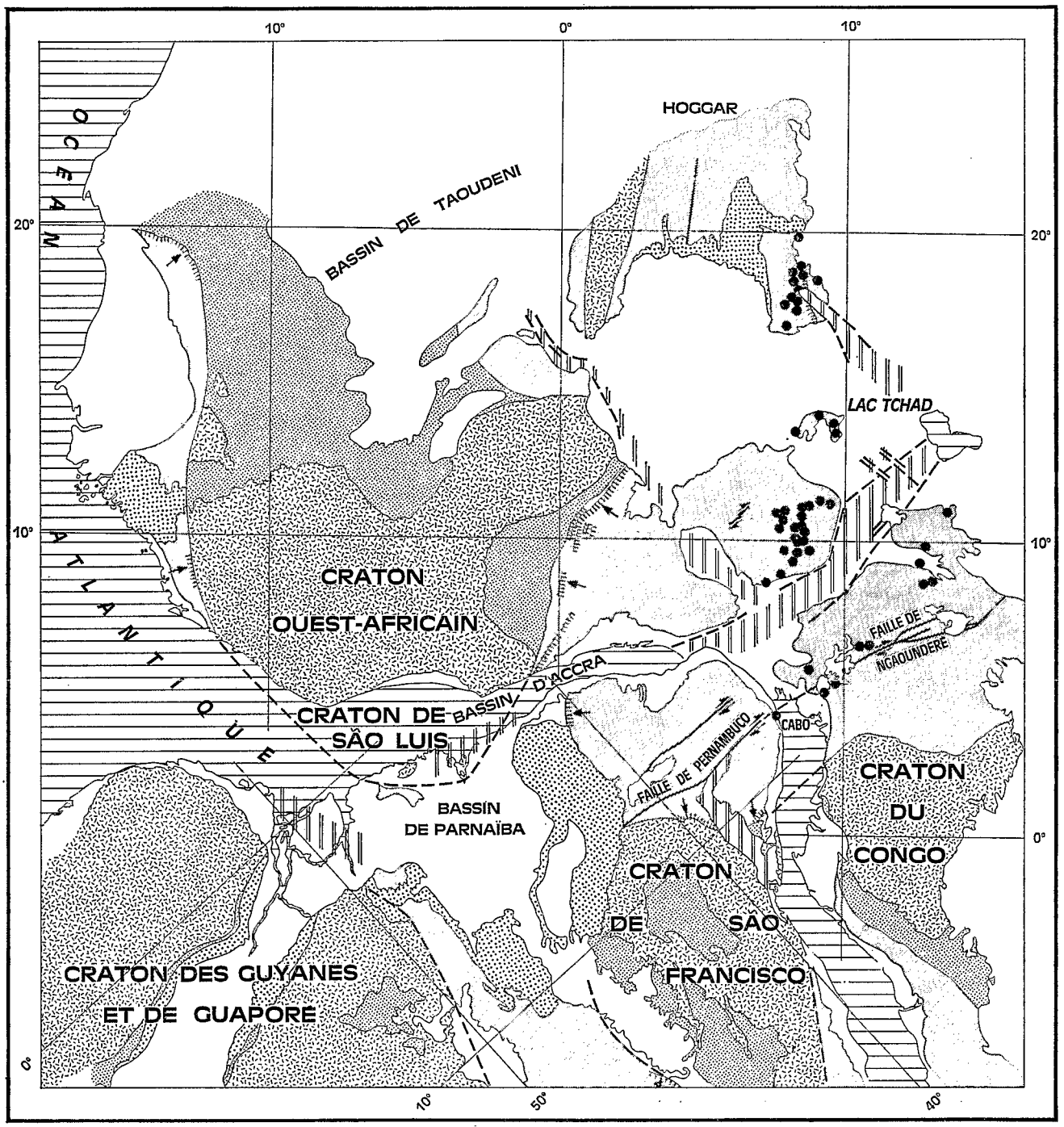
D'autres éléments encore que nous ne reprendrons pas s'ajoutent à ceux-ci et amènent les auteurs à soutenir l'hypothèse d'une soudure de l'Afrique et de l'Amérique du Sud. La découverte récente d'un granite hyperalcalin secondaire (90 millions d'années) à Cabo (Brésil), identique aux younger granites africains, suggère que la rupture ne se serait produite que vers la fin du Crétacé. Cette précision représente un apport important à l'histoire de la séparation Afrique-Amérique du Sud. En effet, les travaux antérieurs, s'ils concluaient tous à l'existence de cette séparation, restaient très vagues quant à l'époque où elle se serait produite. Pour CREER (1965), elle aurait pu commencer pendant le Permien ; pour REYRE (1966) « la disjonction supposée de l'Afrique et de l'Amérique est très ancienne et remonte au moins au milieu du Paléozoïque (Dévonien) sinon à l'aube des temps géologiques ». Il est vrai toutefois que les arguments de cet auteur ne sont pas toujours très convaincants. L'un des principaux consiste à déterminer, à partir de l'examen d'un certain nombre de grandes failles de décrochement, une vitesse moyenne de déplacement pour les grands compartiments de l'écorce, puis à appliquer ce résultat au décrochement nord-équatorial de l'ordre de 3 000 kilomètres qui affecte la crête médio-atlantique. Il en déduit que cet accident s'est amorcé au plus tard à la fin du Carbonifère, et il conclut en pensant « que, de toute façon, l'Atlantique avait déjà, à cette époque, de 1 000 à 2 000 kilomètres de large, c'est-à-dire qu'il était d'au moins 100 à 200 millions d'années plus ancien, ce qui replace le début de la disjonction au milieu du Paléozoïque ». Des considérations récentes sur le magnétisme et l'expansion des fonds océaniques ont conduit d'autres auteurs (DICKSON et al., 1968) à proposer des vitesses moyennes pour l'écartement Afrique-Amérique du Sud de l'ordre de 2 cm/an, c'est-à-dire environ deux fois plus rapides que celle que retenait REYRE. Cette vitesse moyenne a été retrouvée sur un intervalle de temps de 80 millions d'années [1], on peut donc admettre qu'elle a une bonne signification. Les auteurs cités ont obtenu en l'appliquant à la distance totale séparant les lignes de meilleur raccord des deux continents, au niveau de la latitude où la vitesse avait pu être déterminée, un temps de 180 à 200 millions d'années, c'est-à-dire la limite Paléozoïque-Mésozoïque, résultat comparable à celui obtenu par CREER à partir du paléomagnétisme.

Si l'on admet, comme F. F. M. de ALMEIDA et R. BLACK que l'existence du granite de Cabo, ainsi que les corrélations au Crétacé entre les bassins africain et brésilien, entraînent la nécessité pour l'Afrique et l'Amérique du Sud d'avoir été très proches, il y a 90 millions d'années, il faut bien reconnaître qu'il n'est pas actuellement facile de concilier ce résultat avec les données paléomagnétiques de CREER et avec celles qui résultent de l'étude de l'expansion des fonds océaniques.

1. Cette détermination de vitesse a pu être faite grâce à la datation d'une carotte prélevée au fond de l'océan (LE PICHON *et al.*, 1966) à environ 1 600 kilomètres à l'ouest de la crête médio-atlantique, sur la « Rio Grande rise ».

LE BLOC AFRIQUE - AMÉRIQUE DU SUD

Reconstitution géométrique de BULLARD, géologie de ALMEIDA et BLACK

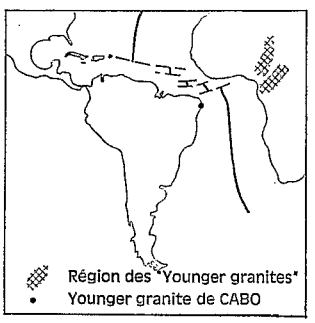


ÉCHELLE

0 200 400 600 800 1000 Km

L'ATLANTIQUE SUD AU PALÉOCÈNE (90 M.A.)

d'après LE PICHON

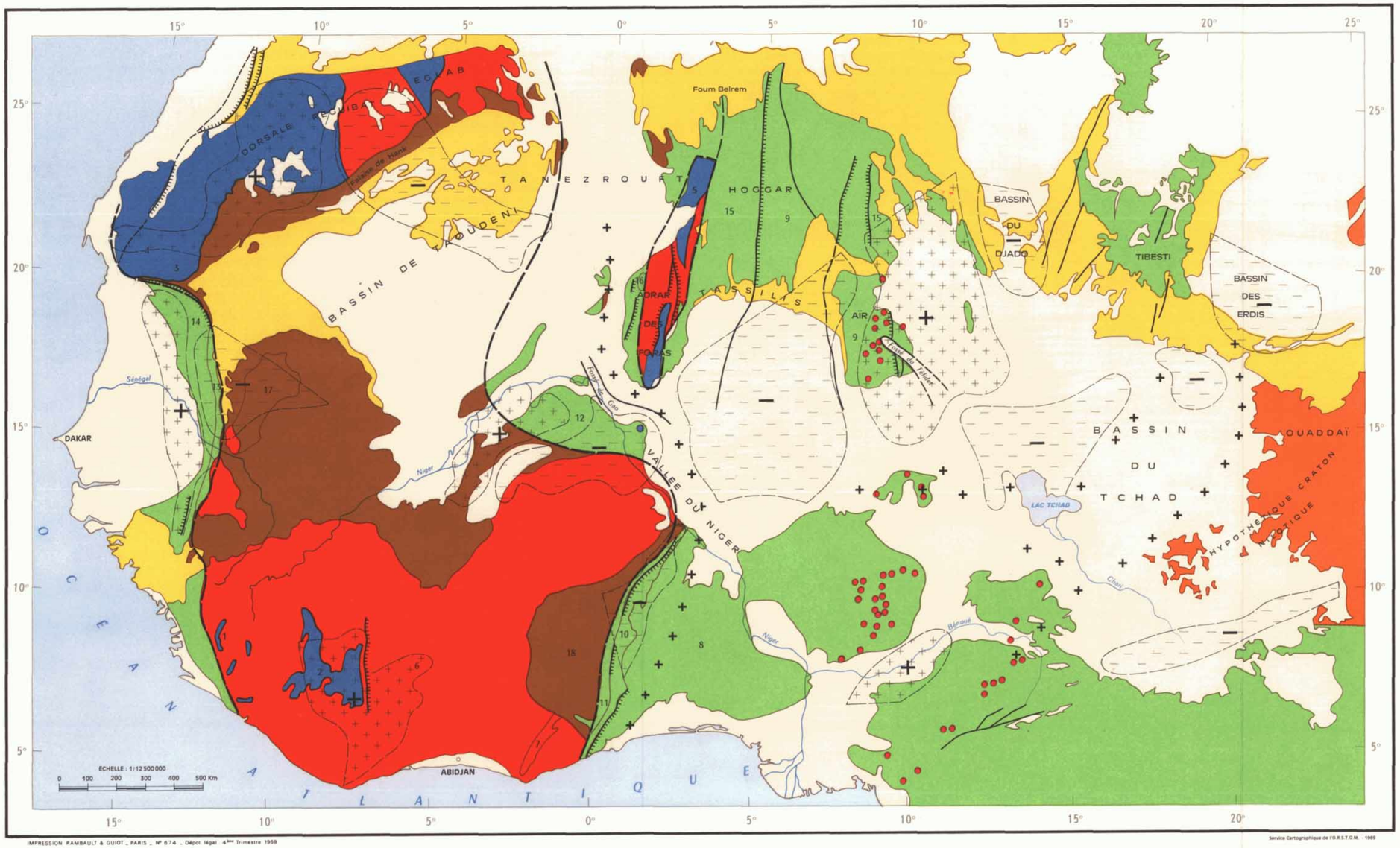


LÉGENDE

- Sens du mouvement
- Chevauchement
- Rifts
- Younger granites
- Secondaire-Quaternaire
- Primaire
- Précambrien supérieur de plateforme
- Terrains touchés par l'orogénie à 700-500 M.A.
- Cratons anciens stables lors de l'orogénie à 700-500 M.A.

FIG. 130. — Le bloc Afrique - Amérique du Sud

ESQUISSE STRUCTURALE DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE ET CENTRALE



IMPRESSION RAMBAULT & GUIOT _ PARIS _ N° 674 _ Dépot légal 4ème Trimestre 1969

Service Cartographique de l'O.R.S.T.O.M. - 1969

LÉGENDE

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

- QUATERNAIRE - TERTIAIRE - SECONDAIRE
- PRIMAIRE
- COUVERTURE DE PLATEFORME (Précambrien supérieur à Cambrien)
  - 18 - Voltaïen
  - 17 - Grès de l'Affolé

CHRONOLOGIE DES FORMATIONS CRISTALLINES ET CRISTALLOPHYLLIENNES

- GROUPE IV 300 M.A. à 60 M.A. — Série jeune (Younger Granites)
- GROUPE III 700 M.A. à 500 M.A.
  - 16 - Nigritien
  - 15 - Pharusien
  - 14 - Séries de Bakel et d'Akjoujt
  - 13 - Série de la Falémé
  - 12 - Groupe d'Ydouban-Gourma
  - 11 - Buem
  - 10 - Akwapimien
  - 9 - Suggarien
  - 8 - Dahomeyen
- GROUPE II 2.100 M.A. à 1.700 M.A.
  - 7 - Tarkwaïen
  - 6 - Birrimien
- GROUPE I 3.000 M.A. à 2.500 M.A.
  - 5 - Série de l'In Ouzzal
  - 4 - Série du Tasiast
  - 3 - Série de l'Amsaga
  - 2 - Roches charnockitiques de Man
  - 1 - Série de Kambui

Les âges sont exprimés en millions d'années (M.A.)

- SÉRIE NON DATÉE
- CHEVAUCHEMENT
- FAILLE
- LIMITE DU CRATON OUEST-AFRICAIN (d'après R. BLACK - 1969)
- ANOMALIE ISOSTATIQUE NÉGATIVE
- ANOMALIE ISOSTATIQUE POSITIVE (1)

1. Les anomalies isostatiques positives isolées ou en ligne sont représentées par le signe +

LE PICHON, dans un article de 1968, ne semble pas convaincu par les arguments paléomagnétiques faisant remonter la rupture au Permien [1]. Il estime, pour sa part, qu'elle a pu commencer au Jurassique en produisant l'équivalent de la mer Rouge actuelle. Il suppose que le premier épisode de dérive rapide se serait produit entre 120 et 90 millions d'années aboutissant à la position relative Afrique-Amérique reproduite sur la figure 130. Cette hypothèse pourrait d'ailleurs se concilier avec les idées de F.F.M. de ALMEIDA et R. BLACK sur la nécessité pour l'Afrique et l'Amérique du Sud d'avoir été proches lors de la mise en place du granite de Cabo. Il suffirait, en effet, que ce granite soit un peu plus ancien que l'âge de 90 millions d'années qui lui est attribué.

Nous avons indiqué ces diverses données pour montrer que si l'hypothèse d'une séparation Afrique-Amérique du Sud semble bien étayée maintenant et généralement admise, sa localisation dans le temps l'est beaucoup moins et l'on adoptera telle ou telle époque entre le Permien et le Crétacé inférieur suivant l'importance que l'on attachera aux divers arguments.

Nous avons cherché à effectuer une mise au point des idées concernant cette question car il est incontestable que, dans la mesure où la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud est une réalité, il en résulte nécessairement certaines conséquences pour la structure de l'Afrique, surtout dans les régions qui nous occupent dans ce chapitre. Il faut bien admettre, par exemple, que, dans cette éventualité, les lignes de rivage atlantique suivant lesquelles la séparation se serait effectuée doivent être des lignes de moindre résistance pour l'écorce et il sera intéressant de voir si elles se poursuivent à travers le continent. De même il est important de connaître la ou les périodes pendant lesquelles elles auraient été actives. Tous ces éléments qui jouent un rôle dans la constitution du bâti africain méritent, en effet, d'être rapprochés des données gravimétriques car l'on peut en espérer un éclairage réciproque.

III. — LES GRANDES DIRECTIONS TECTONIQUES

Nous allons indiquer ici les principales directions tectoniques qui affectent le socle de l'Afrique occidentale et centrale. Il ne s'agit pas d'énumérer les directions de toutes les failles que l'on peut y rencontrer, mais essentiellement de dégager les directions des accidents majeurs. Nous examinerons successivement la grande direction N.-S., les directions conjuguées E.-N.-E. - W.-S.-W. et S.-E. - N.-W. et, pour terminer, les grandes transversales qui passent du domaine continental au domaine océanique.

1. LA DIRECTION N.-S.

L'étude du socle du Sahara central a fait apparaître un compartimentage en bandes méridiennes qui correspondent à des ensembles stratigraphiques distincts. Une telle structure a été mise en évidence dans le Hoggar (LELUBRE, 1952), l'Adrar des Iforas (KARPOFF, 1960), l'Aïr (RAULAIS, 1958).

L'important accident Foum Belrem — Est Adrar qui constituerait la limite orientale de l'élément avancé du craton stable de l'Ouest africain formé par la zone Tanezrouft-Adrar est sensiblement de direction méridienne. Cette direction serait donc très ancienne. Mais il semble que ces grands accidents qui compartimentent le cristallin jouent un rôle important dans toute l'histoire géologique de la plate-forme africaine. Cette direction linéamentaire [2] semble se retrouver fréquem-

1. Une publication récente (VALENCIO et VILAS, 1969) vient d'ailleurs de remettre en cause les conclusions de CREER. Une erreur de datation de certains échantillons qu'il avait étudiés a, en effet, été découverte. Il en résulte qu'actuellement les arguments paléomagnétiques conduiraient, en fait, à situer la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud après le Trias inférieur mais avant le Crétacé moyen.

2. Les géologues utilisent actuellement, depuis SONDER (1956), le terme de « linéament » pour désigner un accident de l'écorce qui se singularise par sa permanence durant toute l'histoire géologique.

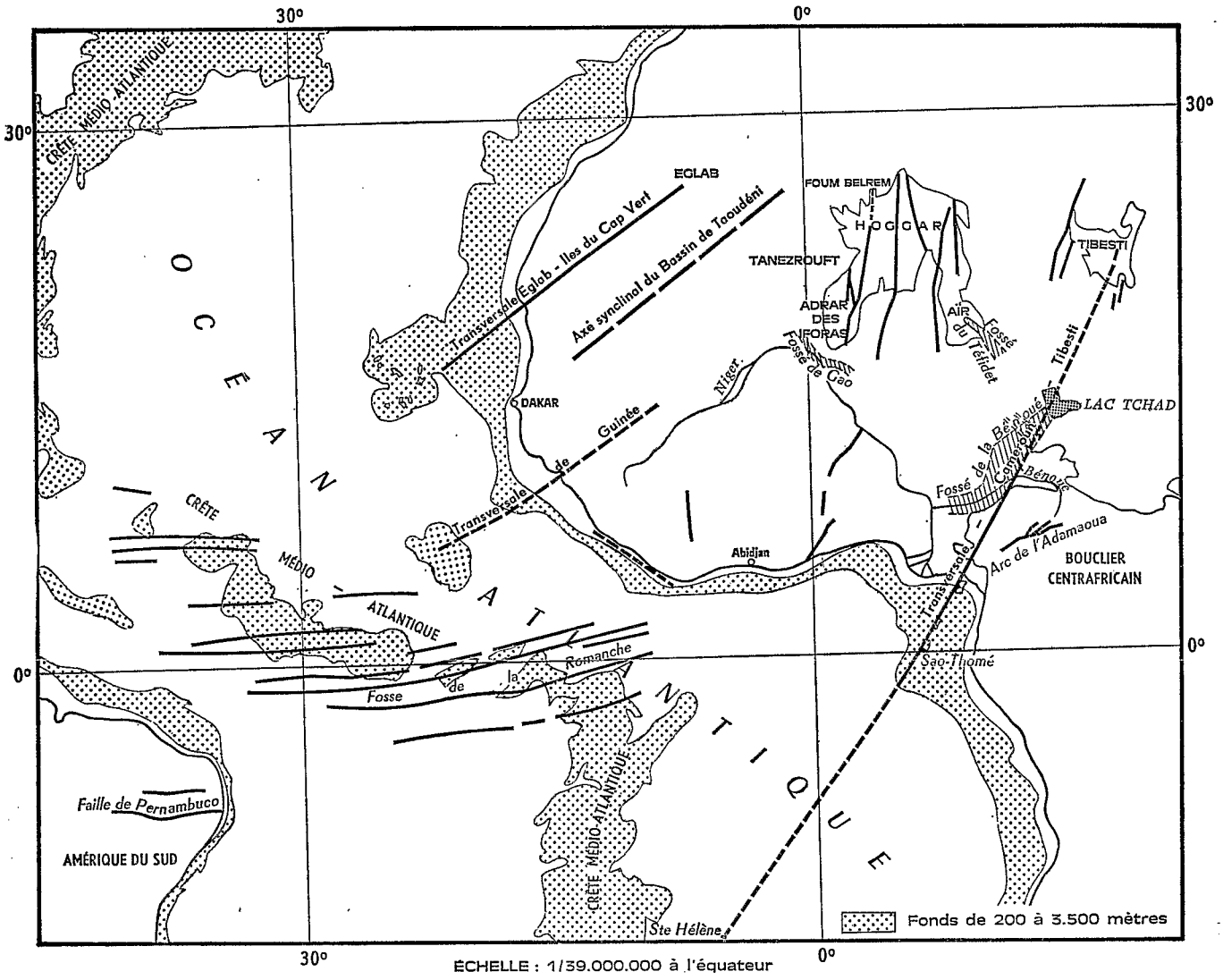


FIG. 131. — Les grandes directions tectoniques.

ment dans les accidents qui ont contrôlé la sédimentation ultérieure et par suite la vie des bassins.

Cette direction N.-S. se retrouve également dans le tracé de la Côte d'Afrique au sud de Douala et, évidemment, dans la dorsale médio-atlantique.

2. LES DIRECTIONS CONJUGUÉES N.-W. - S.-E. ET E.-N.-E. - W.-S.-W.

Elles correspondent à de très nombreuses failles verticales de cisaillement anté-ordoviciennes.

La première de ces directions est marquée par le fossé de Gao (fossé mis en évidence par la géophysique), le fossé du Téfidet, tout le cours moyen du Niger, la direction d'une partie de la Côte d'Afrique occidentale ; la seconde, par le fossé de la Bénoué, le cours supérieur du Niger, l'axe synclinal du bassin de Taoudéni. Signalons également ici que la Mission d'Agadès du Commissariat à l'Energie Atomique a mis en évidence ces directions qui joueraient un rôle majeur dans la sédi-

mentation depuis le Crétacé jusqu'au Quaternaire dans les pourtours de l'Aïr (BIGOTTE et OBELLIANE, 1968). Nous reviendrons d'ailleurs sur ce point plus loin lorsque nous chercherons à expliquer la vaste anomalie isostatique positive correspondant à l'ensemble Aïr-Ténéré.

3. LES TRANSVERSALES AUX LIGNES DE RIVAGE.

Si la direction des lignes de rivage joue toujours un rôle dans la structure d'une région par la présence de la flexure continentale, il faut remarquer que dans le cas de la Côte africaine qui nous intéresse, cette flexure est remarquablement peu volcanisée sauf peut-être au Sénégal (REYRE, 1966). Il n'en est pas de même des grandes transversales qui passent du domaine continental au domaine océanique où elles se prolongent parfois sur des milliers de kilomètres. Ces transversales sont souvent fortement volcanisées à terre comme dans l'océan. Elles se marquent dans les bassins sédimentaires côtiers car leur passage se manifeste par des séries peu développées. Nous citerons avec REYRE (1966) dans le domaine qui nous intéresse :

— la transversale Eglab - Iles du cap Vert,

— la transversale hypothétique de Guinée,

— la transversale Sao-Thomé - Cameroun, prolongée par FURON (1960) jusqu'au Tibesti.

Nous terminerons en citant un dernier accident, le plus important. Il s'agit de la grande ligne de décrochement de la dorsale médio-atlantique (fosse de la Romanche) qui aboutit en Afrique sur la côte nord du golfe de Guinée et semble se prolonger par le fossé de la Bénoué. REYRE met également en liaison avec ce décrochement les zones de mylonites du Précambrien qui traversent l'ouest du Cameroun (faille de Ngaoundéré). Pour ALMEIDA et BLACK (1968) par contre, cet arc de l'Adamaoua correspondrait à la faille de Pernambouco au Brésil dans le prolongement de laquelle il se serait trouvé lorsque l'Afrique et l'Amérique du Sud étaient encore emboîtées.

Toutes ces directions tectoniques sont matérialisées sur la figure 131.

IV. — LES GRANDES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES RÉGIONALES DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE ET CENTRALE

L'examen de la carte gravimétrique d'ensemble [1] (planche en couleurs, p. 288) permet de reconnaître les anomalies les plus importantes. Ce sont celles que nous avons mises en place sur l'esquisse structurale de la page 272. C'est donc à ces deux cartes qu'il faudra se reporter pour la compréhension du texte qui suit.

Nous avons retenu les grandes anomalies régionales suivantes et nous indiquons pour certaines l'ordre de grandeur des masses mises en jeu :

— anomalie négative du Nord-Mauritanie et du bassin de Taoudéni ($100 . 10^{12}$ tonnes),

— anomalie positive du Nord-Mauritanie, très incomplètement cartographiée ($80 . 10^{12}$ tonnes),

— anomalie positive du Sénégal ($85 . 10^{12}$ tonnes),

— anomalie négative voisine de la précédente, s'étendant sur la couverture gréseuse (série de l'Affolé) au nord-est du fleuve Sénégal ($36 . 10^{12}$ tonnes pour la partie cartographiée),

— anomalie positive de la Boucle du Niger ($33 . 10^{12}$ tonnes),

— anomalie négative au sud de la précédente ($57 . 10^{12}$ tonnes),

1. Cette carte résulte des travaux de l'O.R.S.T.O.M. En Afrique occidentale ils ont été réalisés par l'équipe de terrain du centre de M'Bour (près de Dakar), placée tout d'abord sous la direction d'Y. CRENN, puis ensuite de J. RECHENMANN. Une partie des mesures du Sénégal ont été effectuées par C. BLOT.

— anomalie positive de la région de Man, en Côte-d'Ivoire, très partiellement cartographiée.
— anomalie négative du Togo-Dahomey située sur le Buem Akwapimien (39 . 10^{12} tonnes),
— ligne d'anomalies positives proches du méridien 0^{0},
— bassin sédimentaire du Niger (74 . 10^{12} tonnes),
— bassin sédimentaire du Djado (22 . 10^{12} tonnes),
— bassin sédimentaire des Erdis (37 . 10^{12} tonnes),
— anomalies négatives du nord du lac et des Pays-Bas du Tchad,
— bassin sédimentaire du Sud-Tchad (44 . 10^{12} tonnes),
— anomalies positives de l'Aïr-Ténéré (92 . 10^{12} tonnes), du Mounio-Damagaram, du fossé de la Bénoué,
— axe lourd Massenya-Ounianga (20 . 10^{12} tonnes) et alignement fossé de la Bénoué-Largeau.

Pour examiner l'anomalie lourde du fossé de la Bénoué il suffira de se reporter à la carte hors-texte des anomalies de Bouguer du bassin du Tchad, seule forme sous laquelle elle a été cartographiée.

V. — LES PRINCIPAUX TRAITS DES ANOMALIES DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE

Nous allons passer en revue les anomalies de cette région en rappelant les diverses interprétations qui ont été proposées pour elles et en essayant de les relier aux idées actuelles sur le bâti structural africain.

1. Anomalie négative de Mauritanie (fig. 132).

Cette très grande zone légère se situe, à cheval, sur le massif précambrien Reguibat et le bassin primaire de Taoudéni. Il n'est donc pas question de l'interpréter par la présence des formations sédimentaires bien que celles-ci puissent jouer partiellement un rôle. Il ne semble donc pas qu'une origine purement superficielle puisse être admise. L'examen de la manière dont elle se localise sur les terrains précambriens du massif est par contre très intéressant. En effet, s'il n'est pas possible de dire que l'anomalie correspond exactement au secteur de la dorsale Réguibat classé à deux milliards d'années par la géochronologie, il faut bien constater qu'il semble y avoir une relation certaine entre ces terrains rajeunis à l'occasion de l'orogénie éburnéenne et l'anomalie négative. Ce n'est vraisemblablement pas la présence directe en surface de ces formations moins anciennes qui peut expliquer directement l'anomalie légère car leur densité doit être très comparable à celle des terrains les plus vieux. Il semble donc qu'il faille localiser la cause de l'anomalie en profondeur. Une possibilité serait de la situer à la base de l'écorce en imaginant un épaississement de la croûte. Cet épaississement pourrait correspondre aux vestiges de la racine d'une fosse birrimienne qui se poursuivrait sous le bassin de Taoudéni. Les gradients de l'anomalie autorisent une telle interprétation. Il pourrait paraître étonnant que les traces d'un phénomène aussi ancien soient encore visibles sur la carte gravimétrique actuelle. Mais Y. Crenn (1956) a montré que l'écorce du bouclier africain semblait capable de résister à des efforts tranchants de l'ordre de 3 . 10^{7} tonnes par mètre ; or, l'anomalie que nous examinons en ce moment ne produit pas une poussée vers le haut supérieure à cette valeur. Il paraît donc normal, dans ces conditions, que l'anomalie négative ait persisté jusqu'à nous si cette zone, comme le pensent les géologues, n'a pas été soumise ultérieurement à des forces orogéniques qui auraient pu, en dépassant le seuil de résistance de l'écorce, entraîner la réalisation de l'équilibre isostatique par compensation locale.

Nous proposerons donc l'histoire suivante pour cette région. Un enfoncement de l'écorce qui se serait produit il y a plus de 2 milliards d'années, donne naissance à l'anomalie négative et,

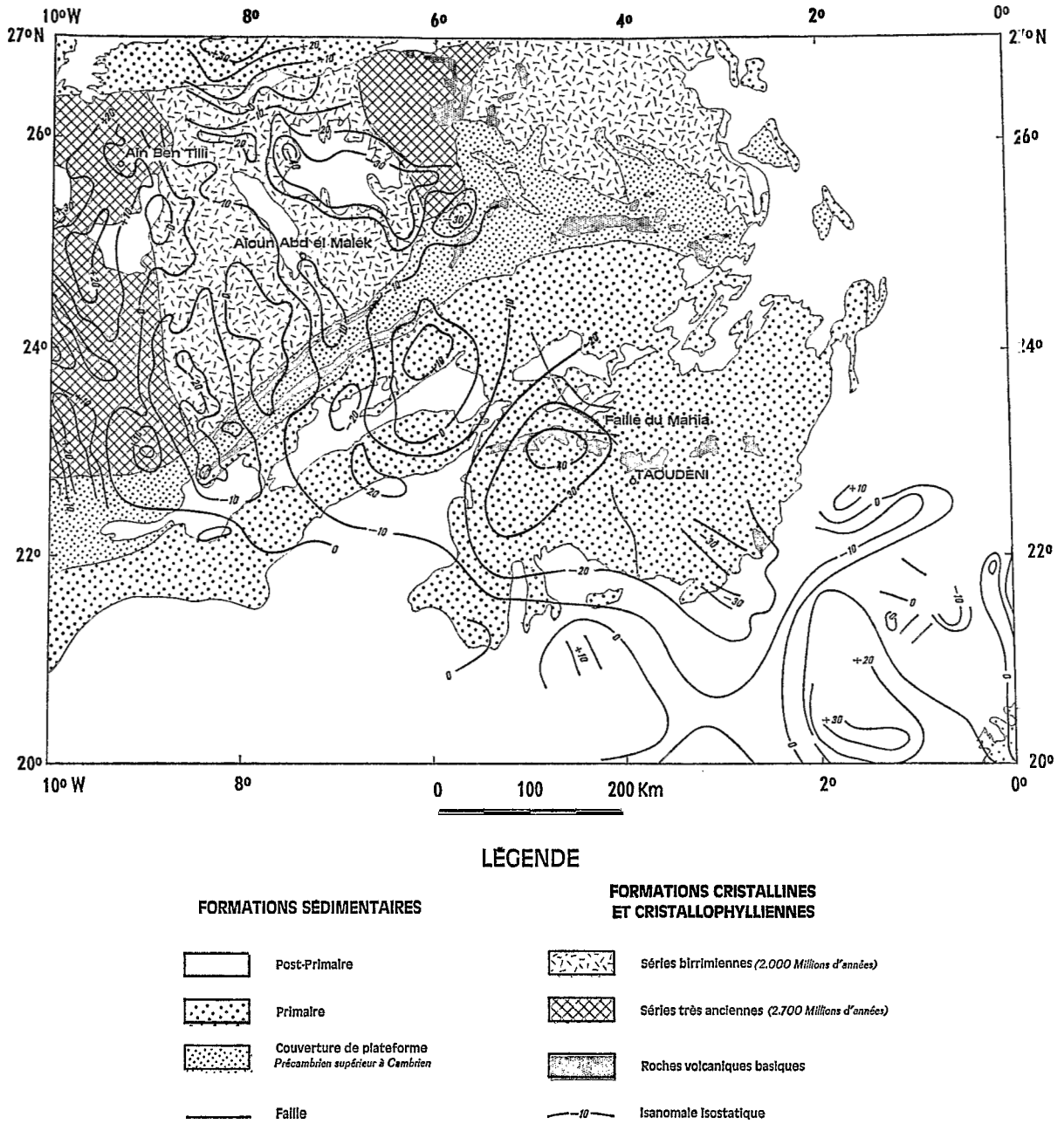


FIG. 132. — Anomalie négative de Mauritanie.

probablement, à des dépôts sédimentaires et conduit par exemple à la création d'un pli racine lors de l'orogénie éburnéenne. Puis, quand les forces tectoniques ont cessé, de façon sans doute progressive, la racine se relève lentement. Ce relèvement est un phénomène de zone stable, il s'arrête lorsque l'effort tranchant auquel il soumet l'écorce atteint la valeur mesurant la résistance de cette écorce. Il est certain que des forces autres que l'isostasie ont intéressé ultérieurement ce secteur, l'existence du grand synéclise de Taoudéni en étant la preuve. Mais si ces forces, comme il le semble, ont créé

des ondulations à grand rayon de courbure sans entraîner une tectonique cassante très profonde, on peut admettre qu'elles n'ont pas permis une compensation isostatique locale.

Pour terminer l'examen rapide de cette anomalie, nous nous intéresserons à sa localisation. Il est, en effet, assez remarquable de constater qu'elle se situe dans le prolongement du cours moyen du Niger et que les accidents intéressant les terrains d'âge birrimien qui lui sont liés présentent également cette direction. L'anomalie n'ayant pas été cartographiée en Algérie, il n'est pas facile de parler de son orientation propre mais il semble bien que la direction N.-W. - S.-E. soit également privilégiée pour elle. Cette direction qui intéresse donc des terrains birrimiens et des phénomènes liés à cette orogénie serait très ancienne. Nous verrons d'ailleurs en examinant la région de la boucle du Niger que REICHELT (com. or.) l'a retrouvée dans des accidents extrêmement anciens, probablement antérieurs au Birrimien. Ce serait vraiment une direction structurale permanente de l'Afrique. On l'observe d'ailleurs dans le bassin de Taoudéni puisque la grande fracture injectée de dolérite du Mahia, qui a rejoué à plusieurs reprises au cours des temps géologiques, la suit sur plus de 125 kilomètres (VILLEMUR, 1967).

Il est dommage que le levé gravimétrique de la Mauritanie orientale n'ait pas été effectué car nous aurions pu nous rendre compte alors si la direction E.-N.-E. conjuguée de la précédente apparaissait. En effet, à l'examen de l'état actuel de la carte gravimétrique, on peut se demander s'il n'existerait pas une vaste anomalie négative coupant en diagonale toute la Mauritanie, orientée justement E.-N.-E., c'est-à-dire sensiblement parallèle au cours supérieur du Niger. Cette direction est d'ailleurs celle de l'axe du synéclise de Taoudéni à laquelle elle pourrait être rattachée. Son histoire serait alors beaucoup moins ancienne que celle de l'anomalie à laquelle nous venons de nous intéresser puisqu'il semblerait (J. R. VILLEMUR, 1967) que le synéclise de Taoudéni, en tant que structure individualisée de la plate-forme ouest-africaine, n'ait seulement commencé à se constituer qu'au cours du Dévonien moyen. C'est donc, à partir de cette époque que se serait produit l'affaissement continu qui devait aboutir au bassin de Taoudéni et qui pourrait très bien se marquer en gravimétrie par une large anomalie négative. On peut d'ailleurs remarquer que la zone où l'anomalie négative du Nord-Mauritanie est la plus importante, — 40 milligals, se situe sensiblement à la convergence des deux directions conjuguées classiques en Afrique, N.-W. - S.-E. et E. - N.-E., matérialisées dans le cas présent l'une par l'axe synclinal du bassin, l'autre par le cours moyen du Niger.

2. ANOMALIES LOURDES DE LA DORSALE RÉGUIBAT (MAURITANIE) ET DE MAN (COTE D'IVOIRE).

Ces deux anomalies dont on ne peut d'ailleurs juger de l'importance totale puisqu'elles sont incomplètement cartographiées correspondent, pour la première, aux terrains les plus anciens de la dorsale Réguibat et, pour la seconde, englobe, en semblant les déborder largement, les roches de Man et toutes les formations du Précambrien inférieur avoisinantes. Leur caractéristique commune est donc de paraître liées aux formations les plus anciennes.

L'examen des gradients des anomalies montre qu'incontestablement une partie de leurs causes se localise obligatoirement dans la partie supérieure de l'écorce. C'est le cas, par exemple, de l'anomalie située immédiatement au nord de Man pour laquelle J. RECHENMANN (1965) a calculé une forme géométrique simple susceptible d'en rendre compte (fig. 133). Mais il existe également une part importante de ces deux vastes anomalies qui garde un caractère régional. C'est pour celle-ci, qu'il serait possible, en tenant compte des données pétrologiques exposées plus haut, de proposer un autre type d'interprétation. Puisque nous savons que les roches touchées par un métamorphisme très profond sont, dans les aires intéressées par ces anomalies, soit affleurantes, soit vraisemblablement proches de la surface, nous pourrions supposer que nous sommes en présence d'amincissements de l'écorce. Ceux-ci pourraient résulter de l'absence totale ou partielle des terrains birrimiens, nous aurions en quelque sorte une écorce incomplète. Que cette lacune du Birrimien résulte d'un bombement de l'écorce qui se serait produit après son dépôt et aurait entraîné son érosion ou qu'elle résulte d'un bombement antérieur qui aurait empêché son dépôt, le résultat en ce qui nous concerne serait identique. Les matériaux denses du manteau supérieur se seraient, dans les deux cas, rapprochés de la surface et pourraient ainsi être en partie la cause des anomalies qui nous intéressent.

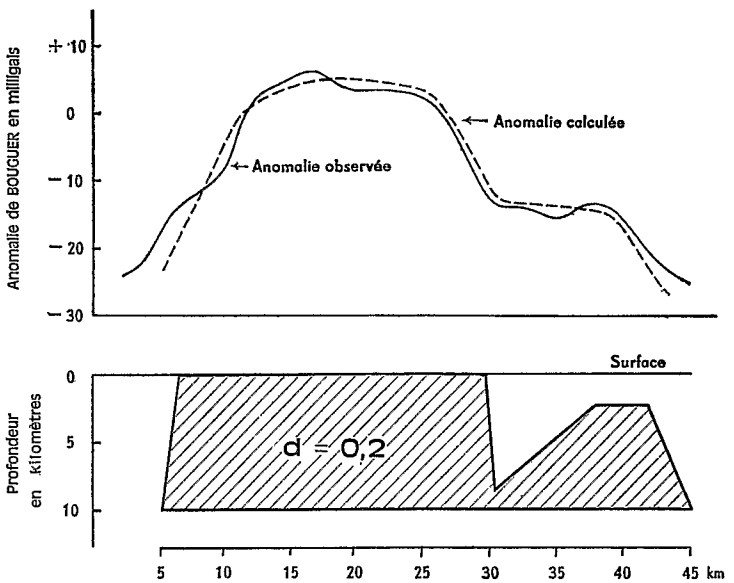


FIG. 133. — Interprétation de l'anomalie de Man (d'après J. RECHENMANN).

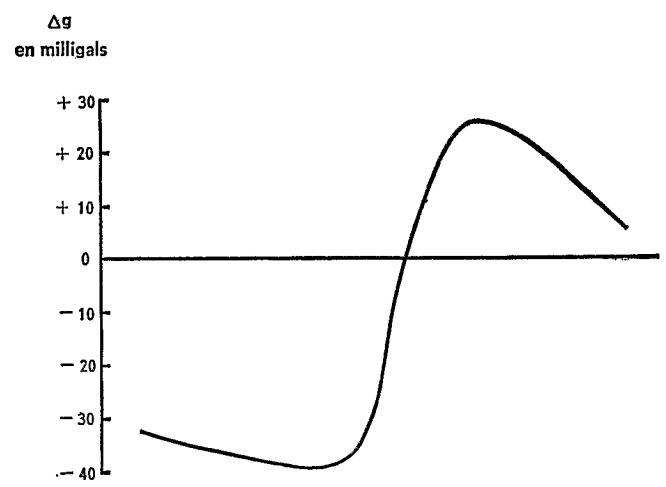
Pour expliquer le fait, qu'au cours des temps géologiques, la compensation isostatique n'ait pas fait disparaître ces anomalies, il suffit de reprendre la remarque empruntée à Y. CRENN (1956) que nous avons déjà utilisée. Elle consiste à observer que l'écorce terrestre dans le domaine africain, résiste à des efforts tranchants de l'ordre de $3 \cdot 10^7$ tonnes par mètre [1] et que cette valeur nous donne sensiblement un ordre de grandeur des plus fortes anomalies que nous pouvons rencontrer. Dans le cas présent, la cartographie des anomalies étant très incomplète, il ne nous est pas possible d'évaluer l'effort tranchant, mais leur allure générale nous permet de dire qu'il n'excède sûrement pas la valeur limite indiquée. Dans ces conditions il est possible d'admettre que, si la compensation isostatique a probablement fait disparaître au cours du temps la plus grande partie du déséquilibre, elle a laissé un résidu qui correspond à l'anomalie que nous observons actuellement.

3. ANOMALIE NÉGATIVE DU TOGO-DAHOMEY BORDÉE A L'EST PAR UNE PARTIE DE LA BANDE D'ANOMALIES POSITIVES DU MÉRIDIEN 0°.

Y. CRENN (1957) constatait « qu'il existait, dans le Précambrien du Togo-Dahomey, une bande d'anomalies négatives de plus de 30 milligals, d'environ 100 kilomètres de large, bordée à l'est par une zone d'anomalies positives plus diffuses ». Son axe de même direction que les contacts géologiques, ne semblait pas lié aux changements de terrains superficiels, ce qui l'amenait à supposer une origine profonde à la cause de l'anomalie. Un schéma simple (fig. 134) supposant une fracture à la profondeur de compensation isostatique de 30 kilomètres avec un rejet de 10 kilomètres rapprochant les matériaux lourds du manteau de la surface rendait bien compte des profils expérimentaux.

Cette interprétation proposée par Y. CRENN mérite d'être confrontée avec les données géologiques nouvelles exposées au début de ce chapitre. En effet, dans la mesure où l'on admet que le Buem-Akwapimien et une partie du Dahomeyen peuvent être parallélisés (GRANT, 1969) et sont des formations plus jeunes que le Birrimien il n'y a aucune difficulté, à partir des observations des

1. Nous rappelons que cette valeur a été obtenue également à partir des données gravimétriques. Elle résulte de la considération des plus importantes anomalies connues en Afrique occidentale.



Profil gravimétrique moyen.

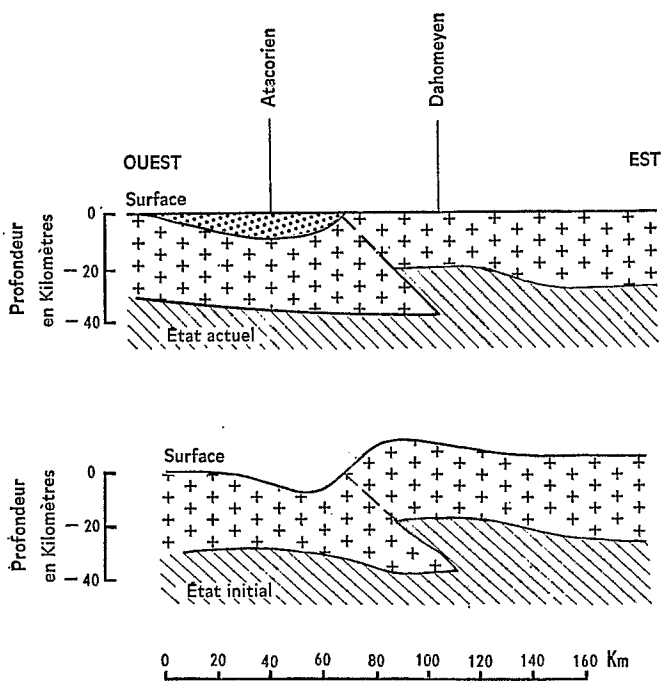


FIG. 134. — Interprétation de la gravimétrie du Togo-Dahomey (d'après Y. CRENN).

Dahomeyen et Atacorien : densité d. Couche profonde, densité d + 0,3.

géologues qui ont attiré l'attention sur les contacts tectoniques avec chevauchement d'est en ouest des diverses formations, à supposer un chevauchement général des séries dahomeyennes sur le craton birrimien. Suivant la conception que l'on aura de « l'épisode tectonique » du Précambrien supérieur l'histoire de cette région pourra se présenter de manière différente et se conciliera plus ou moins facilement avec l'interprétation de CRENN. Si, comme BLACK (1967), on suppose l'existence d'un véritable cycle orogénique, l'histoire géologique pourrait se présenter de la manière suivante : avant l'épisode tectonique du Précambrien supérieur, un géosynclinal dahomeyen se forme, il se plisse ensuite lors de l'orogénie et les plis se déversent vers l'ouest entraînant un chevauchement de la nouvelle chaîne dahomeyenne sur le craton birrimien. Par contre, dans l'optique d'un simple rajeunissement, hypothèse soutenue par ROCCI (1965), l'histoire du Togo-Dahomey pourrait être quelque peu différente : il n'y aurait plus à admettre l'existence d'un géosynclinal dahomeyen, les phénomènes tectoniques auraient intéressé le socle birrimien et les formations de couverture qui pouvaient exister, rajeunissant l'un et métamorphisant les autres. Dans cette hypothèse, le rajeunissement du Birrimien pourrait résulter (ROCCI, 1965), dans cette zone de compression et de déformation, d'un échauffement anormal des parties assez profondes de l'écorce. Ce phénomène aurait cessé par suite du soulèvement de la croûte qui, comme dans le schéma précédent, aurait entraîné le chevauchement des séries rajeunies sur le craton birrimien. Ces mécanismes correspondraient à la notion de « vestigéosynclinal» (CLIFFORD, 1969) qui recouvre précisément des phénomènes orogéniques ayant plissé et repris dans un métamorphisme important un ancien socle.

L'interprétation d'Y. CRENN semble correspondre très bien aux données géologiques, puisque, plus généralement, elle nous amène à supposer un chevauchement général de la partie orientale de la croûte sur la partie occidentale suivant le schéma de la figure 134. Ce schéma a l'avantage, en outre, d'expliquer les dépôts du Voltaïen supérieur, ceux-ci résulteraient du démantèlement de la lèvre supérieure de la fracture, les sédiments s'accumulant sur la lèvre inférieure. Après la cessation de l'activité orogénique, l'équilibre a dû tenter de se rétablir mais si ce retour à l'équilibre n'a été que partiel, cela explique la présence des anomalies cartographiées. Si l'on examine d'un peu plus près l'idée qui préside à l'interprétation de CRENN, on constate alors qu'elle s'adapte assez bien aux idées de rajeunissement mais beaucoup moins à celle de l'existence d'un cycle orogénique complet. En effet, elle revient à lier l'anomalie positive du Dahomey à une remontée de l'écorce et la large anomalie négative occidentale à l'existence d'un affaissement qui se situerait sous le craton birrimien. Or, cette interprétation n'est pas compatible avec l'idée d'un « géosynclinal dahomeyen ». En effet, si ce géosynclinal [1] avait existé, nous devrions rencontrer sous les séries dahomeyennes, le socle birrimien puis le reste de la croûte, il est difficile de comprendre dans ces conditions comment pourrait exister dans cette région un amincissement de l'écorce de près de 10 kilomètres, à moins de supposer une hypothétique érosion subcrustale (GIDON, 1963) qui est loin d'être démontrée. Par contre, dans l'hypothèse du rajeunissement des terrains, le schéma de CRENN est acceptable. En effet, il est possible, dans ce cas, d'admettre qu'à la suite de sa remontée qui correspondrait d'ailleurs à la période terminale de rajeunissement du Birrimien, l'écorce aurait subi une érosion intense. Erosion qui pourrait expliquer l'amincissement important que l'interprétation gravimétrique proposée exige, sans soulever de difficulté particulière. En effet, si l'on admet que le rajeunissement a intéressé l'écorce jusqu'à des régions assez profondes, ce qui semble très possible, il n'y a aucune difficulté à admettre qu'après une érosion qui a pu enlever plusieurs kilomètres de croûte, les terrains dahomeyens soient encore à l'affleurement. Et surtout l'origine birrimienne du Dahomeyen permet de comprendre que sous ces séries rajeunies n'existe qu'une croûte peu épaisse, point qui semblait peu compatible avec l'idée d'un géosynclinal dahomeyen.

Toutes ces considérations n'ont pas pour but de conclure que la gravimétrie apporte des arguments en faveur de la thèse du rajeunissement et en opposition avec celle d'une véritable orogénie. Simplement elles tendent à montrer que cette dernière hypothèse nécessiterait un autre type d'interprétation pour l'anomalie gravimétrique positive que le modèle proposé par CRENN. En fait, il suffirait d'ailleurs de le modifier assez peu pour qu'il puisse convenir. En effet, au lieu d'admettre que la masse lourde est due à une montée du manteau résultant de l'amincissement de l'écorce, il suffit de supposer qu'elle résulte d'injections abondantes, dans les parties profondes de la croûte, de matériaux denses vraisemblablement issus du manteau et qui pourraient d'ailleurs par place remonter très haut. Si l'on admet, comme beaucoup d'auteurs que ces matériaux denses peuvent être des péridotites ou plus généralement des roches ultra-basiques, la géologie nous indique qu'ils ne sont pas arrivés massivement en surface. Il est intéressant toutefois de noter que des affleurements de serpentinites existent au nord du Dahomey. Ils sont sans doute montés dans l'écorce à la faveur d'un système de cassures lié à l'orogénie du Précambrien supérieur. Cette phase tectonique a sans doute entraîné des forces de compression importantes dans la partie supérieure de l'écorce et par suite les fractures en surface ont dû avoir tendance à se fermer, ce qui pourrait expliquer que les roches lourdes ne soient pas parvenues au jour. En bref nous nous trouverions dans un secteur quelque peu comparable à la « zone d'Ivrée » dans les Alpes, à cette différence près que les cassures de la zone d'Ivrée ont eu tendance à s'ouvrir, comme sous l'action d'une traction, et ont ainsi permis aux péridotites de parvenir à l'affleurement, ce qui ne serait pas le cas au Togo-Dahomey.

En résumé, quelle que soit l'interprétation que l'on préfère retenir, un fait incontestable est apparu, c'est que la limite du craton au Togo-Dahomey est souligné par un accident géophysique important.

1. L'étude géologique de cette région indique qu'il ne pouvait s'agir d'un géosynclinal fondamental, au sens de MICHOT (1968), c'est-à-dire « d'un géosynclinal reposant directement sur la croûte basaltique de type océanique » mais d'un géosynclinal épicontinental.

4. La bande d'anomalies positives entre les méridiens 0 et 2° E.

Cette bande d'anomalies prolonge vers le nord l'anomalie positive du Togo-Dahomey que nous venons d'examiner. Elle se poursuit de façon plus ou moins marquée jusqu'à Bidon V, limite nord de notre levé, près du 22e parallèle.

En quittant la région Togo-Dahomey, au nord du fleuve Niger, le socle précambrien est presque partout masqué par les formations sédimentaires. La bande d'anomalies gravimétriques sépare la plate-forme granitique à l'ouest, du bassin sédimentaire du Niger, à l'est. Son allure d'ensemble reste la même que sur les affleurements précambriens du sud mais l'anomalie négative qui, comme nous l'avons vu, lui était associée a disparu. Nous pouvons donc en conclure que l'épaississement de l'écorce que nous avons supposé sous le Buem Akwapimien n'existe plus mais, que par contre, la fracture profonde subsiste et que les roches lourdes se sont rapprochées de la surface, que ce soit par intrusion ou par amincissement de la croûte.

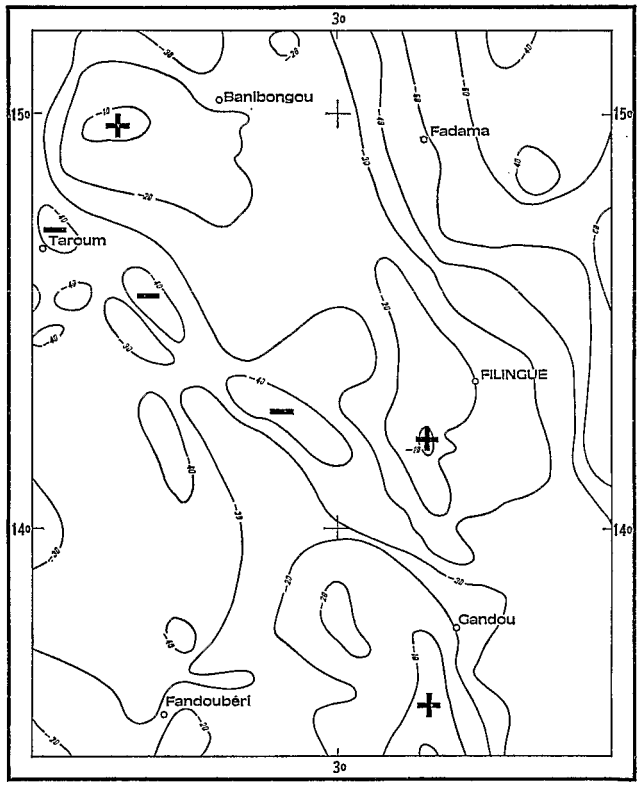


Fig. 135. — Extrémité nord de l'anomalie du Togo-Dahomey (anomalie de Bouguer).

Au niveau du 14e parallèle (fig. 135), une étroite bande d'anomalies négatives d'azimut 135° coupe brusquement l'anomalie positive. Cette coupure correspond, d'après les sondages électriques, à un brusque enfoncement du socle. Y. Crenn en concluait que la fracture profonde positive du Dahomey ne se poursuivait pas au-delà de cette rencontre. Elle constatait que plus au nord, il existait cependant une zone faible de l'écorce qui a été percée de nombreuses intrusions sans direction privilégiée. Certaines de ces intrusions présentent des gradients très forts, c'est le cas de celles qui s'alignent sur le méridien 0°. Y. Crenn constate d'ailleurs qu'il est impossible de rendre compte quantitativement de leur forme en supposant seulement une masse dense, car les bords en sont trop accusés, il faut alors supposer sous la roche lourde, ou immédiatement à côté une masse légère compensatrice, il y aurait donc dans dans ce cas une compensation isostatique partiellement réalisée de façon locale. Plus à l'est la large bande positive Anefis, Kidal (fig. 136) est probablement due à une roche enracinée, dense et fortement magnétique, dont la trace ne se marque pas dans la géologie superficielle. Au total, il apparaît donc, dans toute cette région, de nombreuses intrusions qui proviennent sans doute de la masse basique sous-jacente et qui parviennent très haut dans l'écorce. Leur origine est donc un phénomène profond probablement à relier à l'épisode tectonique du Précambrien supérieur qui a donné naissance à l'accident du Togo-Dahomey dont il serait le prolongement. Il est possible que les parties les plus lourdes, au voisinage du méridien 0°, se soient enfoncées au Crétacé et à l'Eocène permettant ainsi le dépôt des sédiments marins. Les bords des anomalies sont en général très nets et ils correspondent souvent à un contact géologique Crétacé ou Eocène, ce qui montre que l'enfoncement de la masse lourde s'est fait de façon locale.

Si nous comparons la carte gravimétrique avec la limite orientale du craton ouest-africain, telle qu'elle résulte des données géochronologiques et géologiques, nous constatons que la longue bande d'anomalies positives que nous venons d'examiner suit sensiblement la limite en restant extérieure au craton. Elle serpente sensiblement le long du méridien 0°. Elle est doublée, dans sa partie méridionale, au Togo-Dahomey, par une anomalie négative située sur le craton. Au nord de la boucle du Niger, elle s'élargit de telle sorte que l'avancée du vieux socle dans l'Adrar et la zone « mobile » qui la sépare du craton lui-même se marquent par une large anomalie positive.

Au total la gravimétrie montre donc que la limite orientale du craton ouest-africain correspond à des phénomènes tectoniques importants qui ont rapproché de la surface, en quantité notable, des matériaux du manteau supérieur. Il est possible que ces produits soient simplement montés dans l'écorce par injection dans des cassures ou bien que ces montées se soient superposées à un amincissement de la croûte qui aurait rapproché globalement le manteau de la surface.

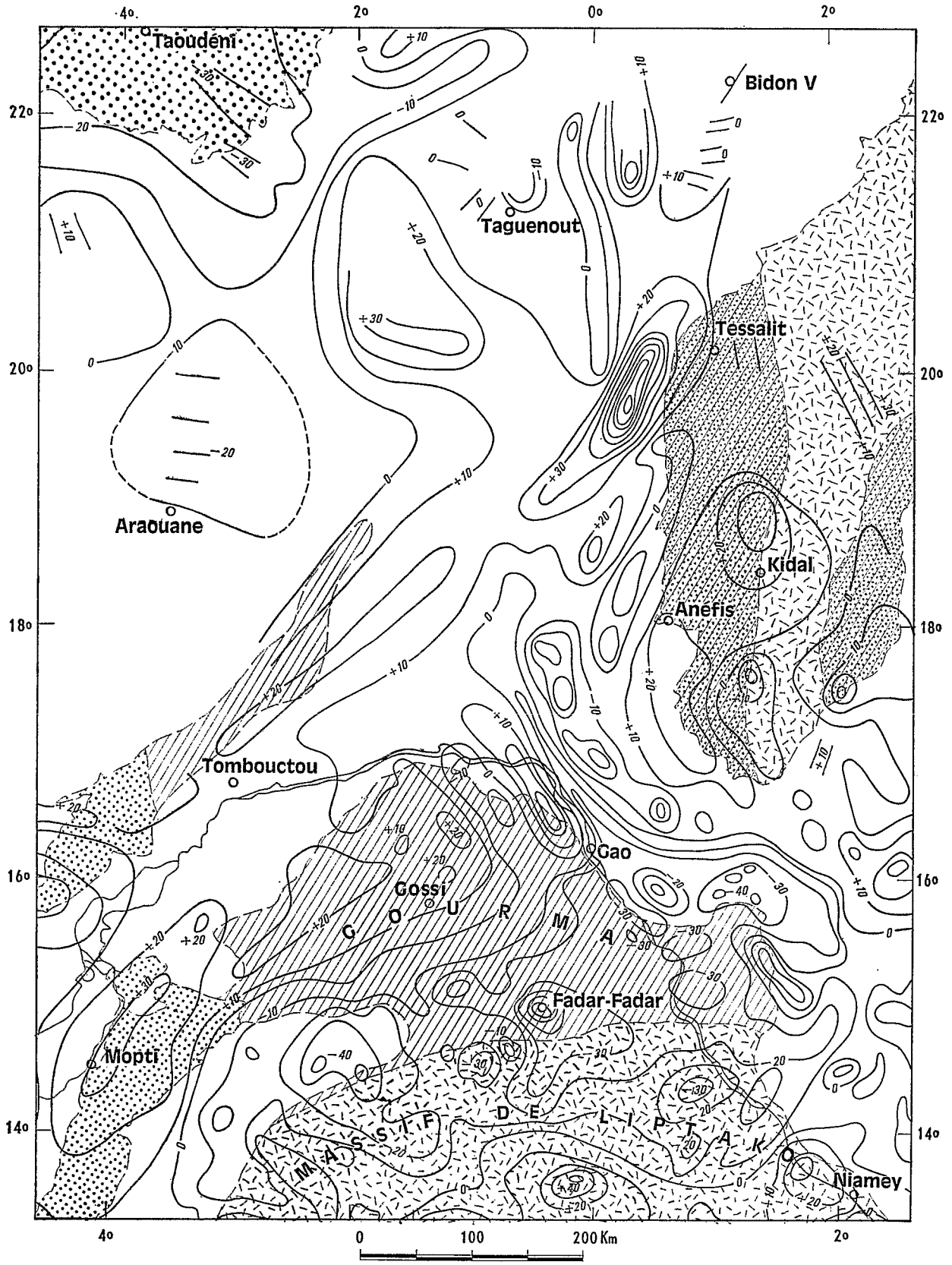
Pour conclure brièvement nous dirons que la bande d'anomalies positives du méridien 0° peut être considérée comme un arc tectonique fossile correspondant, probablement, au « Pan-african thermo-tectonic episode » du Précambrien supérieur. Ce dernier point est loin d'être une certitude, car comme nous allons le voir en étudiant maintenant les anomalies de la boucle du Niger, certains éléments pourraient faire penser qu'il a une origine beaucoup plus ancienne.

5. Les anomalies de la boucle du Niger (fig. 136).

La carte gravimétrique montre essentiellement dans cette région deux anomalies de grande extension : l'anomalie positive qui s'étend de Mopti à Gossi au sud de Tombouctou et l'anomalie négative de Fadar-Fadar. Y. Crenn (1957) avait tenté d'interpréter l'ensemble de ces deux anomalies par un seul schéma. Malheureusement, ce schéma faisait jouer un rôle important aux schistes du Gourma, ce qui n'est pas possible car l'anomalie positive ne suit pas du tout les variations de puissance de cette série (com. or. de R. Reichelt). Nous pensons donc qu'il faut supposer une interprétation plus profonde et nous suggérons de reprendre les idées émises pour les anomalies du Nord-Mauritanie et de Man en Côte-d'Ivoire. Les anomalies positives seraient dues à l'absence ou à une très faible puissance du Birrimien tandis que les anomalies négatives correspondraient, au contraire, à de puissantes formations birrimiennes. L'influence gravimétrique de ces formations ne serait pas due à leur faible densité, mais plutôt au fait qu'elles peuvent entraîner des variations de puissance de l'écorce et, par là, rapprocher ou éloigner de la surface les matériaux lourds du manteau ou, même éventuellement, ceux de la partie inférieure de la croûte, si l'on admet une stratification de celle-ci sous le craton ouest-africain. Il serait effectivement très intéressant que soient réalisés des travaux séismologiques pour essayer de voir si la discontinuité de Conrad [1] existe dans ces régions et dans l'affirmative pour essayer de suivre ses variations de profondeur.

Le fossé de Gao dont nous avons déjà parlé, à l'occasion de l'étude des fossés du Ténéré, se situe à la limite des anomalies que nous venons d'examiner et de la bande d'anomalies positives du méridien 0° dont sa bordure orientale fait partie. Nous allons nous contenter ici d'indiquer un élément communiqué par R. Reichelt (com. or.) à son sujet qui peut être très intéressant pour l'histoire de cette région. Reichelt constate que l'anomalie de Cosseye (fig. 137) a la même direction que le fossé de Gao, soit N.-W.—S.-E. Or, ses travaux, dans ce secteur, lui font envisager l'existence de failles, qui ne se voient pas à la surface. Ces failles limiteraient un horst ayant amené à l'affleurement des terrains très anciens que Reichelt pense être comparables au faciès In Ouzzal du Hoggar (âge, environ 2 700 millions d'années). Compte tenu de la direction de l'anomalie positive de Cosseye dans laquelle se situe cet affleurement, il pense que les failles limitant le horst doivent être orientées N.-W. - S.-E., ce qui s'accorderait bien avec ses observations de surface. Il suppose que ces failles sont antérieures au Précambrien supérieur pour les raisons suivantes :

1. La discontinuité de Conrad représenterait dans la croûte terrestre une discontinuité de vitesse de propagation des ondes sismiques. On lui ferait correspondre évidemment également une discontinuité de densité. Les sismologues mettent actuellement fortement en doute son existence.



LÉGENDE

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

- Couverture postpaléozoïque
- Bassin primaire de Taoudéni
- Couverture de plateforme
  Précambrien supérieur à Cambrien

FORMATIONS CRISTALLINES

- Formations touchées par des orogénies postbirrimiennes
  1. *Séries d'Ydouban (Fossé du Gourma)*
- Formations birrimiennes ou ante-birrimiennes

FIG. 136. — Anomalie isostatique et géologie de la boucle du Niger.

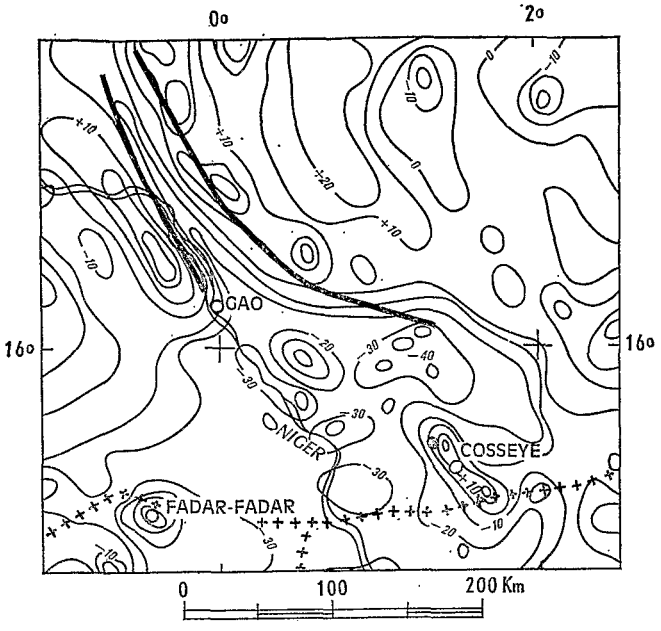


FIG. 137. — Fossé de Gao et anomalie isostatique de la région de Cosseye.

— elles ne se remarquent pas dans le Précambrien supérieur,

— le noyau cristallin ancien de Cosseye porte les traces nettes d'un métamorphisme plus jeune qui serait celui du faciès des schistes verts de la série d'Ydouban. Or, ce métamorphisme serait contemporain de l'épisode tectonique qui a donné naissance au plissement principal, dit « gourmaïen », du Précambrien supérieur.

Si ceci est exact, il en résulte une considération intéressante sur l'époque à laquelle pourrait remonter la zone de faiblesse du fossé de Gao. Elle pourrait être antérieure au « Pan-African thermotectonic episode ». REICHELT suggère même, devant l'absence de Birrimien constaté à Cosseye, que cette direction pourrait dater de l'époque des dépôts birrimiens. Il fait également remarquer qu'elle est d'ailleurs bien connue dans le Birrimien : c'est fréquemment celle de la montée des dolérites. Toutes ces remarques présentent un intérêt non seulement pour l'histoire du fossé de Gao, mais également pour l'âge que l'on peut attribuer aux accidents responsables de la bande d'anomalies positives du méridien 0°, au moins pour la partie de cette bande située au nord du 15e parallèle. Il apparaît que la suggestion faite indiquant que ces anomalies positives dateraient du Précambrien supérieur est discutable et il serait peut-être raisonnable d'admettre que dans toute cette région la carte gravimétrique résulte d'accidents d'âges variés remontant pour certains aux époques les plus anciennes.

Pour terminer, nous indiquerons que les anomalies situées au nord de la boucle du Niger (fig. 136), rejoignant Tombouctou à Tessalit, redonnent la direction conjuguée de celle du fossé de Gao.

6. ANOMALIES DE LA BORDURE ORIENTALE DU SÉNÉGAL.

Nous constatons l'existence d'une anomalie positive allongée, de forte intensité, associée aux séries de Bakel et d'Akjoujt tandis qu'à l'est, sur les formations de couverture du Primaire et de l'Infracambrien s'étend une anomalie négative. Un examen détaillé de ces anomalies et de la géologie amène à penser que leur origine n'est pas superficielle au moins pour la plus grande part, bien que LILLE (1967) ait montré qu'il existe un volcanisme important dans cet arc Bakel-Akjoujt. Nous serions alors tentés de supposer une structure assez comparable à celle qui a été retenue pour le Togo-Dahomey. Y. CRENN et J. RECHENMANN (1965) avaient proposé un schéma (fig. 138) qui indiquait que, quantitativement, de telles interprétations rejetant les causes à la base de l'écorce pouvaient convenir.

Il est tout à fait remarquable de constater que la bordure occidentale du craton ouest-africain

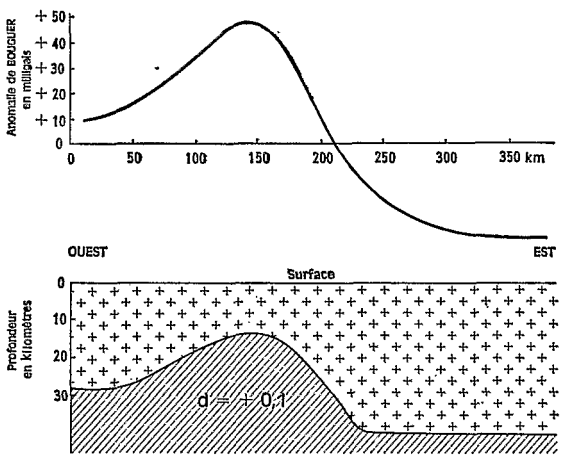


FIG. 138. — Interprétation de l'anomalie du Sénégal oriental (d'après Y. CRENN et J. RECHENMANN).

montre des caractères gravimétriques très proches de ceux de la bordure orientale, au Togo-Dahomey. Par contre l'origine des anomalies du Sénégal est probablement plus récente, il est vraisemblable que c'est l'épisode hercynien (350 millions d'années) qui a dû donner dans cette région à la carte gravimétrique les principaux traits qu'elle présente actuellement, mais ce n'est pas sûr car cet épisode très tardif a été précédé de mouvements orogéniques qui datent du Protérozoïque supérieur.

7. ANOMALIE NÉGATIVE DU BASSIN DU NIGER.

Cette anomalie s'étend sur l'ouest et le centre du Niger jusqu'au méridien d'Agadès. Elle se prolonge vers le nord-est par l'anomalie négative du bassin primaire de l'Aïr. Cette vaste zone est recouverte de formations secondaires ou plus récentes. Le fait qu'il existe, sur plusieurs centaines de kilomètres, dans toutes les directions, une anomalie constamment négative, montre qu'aucune secousse locale n'a favorisé les réajustements ou perturbé la régularité de l'anomalie. Il n'apparaît pas non plus de trace de grandes fractures que quelques kilomètres de sédiments ne suffiraient pas à masquer. Cette région a donc probablement été tectoniquement calme depuis le Crétacé. Il est probable toutefois que le déficit de masse, cause de l'anomalie, ne résulte pas simplement de la légèreté de la couverture sédimentaire. Ce qui nous conduit à le penser provient du fait que le prolongement de l'anomalie, au nord-est, s'étend sur une partie des formations cristallines de l'Aïr. Il semble donc que cette vaste anomalie négative ait au moins une partie de son origine indépendante de la couverture superficielle. Il est très possible que la cause soit une large dépression de l'écorce dans son ensemble dont le bassin sédimentaire qui en couvre la majeure partie serait en fait la marque. Il se pourrait également que ce ne soit pas la base de l'écorce qui soit déprimée mais la discontinuité de Conrad si elle existe, ce qui rapprocherait dans ce cas l'origine de l'anomalie de la surface.

VI. — LES GRANDES ANOMALIES DU BASSIN DU TCHAD

Nous revenons à l'objectif de tout notre travail : l'interprétation de la carte gravimétrique du bassin du Tchad et des régions avoisinantes. Nous allons essayer d'examiner maintenant, comme nous l'avons indiqué au début de ce chapitre, s'il ne serait pas possible de faciliter la compréhension de cette carte en utilisant tous les résultats obtenus dans l'Afrique de l'Ouest, tels que nous venons de les exposer dans leurs grandes lignes. Pour cela nous nous limiterons aux traits majeurs de la carte.

1. LES BASSINS DU DJADO ET DES ERDIS.

Ces deux vastes anomalies négatives ne posent pas de réels problèmes. Elles s'interprètent en effet, très naturellement, comme nous l'avons vu, par l'existence de deux importants bassins sédimentaires essentiellement primaires qui tous deux, d'ailleurs, ont donné lieu à des recherches pétrolières à des stades plus ou moins avancés. On peut remarquer que les anomalies négatives ne débordent pratiquement pas les régions sédimentaires. Ce fait est très net, par exemple à la bordure

ouest du Djado où le zéro isostatique se situe précisément à la limite du socle. La régularité des anomalies fait également penser que le soubassement cristallin de ces bassins ne doit être que faiblement hétérogène. Leur compensation isostatique est évidemment incomplète : l'existence même des anomalies le prouve bien.

2. Anomalies négatives du nord du lac et des Pays-Bas du Tchad.

Le nord du lac, comme l'ont montré les prospections électriques, correspond à un bassin sédimentaire secondaire dont l'existence semble pouvoir interpréter les grandes lignes de la gravimétrie de ce secteur. La vaste anomalie couvrant les Pays-Bas du Tchad doit également pouvoir être rattachée à un approfondissement du socle qui n'a, toutefois, pas été contrôlé par une autre méthode géophysique.

Ces quatre anomalies ne semblent pas poser de problèmes structuraux sur une vaste échelle. Tout ce qui pouvait en être dit, l'a été lors des études régionales.

3. Le bassin de Doba.

Ce bassin qui traverse tout le sud du Tchad, du socle camerounais au socle soudanais, correspond à une importante anomalie négative. Nous avons indiqué lors des études régionales, les hypothèses qui pouvaient être faites concernant la nature des forces tectoniques qui lui ont donné naissance : extension ou compression. De même des suggestions ont été proposées en ce qui concerne son âge, son origine pouvant être raisonnablement supposée antécambrienne comme crétacée.

Une remarque par contre sur la direction générale de cet accident par rapport au continent africain dans son ensemble n'a pas encore été faite et trouve naturellement sa place dans ce chapitre. En effet, si l'on considère la fosse de Baké-Birao, on constate qu'elle se situe exactement, comme nous l'avons déjà remarqué, dans le prolongement d'une des digitations, celle de Tibati, de la grande faille de Ngaoundéré. D'après F.F. Almeida et R. Black (1967) la faille de N'Gaoundéré se poursuit au Brésil par l'accident de Pernambouco. Mais il convient de remarquer que si l'on s'intéresse à l'orientation d'ensemble de l'anomalie négative du Sud-Tchad, c'est-à-dire, en fait, si l'on élimine, par la pensée, l'axe lourd de Bébo qui la coupe en deux, nous obtenons alors une direction générale de Birao à Moundou sensiblement différente de la précédente. Cette nouvelle direction reportée sur un globe terrestre présente la caractéristique de se placer sur un alignement majeur de l'Afrique. Il s'agit d'une direction à l'échelle continentale définie, en Afrique occidentale par la côte bordant le golfe de Guinée et dans l'est africain par la côte du Golfe d'Aden. Cette direction générale est précambrienne mais a certainement rejoué lors de la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud. L'âge de l'accident du Sud-Tchad ne peut donc malheureusement être déduit de sa présence sur cet alignement. Par contre, si l'on admet que l'origine de la fosse de Doba ne remonte pas au Précambrien, il semble logique de par sa position sur l'alignement de la lier à la séparation Afrique - Amérique du Sud. Dans cette dernière hypothèse, il serait alors possible de faire une remarque sur la genèse de cette fosse. En effet, on peut supposer que la cassure Afrique - Amérique et la dérive continentale qui l'a suivie résultent de courants de convection ascendants dans le manteau, sous la zone de rupture. Si donc la fosse de Doba était due à l'action de tels courants dans des régions où la rupture complète en surface n'a pas eu lieu, elle serait, bien évidemment, liée à une extension de la croûte. Si l'on rappelle que l'examen de la carte gravimétrique ne semble pas montrer une compensation du fossé située en bordure immédiate de celui-ci, ce qui devrait être le cas dans l'hypothèse d'une extension de la croûte, il faut bien reconnaître que la géophysique n'apporte pas d'éléments en faveur d'un tel mécanisme. Faut-il alors en déduire, en retournant le raisonnement précédent, que l'accident du Sud-Tchad, n'étant pas lié à un phénomène d'extension, devait exister avant la rupture des continents et aurait par conséquent une origine plus ancienne, probablement précambrienne, ce serait peut-être audacieux, mais il semble que l'idée méritait d'être émise.

4. Les anomalies positives de la région Air-Ténéré, du Mounio-Damagaram et de la Bénoué.

Toutes ces anomalies s'alignent à l'intérieur d'une même bande méridienne, d'environ 400 kilomètres de large. La région Aïr-Ténéré correspond à une anomalie isostatique positive de grande extension qui n'est coupée que par d'étroites anomalies négatives dans le Ténéré correspondant aux fossés d'effondrements déjà examinés. Le Mounio et la partie du Manga située entre Gouré et le Lac, se marquent non par une zone uniformément positive, mais par un ensemble d'anomalies lourdes. Quant au fossé de la Benoué, toute la partie cartographiée au sud-ouest de Jalingo correspond à une très importante anomalie positive.

Il est intéressant de constater que toutes ces anomalies se situent dans le prolongement de la côte orientale du golfe de Guinée. Cette direction N.-S., comme nous l'avons indiqué lorsque nous avons examiné les grandes directions tectoniques africaines, est précambrienne. Mais elle a évidemment rejoué lors de la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud tout comme l'a fait d'ailleurs l'autre ligne de rupture : celle de la côte nord du golfe de Guinée. Ces deux rejeux peuvent d'ailleurs avoir eu lieu à des époques différentes si l'on admet, comme certains géologues le pensent, que la séparation des continents se serait réalisée plus tôt en Afrique occidentale qu'en Afrique équatoriale. Dans cette optique, l'accident N.-S. aurait rejoué le dernier. Il convient également de remarquer que cette bande méridienne suivant laquelle s'alignent les anomalies positives coïncide avec une région où les phénomènes magmatiques ont été importants. La mise en place des nombreux massifs de « younger granite » et un important volcanisme tertiaire et quaternaire en sont les marques. C'est également une zone de fort rehaussement du socle, ce qui est encore une manifestation de l'instabilité de ce secteur, instabilité qui s'est marquée récemment puisque c'est le soulèvement au Tertiaire et au Quaternaire de l'axe Aïr-Zinder-Plateau de Jos qui a séparé le bassin des Iullemmeden du bassin du Tchad. Il n'est pas étonnant d'ailleurs que toute cette région soit tectoniquement active si l'on songe qu'elle représente en fait le prolongement, à travers le continent africain, d'un tronçon de la dorsale médio-atlantique qui, dans l'hypothèse de « l'expansion des fonds océaniques », aurait entraîné l'écartement de l'Afrique et de l'Amérique du Sud.

L'ensemble Aïr-Ténéré apparaît sur la carte isostatique (planche en couleurs, p. 288), comme l'anomalie positive la plus étendue sinon la plus intense, de toutes celles qui ont été cartographiées en Afrique occidentale et centrale. Nous pensons que cet important déséquilibre isostatique qui correspond à une masse importante doit être lié à l'exhaussement de toute cette région. Il n'est évidemment pas possible de dire si le déséquilibre correspond à la montée récente (tertiaire et quaternaire) et s'il est en cours de disparition ou si, au contraire, l'effort tranchant auquel il soumet l'écorce restant en-deçà de sa limite de rupture, nous pouvons estimer que l'état actuel correspond à un état stable. Dans le premier cas la région serait le siège de mouvements de réajustement isostatique alors que dans l'autre, en l'absence de forces tectoniques nouvelles, elle pourrait très bien rester dans sa situation actuelle.

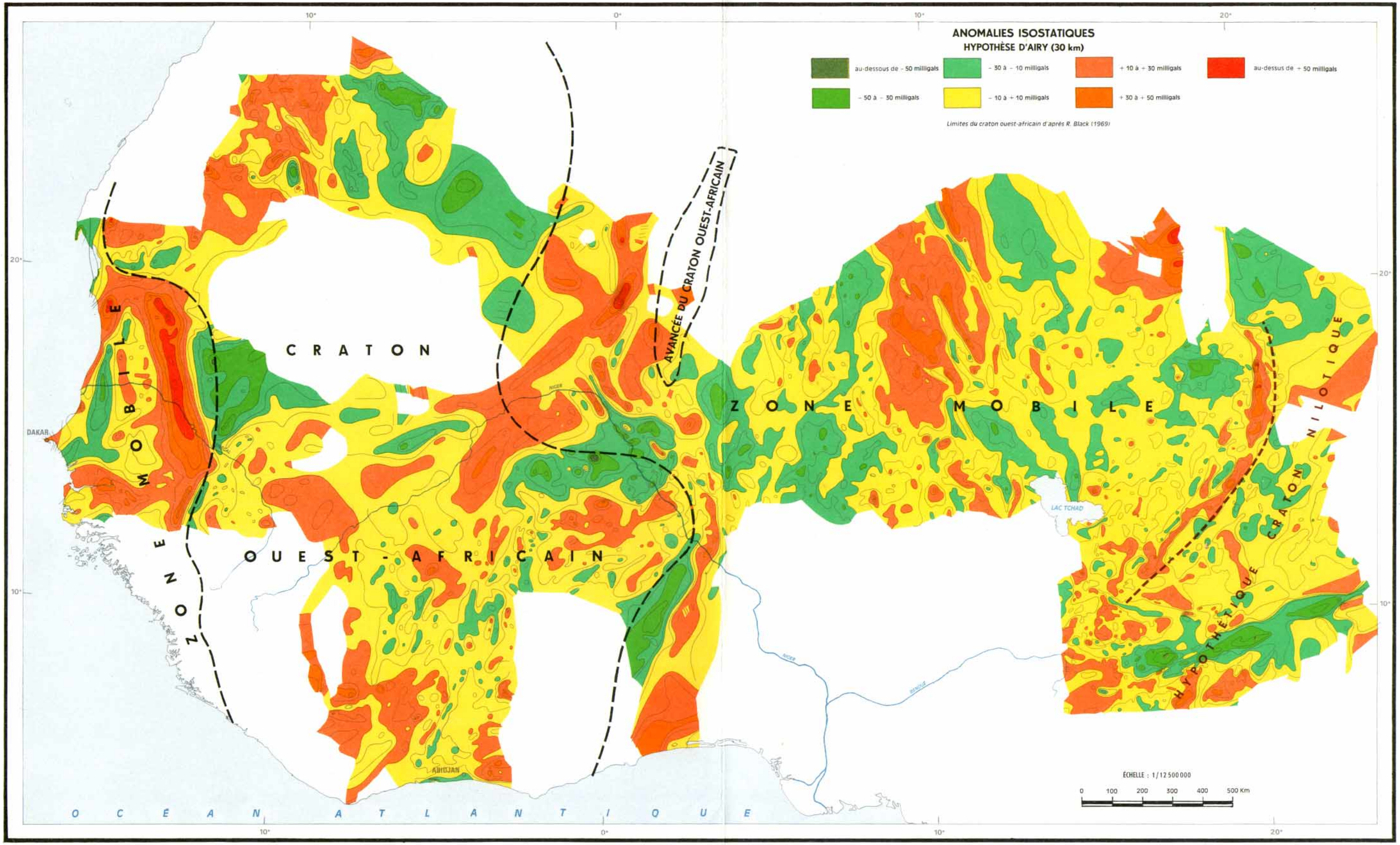
Il nous semble intéressant, pour éclairer la gravimétrie, d'indiquer ici les résultats concernant la vie propre du socle cristallin de ces régions, obtenus par les géologues du Commissariat à l'Energie Atomique (Bigotte et Obellianne, 1968). Ils résultent d'une étude détaillée de l'enchaînement des dépôts sédimentaires depuis le Crétacé jusqu'au Quaternaire dans les trois bassins d'In Gall, du Damergou et des Iullemden. Les travaux ont montré que cet enchaînement semblait lié à la vie du socle, elle-même sous la dépendance de deux familles linéamentaires (fig. 139) :

1) L'une, de direction nord-sud, précambrienne et probablement calédonienne, marquée par des linéaments statiques. Ceux-ci correspondraient à de vieilles fractures profondes du socle n'évoluant plus au cours des orogénies plus récentes. Ils délimitent, dans la région considérée, un cadre rigide de compartiments en touches de piano, alternativement en relief et en dépression.

2) L'autre famille composée de linéaments dynamiques orientés sensiblement N. 45°E. et N. 45°W., directions que les auteurs rattachent à l'orogénie du Proterozoïque supérieur, par comparaison avec les directions des « Mozambique belts » (Colloque de Géologie africaine, 1969). Ces

SCHÉMA GRAVIMÉTRIQUE DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE ET CENTRALE

LIMITES DU CRATON OUEST-AFRICAIN



Service Cartographique de l'O.R.S.T.O.M. - J.M. Buffard-Morel - 1969

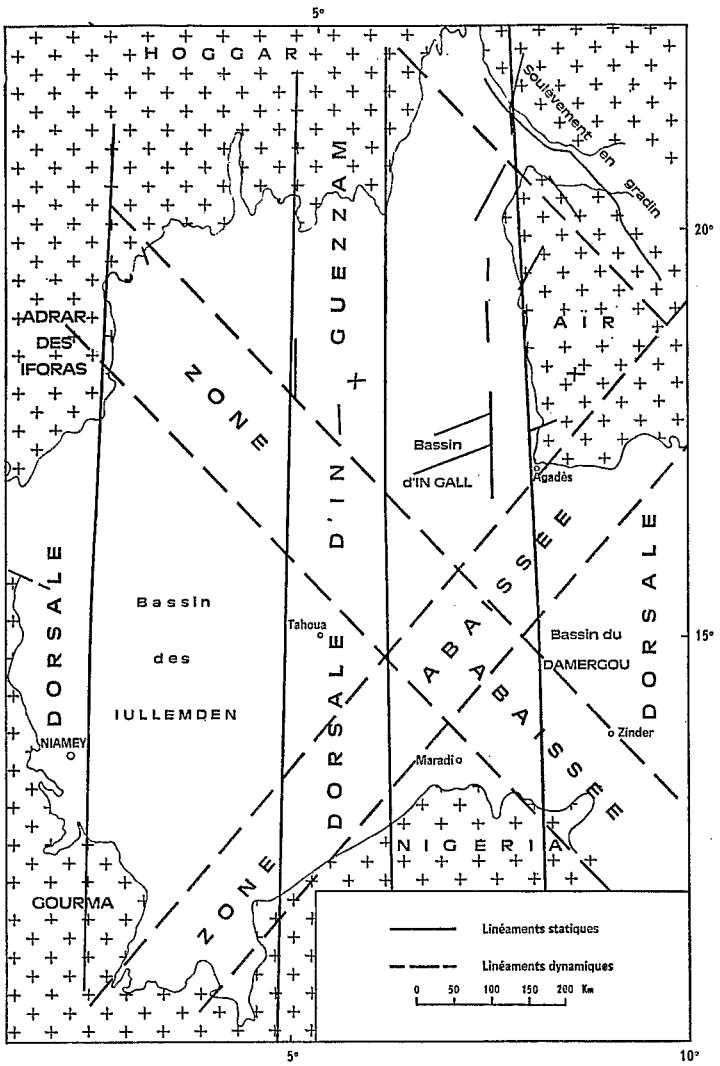


FIG. 139. — Structure linéamentaire de l'Aïr (d'après BIGOTTE et OBELLIANNE).

linéaments sont appelés dynamiques car ils se déplacent parallèlement à eux-mêmes au cours des temps géologiques. Ils jouent un rôle considérable dans le contrôle de la sédimentation.

L'élément moteur entraînant l'évolution des linéaments dynamiques semble être un soulèvement lent et constant du massif du Hoggar. Ce soulèvement aurait produit un affaissement successif en gradins vers le sud-ouest et le sud-est. Au fur et à mesure de la montée du Hoggar les cassures se seraient déplacées dans ces deux directions. Comme les bassins d'accumulation des sédiments sont situés au point de rencontre des compartiments bas, qu'ils soient statiques ou dynamiques, il en résulte qu'ils devaient se déplacer vers le sud au cours des temps géologiques : c'est bien ce qui a été constaté. En pratique, le raisonnement a évidemment été fait à l'envers puisque ce que l'étude géologique avait fourni c'était précisément l'évolution des bassins au cours du temps. Il est intéressant de noter qu'en conclusion de ces études sédimentologiques, deux faits tectoniques semblent bien établis : la permanence de la zone haute Aïr-Damagaram et un soulèvement lent mais constant

de sa partie nord depuis le Crétacé inférieur au moins. Une dernière remarque des géologues du C.E.A. permet de supposer que ce soulèvement aurait pu débuter encore plus tôt. Les ring-structures du compartiment Aïr-Damagaram semblent suivre le déplacement vers le sud des compartiments N. 45° W. Or, si au Turonien, elles se situent dans le massif cristallin du Nigeria et, au Tégama dans le Damagaram, elles se localisent sur l'Aïr au Dévonien supérieur. Ceci amène à penser que depuis le Carbonifère au moins, une montée lente et régulière du Hoggar semble un trait dominant de la tectonique de ces régions, les zones touchées par cet exhaussement s'étendant de plus en plus loin vers le sud lorsque l'on se rapproche de l'époque actuelle.

Il n'est donc pas étonnant que le compartiment Aïr-Nigeria qui semble avoir été, et est encore peut-être l'objet de forces tectoniques quasi permanentes, soit en déséquilibre isostatique. En effet, un amincissement de l'écorce dans cette région et de nombreuses injections de matériaux denses du manteau supérieur sont des hypothèses qui peuvent être facilement admises, d'autant plus que les manifestations d'un magmatisme important y sont visibles même en surface, comme nous l'avons déjà indiqué. Dans cet esprit on peut remarquer que des intrusions de roches lourdes suffisent à interpréter les anomalies du Damagaram. Quant à la vaste zone Aïr-Ténéré, nous pensons qu'outre des intrusions denses dans son soubassement, il doit exister un bombement général de l'écorce par rapport à sa position d'équilibre, seul capable d'expliquer une anomalie d'aussi grande extension.

En ce qui concerne le fossé de la Benoué, CRATCHLEY et JONES (1965) proposent une interprétation du même type : extension de la croûte, à l'Albien, entraînant la formation d'un fossé qui aurait produit un appel de sédimentation ; bombement de l'écorce ensuite, peut-être lié à une compensation isostatique un peu forte, ce qui rapprochait le socle cristallin de la surface surtout au centre du fossé, et en même temps intrusion de roches lourdes. Ce schéma explique l'allure actuelle de la carte gravimétrique. Il est tentant de relier le phénomène d'extension ayant donné naissance au fossé de la Bénoué aux forces qui ont entraîné la cassure de l'Afrique et de l'Amérique du Sud. Dans l'un et l'autre cas, il s'agit de phénomènes que l'on peut supposer liés à des courants de convection ascendants dans le manteau, ce qui est cohérent avec l'apparition de forces d'extension. Il est plus délicat, par contre, de rattacher le fossé de la Bénoué aux fosses océaniques comme celle de la Romanche (voir fig. 131) bien qu'elle se situe dans son prolongement. En effet, ces fosses océaniques s'interprètent maintenant par des « failles transformantes » (WILSON, 1965) qui sont des phénomènes très différents de fossés d'effondrement.

5. L'AXE LOURD MASSENYA-OUNIANGA ET L'ALIGNEMENT FOSSÉ DE LA BÉNOUÉ-LARGEAU.

L'alignement d'un certain nombre d'anomalies positives, de dimension limitée, dans le prolongement de l'anomalie du fossé de la Bénoué jusqu'à Largeau, doit pouvoir s'interpréter simplement par des intrusions de roches lourdes non parvenues en surface. Elles dénotent une zone d'activité magmatique de l'écorce.

L'anomalie Massenya-Ounianga pose, par contre, des problèmes plus délicats. En effet, si l'on recherche en Afrique occidentale des anomalies comparables, on n'en trouve qu'en deux endroits. C'est, d'une part, l'alignement lourd de l'est sénégalais en bordure occidentale du craton ouest-africain et, d'autre part, la bande d'anomalies serpentant le long du méridien 0° qui se trouve en limite orientale de ce même craton. Le rapprochement nous a semblé intéressant, d'autant qu'il nous faut remarquer une certaine absence de données géochronologiques dans le bassin tchadien. En effet, si les socles cristallins du Tibesti et du Cameroun appartiennent incontestablement à la zone mobile touchée par le « Pan african thermo-tectonic episode » du Précambrien supérieur, les régions situées à l'est de l'axe lourd Massenya-Ounianga, c'est-à-dire en particulier le Guera et le Ouaddaï, n'ont pas encore, à notre connaissance, fait l'objet de datations. L'âge du socle n'y est donc pas connu. Cet ensemble de considérations nous a conduits à émettre une hypothèse qui pourrait être formulée de la manière suivante : ces régions appartiendraient à l'hypothétique craton nilotique dont ROCCI envisageait l'existence en 1965 et l'accident lourd Massenya-Ounianga en marquerait la bordure occidentale. Il s'interpréterait alors comme un linéament probablement cicatrisé par une remontée

de matériel subcrustal [1]. Nous ne nous attarderons pas sur cette question car on peut penser que le problème de l'existence du craton nilotique ne devrait pas tarder à être résolu de façon certaine par la géochronologie.

L'existence de ces accidents nous a semblé devoir être rapproché d'un trait structural important de la région, il s'agit de la grande transversale Sao-Thomé-Cameroun, dont FURON a proposé dès 1960 le prolongement jusqu'au volcanisme du Tibesti (fig. 140). Il convient d'examiner cette question avec soin. En effet, au nord du lac, la transversale ne se manifeste ni en géologie, ce qui est normal compte tenu du remblayage quaternaire ni en gravimétrie, ce qui est plus étonnant. Par contre, la carte gravimétrique indique d'autres accidents liés à des intrusions de roches denses ; c'est, en particulier, l'alignement fossé de la Bénoué-Largeau et surtout cette ligne majeure qui de Poli à Ounianga traverse tout le bassin en raccordant précisément les régions volcaniques du Cameroun à celles du Tibesti. Dans ces conditions il semble que l'on pourrait substituer au schéma proposé d'un grand accident reliant directement Sao-Thomé au Tibesti un autre schéma, peut-être plus

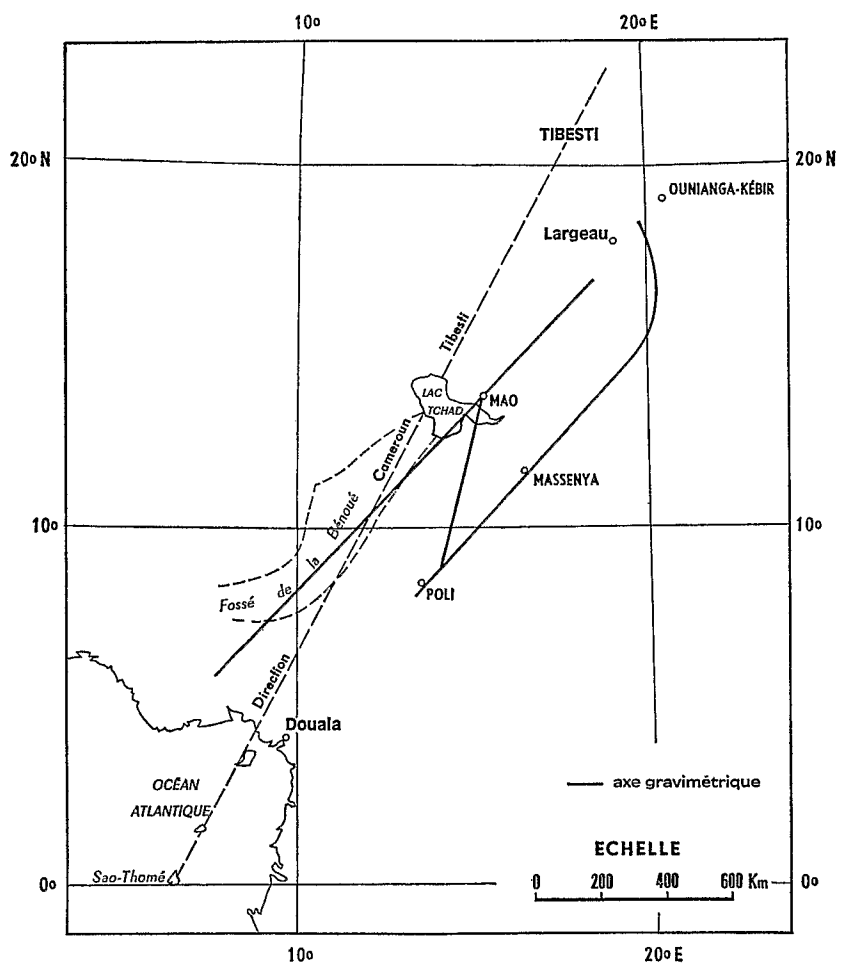


FIG. 140. — La direction Cameroun-Tibesti et les axes gravimétriques.

1. Il faut bien remarquer que l'anomalie Massenya-Ounianga est trop étroite pour que sa cause puisse être localisée à la base de l'écorce comme nous l'avons suggéré pour les anomalies qui bordent le craton ouest-africain.

complexe, mais qui cadrerait mieux avec les données géophysiques. C'est celui qui est représenté sur la figure 140 où l'on constate que la transversale Sao Thomé-Cameroun serait remplacée au sud du lac par une direction N. 45° E. qui est celle de l'anomalie du fossé de la Bénoué. Quant au gigantesque accident Massenya-Ounianga qui représente une ligne de faiblesse de l'écorce entre le Cameroun et le Tibesti, il se prolongerait jusqu'à Poli et serait relié à la ligne tectonique fossé de la Bénoué-Largeau par une série d'intrusions telles que celles de Poli, Bibemi, Waza, Mao bien visibles sur la carte des anomalies de Bouguer du bassin tchadien. En conclusion, il apparaît donc, si la ligne qu'il avait tracée demandait à être quelque peu modifiée, que FURON avait eu raison d'en admettre l'existence. La gravimétrie l'a confirmée et a contribué à préciser son dessin, éclairant par là la tectonique de cette région.

Quant à l'âge de ces accidents, il est difficile de le préciser : il peut s'agir de phénomènes relativement jeunes, contemporains des intrusions crétacées de la Bénoué ou même du volcanisme tertiaire et quaternaire du Cameroun et du Tibesti. Ceci nous semble possible pour la ligne fossé de la Bénoué-Largeau mais nous pensons que l'accident continu Massenya-Ounianga qui doit être une gigantesque fracture consolidée par des éléments lourds est vraisemblablement plus ancien, calédonien peut-être (suggestion de J. M. OBELLIANNE, déduite de son orientation), ou même précambrien, ce qui serait le cas s'il est contemporain de la ligne d'anomalies du méridien 0° comme nous le suggérions plus haut.

Conclusion

Dans la première partie de ce travail, les caractéristiques de l'étude géophysique entreprise par l'O.R.S.T.O.M. dans le bassin du Tchad ont été exposées en détail. Cet examen a permis de bien préciser le caractère de grande reconnaissance du levé gravimétrique et des profils de sondages électriques effectués. Il est apparu que ces travaux ne pouvaient avoir la prétention de mettre en évidence des structures fines à l'intérieur des formations sédimentaires. Par contre on pouvait espérer faire apparaître les grands traits structuraux de cette vaste région et obtenir des renseignements sur la nature de son remplissage sédimentaire. C'est cet apport de la géophysique à la connaissance tectonique et stratigraphique du bassin qui a été étudié et largement développé dans la seconde partie du mémoire.

En particulier, en ce qui concerne la topographie du socle, des faits importants ont pu être mis en évidence. Les plus marquants sont l'extension du bassin du Tchad méridional ainsi que l'existence de fossés d'effondrement dans le Ténéré. D'autres zones à fort remplissage sédimentaire (fosse de N'Gel-Edji, région du lac, Pays-Bas du Tchad, région de Siltou) ont également été, sinon parfaitement délimitées, du moins reconnues. Ces principaux résultats sont schématisés sur la figure 141 qui représente un élément nouveau à prendre en considération pour l'élaboration d'une carte tectonique du bassin. Dans certains de ces secteurs, il a été effectué quelques études complémentaires plus détaillées tant en gravimétrie qu'en prospection électrique. Elles ont permis d'établir des coupes géologiques qui présentent de façon synthétique l'ensemble des données apportées par les travaux géophysiques qu'elles soient d'ordre tectonique ou stratigraphique.

L'étude de ces coupes a tout naturellement conduit à examiner les possibilités économiques (hydrocarbures, roches salines, eau artésienne) des régions étudiées. Le bassin du Tchad méridional, très profond et d'une extension importante a tout particulièrement retenu notre attention. Il est certain que seules des études plus détaillées et plus complètes que les nôtres, faisant intervenir d'autres techniques, y compris les forages, pourront résoudre complètement les problèmes posés. Il faut donc bien voir qu'en ce qui concerne le domaine économique, l'intérêt de ce travail géophysique de reconnaissance consiste essentiellement dans la mise en évidence de régions susceptibles de justifier ultérieurement des études plus poussées. Compte tenu des moyens relativement limités mis en œuvre par rapport à la superficie parcourue, il ne pouvait d'ailleurs être question de dépasser ce stade de reconnaissance générale, qui correspond d'ailleurs exactement au but que s'était fixé l'O.R.S.T.O.M. Il en résulte donc qu'à la suite de nos travaux il appartient aux états et aux organismes de recherche spécialisée de reprendre et d'approfondir les études dans les régions qui pourraient les intéresser.

Dépassant le cadre de la géologie régionale, j'ai cherché à voir si la géophysique n'apportait pas d'éléments nouveaux dans le domaine de la connaissance structurale du continent africain. Les idées développées récemment par les géologues dans l'Afrique de l'Ouest, à la suite des résultats de la géochronologie, m'ont conduit à élargir le problème du bassin du Tchad et à examiner non seulement la carte gravimétrique de cette région mais plus généralement la carte de l'ensemble Afrique occidentale - Afrique centrale, telle qu'elle existe actuellement grâce aux efforts de l'O.R.S.T.O.M. J'ai, en effet, cherché à relier les grands traits de cette carte aux conceptions actuelles sur le bâti structural africain. Cet élargissement du problème a d'ailleurs permis de situer dans un contexte plus général les grands accidents du bassin du Tchad et de leur donner leur vraie dimension. C'est ainsi que l'on a remarqué que l'axe lourd (Aïr, Mounio — Damagaram, plateau de Jos, anomalie positive de la région de la Bénoué) se situait sur le prolongement de la ligne de rivage nord-sud de l'Afrique équatoriale. De même la grande fosse, qui traverse tout le sud du Tchad, se place sur le prolongement de la côte nord du golfe de Guinée. Ces lignes de rivage, dans l'hypothèse fortement admise actuellement de l'existence d'un ancien bloc Afrique - Amérique du Sud, ont évidemment une signification importante. Elles représentent les lignes de rupture. Il est intéressant de remarquer que les accidents gravimétriques qui prolongent ces lignes sont de natures différentes. La côte nord du golfe de Guinée se prolonge par l'importante anomalie négative du Tchad méridional tandis que la ligne nord-sud s'aligne avec la bande d'anomalies positives du Nigeria et du Niger. Cette dernière bande est sous l'angle magmatique, une zone active (présence des younger granites). On peut donc se demander si, dans l'optique de la séparation Afrique - Amérique du Sud, elle n'aurait pas été la ligne motrice, l'autre direction n'étant qu'une ligne passive de rupture. Cela pourrait expliquer les différences gravimétriques : la ligne active liée à des phénomènes de remontée de matériaux du manteau correspondant à des zones plus lourdes se marquerait par des anomalies positives, la ligne de fracture, sensiblement perpendiculaire qui n'en serait qu'un contrecoup correspondrait, par contre, à des anomalies négatives, ce serait une zone d'effondrement par extension. En bref, nous aurions, à l'intérieur du continent africain, la trace probable d'ébauches de morcellement, celles-ci n'ayant pas été menées à leur terme. Il semble que les mécanismes, mis en jeu suivant les deux directions considérées, n'auraient pas été les mêmes ou correspondraient à des stades d'évolution différents, ce qui expliquerait l'aspect gravimétrique totalement opposé de ces deux lignes structurales.

Outre l'intérêt présenté pour la compréhension des structures du bassin du Tchad, l'examen de la carte gravimétrique d'ensemble conduit à poser certains problèmes très généraux concernant l'épaisseur de l'écorce africaine. La taille générale des anomalies, en particulier, tendrait à suggérer qu'elle pourrait être plus importante qu'on ne le pense habituellement. Il serait également possible que les anomalies négatives marquant les bassins sédimentaires, mais qui souvent les débordent, puissent correspondre à des phénomènes profonds de dépression de la croûte, phénomènes qui pourraient être liés à la genèse même de ces bassins. Dans le même ordre d'idées, il serait intéressant de savoir si les importantes anomalies lourdes des bordures orientale et occidentale du craton ouest-africain ainsi que l'accident qui coupe tout le Tchad, du Cameroun au Tibesti, correspondent à un

amincissement de l'écorce et à des remontées du manteau supérieur. Toutes ces questions que la gravimétrie ne fait que poser demanderaient à être étudiées maintenant par d'autres techniques ; les méthodes géoélectriques, particulièrement magnétotelluriques, devraient pouvoir apporter des éléments complémentaires intéressants. La réalisation de grands profils sismiques (sismique réfraction) serait évidemment la méthode de choix : malheureusement, elle est très onéreuse. Si de tels profils étaient entrepris, ils devraient être placés dans des régions que la géologie et la gravimétrie permettraient de sélectionner. L'Afrique présenterait d'ailleurs pour la mise en œuvre de ces techniques certains avantages : possibilité pour la sismique de trouver des régions où l'explosion de fortes charges serait sans inconvénient, absence de parasites industriels pour les méthodes électriques. Ces avantages compenseraient certaines difficultés inhérentes à la mise en place des matériels nécessaires. Il faut donc espérer que dans les prochaines années, de telles études seront entreprises et permettront ainsi d'améliorer la connaissance de la croûte africaine.

Les géologues cherchent souvent à savoir si, au terme des travaux géophysiques, il est possible d'indiquer la manière dont le bassin se déforme actuellement. Malheureusement, il faut reconnaître que le géophysicien n'est pas capable de fournir une réponse satisfaisante à cette question. Et pourtant, la gravimétrie permet bien de mettre en évidence les régions en déséquilibre isostatique et le signe de ce déséquilibre. Par conséquent, il est effectivement possible de connaître le sens des forces qui tendraient à rétablir l'équilibre et l'on pourrait donc espérer ainsi déterminer les mouvements en cours. Mais ceci ne serait valable que si seules existaient des forces de réajustement isostatique. Or, souvent les mouvements qui déforment l'écorce ne résultent pas de telles forces, mais vont, au contraire, en sens inverse, et leur cause (peut-être des courants de convection dans le manteau) crée des anomalies isostatiques en même temps que des déformations. C'est pour cela que le géophysicien est désarmé et qu'il appartient en réalité aux géologues, en particulier aux spécialistes du Quaternaire, de préciser par des études fines le sens des mouvements actuels. Ces renseignements fournis au gravimétricien peuvent alors permettre de déterminer si les mouvements décelés correspondent ou non à un réajustement. Une telle collaboration entre spécialistes des formations géologiques récentes et géophysiciens est très fructueuse. Elle a permis, par exemple, de chiffrer en Scandinavie la vitesse de rétablissement de l'équilibre isostatique après la fonte des glaciers quaternaires. En ce qui concerne le bassin du Tchad, il ne semble pas, qu'actuellement, ce soit des forces d'origine isostatique qui interviennent. En effet, si certains mouvements sont en cours dans cette région, ce que pensent beaucoup de géologues, ils iraient précisément à l'encontre d'un réajustement. Ce serait le cas, par exemple, de la montée de l'Aïr qui se poursuivrait actuellement, accentuant ainsi le déséquilibre isostatique que connaît déjà cette région. De même l'enfoncement des Pays-Bas du Tchad, qui ne semble pas achevé, accroît l'anomalie qui existe dans ce secteur. J'ai cherché, en calculant les efforts auxquels les régions trop lourdes ou trop légères du bassin soumettent l'écorce, à savoir si les forces de réajustement atteignent des grandeurs telles que la croûte risquerait de ne plus pouvoir les supporter sans modification. Il est apparu que les valeurs obtenues, au contraire, paraissaient rester de l'ordre de ce que la croûte africaine est capable de supporter dans d'autres régions sans déformation. Il ne semble donc pas qu'actuellement il existe dans le bassin un déséquilibre qui soit générateur de mouvement tectonique.

Je pourrai conclure en rappelant que les cartes gravimétriques correspondent à la répartition actuelle des masses dans l'écorce, et que par suite leur domaine d'application concerne essentiellement l'étude de la structure actuelle de la croûte. Il est certain, toutefois, que la gravimétrie peut aider les géologues à essayer de reconstituer une partie de son histoire et dans certains cas à mieux comprendre les causes de son évolution. Mais, en aucun cas, malheureusement, elle ne peut seule prévoir le sens de cette évolution.

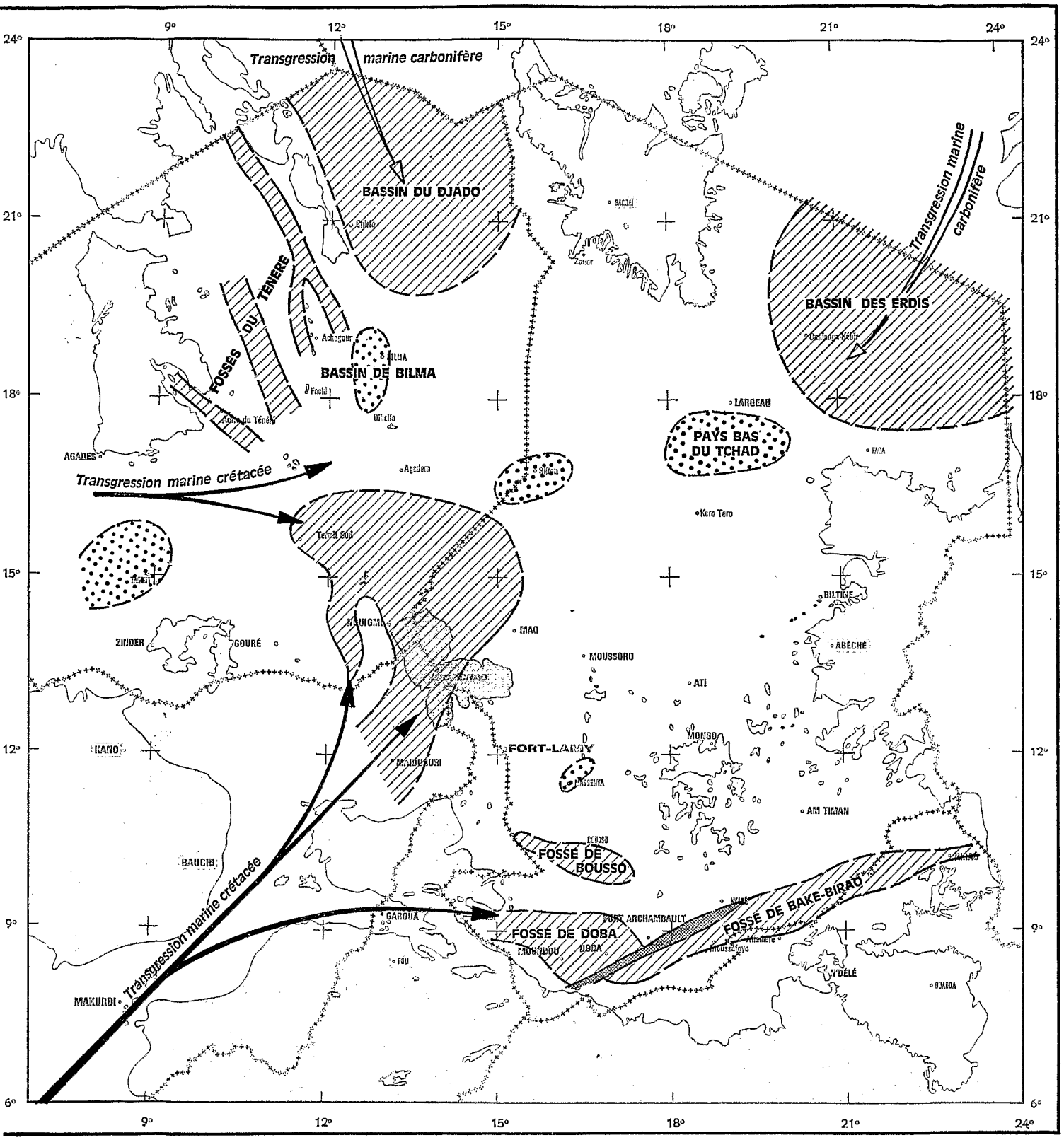


FIG. 141. — Esquisse topographique du socle dans le bassin tchadien.

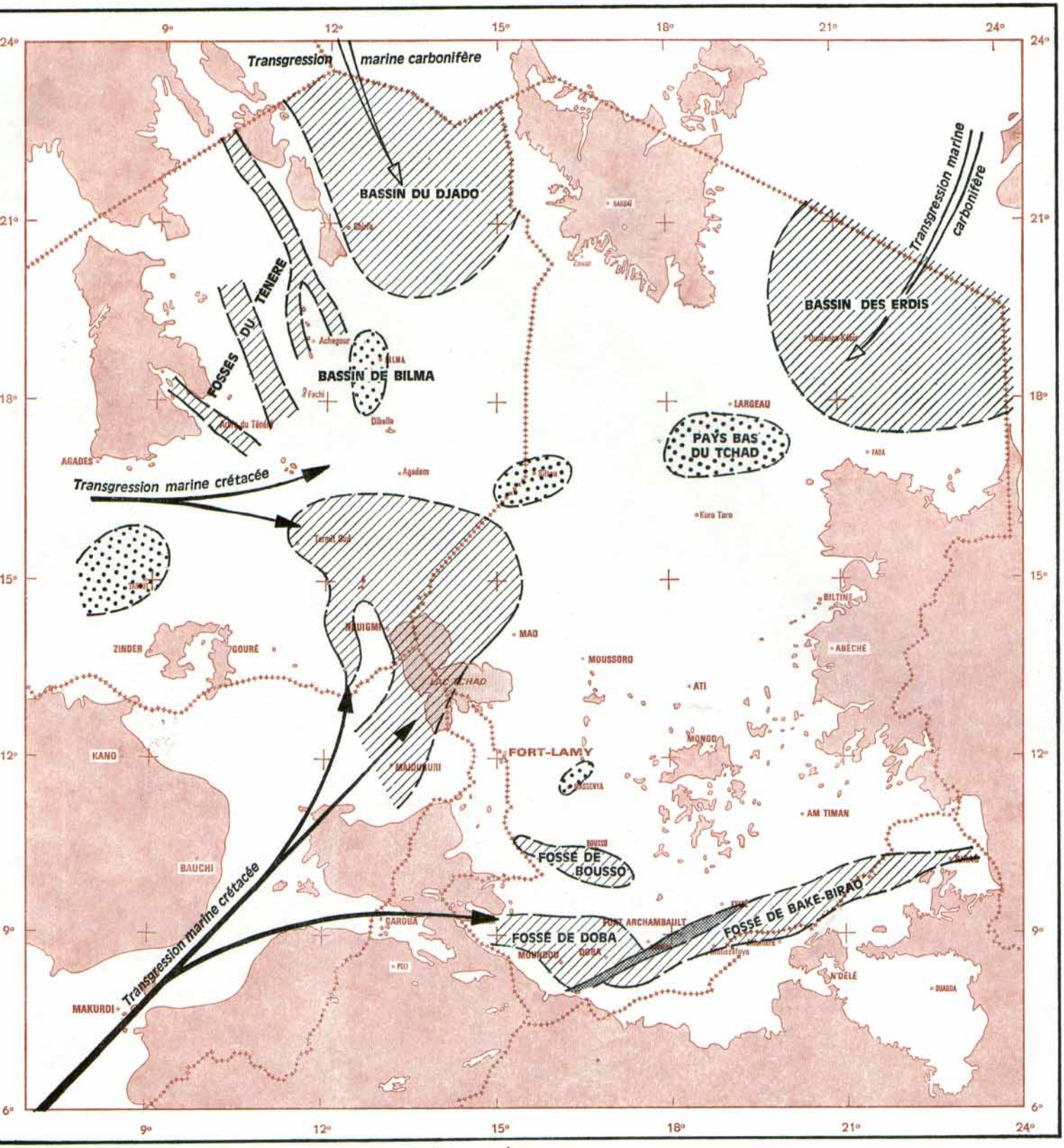


FIG. 141. — Esquisse topographique du socle dans le bassin tchadien.

Bibliographie des ouvrages cités

Remarques préliminaires

1. — Les lecteurs qui désireraient des informations complémentaires sur les problèmes géologiques trouveront dans *Faure H.*, 1966, une bibliographie importante concernant le Niger. Par ailleurs, le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (B.R.G.M.), Paris, doit publier prochainement des synthèses géologiques établies pour le Tchad par WOLFF J. P. et pour la République centrafricaine par MESTRAUD J. L.

2. — Certaines notes ont précédé la rédaction de ce mémoire, ce sont :

LOUIS (P.) — 1962 — Interprétation géologique d'une partie de la carte gravimétrique du bassin du Logone (République du Tchad). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 254, pp. 3732-3734.

LOUIS (P.) — 1964 — Contribution géophysique à la paléogéographie du bassin du Logone (République du Tchad). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 258, pp. 6199-6201.

LOUIS (P.) et RECHENMANN (J.) — 1966 — Interprétation géologique de certaines anomalies gravimétriques du Ténéré (République du Niger). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 263, pp. 476-479.

ABADIE (J.) — 1959 — Mise au point des connaissances géologiques et hydrogéologiques sur la coupure à 1/1 000 000 d'Abéché. Rapport de fin de séjour. *Inst. équat. Rech. Et. géol. min.*, Brazzaville, 129 p. multigr.

ALMEIDA (F. F. M., de) et BLACK (R.) — 1967 — Comparaison structurale entre le nord-est du Brésil et l'Ouest africain. *Symposium on Continental Drift.* 1967, Montevideo. *(sous presse.)*

BASSOT (J. P.), BONHOMME (M.), ROQUES (M.) et VACHETTE (M.) — 1963 — Mesures d'âges absolus sur les séries précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e série, t. V, pp. 401-405.

BIGOTTE (G.) et OBELLIANNE (J. M.) — 1968 — Découverte de minéralisations uranifères au Niger. *Mineral. Deposita*, Berlin 3, pp. 317-333.

BLACK (R.) — 1966 — Sur l'existence d'une orogénie riphéenne en Afrique occidentale. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 252, pp. 1046-1049.

BLACK (R.) — 1967 — Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique occidentale. *Chron. Mines. Rech. min.*, Paris, n° 364, pp. 225-238.

BLACK (R.) et GIROD (M.) — 1967 — Contrôle structural du volcanisme ancien et récent dans la région du Hoggar-Aïr-Nigéria et Cameroun. *Symposium on African Geol.*, 4, 1967. Sheffield, communication, 6 p.

BLACK (R.) et GIROD (M.) — *(sous presse)* — Late palaeozoic to recent igneous activity in West Africa and its relationship to basement structure.

BOLLO (R.) et GOGUEL (J.) — Atlas de gravimétrie. B.R.G.M., 25 p. multigr.

BONHOMME (M.) — 1962 — Contribution à l'étude géochronologique de la plateforme de l'Ouest africain. *Ann. Fac. Sci.* Clermont, n° 5, 62 p.

BONNET (A.) — 1956 — Rapport de fin de mission en Haute Bénoué. Bureau Rech. Pétrole, Paris, 25 p. multigr.

BULLARD (E.) — 1936 — Gravity measurements in East Africa. *Phil. Trans. r. Soc.*, A, 235, p. 487.

BULLARD (E.) et al. — 1965 — The fit of the continents around the Atlantic. *Phil. Trans. r. Soc.*, n° 1088, pp. 41-51.

CAGNIARD (L.) — 1950 — La Prospection géophysique. Presses Universitaires de France, Paris, 203 p.

CAGNIARD (L.) — 1952 — La prospection géophysique des eaux souterraines. *Colloque d'Ankara sur l'hydrologie de la zone aride.* U.N.E.S.C.O. Recherches sur la zone aride, II. Paris, pp. 184-190.

CAHEN (L.) et SNELLING (N. J.). — 1966 — The geochronology of Equatorial Africa. North Holland Publ. Co., Amsterdam, 196 p.

CAPOT-REY (R.) — 1952 — Le Sahara français. Presses Universitaires de France, Paris, 564 p.

CASSINIS (G.), DORE (P.), BALLARIN (S.) — 1937 — Fundamental tables for reducing gravity observed values. Pub. Ist. Topogr. Geod., n° 22. Milan.

CHASTENEY DE GERY et NAUDY (H.) — 1957 — Sur l'interprétation des anomalies gravimétriques et magnétiques. *Geophysical Prospecting*, V, 4, pp. 421-448.

CHEREAU (Y.) — 1962 — Condition d'emploi de la gravimétrie en exploration pétrolière. *Géophysical Prospecting*, vol. X, n° 3, pp. 271-290.

CLIFFORD (T. N.) — 1966 — Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. *Earth and Planetary Sc. Letters* n° 10 North Holland Publ. Co., Amsterdam, pp. 421-434.

CLIFFORD (T. N.) — 1969 — The Damaran-Katangan (Pan-African) geosyncline of Southern Africa. *Ann. Fac. Sci.*, Clermont, n° 41, p. 14.

COLLIGNON (F.) — 1968 — Gravimétrie de reconnaissance en République Fédérale du Cameroun. O.R.S.T.O.M., Bangui, 35 p. multigr.

Compagnie Générale de Géophysique, Paris — 1955 — Etudes hydrologiques par prospection électrique et sismique au Niger : régions de Gaya, Ettambo, Tanout, Arbre du Ténéré, rapp. du 7 juillet.

Compagnie générale de Géophysique, Paris — 1956 — Etude aéromagnétique par profils isolés effectués au Tchad par la Société Aérienne de Recherches Minières pour le Bureau de Recherches de Pétrole. Interprétation faite par la Compagnie Générale de Géophysique. 12 p. multigr.

Compagnie Générale de Géophysique, Paris — 1958 — Etudes hydrologiques par prospection électrique suivant les profils : Tillabery-Ouallam-Niamey, Niamey-Dosso, Dogondoutchi-Sannam, Tessaoua-Tanout-Zinder, Gouré-Termit. 18 janvier-12 juillet 1958. Rapp. C.G.G., n° 129.

Compagnie Générale de Géophysique, Paris — 1960 — Etude hydraulique et structurale par prospection électrique : profil Termit-Tchad. 23 janvier-16 février 1960. Rapp. C.G.G., n° 8062.

Compagnie Générale de Géophysique, Paris — 1963-1964 — Etude par sondages électriques dans la région de Termit. 13 novembre 1963-27 janvier 1964.

Compagnie Générale de Géophysique, Paris — 1964 — Abaques de sondages électriques. 2e édition, Geophysical prospecting, La Haye.

Compagnie de Prospection Géophysique Française, Paris — 1961 — Bassin de Doba — Etude par sismique réfraction,

CORON (S.) — 1954 — Contribution à l'étude du champ de la pesanteur en France. *Sci. de la Terre*, Nancy, II, n° 4, 148 p.

CRATCHLEY (C. R.) — 1962 — A preliminary interpretation of the Bouguer anomaly map of the Benue Valley, Nigeria. *Unpubl. report, Overs. geol. Surv.*, London.

CRATCHLEY (C. R.) — 1962 — A preliminary interpretation of a seismic and gravity survey of the South-West part of the Chad Basin. *Unpubl. report, Overs. geol. Surv.*, London.

CRATCHLEY (C. R.), JONES (G. P.) — 1965 — An interpretation of geology and gravity anomalies of the Benue valley, Nigeria. *Overs. geol. Surv. Geophys. Paper.*, n° 1, 26 p.

CREER (K. M.) — 1965 — Palaeomagnatic data from the Gondwanic continents. *Phil. Trans. r. Soc.*, n° 1088, pp. 27-40.

CRENN (Y.) — 1955 — Anomalies de la pesanteur au Tchad. O.R.S.T.O.M., Paris, 20 p. multigr.

CRENN (Y.) — 1956 — Limites des possibilités de compensations isostatique locale sur le socle stable de l'A.O.F. *Ann. Geophys. Fr.*, 12, pp. 209-224.

CRENN (Y.) — 1957 — Mesures gravimétriques et magnétiques dans la partie centrale de l'A.O.F. O.R.S.T.O.M., Paris, 39 p.

CRENN (Y.) et alter. — 1962 — Mesures gravimétriques et magnétiques en Afrique occidentale de 1956 à 1958. O.R.S.T.O.M., Paris, 40 p.

CRENN (Y.) — 1962 — Définition d'un indice caractérisant l'irrégularité des profils gravimétriques. *Ann. Géophys. Fr.*, 18, pp. 121-124.

CRENN (Y.) et RECHENMANN (J.) — 1965 — Mesures gravimétriques et magnétiques au Sénégal et en Mauritanie occidentale. *Cah. O.R.S.T.O.M., ser. Géophys.*, n° 6, 59 p.

COULOMB (R.) — 1967 — Traitement par ordinateur des informations géologiques, géophysiques et géochimiques. Application au tracé automatique des cartes de prospection minière. *Bull. Inform. Sci. Tech. Commissar. Energ. Atom.*, n° 113, pp. 61-71.

DICKSON (G. O.), PITMAN (W. C.) et HEIRTZLER (J. R.) — 1968 — Magnetic anomalies in the South Atlantic and Ocean Floor Spreading. *J. Geophys. Res.*, 73, 6, pp. 2087-2100.

DUCLAUX (F.), MARTIN (J.), BLOT (C.) et REMIOT (R.) — 1954 — Etablissement d'un réseau général de stations gravimétriques en Afrique, à Madagascar, à la Réunion et à l'Ile Maurice. O.R.S.T.O.M., Paris, 50 p.

FAURE (H.) — 1966 — Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. Mem. B.R.G.M., n° 47, Paris, 630 p.

FURON (R.) — 1960 — Géologie de l'Afrique, 2e édition. Payot, Paris, 396 p.

GAZEL (J.) — 1956 — Géologie du Cameroun. Atlas du Cameroun. Yaoundé, I.R.C.A.M., 10 p.

GERARD (G.) — 1958 — Carte géologique de l'Afrique équatoriale française au 1/2 000 000. Notice explicative. Dir. Mines Géol. A.E.F., Brazzaville, 198 p.

GIDON (P.) — 1963 — Courants magmatiques et évolution des continents, l'hypothèse d'une érosion sous-crustale. Masson, Paris, 150 p.

GISCHLER (C. E.) — 1969 — Synthèse hydrologique du Bassin du Tchad. Rapport technique provisoire. U.N.E.S.C.O., Paris, multigr.

GODIVIER (R.) et CRENN (Y.) — 1955 — Sondages électriques et mesures gravimétriques exécutées dans la région agricole du Plateau de Guidari. O.R.S.T.O.M., Paris, 13 p. multigr.

GOGUEL (J.) — 1955 — Utilisation géologique des prospections gravimétriques. *Ann. Mines*, 144e année, n° 5, pp. 26-37.

GOGUEL (J.) — 1957 — Gravimétrie et Fossé Rhénan. *Verh. KKl. Nederl. Geol.*, geol. Ser., Deel. XVIII, Gedenkboek F.A. Vening Meinesz, pp. 125-147.

GOGUEL (J.) — 1958 — L'influence des failles et des autres irrégularités de l'écorce sur la compensation isostatique dans l'hypothèse de la régionalité. *Ann. Geophys. Fr.*, 14, pp. 1-30.

GOGUEL (J.) — 1963 — *La Gravimétrie.* Presses Universitaires de France, Paris, 126 p.

GRANT (N. K.) — 1969 — The Late Precambrian to Early Paleozoïc Pan-African Orogeny in Ghana, Togo, Dahomey, and Nigeria. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 80, pp. 45-56.

GREIGERT (J.) et POUGNET (R.) — 1967 — Essai de description des formations géologiques de la République du Niger. Mém. B.R.G.M., n° 48, Paris, 220 p.

HANSEN (Don A.) — 1956 — Etudes géophysiques au Tchad. Traduit de l'américain par J. BARBEAU. Div. Mines Géol. A.E.F., Brazzaville, 24 p. multigr.

HIRVONEN (R. A.) — 1960 — New theory of the gravimetric geodesy. *Ann. Acad. Sci. fenn.*, Ser. A 3, 56, 50 p.

Institut algérien du Pétrole, Institut français du Pétrole — 1968 — Recherches sédimentologiques, vol. V, Le Paléozoïque inférieur de l'Ahnet et du Mouydir, fasc. 1, Publ. Serv. Carte géol. Algérie. Bull., n° 38, 76 p.

Institut Géographique national, Paris — 1955 — Note sur les méthodes actuelles de calcul des dénivelées à partir d'observations barométriques, 17 p. multigr.

Institut Géographique National, Brazzaville. Abaque de nivellement barométrique.

Institut Géographique National, Paris, Nivellement barométrique de détail, 7 p. multigr.

JONES (L.) — 1958 — Instruction technique sur le nivellement barométrique au Congo belge. *Acad. r. Sci. colon. Cl. Sci. tech. Mém.*, nouv. sér., t. VII, fasc. 4 et dernier, 74 p.

JOULIA (F.) — 1963 — Carte géologique de reconnaissance de la bordure sédimentaire de l'Aïr, 1/500 000, 2 coupures, B.R.G.M., Paris.

KARPOFF (R.) — 1960 — La géologie de l'Adrar des Iforas (Sahara central). Imp. Louis-Jean. Gap, 265 p.

KENNEDY (W. Q.) — 1964 — The structural differentiation of Africa in the Pan-African (± 500 m. y.) tectonic episode. *Res. Inst. Afr. Geol.* 8th annual Rep., Leeds, pp. 48-49.

KOEFOED (O.) — 1960 — A generalized Cagniard graph for the interpretation of geoelectrical sounding data. *Geophysical Prospecting*, v. 8, pp. 459-469.

KRENKEL (E.) — 1957 — *Geologie und Bodenschätze Afrikas*, 2e ed. Akad. Verlag. Leïpzig, 597 p.

KUNETZ (G.) — 1965 — Principles of direct current resistivity prospecting. Berlin, Nikolassee, Gebrüder, Borntraeger, 103 p.

KUNETZ (G.) et ROCROI (J. P.) — 1969 — Traitement automatique des sondages électriques. E.A.E.G. Congrès 31. 1969. Venise.

LAGRULA (J.) — 1952 — Rapport de reconnaissance gravimétrique au Territoire du Tchad. Commission scientifique du Logone et du Tchad. O.R.S.T.O.M., 25 p. multigr.

LA PORTE (M.) — 1963 — Calcul de la forme d'une structure homogène à partir de son champ gravimétrique. *Geophysical Prospecting*, vol. XI, n° 3, pp. 276-291.

LASSERRE (M) — 1964 — Etude géochronologique par la méthode strontium rubidium de quelques échantillons en provenance du Cameroun. *Ann. Fac. Sci.* Clermont, n° 25, pp. 53-67.

LASSERRE (M.) — 1966 — Confirmation de l'existence d'une série de granites tertiaires au Cameroun. *Bull. B.R.G.M.*, n° 3, pp. 141-148.

LEJAY (P.) — 1947 — Développements modernes de la gravimétrie. Gauthier-Villars, Paris, 240 p.

LEJAY (P.), MARTIN (J.) et BLOT (C.) — 1952 — Contribution à l'établissement des bases du réseau gravimétrique africain. *C.R. Acad. Sci.*, t. 235, pp. 1259-1262.

LELUBRE (M.) — 1952 — Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental. *Bull. Serv. Carte geol. Algérie*, 2e série : Stratigraphie. Descriptions régionales, n° 22, 2 vol. XII. 354 p. + 386 p.

LE PICHON (X.), SAITO (T.) et EWING (J.) — 1966 — Mesozoïc and Cenozoïc sediments from Rio Grande rise. *Geol. Soc. Amer.* Annual meeting 1966. San Francisco.

LE PICHON (X.) — 1968 — Sea-Floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, 73 (12), pp. 3361-3705.

LEVALLOIS (J. J.) — 1958 — Sur une équation intégrale très générale de la gravimétrie. *Bull. géod.*, n° 50.

LEVALLOIS (J. J.) — 1962 — Considérations générales sur les réductions de la pesanteur. *Bull. géod.*, n° 63, p. 79-93.

LILLE (R.) — 1967 — Etude géologique du Guidimaka (Mauritanie). Essai de résolution structurale d'une série épimétamorphique. Mém. B.R.G.M., n° 55, Paris, 399 p.

MAILLET (R.) — 1947 — The fondamental equations of electrical prospecting. *Geophysics*, 12, pp. 529-556.

MASSON SMITH (B.) et ANDREW (E. M.) — 1962 — Gravity Meter Primary Station Net in East and Central Africa. *Geophys. J. r. Astr. Soc.*, vol. 7, n° 1, pp. 65-86.

MATHIEZ (J. P.) et HUOT (G.) — 1966 — Prospection géophysique des eaux souterraines. Comité interafr. Et. hydraul., Paris, 154 p.

MEGARD (F.) — 1967 — Les Andes. Commentaire d'une coupe schématique, à travers les Andes centrales du Pérou. *Rev. Géogr. Phys. Géol. dynam.*, IX, 4, pp. 335-345.

MERMILLOD (J.) — 1961 — Note préliminaire sur les structures et le remplissage de la Fosse de Doba (zone sud de la République du Tchad). Inst. equat. Rech. Et. géol. min. Brazzaville, 51 p. multigr.

MICHOT (P.) — 1968 — La croissance continentale. R.U.M., 1968, n° 9, pp. 249-261.

MOLODENSKY (M. S.), EREMEEV (B. F.) et YOURKINA (M. I.) — 1960 — Méthodes d'étude du champ extérieur de gravitation et de la figure de la Terre. Travaux ZNIGAIK, publ. 131.

NAUDY (H.) — 1962 — Contribution des abaques bilogarithmiques à l'interprétation gravimétrique. *Geophysical Prospecting*, vol. X, n° 2, pp. 171-176.

NAUDY (H.) et NEUMANN (R.) — 1965 — Sur la définition de l'anomalie de Bouguer et ses conséquences pratiques. *Geophysical Prospecting*, vol. XIII, n° 1, pp. 1-11.

OGILVI (A.) et KAMELEVSKOJ (V.) — 1964 — Sbornik zadach i uprazhnenij pe kursn elektrorazvedki. Moscou.

ORELLANA (E.), MOONEY (H.) — 1966 — Master tables and curves for vertical electrical sounding over layered structures. Interciencia. Madrid, X, 34 p., 125 tabl. h. t., + 68 pl.

PASCAL (G.) — 1968 — Sur la diversité des procédures proposées pour l'étude des courbes de sondage électrique à partir des coïncidences partielles avec des courbes « deux terrains ». O.R.S.T.O.M., Paris, 26 p. multigr.

PERRODON (A.) — 1966 — Géologie du pétrole. Presses Universitaires de France, Paris, 440 p.

PLAUCHUT (B.) — 1959 — Notice explicative sur la feuille Djado. B.R.G.M., Dakar.

RAULAIS (M.) — 1959 — Esquisse géologique sur le massif cristallin de l'Aïr (Niger). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1, pp. 207-223.

RECHENMANN (J.) — 1965 — Mesures gravimétriques et magnétiques en Côte-d'Ivoire, Haute-Volta et Mali méridional. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géophys.*, n° 6, 43 p.

REICHELT (R.) — 1967 — La Fosse de Gao. *Symposium on African Geol.*, 4, 1967. Sheffield, communication, 3 p.

REYMENT (R. A.) — 1969 — L'histoire crétacée du bassin sédimentaire côtier nigérian. *Ann. Fac. Sci.* Clermont, n° 41 : résumés des communications présentées au 5e colloque de géologie africaine, pp. 10-13.

REYRE (D.) — 1966 — Bassins sédimentaires du littoral africain. 1re partie. Littoral atlantique. Ass. Serv. geol. afr., Paris, 303 p.

ROCCI (G.) — 1964 — Ages absolus, histoire et structure de l'Ouest du Bouclier africain. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 258, pp. 2859-2862.

ROCCI (G.) — 1965 — Essai d'interprétation de mesures géochronologiques : la structure de l'Ouest africain. *Sci. de la Terre*, Nancy, t. X, n° 3-4, pp. 462-478.

ROQUES (M.) — 1948 — Le Précambrien de l'Afrique occidentale française. *Bull. Soc. geol. fr.*, 5e série, t. 18, pp. 589-628.

SARCIA (J. A.) — 1968 — Répartition spatio-temporelle des gisements de substances usuelles et nobles dans les aires précambriennes d'Afrique, d'Amérique du Nord et d'Australie. *Chron. Mines Rech. min.*, Paris, pp. 171-182.

SAVINSKII (I. D.) — 1965 — « Probability tables for locating elliptical underground Masses with a rectangular Grid » — Trad. du russe par le « Consultants Bureau » Enterprises, New York, 15 p. + abaques.

SCHLEUSENER (A.) — 1953 — *Z. Geophys.*, Sonderband, pp. 29-32.

SEGALEN (P.) — 1967 — Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, vol. V, n° 2, pp. 137-187.

SONDER (R. A.) — 1956 — Mekanik der Erde. Stuttgart, 291 p.

STANUDIN (B.) — 1956 — Sondages électriques au Tchad. Service de l'Elevage du Tchad, Fort-Lamy, multigr.

VALENCIO (D. A.), Vilas (J. F.) — 1969 — Age of the separation of South America and Africa. *Nature*, London, 223, pp. 1353-1354.

VILLEMUR (J. R.) — 1967 — Reconnaissance géologique et structurale du nord du Bassin de Taoudéni. Mém. B.R.G.M., n° 51, Paris, 151 p.

VINCENT (P.) — 1961 — Rapport interne sur la coupure Am Timan Ouest. Inst. equat. Rech. Et. géol. min., Brazzaville.

WACRENIER (Ph.), HUDELEY (H.) et VINCENT (P.) — 1957 — Mission d'exploration géologique et minière des confins nord du Tchad. Mission 1956-1957. Div. Mines Geol. A.E.F., Brazzaville, 2 fasc., 165 p. multigr.

WACRENIER (Ph.) — 1959 — Note sur les possibilités de recherches pétrolières au Tchad. Inst. equat. Rech. Et. géol. min., Brazzaville, 11 p. multigr.

WILSON (J. T.) — 1965 — A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, London, 207, pp. 343-347.

Table des figures et des planches

Figures

1. — Carte hypsométrique 16
2. — Bloc diagramme du relief 17
3. — Régions naturelles et hydrographie 19
4. — Correction à l'air libre 25
5. — Correction de plateau 26
6. — Correction de plateau 26
7. — Correction de relief 27
8. — Une caractéristique de l'anomalie de Bouguer 27
9. — Ecart entre système O.R.S.T.O.M. et système O.G.S. 35
10. — Bases gravimétriques — réseau aérien 39
11. — Etalonnage du Worden nº 600 sur la base de Bangui 41
12. — Graphique de dérive du Worden nº 239 45
13. — Ecart entre les valeurs de la pesanteur obtenues par HEIDEMANN et par l'O.R.S.T.O.M. en quelques stations situées au Tchad 47
14. — Méthode empirique de détermination de la température fictive 55
15. — Comparaison de courbes journalières et mensuelles de température fictive 56
16. — Graphique dû à SCHLEUSENER 58

17. — Carte des corrections isostatiques 63
18. — Définition de paramètres 67
19. — Diagrammes de probabilité 71
20. — Amplitude des anomalies gravimétriques en fonction de leur origine 75
21. — *id.* 75
22. — *id.* 75
23. — *id.* 75
24. — Interpolation polynomiale par I.B.M. 7094, tracé des isanomales à la main (Anomalies de Bouguer — Niger oriental : Ténéré)..... 78
25. — Tracé automatique des isanomales par I.B.M. 7094 (Anomalies de Bouguer — nord du lac Tchad) 79
26. — Tracé automatique d'un bloc diagramme (Niger oriental : Ténéré) 80
27. — Principe du sondage électrique 82
28. — Matériel utilisé pour les sondages électriques 83
29. — Détail du matériel utilisé pour la mesure des différences de potentiel..... 85
30. — Gain de l'amplificateur en fonction de la période du signal..... 86
31. — Comparaison à sensibilité maximale des divers appareils de mesure des différences de potentiel 86
32. — Disposition matérielle utilisée pour des mesures de différence de potentiel très faible 88
33. — Exemples d'enregistrement des différences de potentiel avec le suiveur de spot..... 88
34. — Carte de localisation des sondages électriques 91
35. — Détermination de la masse responsable d'une anomalie (région de Doba)..... 99
36. — Détermination d'une bande créant une anomalie déterminée (anomalie de Bébo).... 100
37. — Abaque bilogarithmique correspondant à une structure anticlinale..... 103
38. — Interprétation de l'anomalie située au nord de Birao par une faille verticale..... 104
39. — Notations utilisées..... 105
40. — Exemples d'interprétation par faille inclinée..... 107
41. — Technique rudimentaire d'interprétation gravimétrique 108
42. — Essai d'interprétation de l'anomalie lourde de Bébo..... 110
43. — Eléments connus et inconnus de la structure recherchée (calcul de La PORTE)..... 111
44. — Principe du calcul d'une structure par un procédé itératif 112
45. — Exemple d'un calcul mal posé de recherche de structure par la méthode itérative..... 113
46. — Interprétation par la méthode itérative : approximation obtenue à la première itération dans quelques cas 114
47. — Exemple d'un diagramme de sondage électrique présentant une forte descente..... 118
48. — Comparaison entre diagrammes de sondages électriques et courbes de Dar-Zarrouk.. 120
49. — Détermination des résistances et des conductances par des règles simples..... 122
50. — Méthode des coïncidences partielles 123
51. — L'indétermination liée à la méthode des coïncidences partielles et le principe de l'équivalence 124
52. — Exemple de détermination du tronçon d'arc de KŒFŒD compatible avec un sondage donné 125
53. — Construction d'une courbe théorique de sondage électrique à l'aide de l'abaque « deux terrains » et des « lieux de croix à droite » 127
54. — Moyennes des altitudes par 1/4 de degré carré 130
55. — Moyennes des anomalies de Bouguer par 1/4 de degré carré 131
56. — Histogrammes des anomalies de Bouguer et des anomalies isostatiques 132
57. — Moyennes des anomalies à l'air libre par 1/4 de degré carré..... 134
58. — Moyennes des anomalies isostatiques par 1/4 de degré carré 135
59. — Graphiques de HENRY (anomalies isostatiques) 136
60. — Anomalie de Bouguer en fonction de l'altitude (valeurs prises par 1/4 de degré carré) 137
61. — *id.* 137

62. — *id.* 137
63. — Anomalie isostatique en fonction de l'altitude (valeurs prises par 1/4 de degré carré) 138
64. — Anomalie de Bouguer en fonction de l'altitude (valeurs prises aux stations)..... 139
65. — Fréquence des anomalies de Bouguer (nombre d'anomalies par tranche de 5 km) en fonction de leur dimension 141
66. — Définition de l'indice de continuité 142
67. — Etudes aéromagnétique et gravimétrique antérieures dans le Tchad méridional..... 149
68. — Principaux éléments structuraux du Tchad méridional..... 152
69. — Géologie à l'ouest de la fosse de Doba 157
70. — Schéma hydrogéologique de la plaine de Doba 159
71. — Compression et extension de l'écorce — hypothèses sur la formation des graben..... 161
72. — Interprétation des profils de gravimétrie de détail du Tchad méridional 169
73. — *id.* 171
74. — *id.* 172
75. — *id.* 173
76. — Essai de coupe géologique suivant le profil AB..... 176
77. — Diagrammes des sondages électriques (profil AB) 177
78. — Essai de coupe géologique suivant le profil CD 178
79. — Diagrammes des sondages électriques (profil CD) 179
80. — *id.* 180
81. — Essai de coupe géologique suivant le profil EF 182
82. — Diagrammes des sondages électriques (profil EF) 184
83. — *id.* 185
84. — *id.* 186
85. — Structure rendant compte de l'anomalie moyenne de Bébo 188
86. — Essais de coupe géologique suivant le profil OP 189
87. — Diagrammes des sondages électriques (profil OP) 190
88. — Essais de coupe géologique suivant le profil GH 191
89. — Diagrammes des sondages électriques (profil GH)..... 192
90. — Essais de coupe géologique suivant le profil MN 193
91. — Diagrammes des sondages électriques (profil MN) 194
92. — Essai de coupe géologique suivant le profil KL 195
93. — Diagrammes des sondages électriques (profil KL) 196
94. — Essais de coupe géologique suivant le profil WX 197
95. — Diagrammes des sondages électriques (profil WX) 198
96. — Essais de coupe géologique suivant le profil YZ 199
97. — Diagrammes des sondages électriques (profil YZ) 200
98. — Essais de coupe géologique suivant le profil ST..... 201
99. — Diagrammes des sondages électriques (profil ST) 202
100. — *id.* 203
101. — Essai de coupe géologique suivant le profil QR 204
102. — Diagrammes des sondages électriques (profil QR) 204
103. — Influence gravimétrique d'un enfoncement de l'écorce supposée de densité régulièrement croissante en fonction de la profondeur 205
104. — Interprétation par des structures simples d'une coupe de l'anomalie Ati - Ounianga (profil 17) 209
105. — Profils du Tibesti 217
106. — Profils gravimétriques dans le Ténéré (anomalie de Bouguer) 231
107. — Effet gravimétrique d'un remplissage sédimentaire 235
108. — Interprétation des profils de gravimétrie de détail du Niger oriental 243
109. — *id.* 243
110. — *id.* 243

111. — *id.* 244
112. — Plan de localisation des sondages électriques de Nigeria 245
113. — Diagrammes des sondages électriques de Nigeria 246
114. — Essai de coupe géologique suivant le profil I 247
115. — Diagrammes des sondages électriques (profil I) 248
116. — *id.* 250
117. — *id.* 251
118. — *id.* 252
119. — Diagrammes des sondages électriques effectués dans la vallée de la Dillia 253
120. — Diagrammes des sondages électriques (profil II) 254
121. — Diagrammes des sondages électriques 27 et 31 de la C.G.G. repris en longue ligne (entre Gouré et Termit) 255
122. — Essai de coupe géologique suivant le profil III 256
123. — Diagrammes des sondages électriques (profil III) 257
124. — *id.* 258
125. — Profils de résistivité et gravimétrie de détail dans le Ténéré 259
126. — Essai de coupe géologique suivant le profil IV 260
127. — Diagrammes des sondages électriques (profil IV) 261
128. — Essai de coupe géologique suivant le profil V 262
129. — Diagrammes des sondages électriques (profil V) 263
130. — Le bloc Afrique - Amérique du Sud 272
131. — Les grandes directions tectoniques 274
132. — Anomalie négative de Mauritanie 277
133. — Interprétation de l'anomalie de Man 279
134. — Interprétation de la gravimétrie du Togo - Dahomey 280
135. — Extrémité nord de l'anomalie du Togo - Dahomey 282
136. — Anomalie isostatique et géologie de la Boucle du Niger 284
137. — Fossé de Gao et anomalie isostatique de la région de Cosseye 285
138. — Interprétation de l'anomalie du Sénégal oriental 286
139. — Structure linéamentaire de l'Aïr 289
140. — La direction Cameroun - Tibesti et les axes gravimétriques 291
141. — Esquisse topographique du socle dans le bassin tchadien 297

Planches en couleurs *après*

Géologie et géophysique du Tchad méridional 192
Géologie et gravimétrie du massif central tchadien 208
Géologie et géophysique du Ténéré 224
Géologie et géophysique des régions situées au nord du lac 240
Esquisse structurale de l'Afrique occidentale et centrale 272
Schéma gravimétrique de l'Afrique occidentale et centrale 288

Table des matières

Préface 7
Avant-propos 11
Introduction 13

PREMIÈRE PARTIE : MÉTROLOGIE — LES MESURES GÉOPHYSIQUES ET LEUR EXPLOITATION 21

Chapitre 1. — Généralités sur les anomalies gravimétriques 23

Chapitre 2. — Calcul des anomalies et précision des résultats 33

Précision sur les mesures de pesanteur 33
I. Erreur systématique indépendante de notre travail 33
II. Erreur propre à notre travail 36
III. Conclusions générales concernant les erreurs à craindre sur les valeurs de la pesanteur 46

Précision des anomalies de Bouguer 47
I. Précision du terme : valeur théorique de la pesanteur sur l'ellipsoïde ... 48

II. Précision des termes « air libre » et « plateau » 49
1. Erreur provenant d'une mauvaise détermination des altitudes 49
2. Influence des facteurs autres que l'altitude sur la précision des termes « air libre » et « plateau » 57
III. Erreur possible sur la valeur de l'anomalie de Bouguer 59

Précision des anomalies isostatiques 60

Chapitre 3. — Considérations sur les caractéristiques et le tracé des cartes gravimétriques 65

I. Influence de la densité du réseau des mesures sur l'allure des cartes 65
II. Influence de l'erreur entachant les anomalies 72
III. Influence des facteurs précédents sur le filtrage des anomalies en fonction de la profondeur de leurs causes 72
IV. Le tracé des isanomales 76
V. Essai d'élaboration de cartes gravimétriques à l'aide d'une calculatrice électronique 77

Chapitre 4. — Les mesures électriques 81

DEUXIÈME PARTIE : INTERPRÉTATION — COMMENTAIRES GÉOLOGIQUES DES DOCUMENTS GÉOPHYSIQUES 93

Chapitre 5. — Les techniques d'interprétation utilisées 97

I. L'interprétation en gravimétrie 97
II. L'interprétation des sondages électriques 115

Chapitre 6. — Considérations générales sur les cartes gravimétriques 129

I. Considérations statistiques 129
II. Considérations sur les écarts régionaux à l'isostasie 144

Chapitre 7. — Le Tchad méridional 147

I. Présentation générale 147
II. Les grands traits géophysiques de la région 148
III. Etude des principales anomalies gravimétriques 151
IV. Conclusions 167

Annexe à 7 168

I. Généralités 168
II. Les profils de gravimétrie de détail 169
III. L'apport des sondages électriques et de la sismique réfraction — Les coupes géologiques interprétatives 173
IV. Quelques considérations quantitatives à partir de la carte gravimétrique de reconnaissance 201

Chapitre 8. — Le Tchad central et le Cameroun septentrional 207

Chapitre 9. — Le Tchad septentrional 215

Chapitre 10. — Le Niger oriental 219

I. Aperçu géologique sur les grandes unités 219
II. Etude régionale 223
A. Le bassin du Djado — Le bassin de Bilma 223
B. Les formations cristallines : Aïr et Mounio-Damagaram 227
C. Le Ténéré 229
D. Le sud de l'Aïr et les régions situées au nord du lac 238

Annexe à 10 242

I. Les profils de gravimétrie de détail 242
II. Les profils de sondages électriques — Les coupes géologiques interprétatives 245

Chapitre 11. — Le bâti structural de l'Afrique occidentale et centrale et la gravimétrie 265

I. Les hypothèses résultant des données géochronologiques 266
II. Données nouvelles sur la liaison Afrique - Amérique du Sud 270
III. Les grandes directions tectoniques 273
IV. Les grandes anomalies gravimétriques régionales de l'Afrique occidentale et centrale 275
V. Les principaux traits des anomalies de l'Afrique occidentale 276
VI. Les grandes anomalies du bassin du Tchad 286

Conclusion 293
Bibliographie des ouvrages cités 297
Table des figures et des planches 303

NOTE

On trouvera annexés à ce mémoire :

— Un fascicule de coupes gravimétriques.
— Une carte à 1/3 000 000 des anomalies de Bouguer du bassin du Tchad.
— Une carte à 1/3 000 000 des anomalies isostatiques du bassin du Tchad.
— Une carte à 1/5 000 000 : « esquisse géologique et gravimétrie du bassin du Tchad ».

ACHEVÉ D'IMPRIMER
SUR LES PRESSES DES
IMPRIMERIES RÉUNIES
DE CHAMBÉRY
EN JUILLET MCMLXX

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

Direction générale
24, rue Bayard, PARIS-8e

Service Central de Documentation
70-74, route d'Aulnay, 93-BONDY, FRANCE

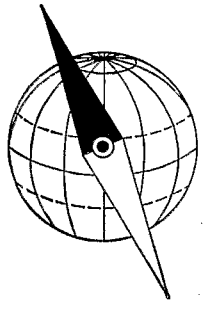
Imprimeries Réunies de Chambéry, Chambéry (FRANCE)
O.R.S.T.O.M. Éditeur
Dépôt légal : 4e trim. 1970

MÉMOIRES ORSTOM

P. LOUIS

CONTRIBUTION GÉOPHYSIQUE A LA CONNAISSANCE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DU LAC TCHAD

COUPES GRAVIMÉTRIQUES ET CARTES



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE-MER

ORSTOM

P. LOUIS

CONTRIBUTION GÉOPHYSIQUE A LA CONNAISSANCE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DU LAC TCHAD

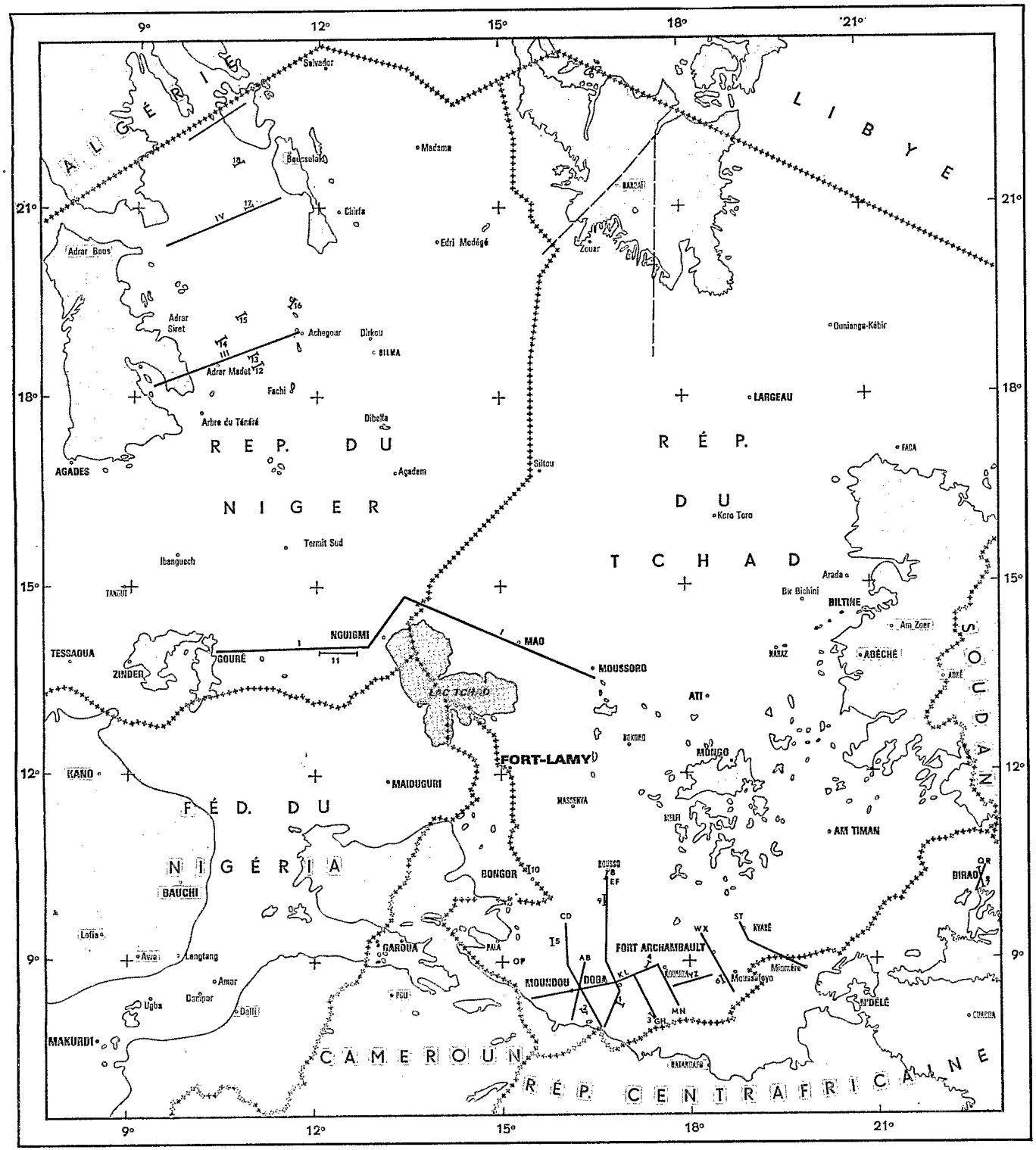
coupes gravimétriques

ORSTOM
PARIS
1970

SOMMAIRE

Tchad méridional	*coupes 1 — 2 — 3*
Tchad central	*coupes 4 à 29 et 32 à 47*
Nigeria	*coupes 30 — 31 — 32*
Niger oriental	*coupes 48 à 63*

NOTE : *L'expression « axe lourd » utilisée sur les coupes 10 à 29 correspond à l'intersection par les coupes de l'anomalie gravimétrique Massenya-Ounianga* (*cf. chapitre 8 :* Le Tchad central et le Cameroun septentrional, *p.* 207 *du mémoire*).



LOCALISATION DES

CARTE I

Coupes figurant dans le texte

YZ — Gravimétrie portée sur les coupes géologique

9 — Profil de gravimétrie de détail et son numéro

—— Profils du Tibesti

Socle cristallin

ÉCHELLE

0 100 200 300 400 500 km

S GRAVIMÉTRIQUES

CARTE II

Coupes figurant dans ce fascicule

42—— Coupe et son numéro

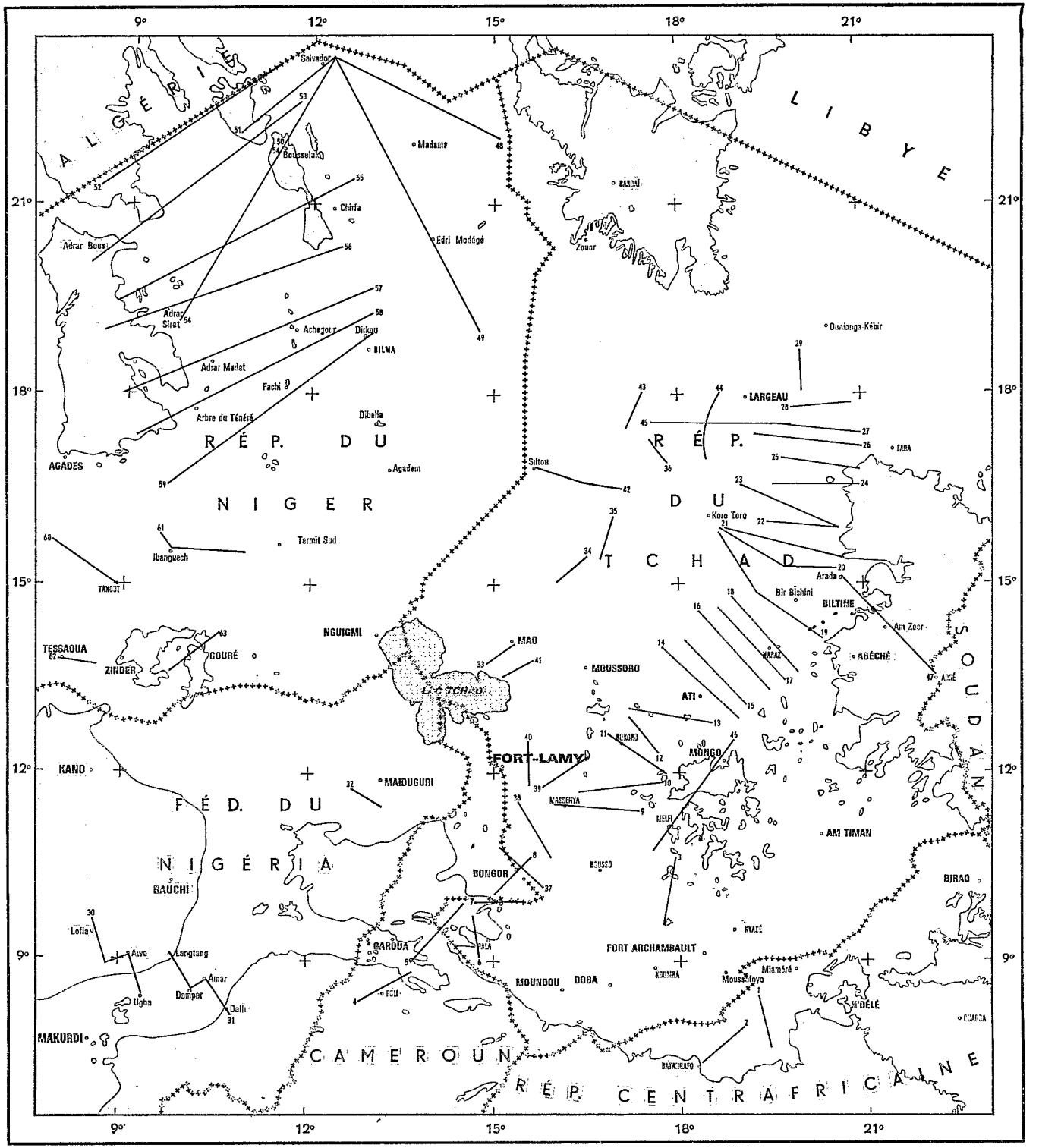
Socle cristallin

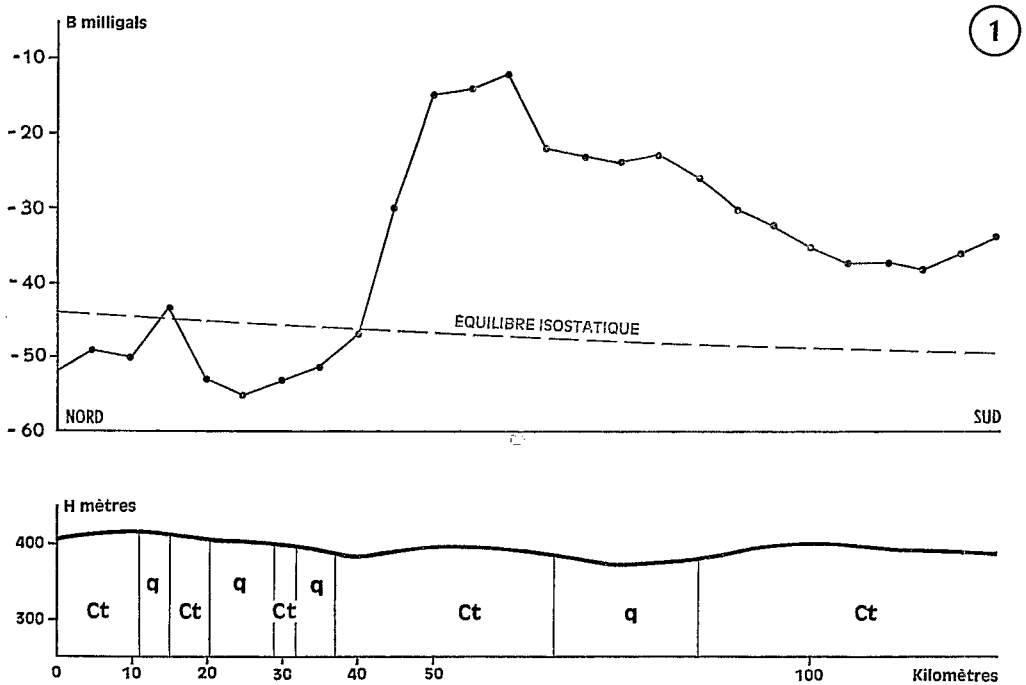
dans le fascicule, sur les coupes altimétriques

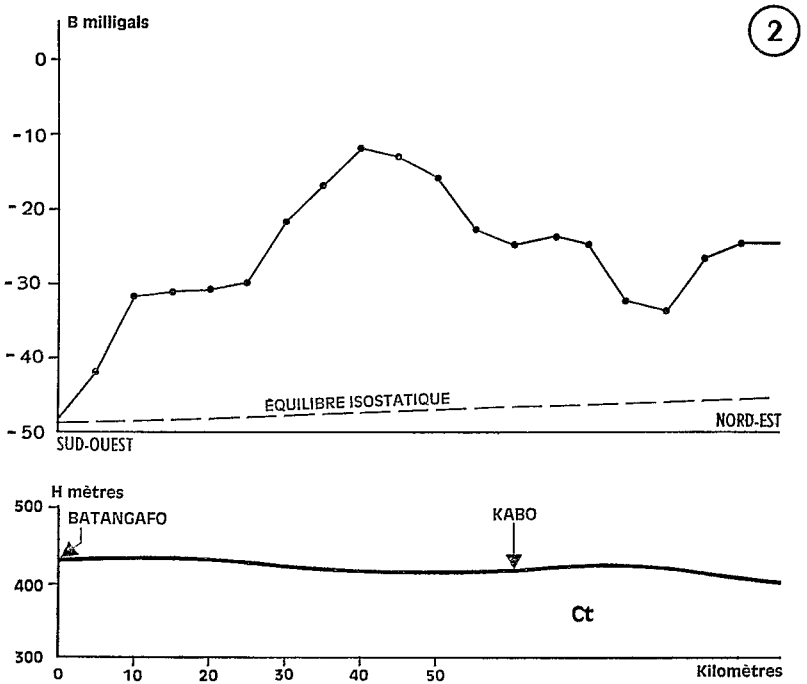
échelle des hauteurs est 100 fois celle des longueurs

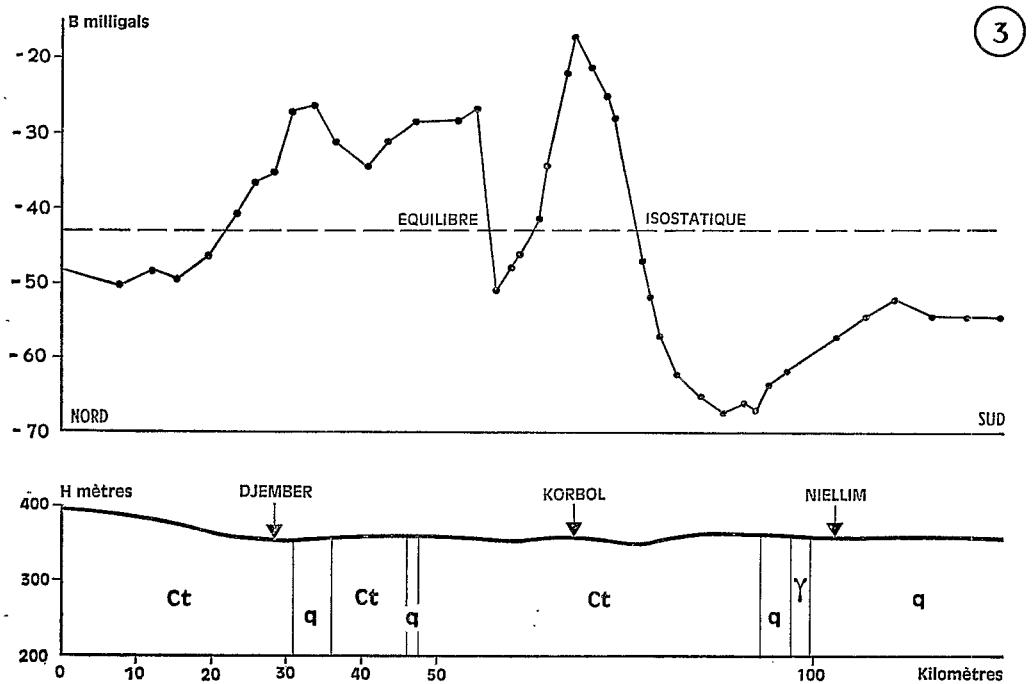
ÉCHELLE

0 100 200 300 400 500 km





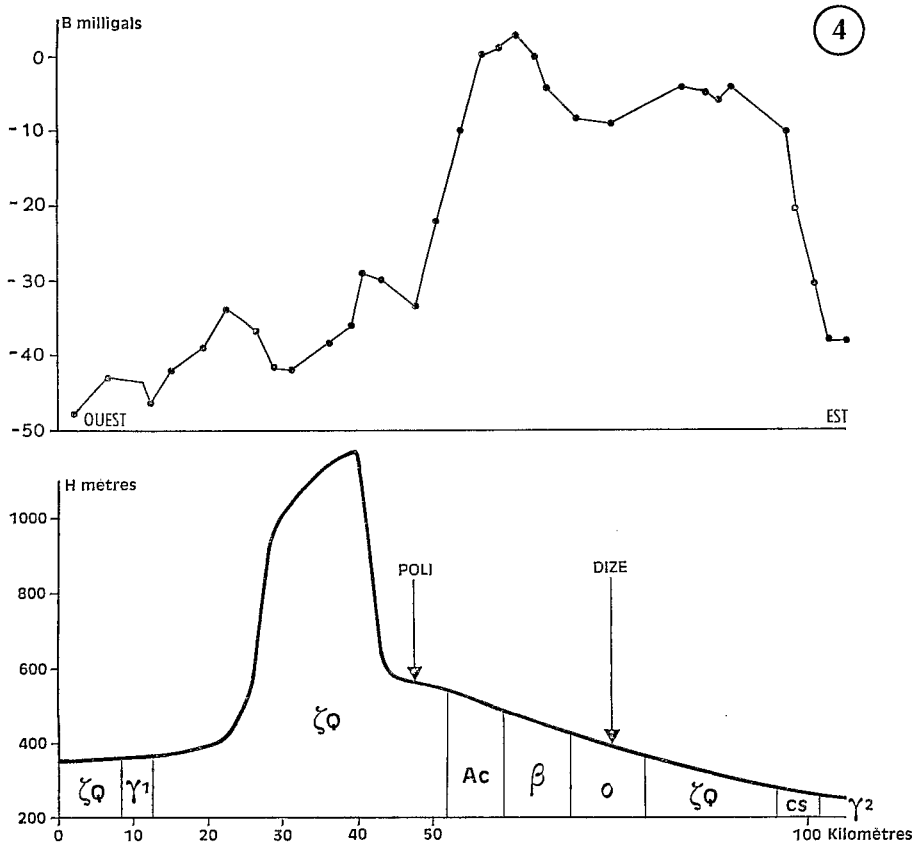


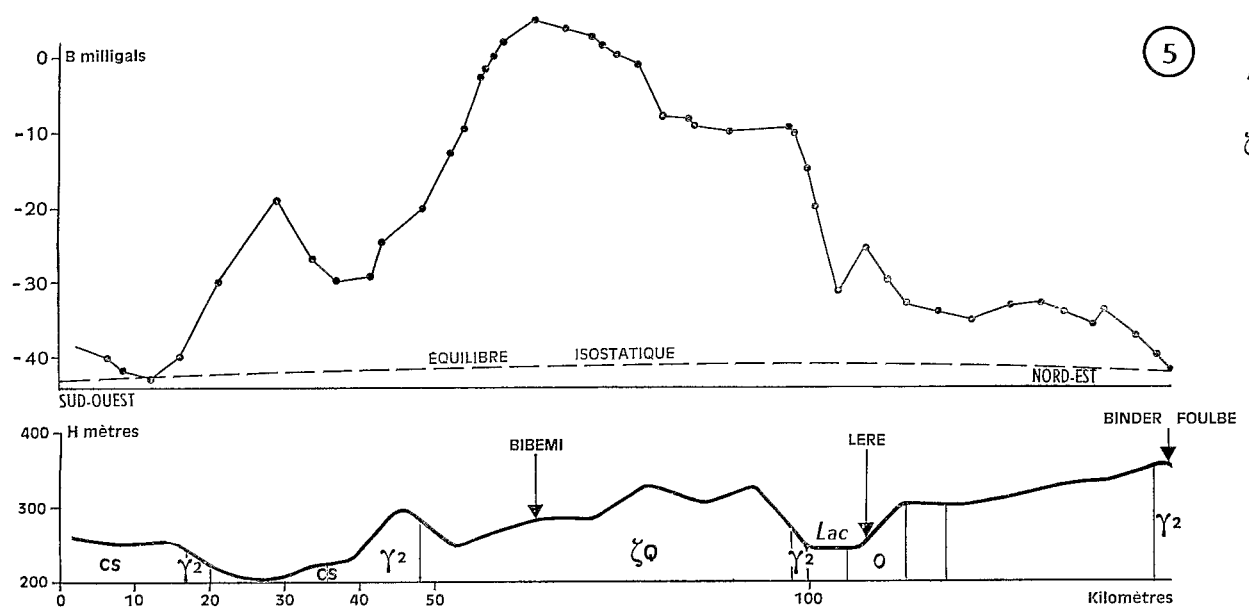


q Quaternaire

Ct Continental terminal

γ Granites





β Basaltes

cs Grès de la Bénoué

γ_2 Granites syntectoniques tardifs

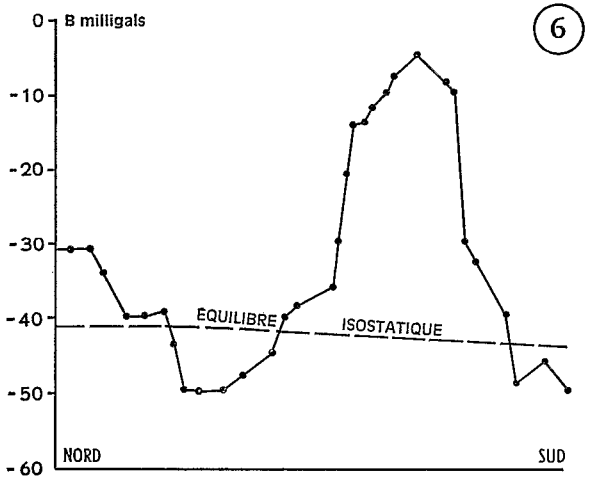
γ_1 Granites syntectoniques anciens

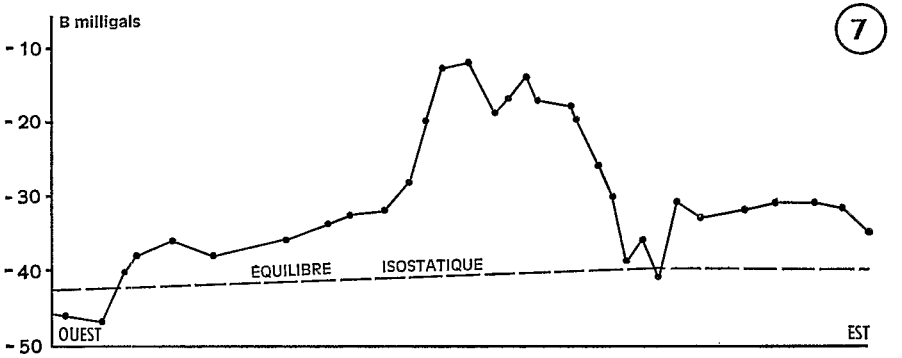
o Granodiorites-diorites

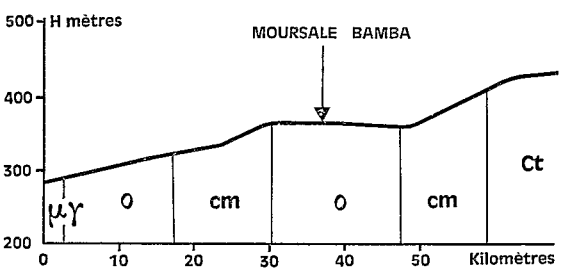
Aζ Complexe amphibolo-gneissique

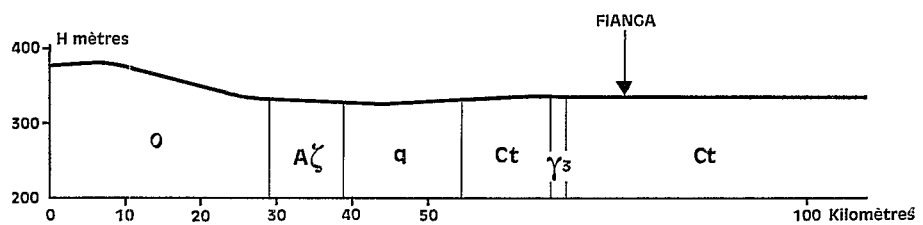
Ac Série métamorphique de Mangbei *(conglomérats-grès-laves)*

ζQ Micaschistes-gneiss-quartzites *(complexe de base)*









q Quaternaire

Ct Continental terminal

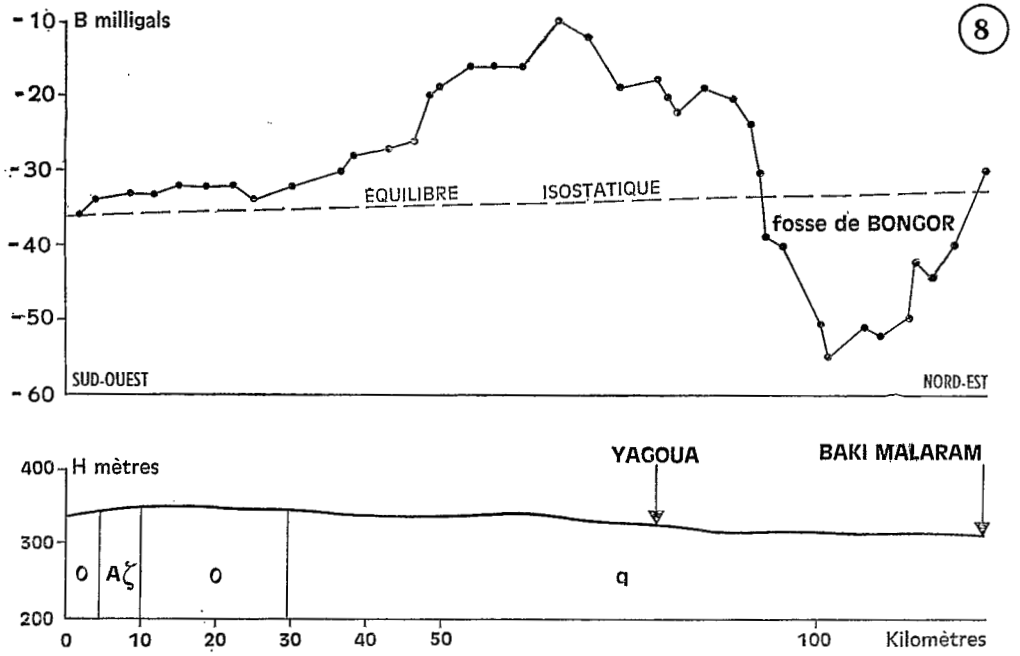
cm Crétacé moyen *(série de Lamé: marnes,calcaires)*

μγ Filons de microgranite

γ3 Granites intrusifs post-tectoniques

o Granodiorites

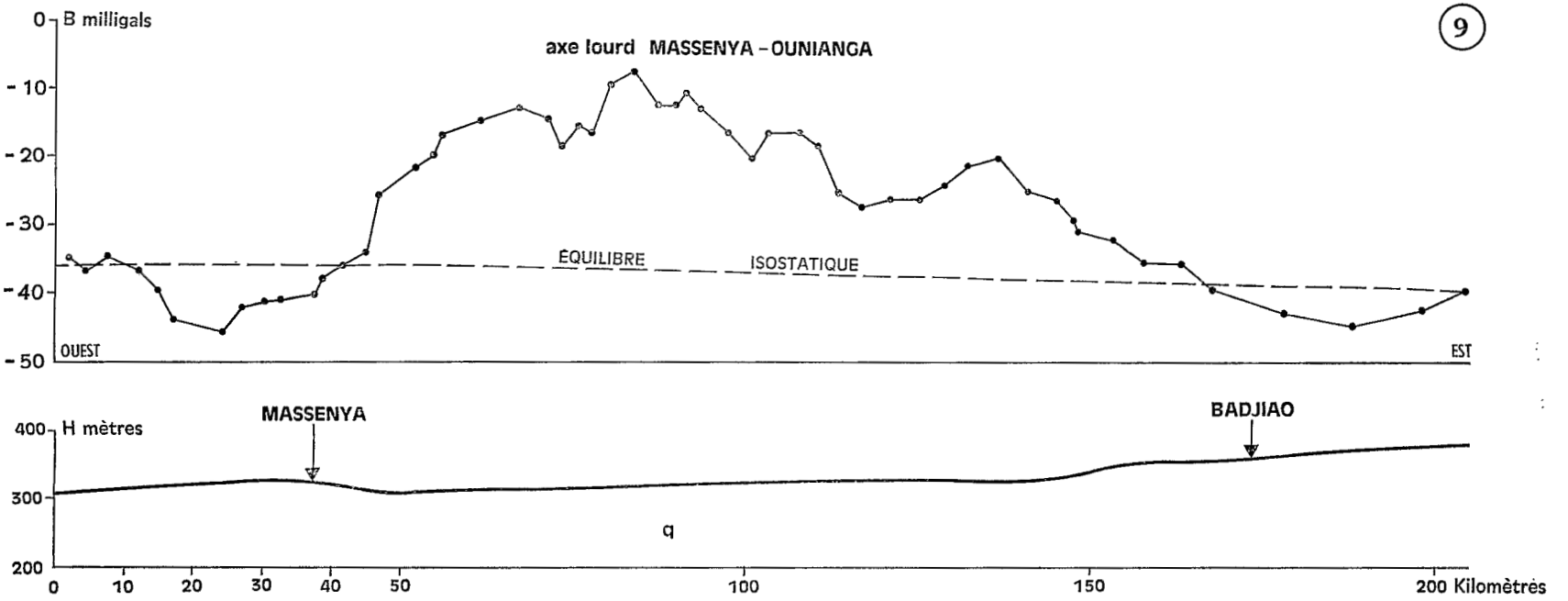
Aζ Complexe amphibolo-gneissique

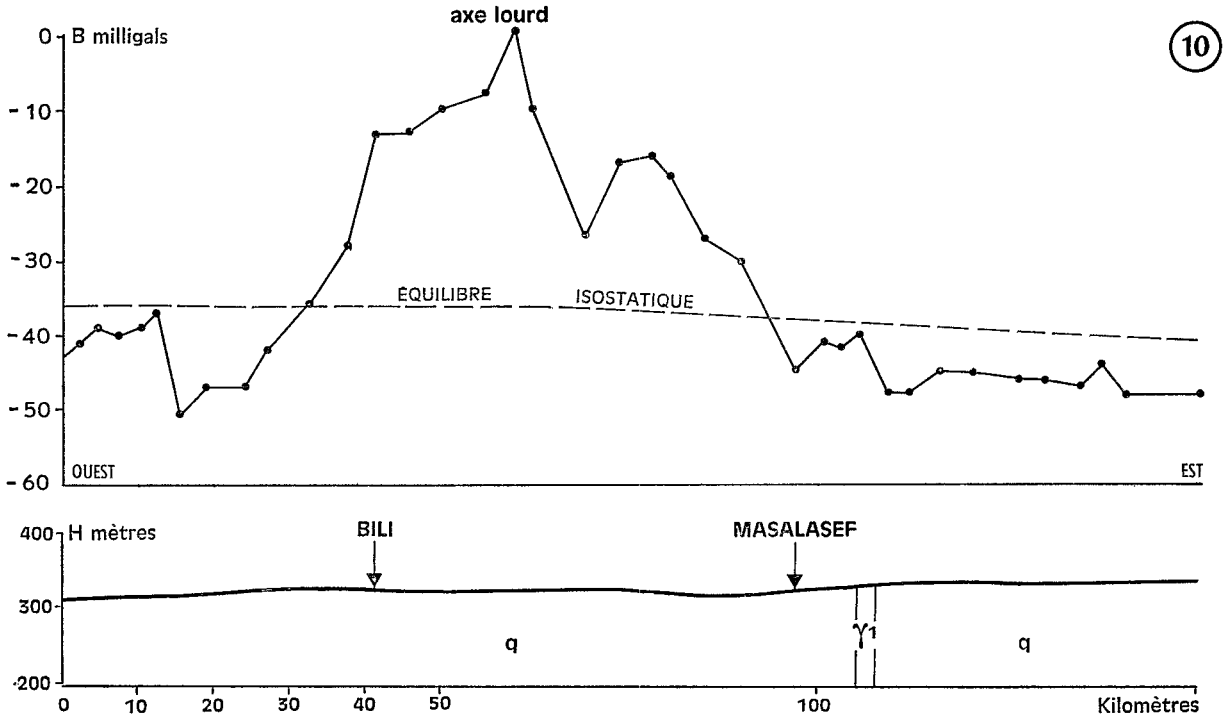


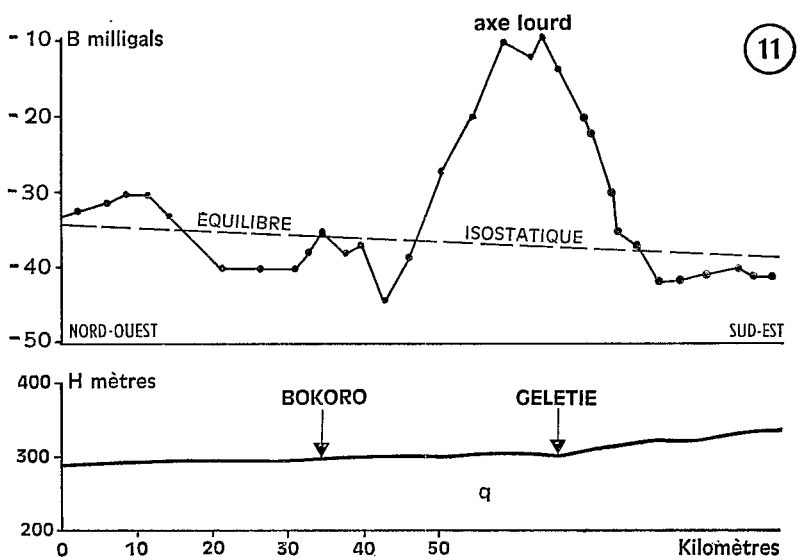
q Quaternaire

o Granodiorites

Aζ Complexe amphibolo-gneissique

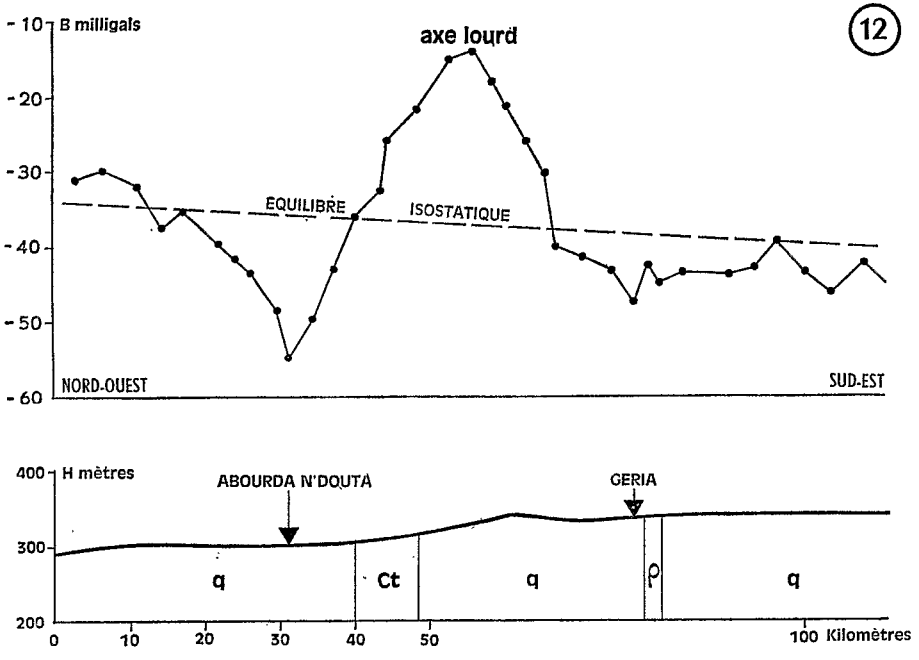


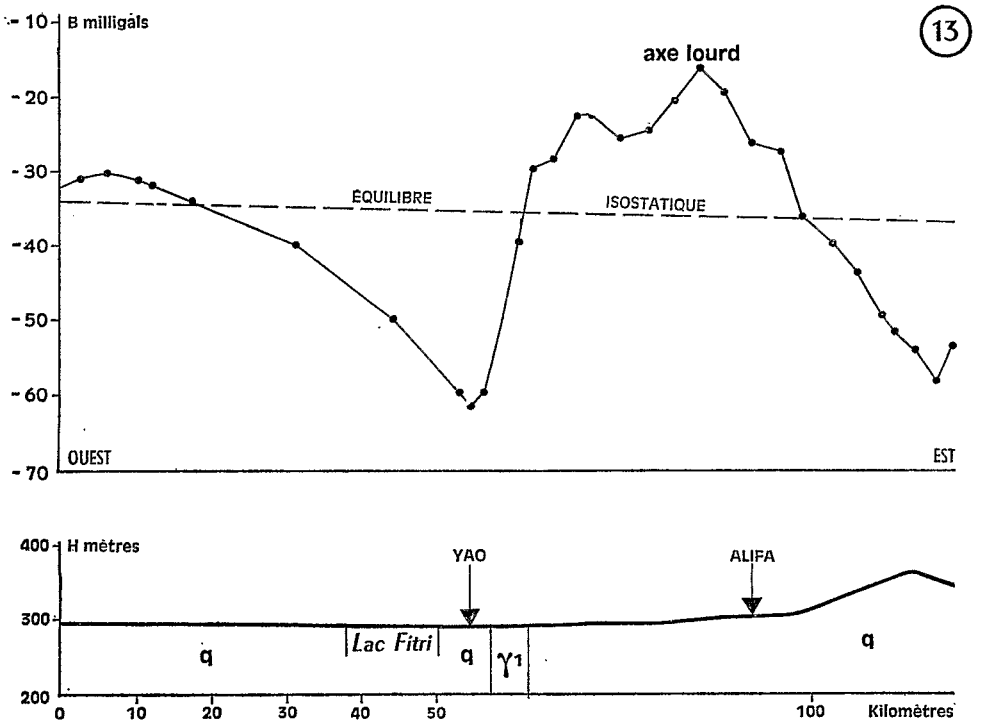




q Quaternaire

γ1 Granites calco-alcalins



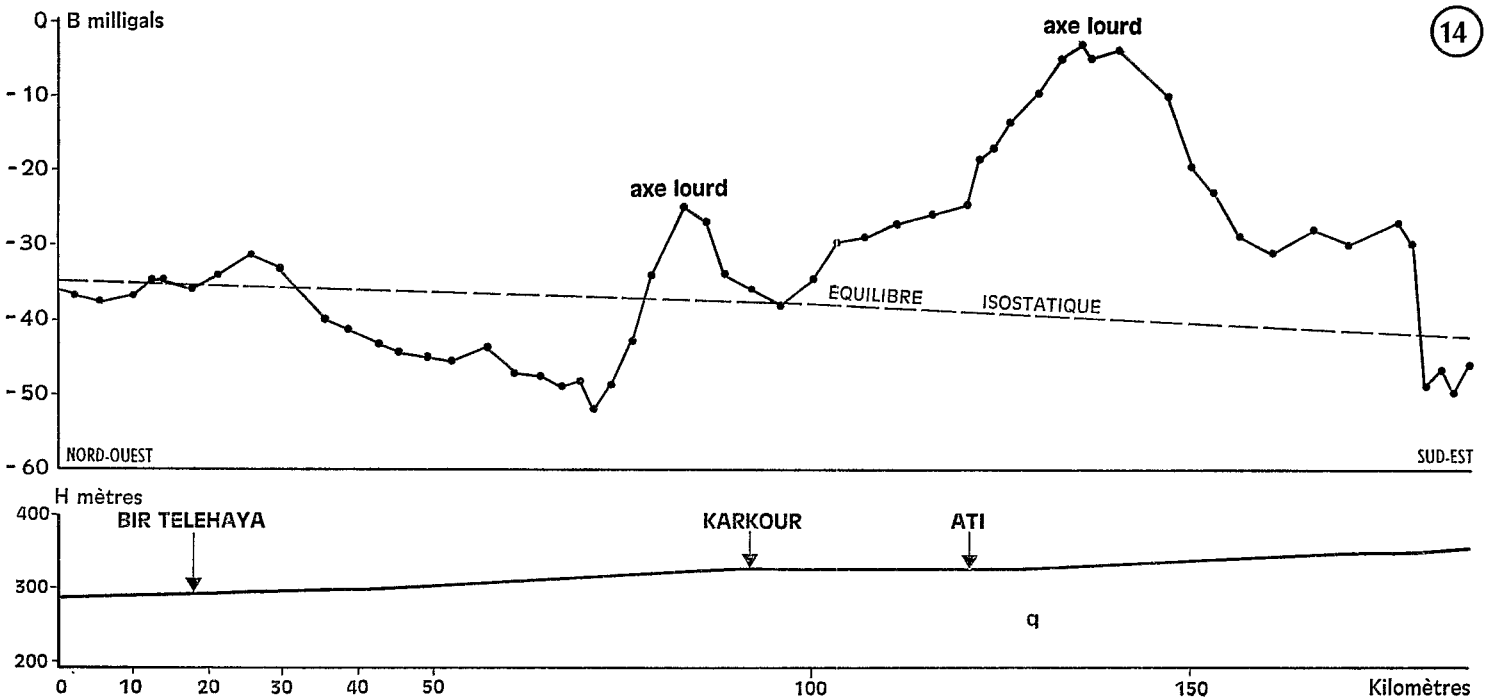


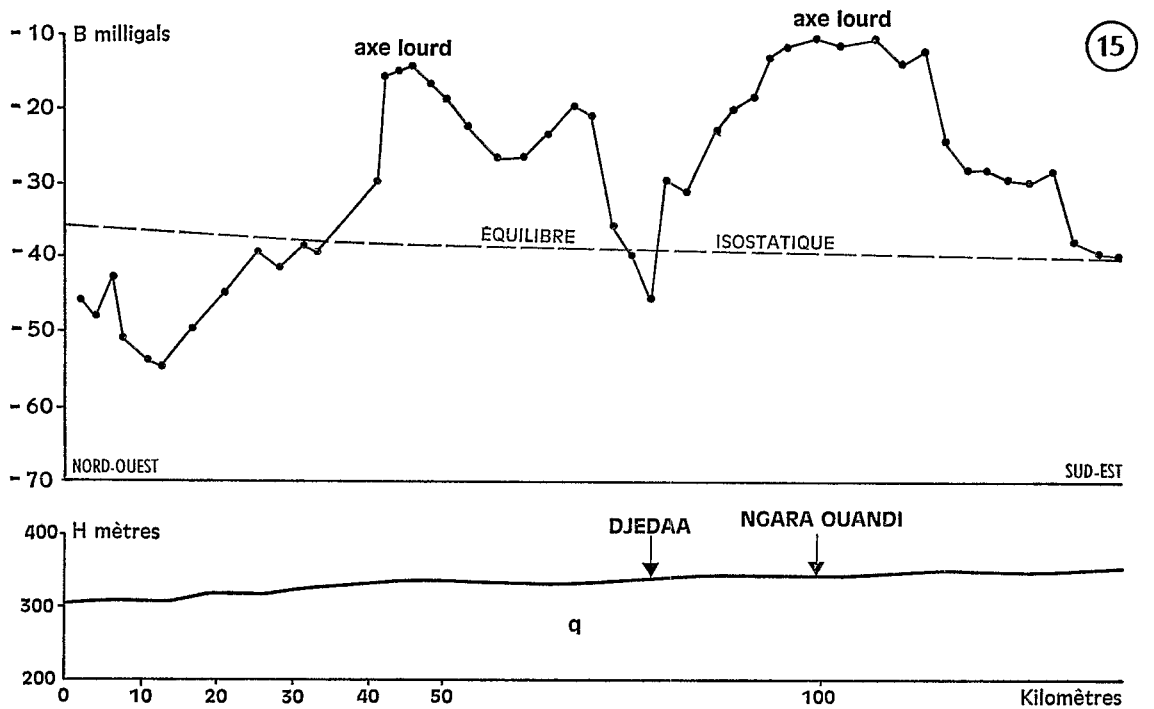
q Quaternaire

Ct Continental terminal

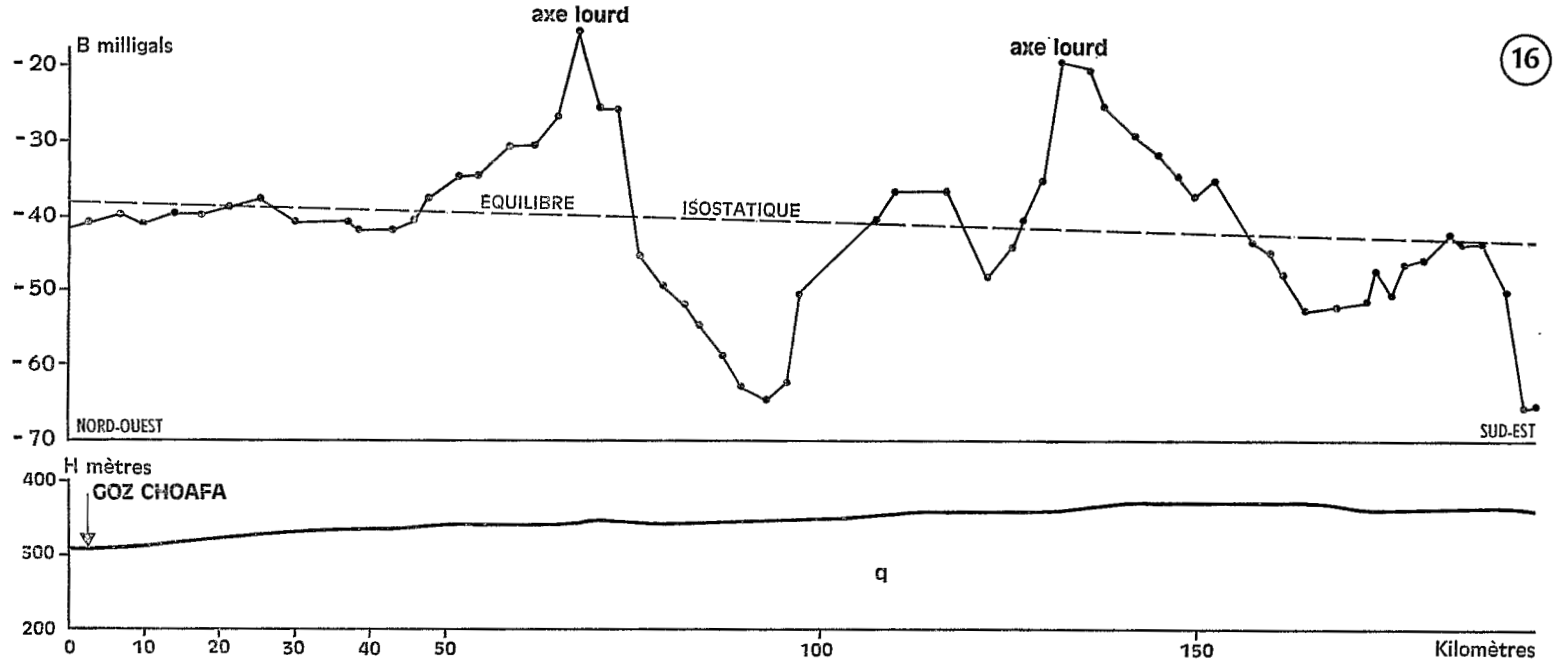
ρ Rhyolites

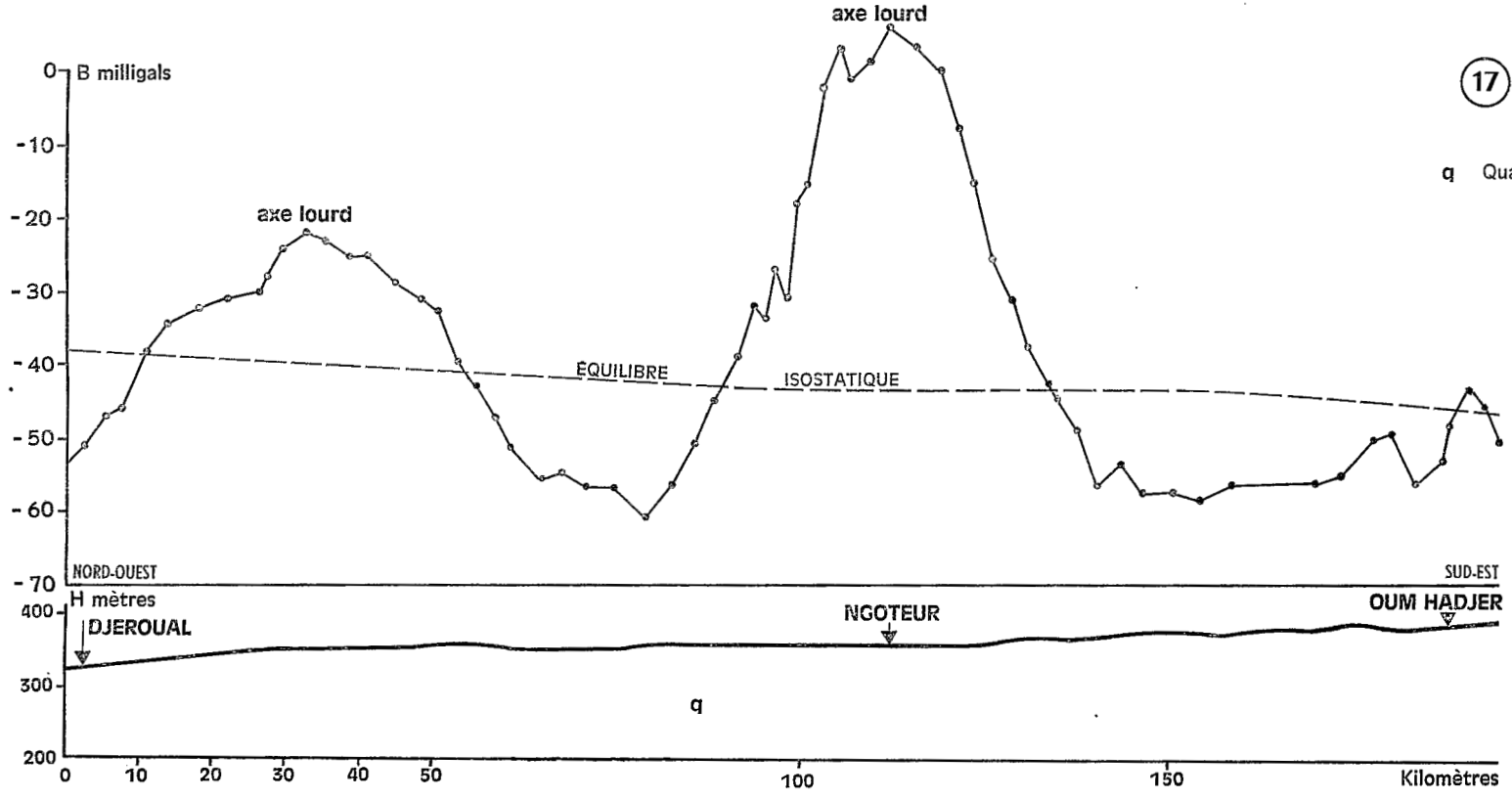
γ_1 Granites anciens



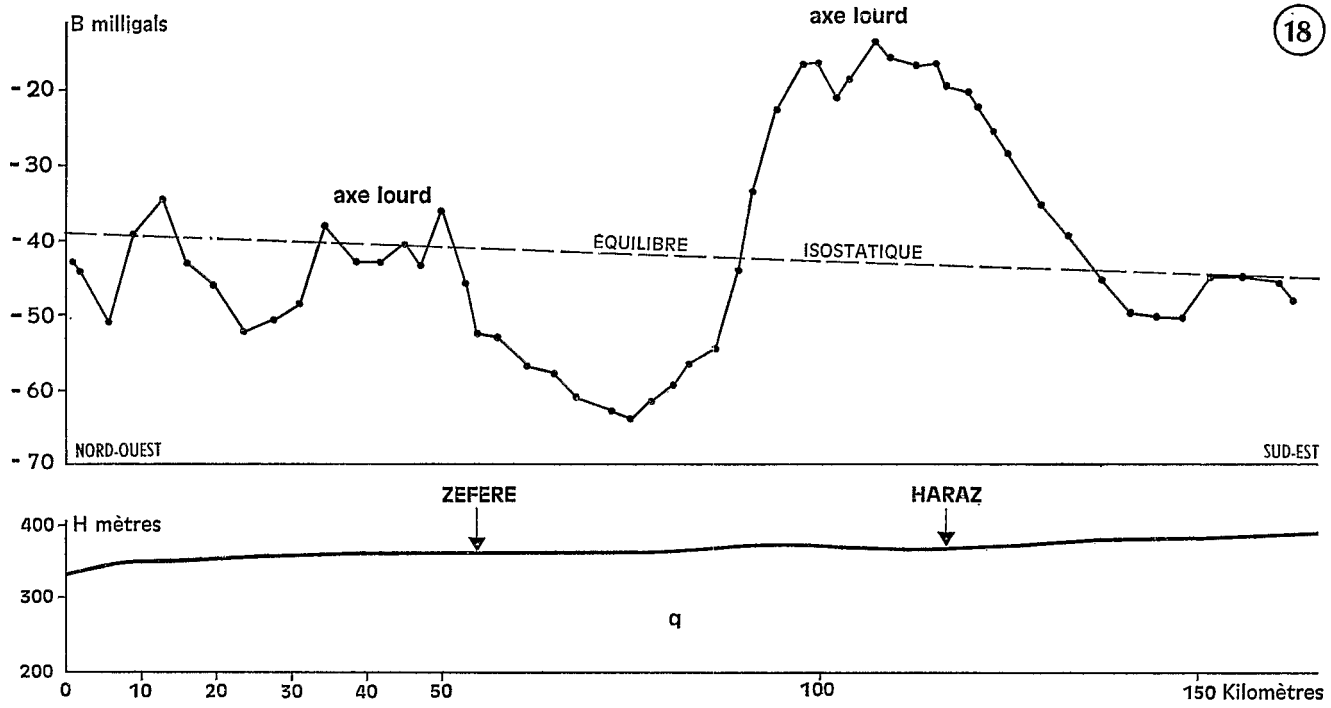


q Quaternaire

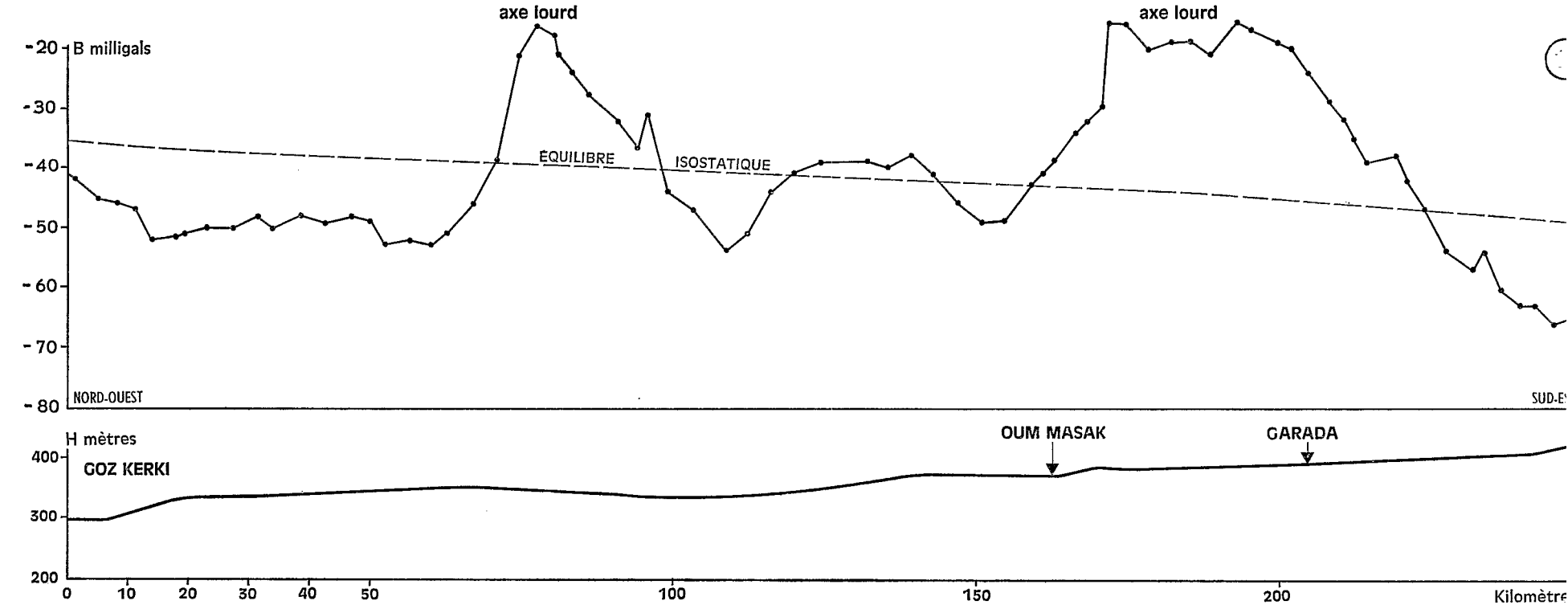


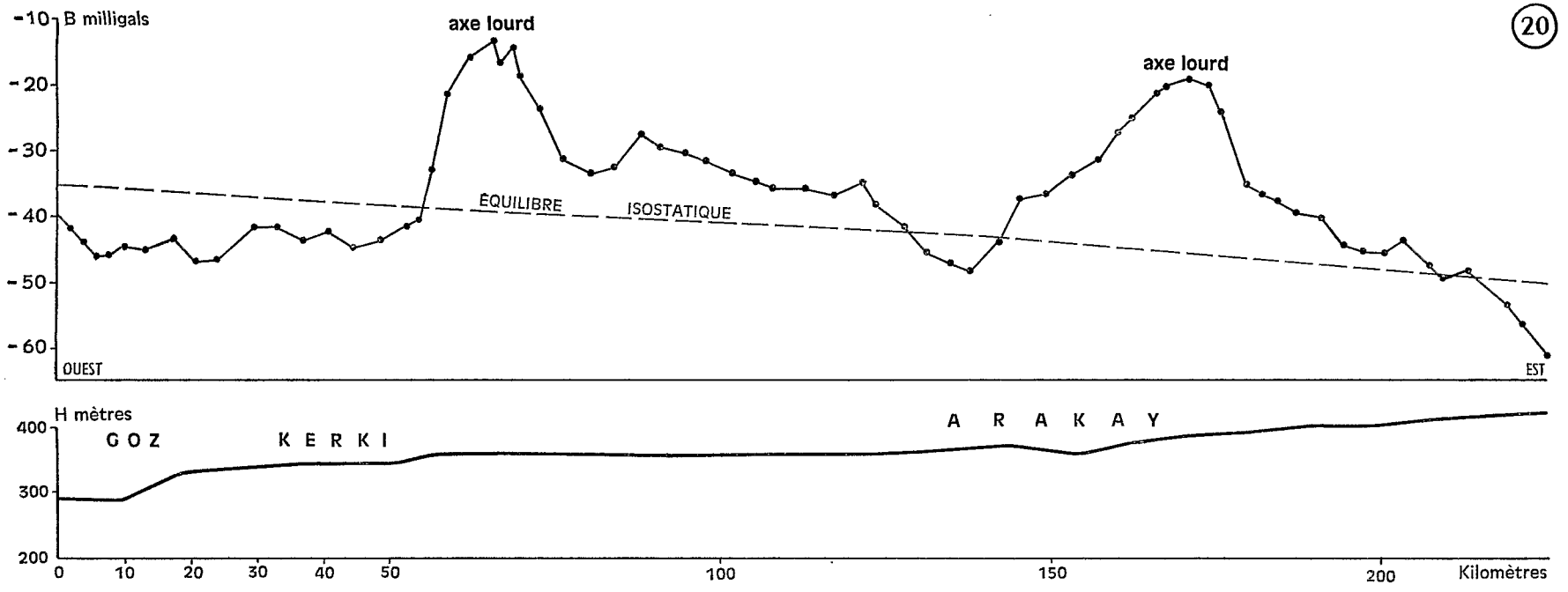


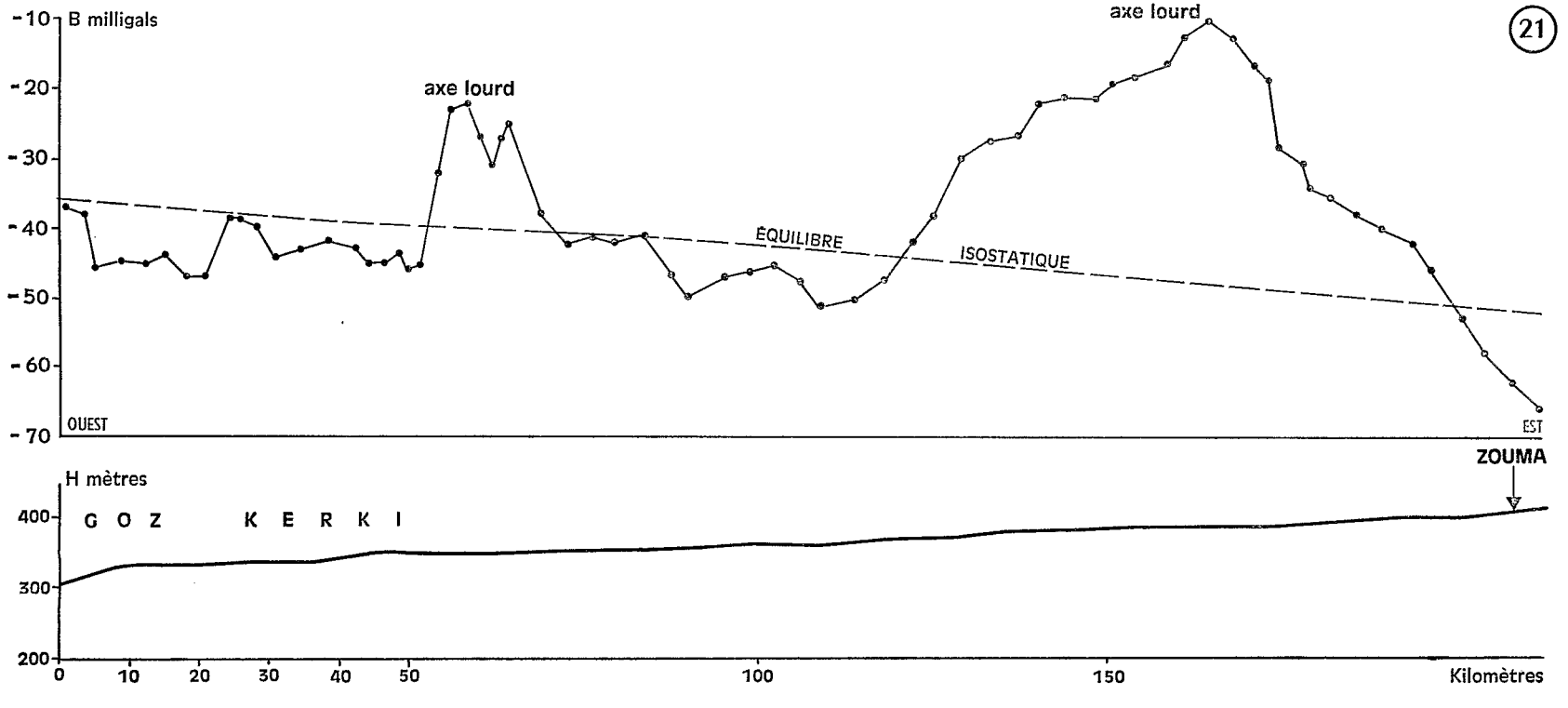
q Quaternaire



q Quaternaire



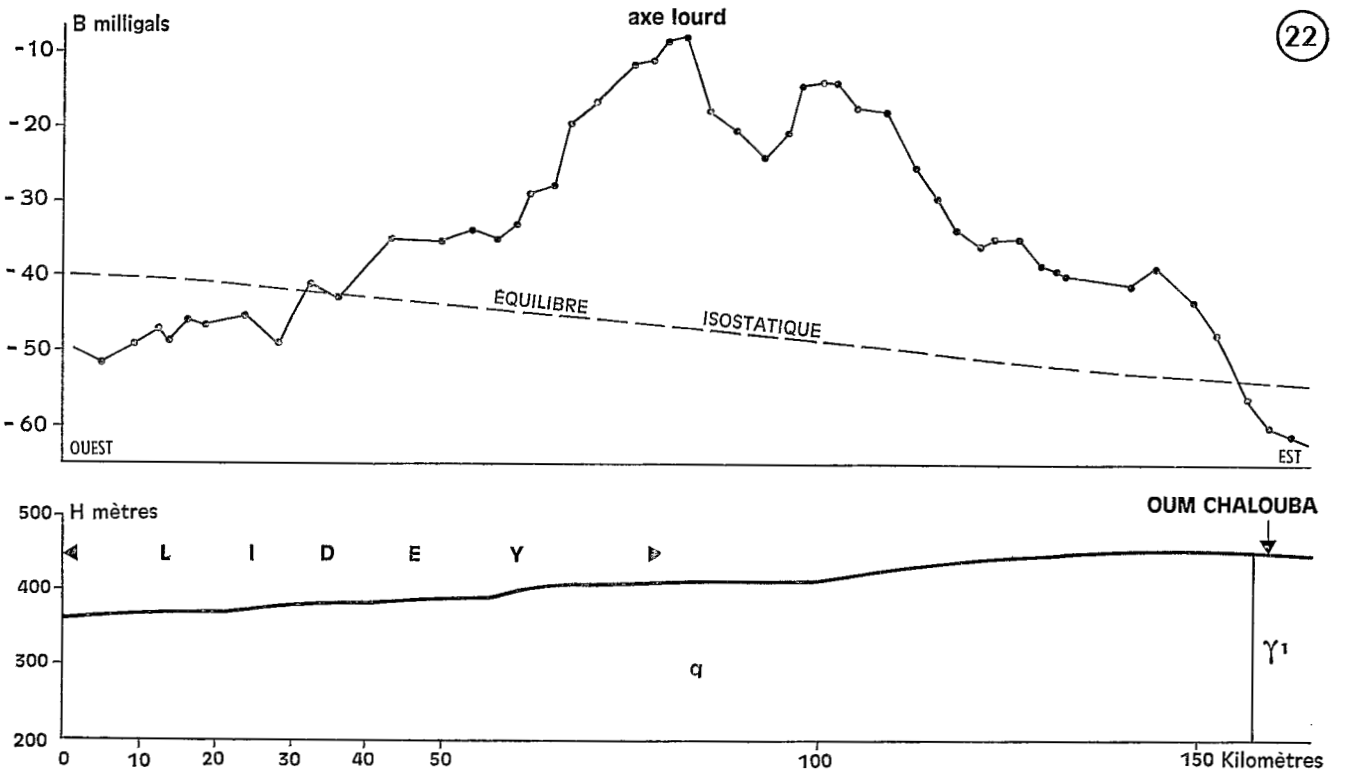


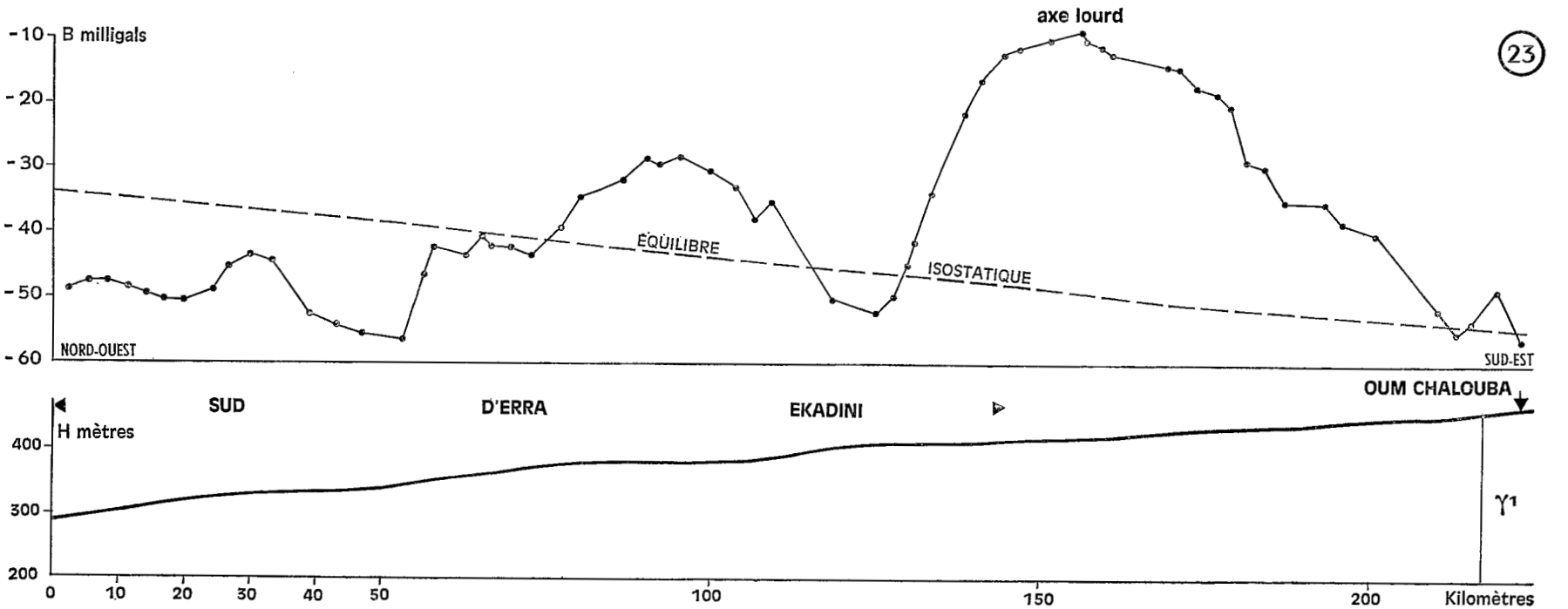


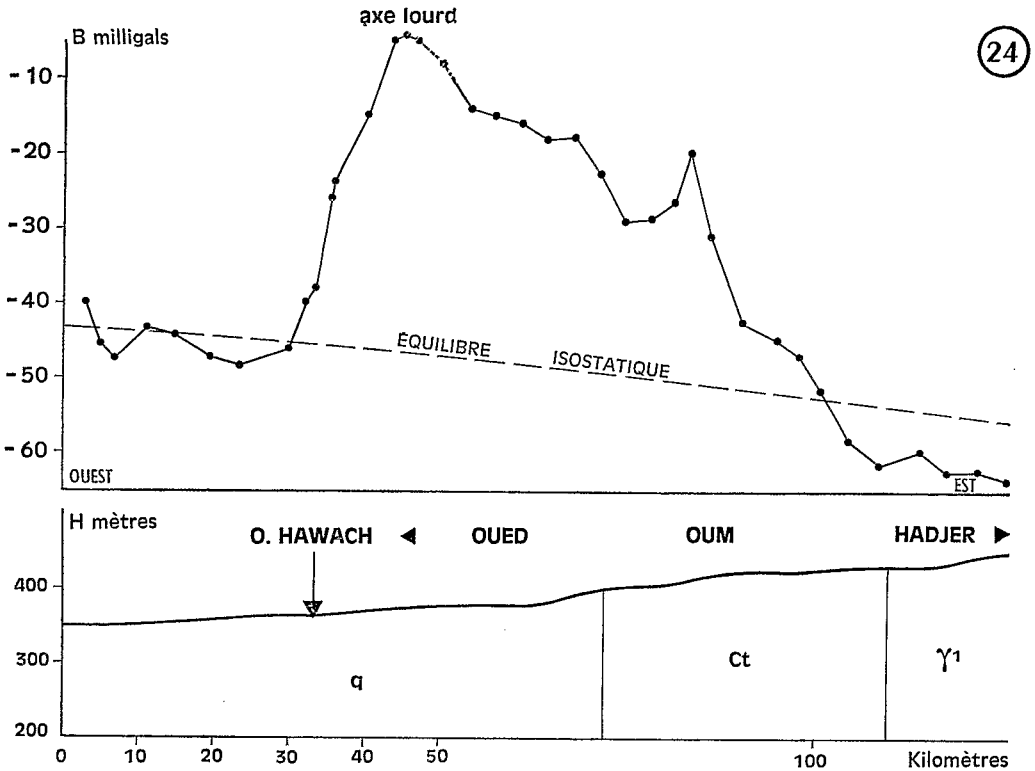
q Quaternaire

q Quaternaire

γ1 Granites calco-alcalins anciens







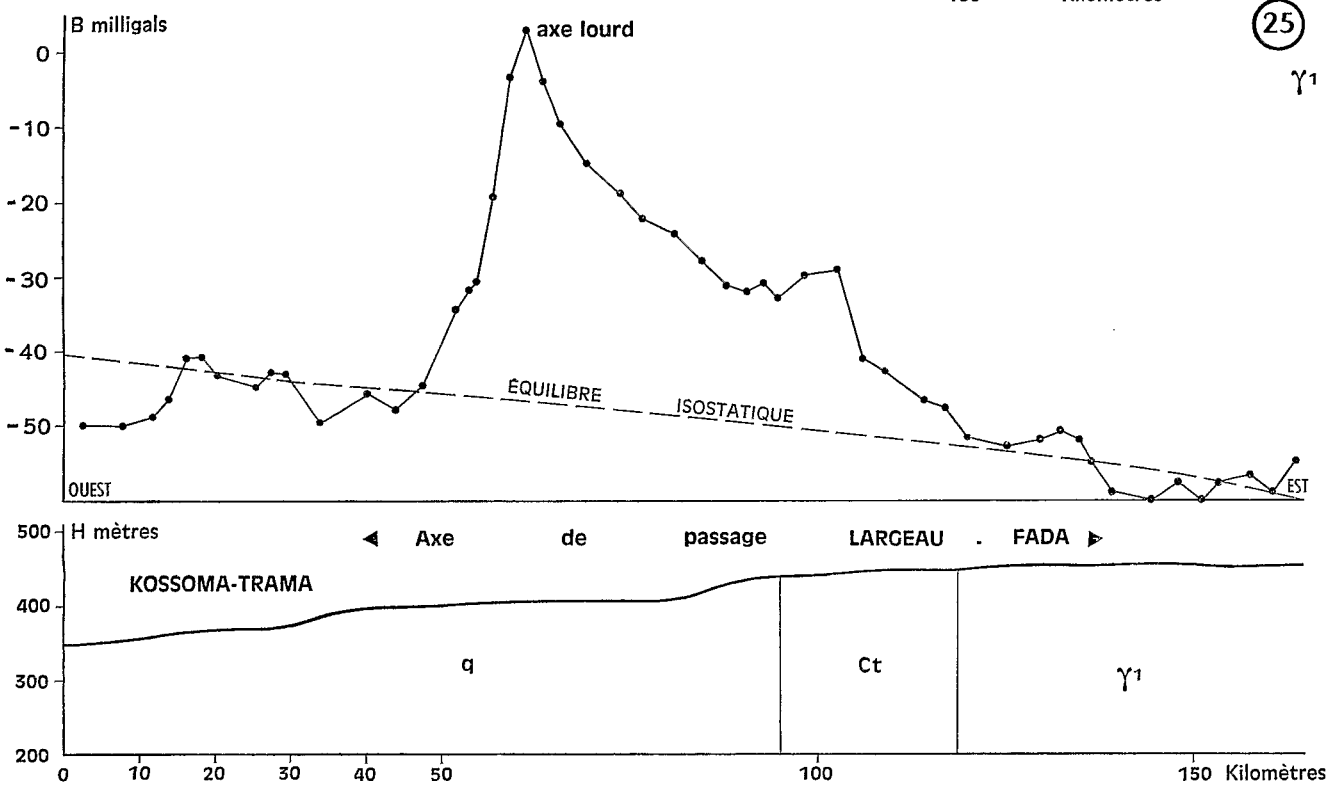
24

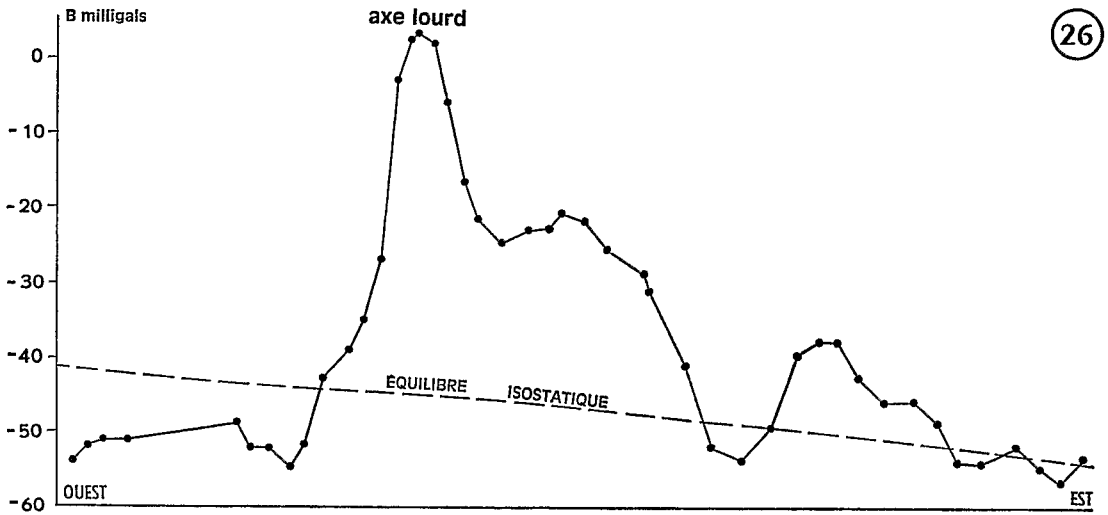
q Quaternaire

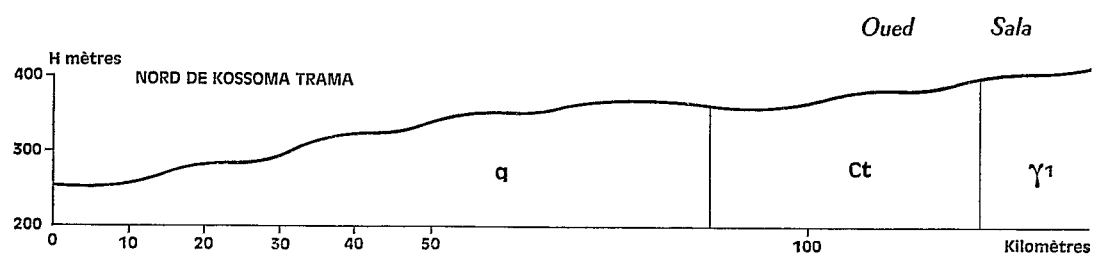
Ct Continental terminal

25

γ1 Granites calco-alcalins anciens



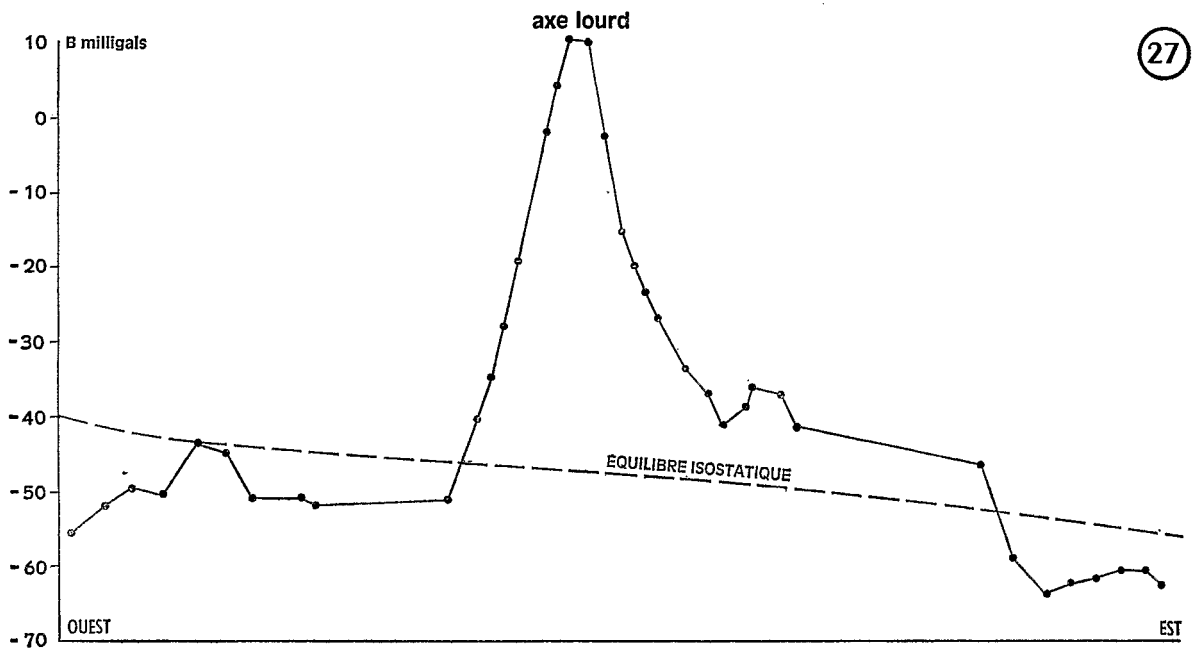


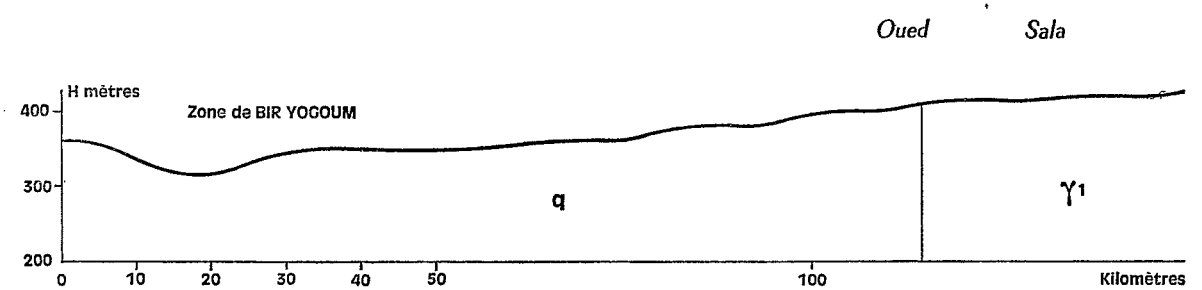


q Quaternaire

Ct Continental terminal

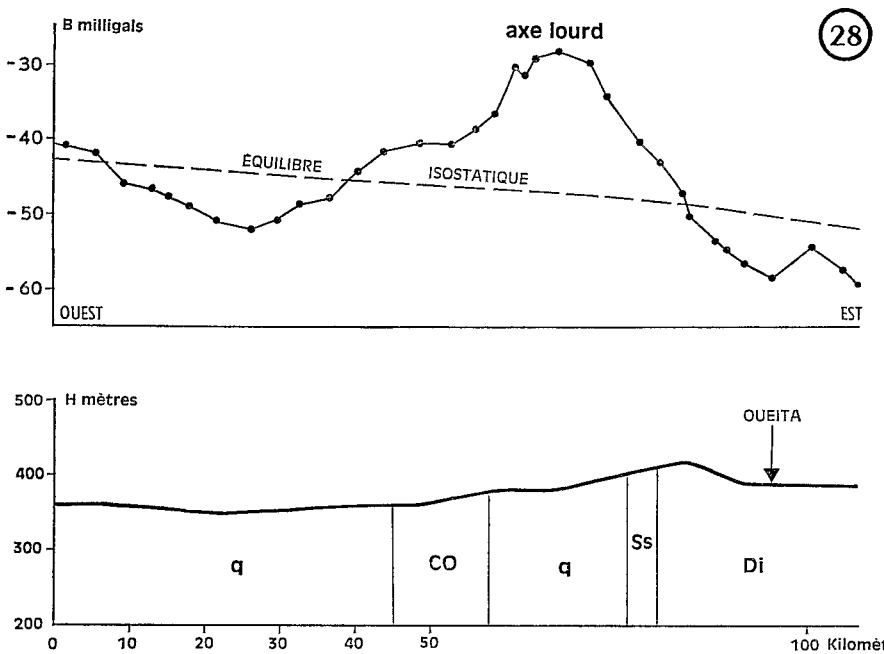
γ1 Granites calco-alcalins anciens

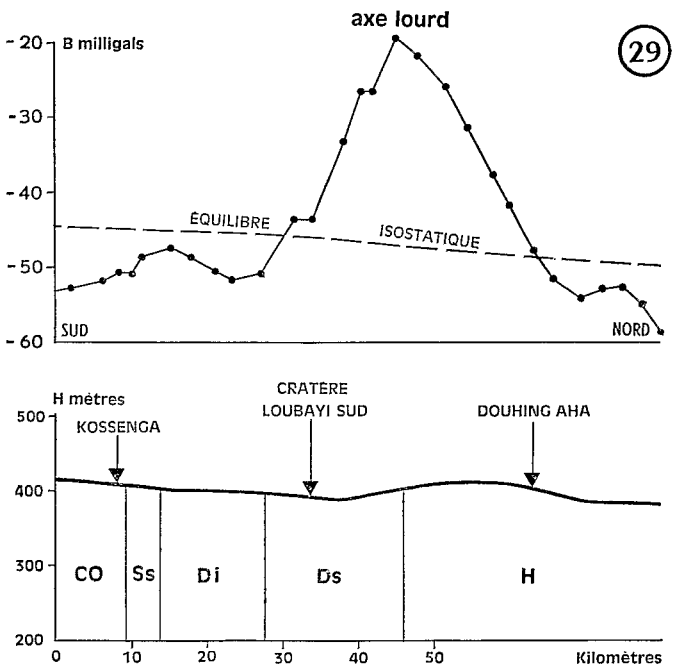




q Quaternaire

γ1 Granites calco-alcalins anciens





q Quaternaire

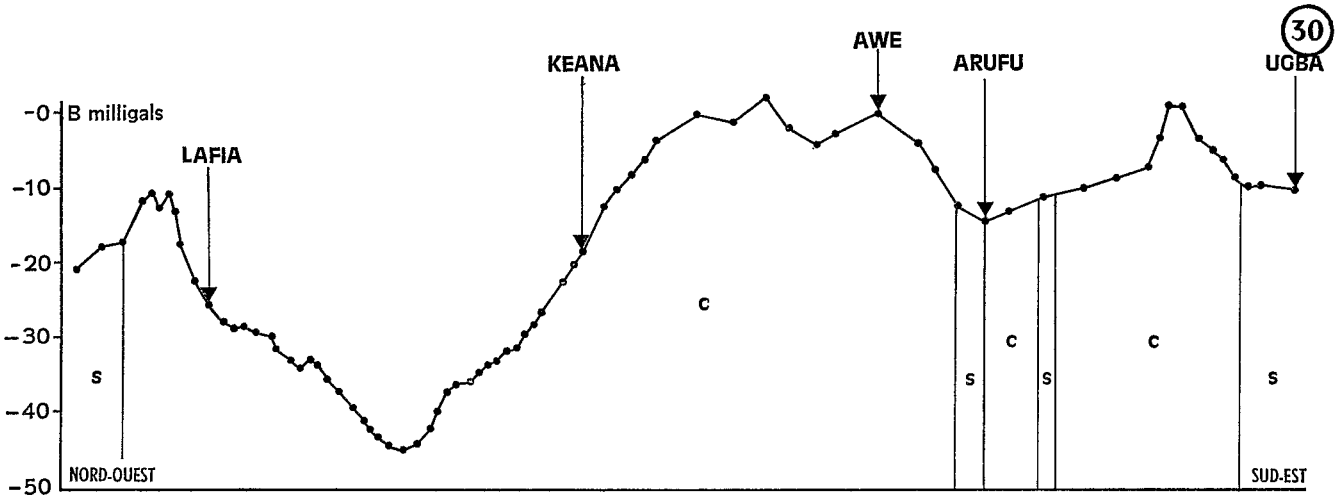
H Carbonifére marin *(marnes,calcaires)*

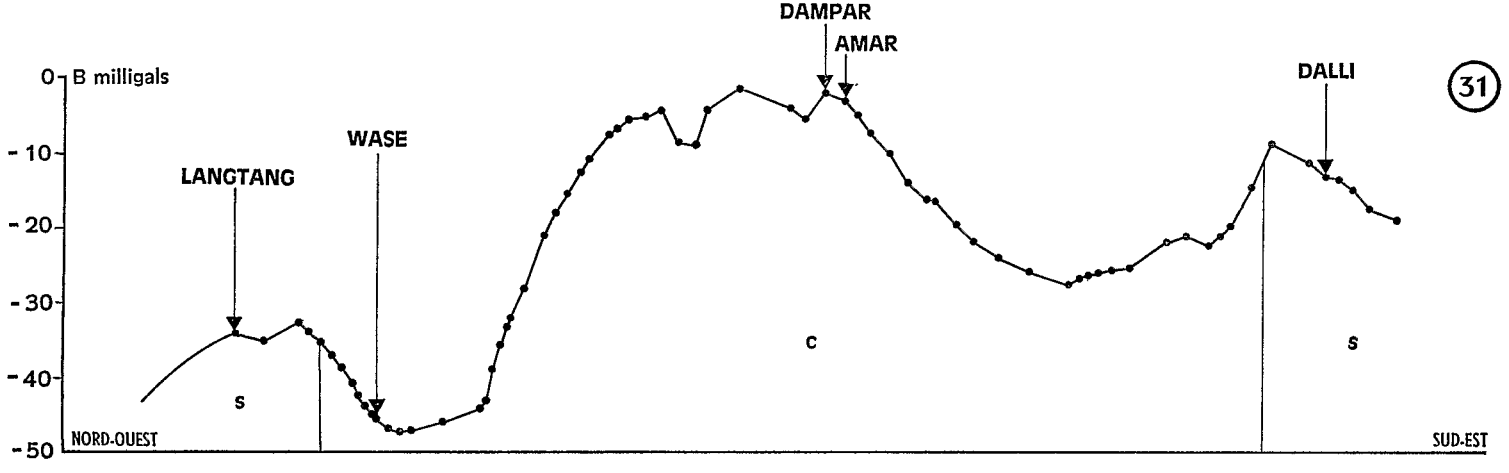
Ds Dévonien supérieur *(grès)*

Di Dévonien inférieur *(grès)*

Ss Gothlandien *(grès)*

CO Cambro-Ordovicien *(grès)*





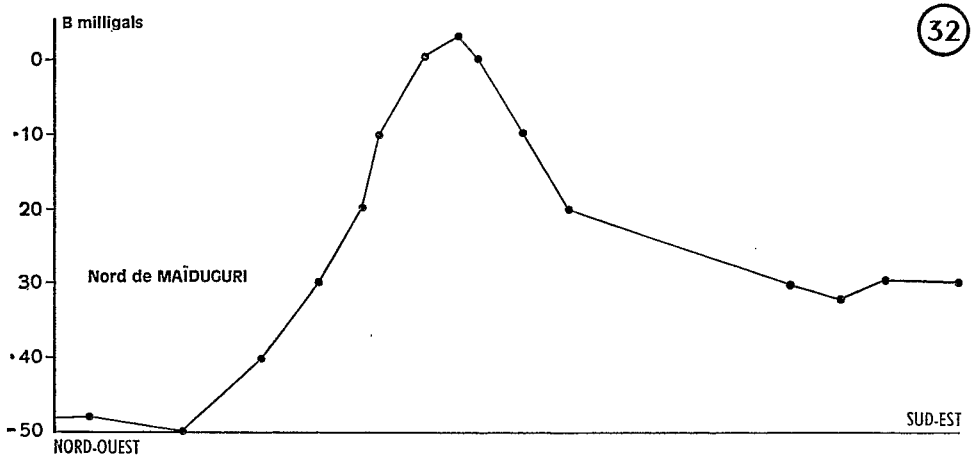
s Socle cristallin

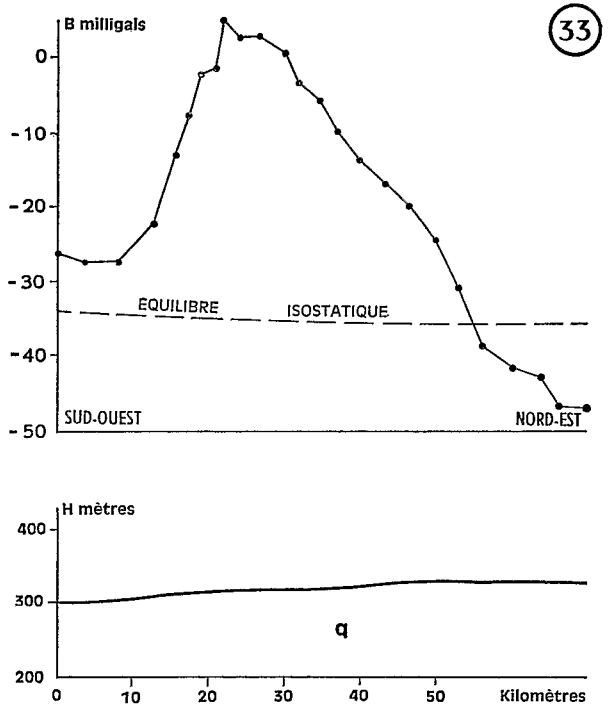
c Crétacé

Ces deux coupes sont extraites de :

An interpretation of the geology and gravity anomalies of the Benue Valley, Nigeria -

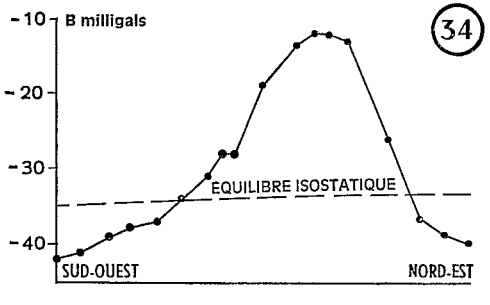
CRATCHLEY & JONES - Overseas Geological Surveys - (London) - 1965

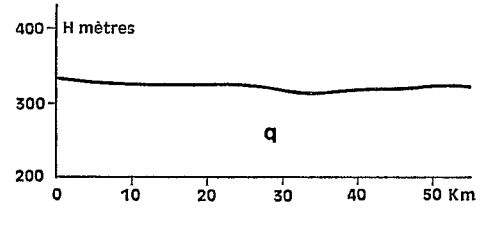


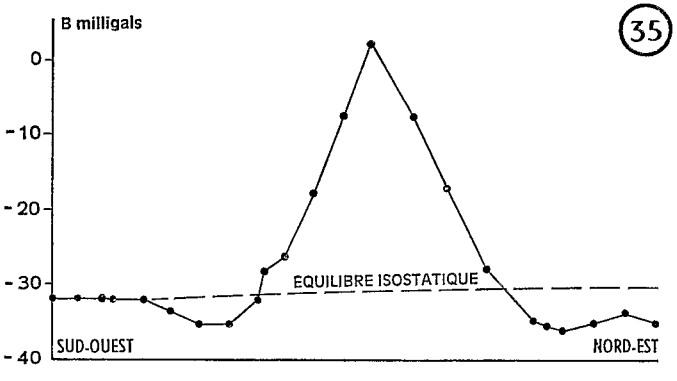


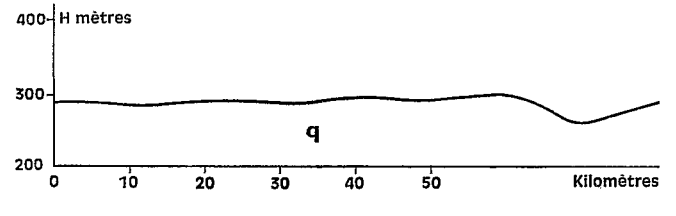
q Quaternaire

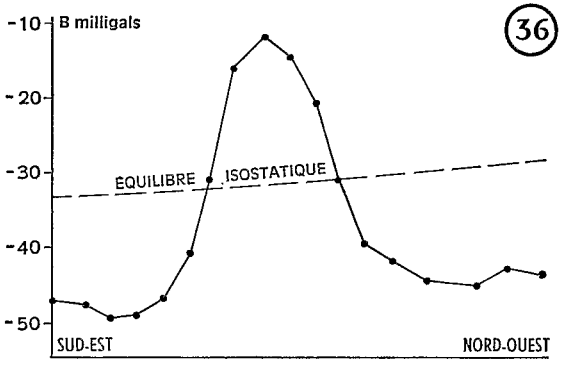
Ct Continental terminal

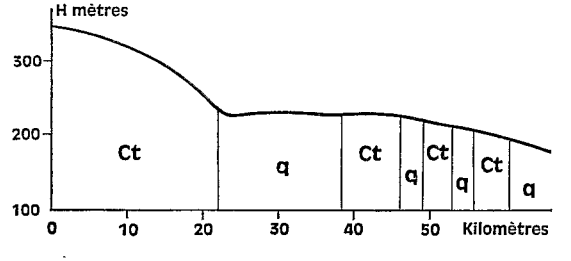


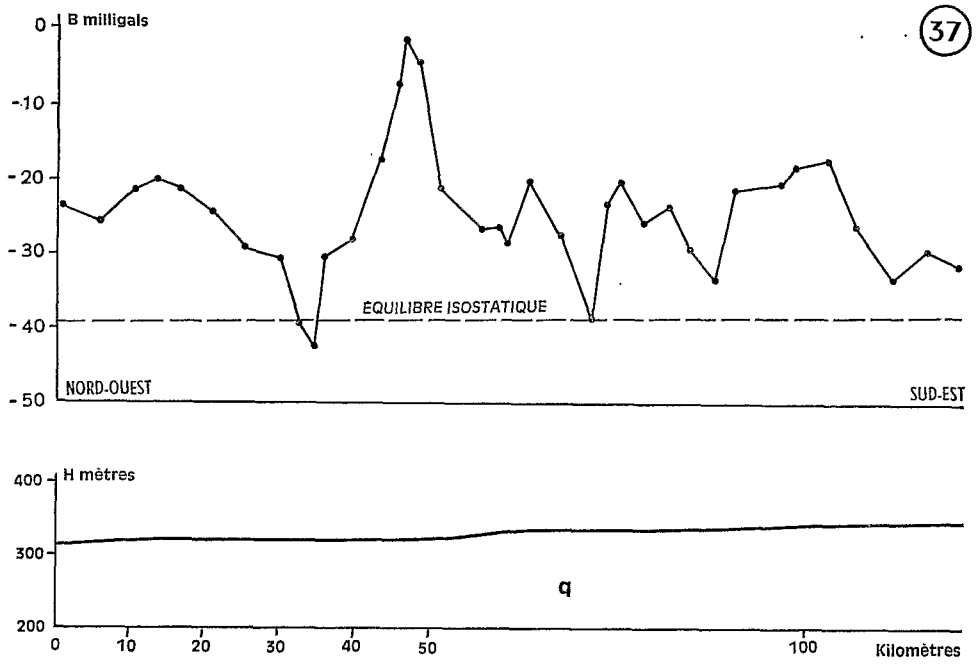


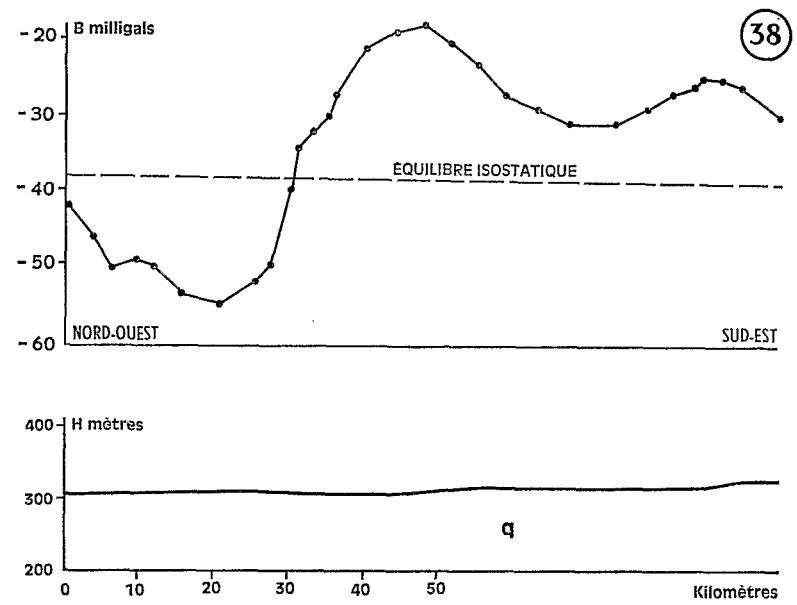


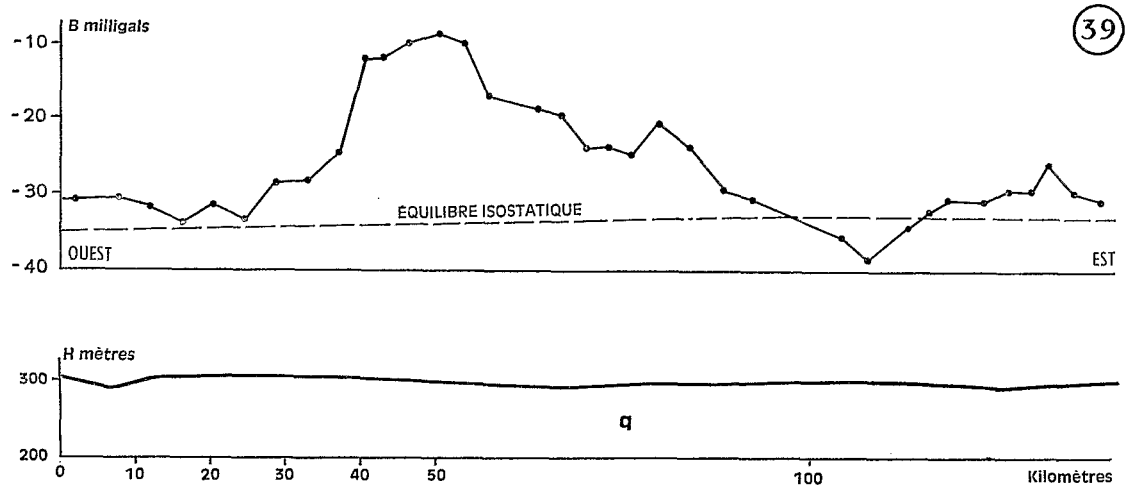




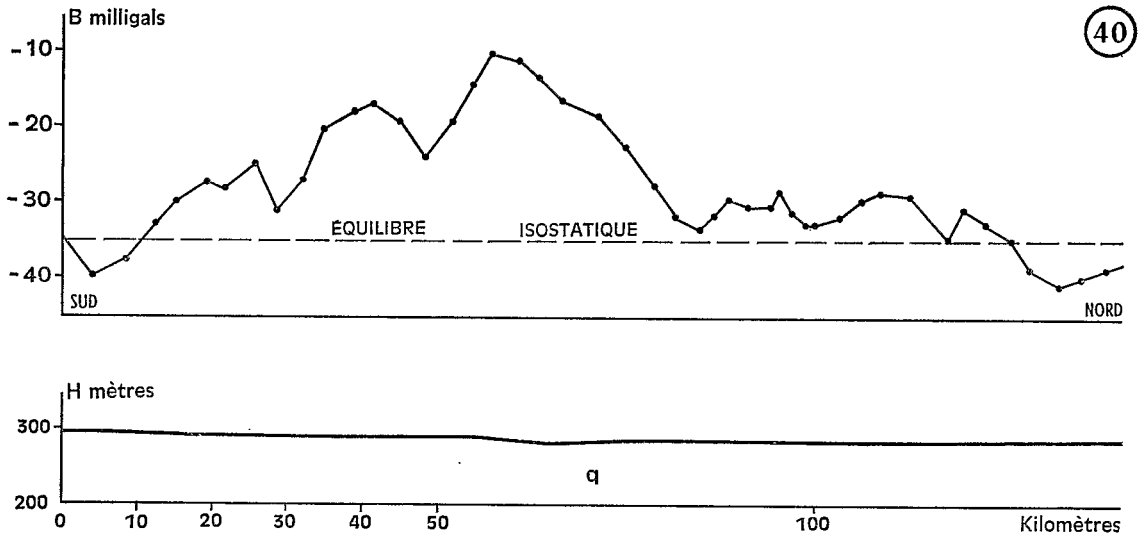




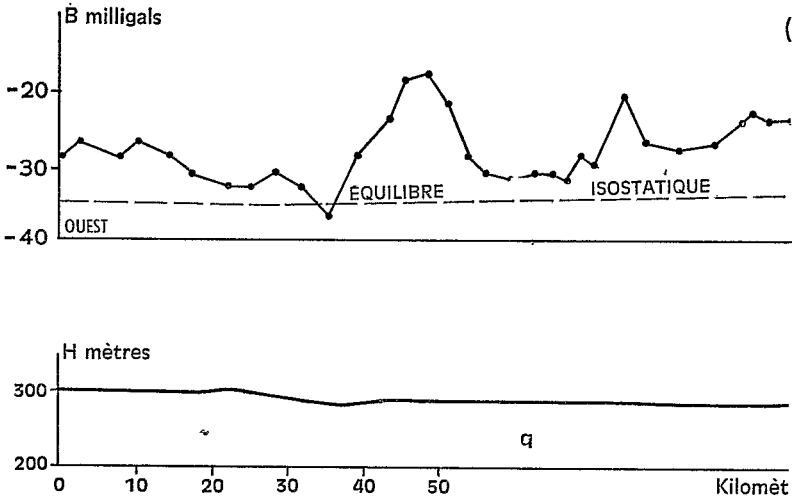


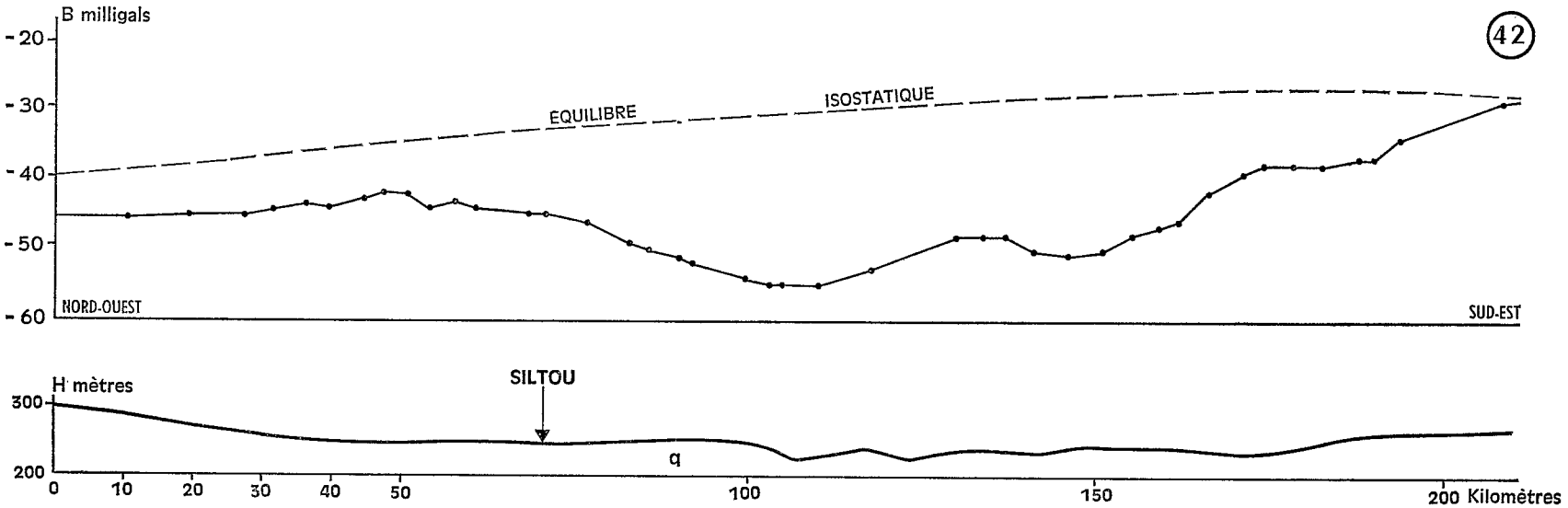


q Quaternaire



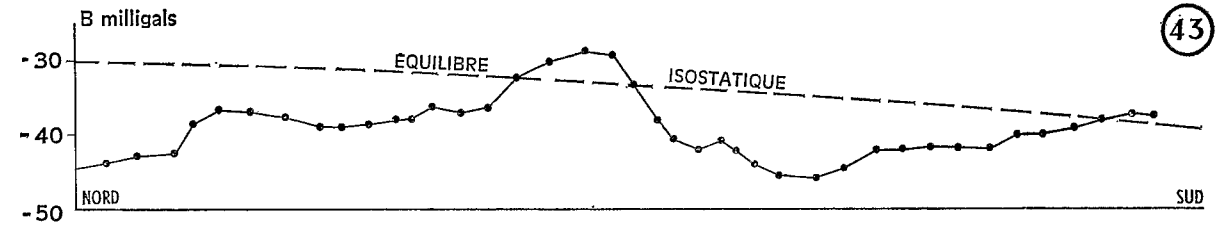
40

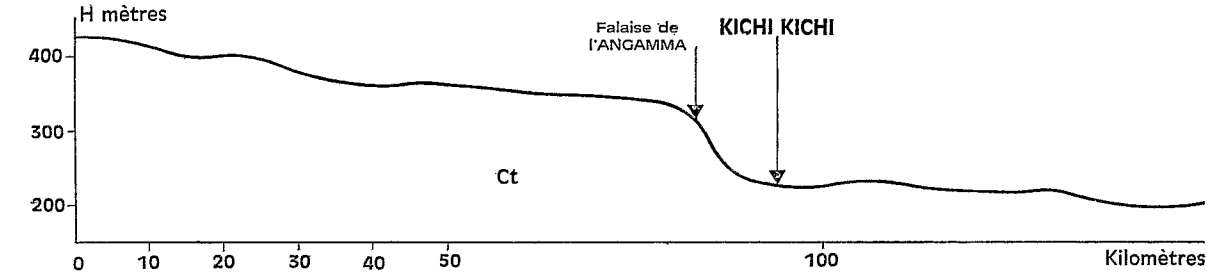


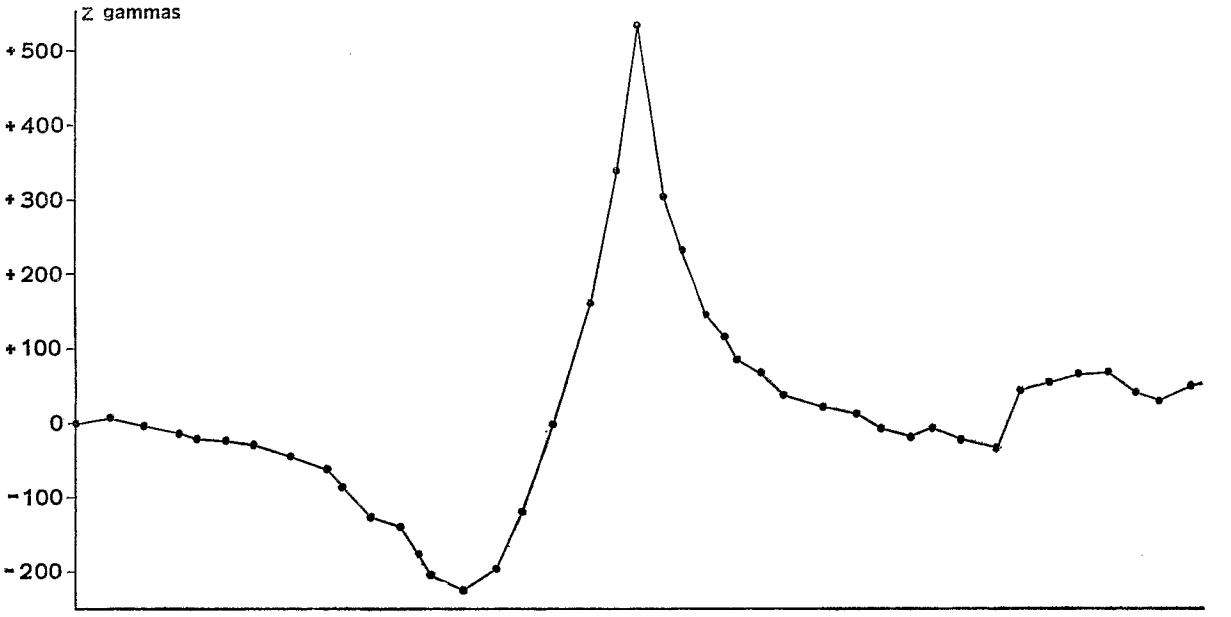


42

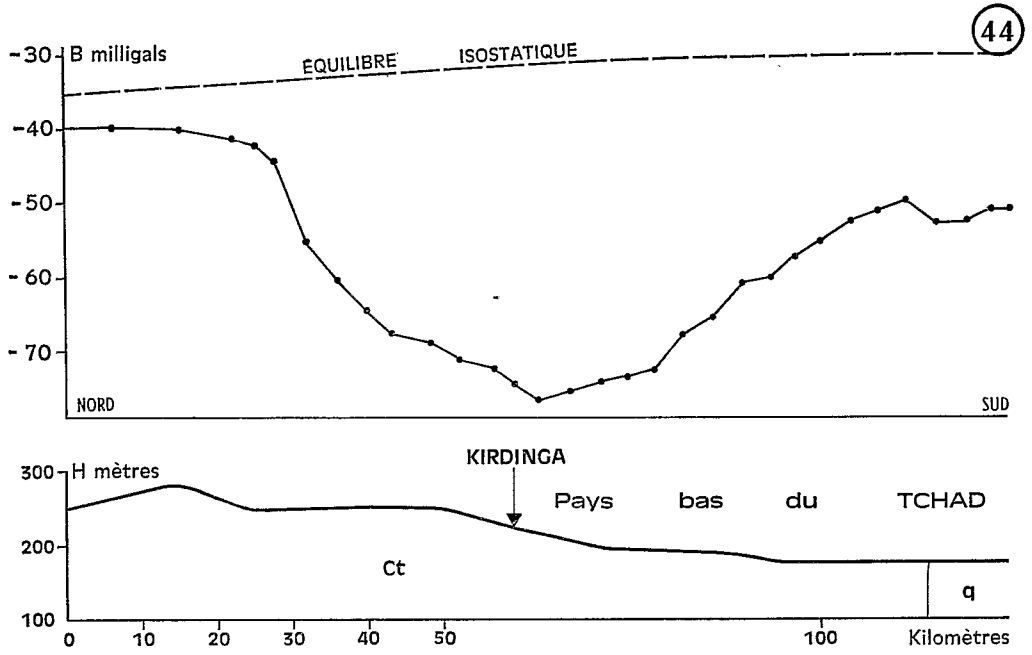
q Quaternaire





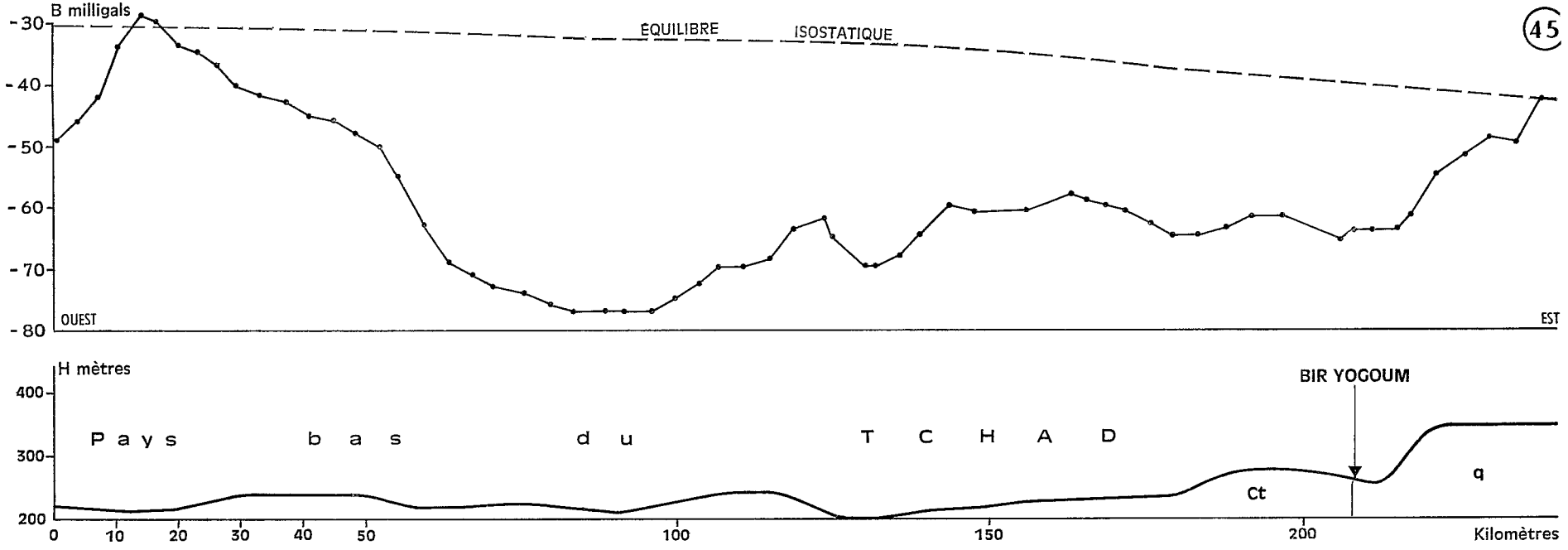


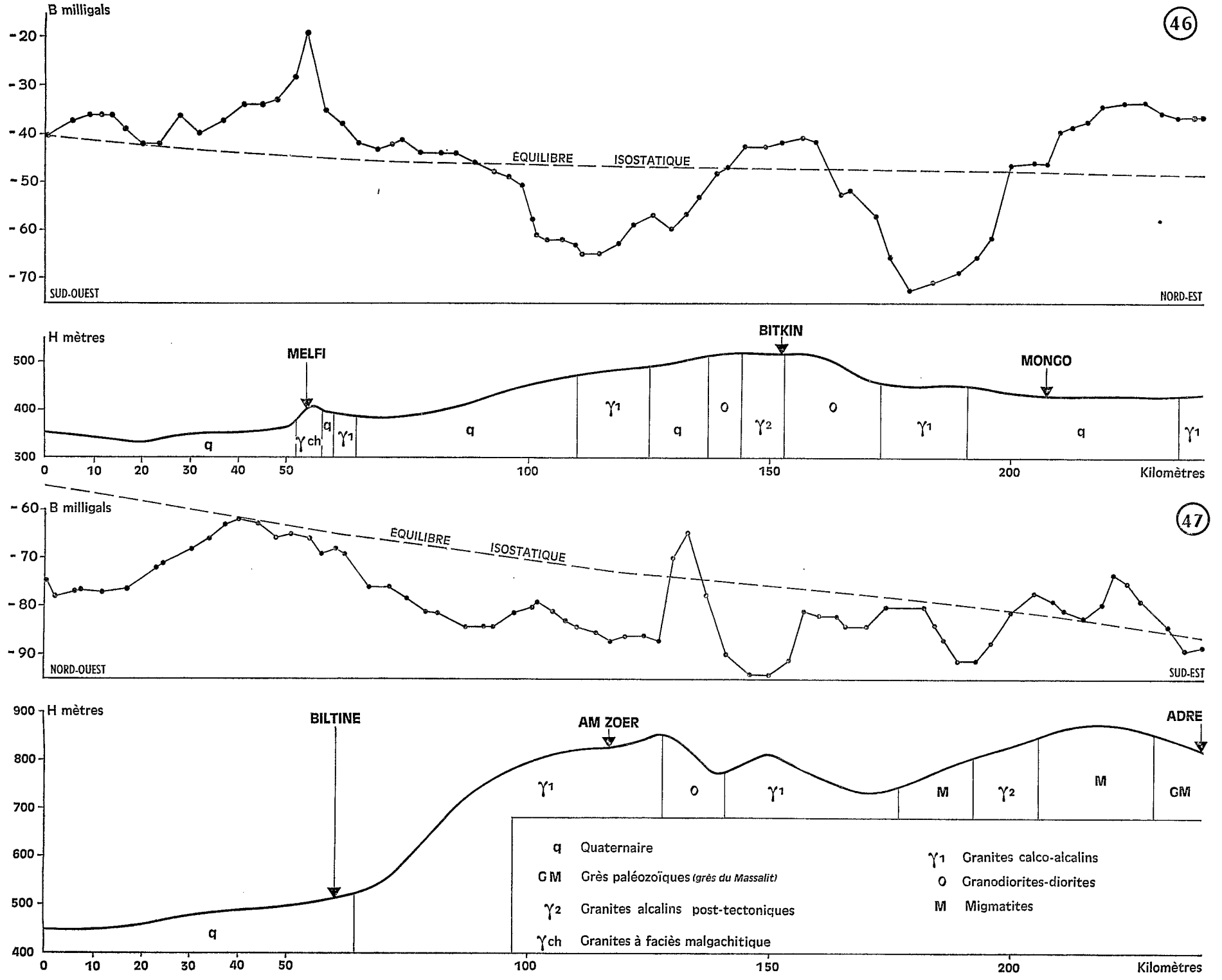
Ct Continental terminal

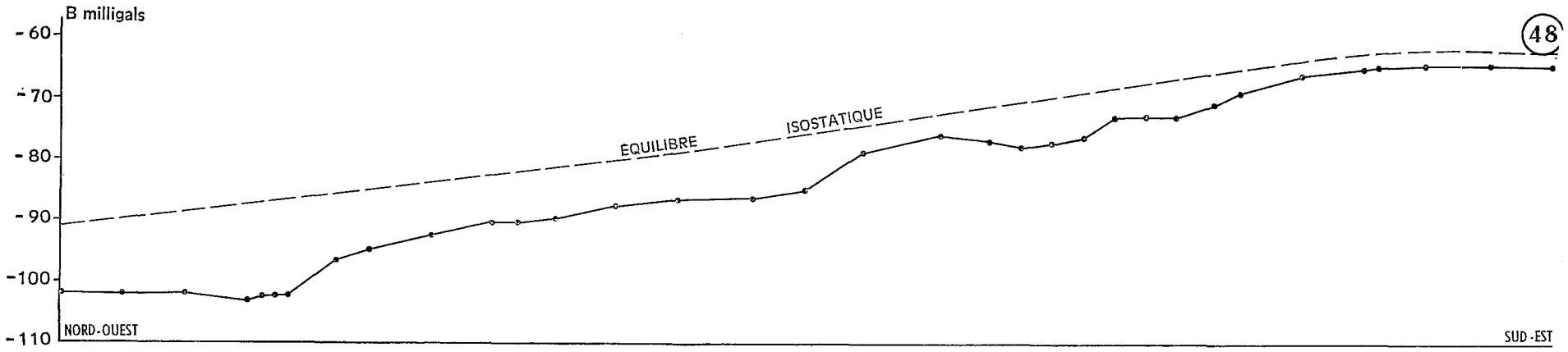


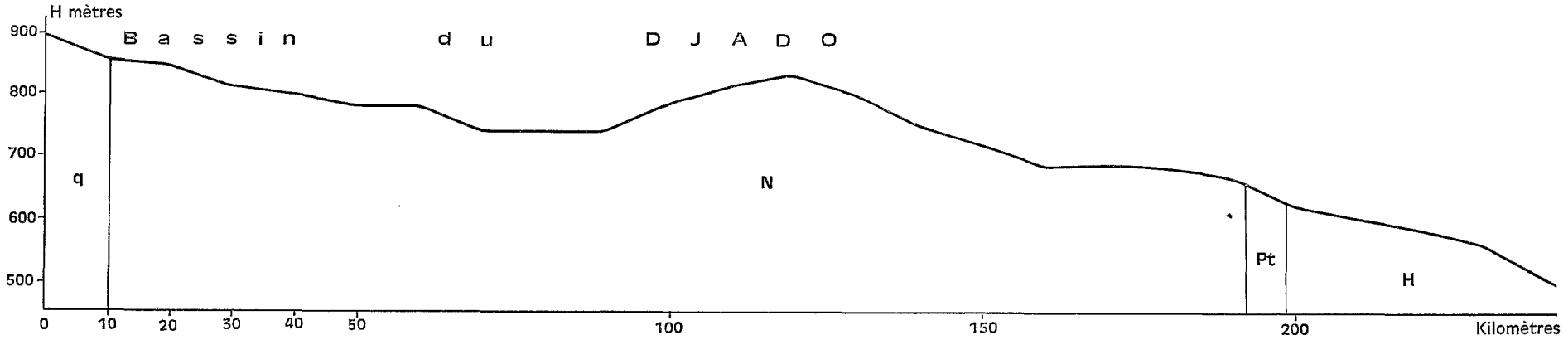
q Quaternaire

Ct Continental terminal




B milligals
-20
-30
-40
-50
-60
-70
EQUILIBRE ISOSTATIQUE
SUD-OUEST
NORD-EST
46
H mètres
500
400
300
MELFI
BITKIN
MONGO
q
γch
γ1
γ2
O
M
GM
0
10
20
30
40
50
100
150
200
Kilomètres
B milligals
-60
-70
-80
-90
EQUILIBRE ISOSTATIQUE
NORD-OUEST
SUD-EST
47
H mètres
900
800
700
600
500
400
BILTINE
AM ZOER
ADRE
q Quaternaire
GM Grès paléozoïques (grès du Massalit)
γ2 Granites alcalins post-tectoniques
γch Granites à faciès malgachitique
γ1 Granites calco-alcalins
O Granodiorites-diorites
M Migmatites



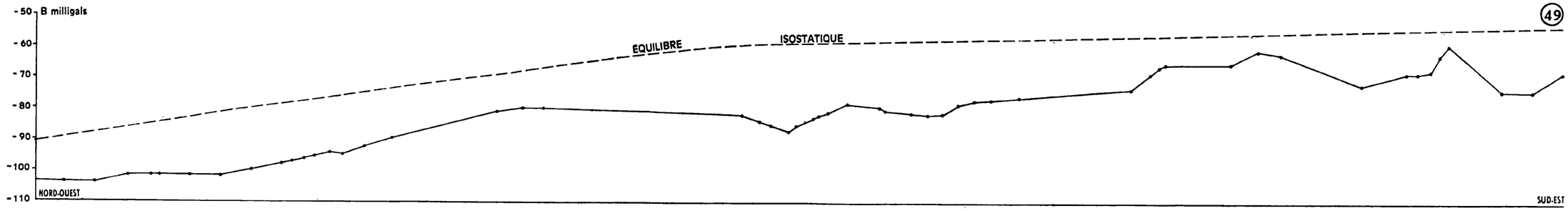


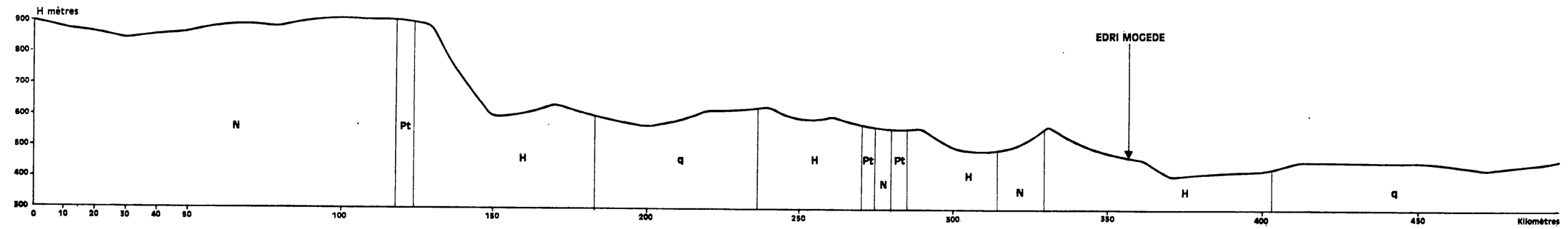
q *Quaternaire*

N Continental intercalaire *(grès de Nubie)*

Pt Post-Tassilien

H Argiles et grès du Carbonifère



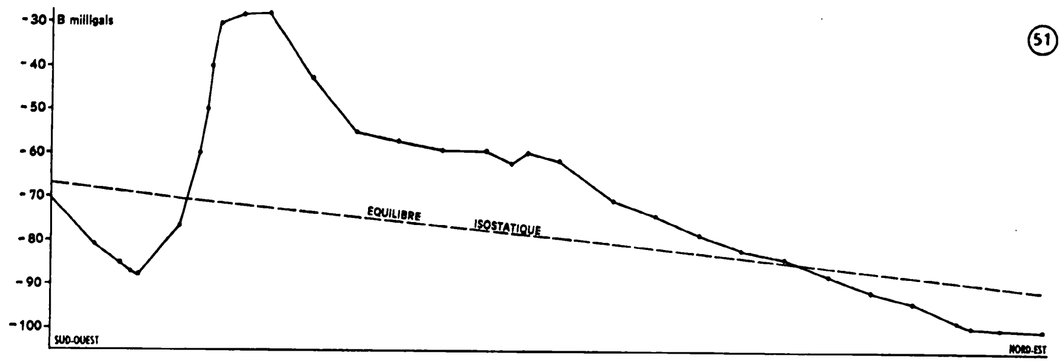


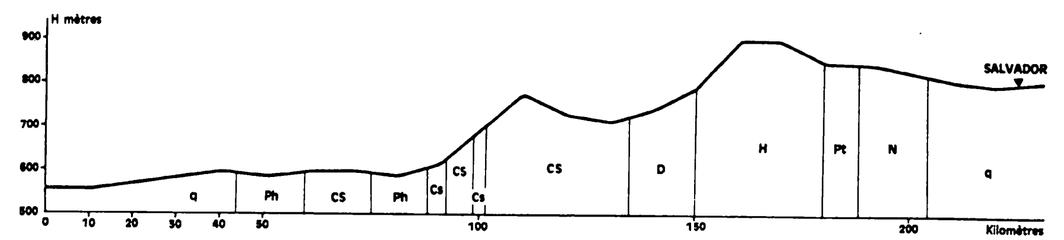
q Quaternaire

N Continental intercalaire *(grès de Nubie)*

Pt Post-Tassilien

H Argiles et grès du Carbonifère





q Quaternaire

Cs Grès de Séguédine *(Turonien,Sénonien)*

N Continental intercalaire *(grès de Nubie)*

H Argiles et grès du Carbonifère

D Grès et argiles du Dévonien

CS Grès du Cambro-Silurien

Ph Pharusien

Pt Post-Tassilien

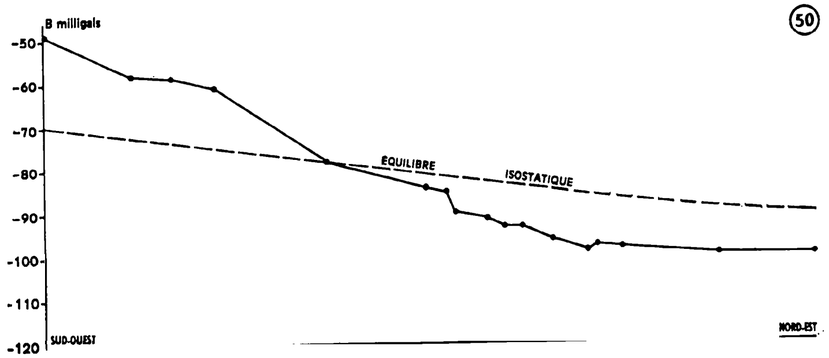
Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
Pour A2,A3,A4:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

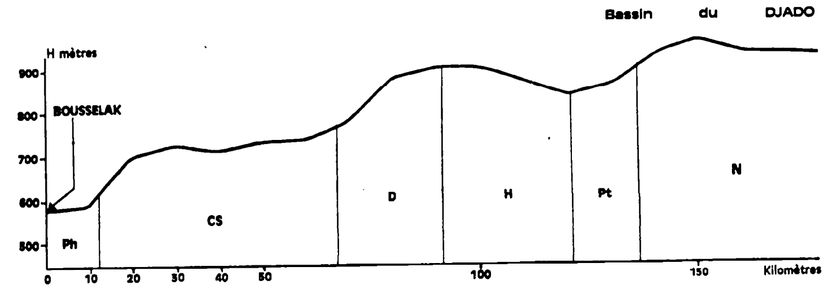
GAM.T-12
N° 60 073 DMT

GAM-T-12
N° 60 073 DMT

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1: ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnvxirfkhbdpqgyjt 7142385690
Pour A2 A3 A4: ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnvxirfkhbdpqgyjt 7142385690



(50)



N Continental intercalaire *(grès de Nubie)*

Pt Post-Tassilien

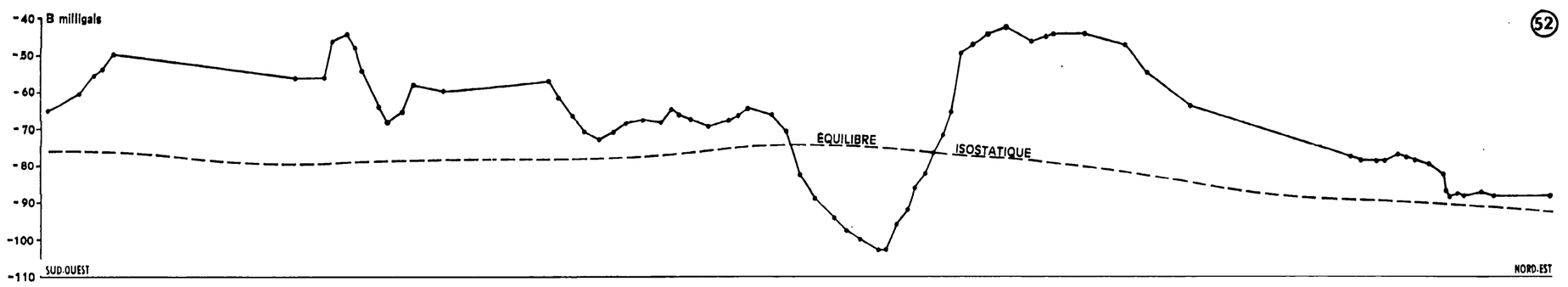
H Argiles et grès du Carbonifère

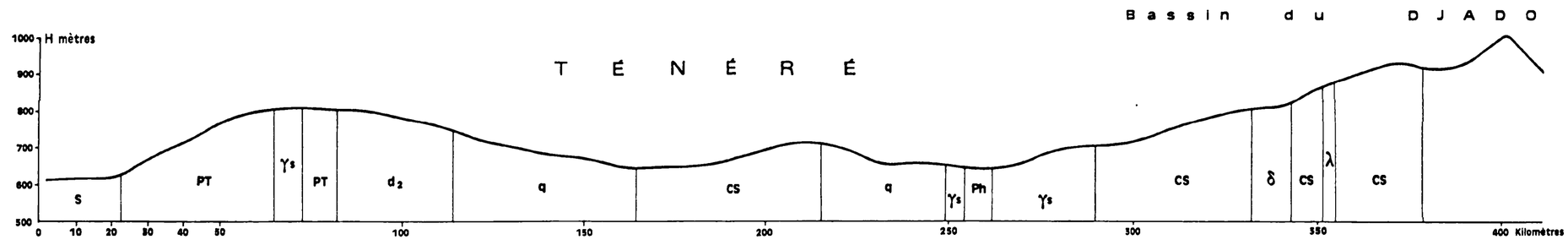
D Grès et argiles du Dévonien

CS Grès du Cambro-Silurien

Ph Pharusien

(52)





q Quaternaire

d_2 Grès du Dévonien

CS Grès du Cambro-Silurien

γs Granites syntectoniques

PT Série du Proche Ténéré *(conglomérats, schistes)*

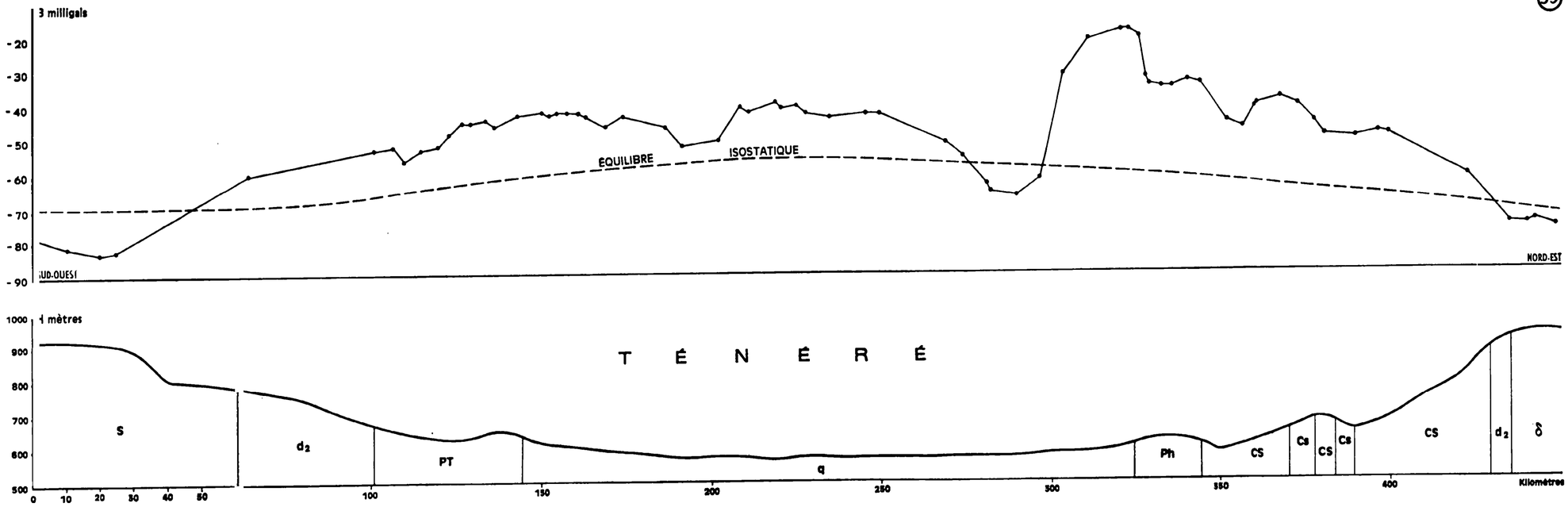
Ph Pharusien

S Suggarien

δ Dolérites post-siluriennes

λ Laves anté-siluriennes

(53)



q Quaternaire

Cs Grès de Séguédine *(Turonien,Sénonien)*

d_2 Grès du Dévonien

CS Grès du Cambro-Silurien

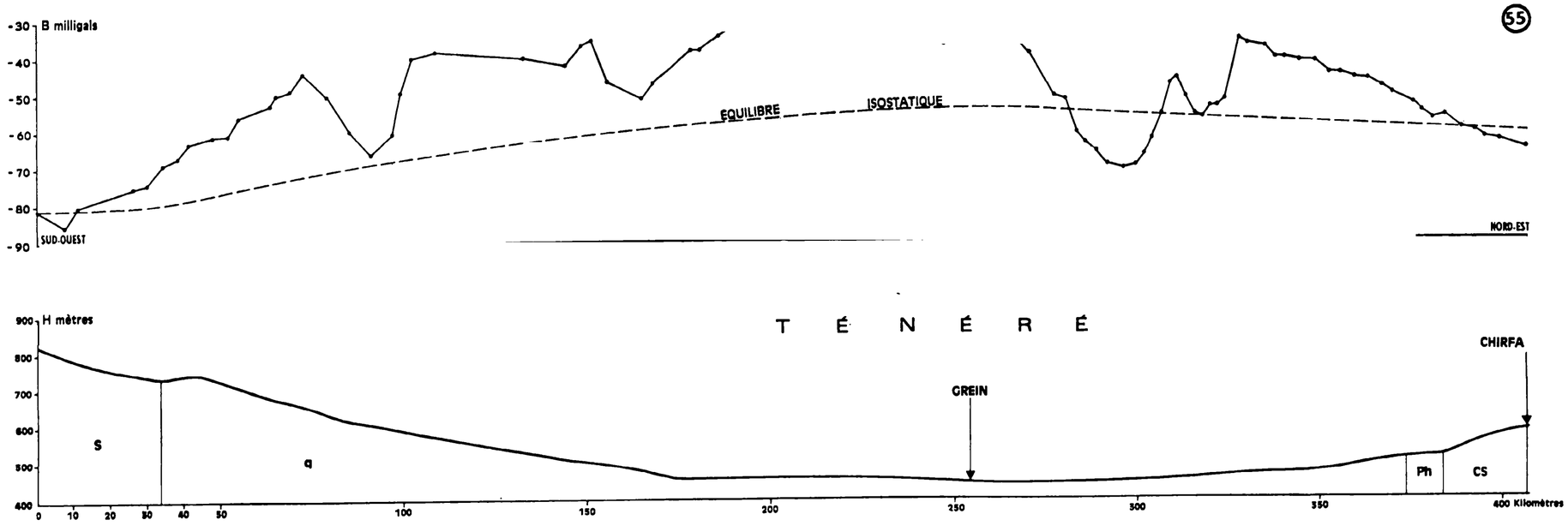
PT Série du Proche Ténéré *(conglomérats,schistes)*

Ph Pharusien

S Suggarien

δ Dolérites post-siluriennes

(55)



q Quaternaire

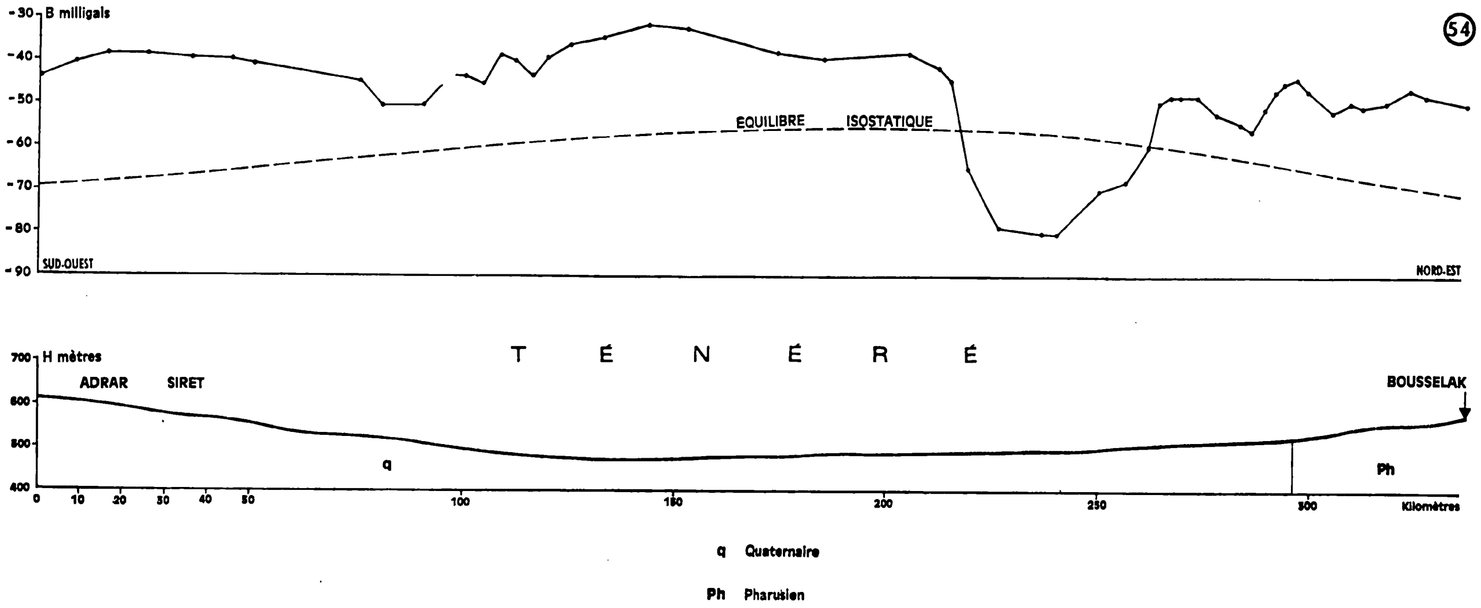
CS Grès du Cambro-Silurien

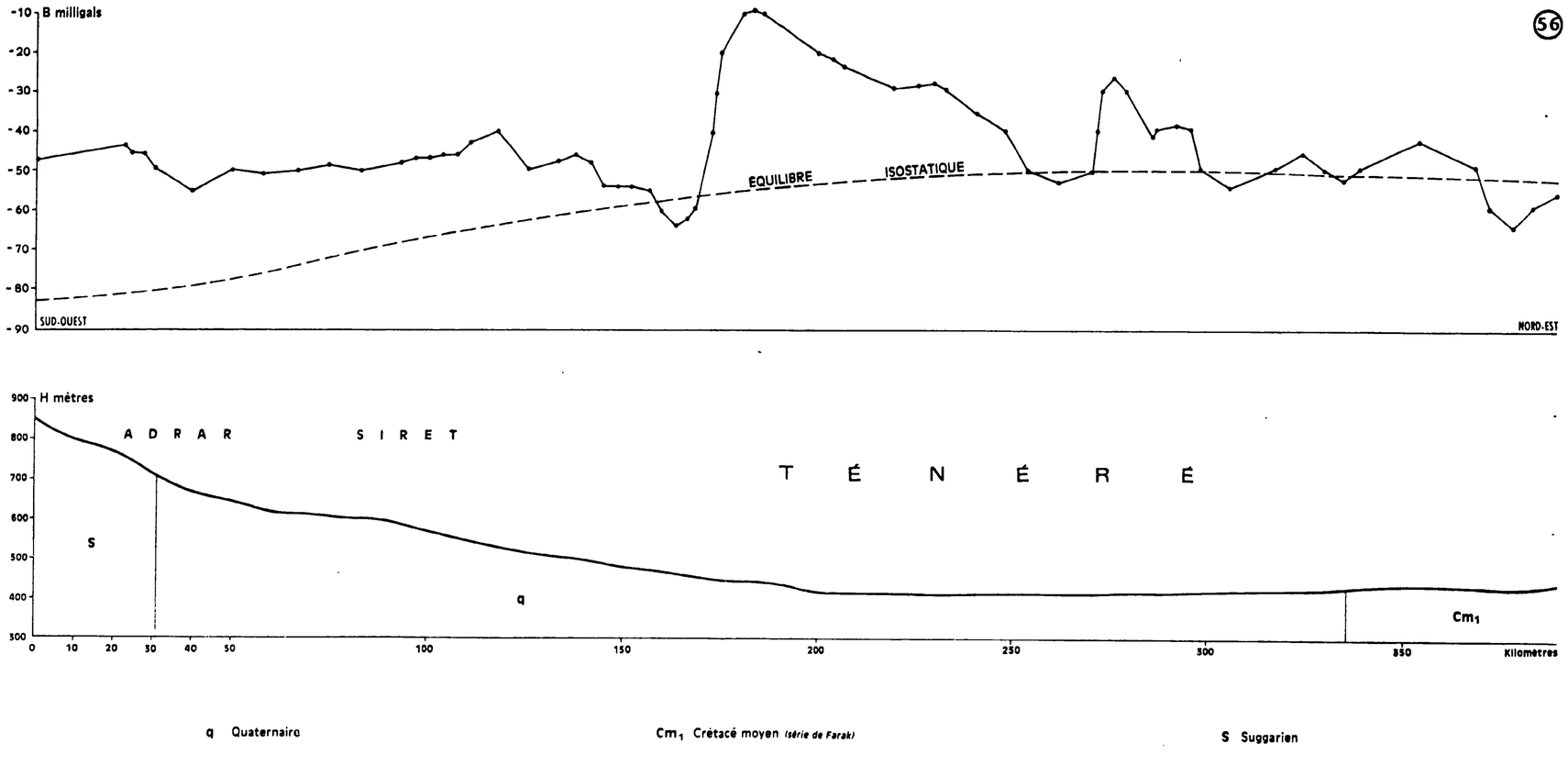
Ph Pharusien

S Suggarien

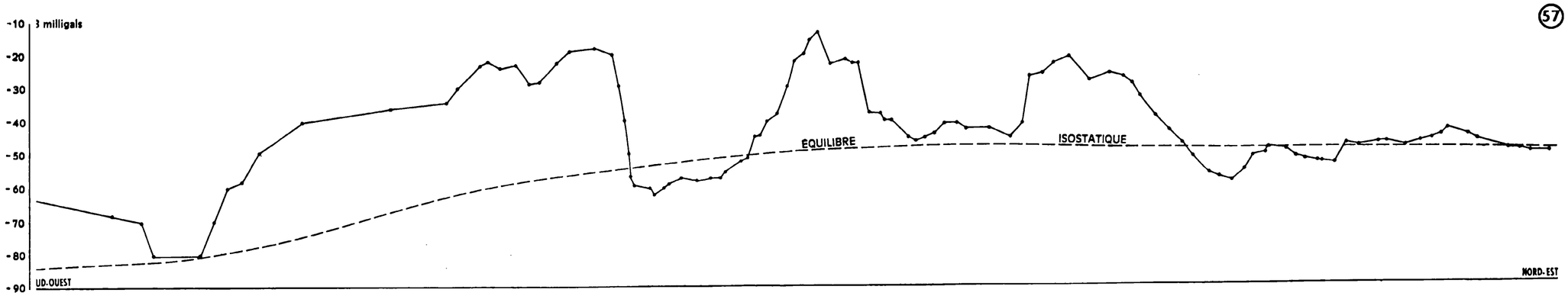
GAM-T-12 N° 60 073 DMT

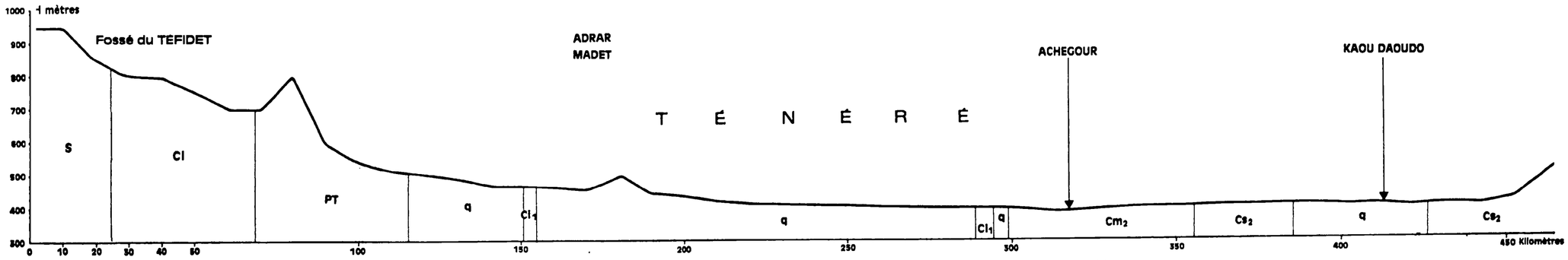
Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1:ABERPFTHLJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnuxirfkhbdpqgyjit 7142385690
Pour A2,A3,A4:ABERPFTHLJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnuxirfkhbdpqgyjit 7142385690





Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1: ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
Pour A2 A3 A4: ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
GAM-T-12
N° 60 073 DMT





q Quaternaire

Cs_2 Crétacé supérieur *(formation de Blima)*

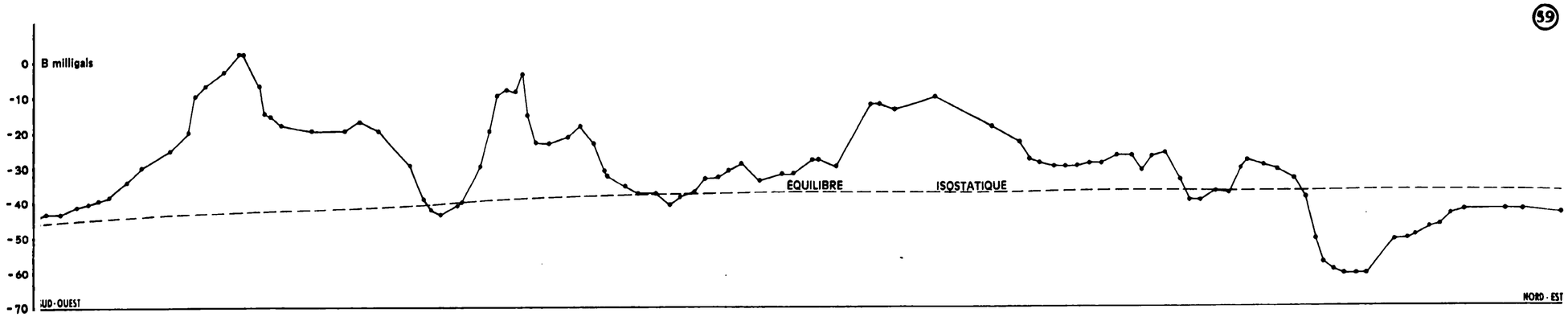
Cm_2 Cénomano-Turonien *(formations d'Alaniara, de Zoo Babe, de Kafra)*

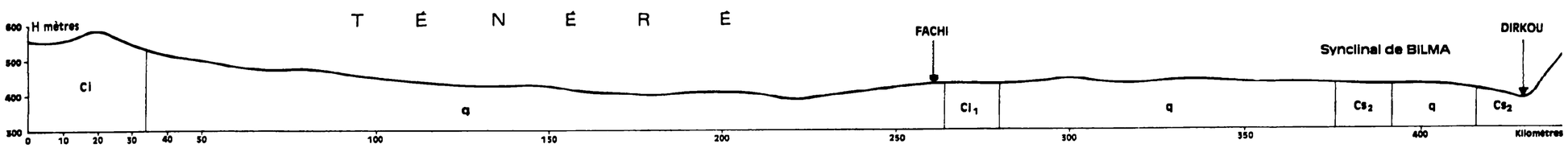
CI_1 Continental intercalaire *(grès d'Achegour)*

CI Continental intercalaire *(grès de Téguédi)*

PT Série du Proche Ténéré *(conglomérats,schistes)*

S Suggarien





q Quaternaire

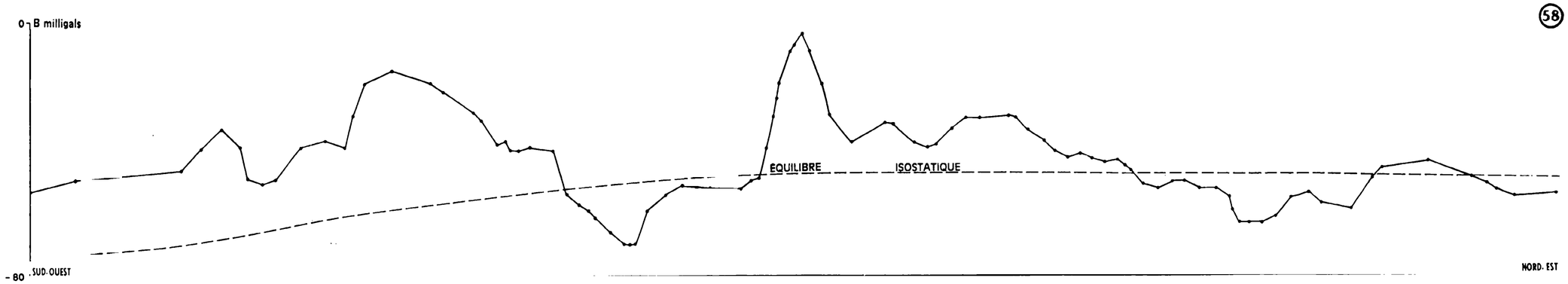
Cs_2 Crétacé supérieur *(formation de Blima)*

CI Continental intercalaire *(formation d'Echkar)*

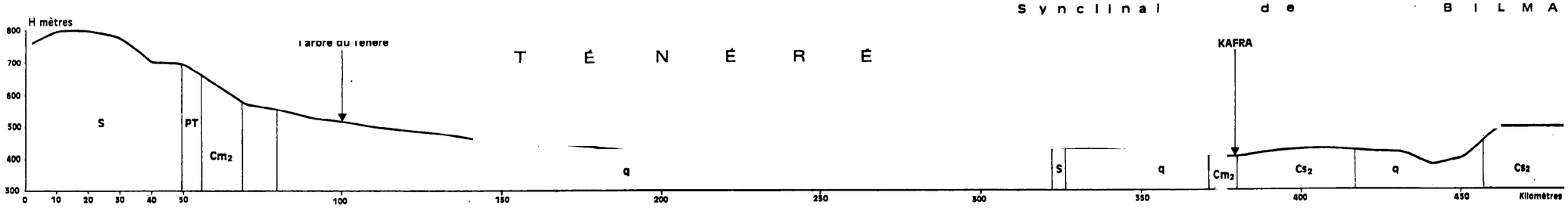
CI_1 Continental intercalaire *(grès d'Achegour)*

GAM-T-12
N° 60 073 DMT

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1 : ABERPFTHLIJDOCGOUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjit 7142385690
Pour A2 A3 A4 : ABERPFTHLIJDOCGOUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjit 7142385690



Synclinal de BILMA



q Quaternaire

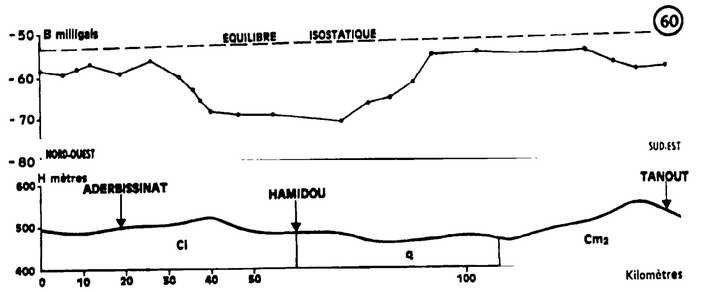
Cs2 Crétacé supérieur *(formation de Bilma)*

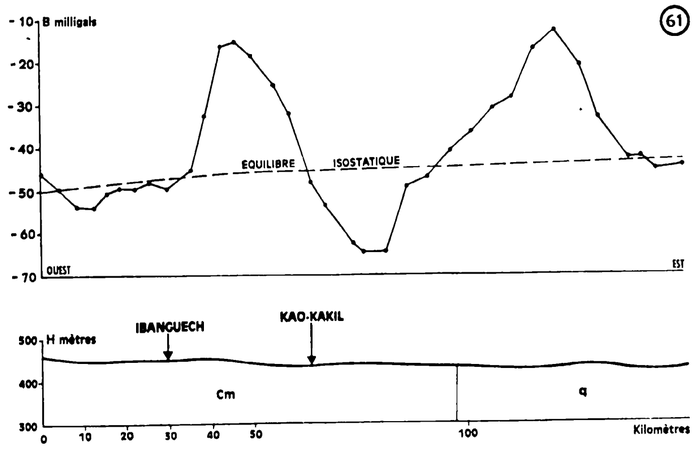
Cm2 Cénomano-Turonien *(formations d'Alanlara, de Zoo Baba, de Kafra)*

CI Continental intercalaire *(formation d'Echkar)*

PT Série du Proche Ténéré

S Suggarien





q Quaternaire

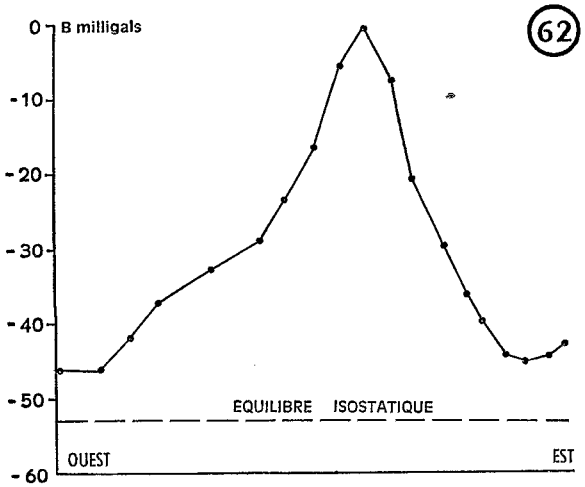
Cm Crétacé moyen marin

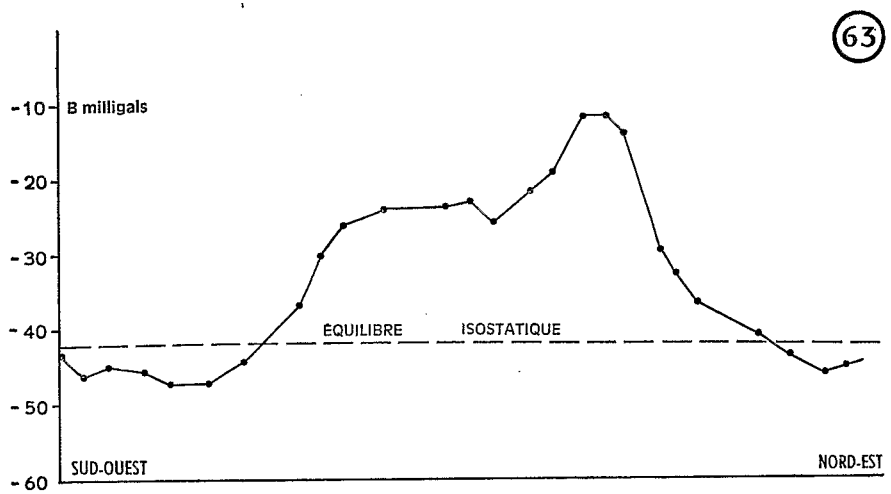
Cm2 Cénomano-Turonien *(formations d'Alanlara, de Zoo Baba)*

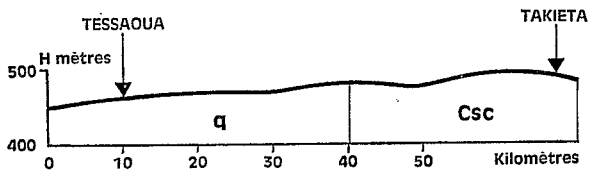
CI Continental intercalaire *(formation d'Echkar)*

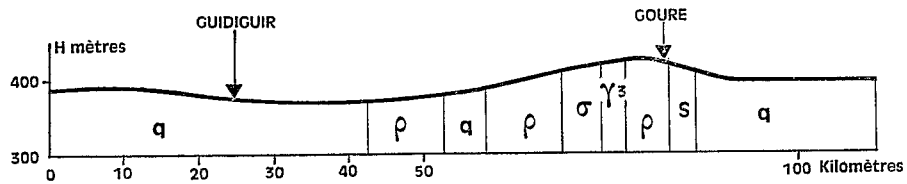
GAM-T-12 N° 60 073 DMT

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1 : ABERPFTHLIJDOCGOUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjt? 3142385690
Pour A2 A3 A4 : ABERPFTHLIJDOCGOUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjt? 3142385690









q Quaternaire

Csc Crétacé moyen et supérieur *(continental hamadien)*

S Suggarien

ρ Rhyolites

γ3 Younger granite

σ Syénites

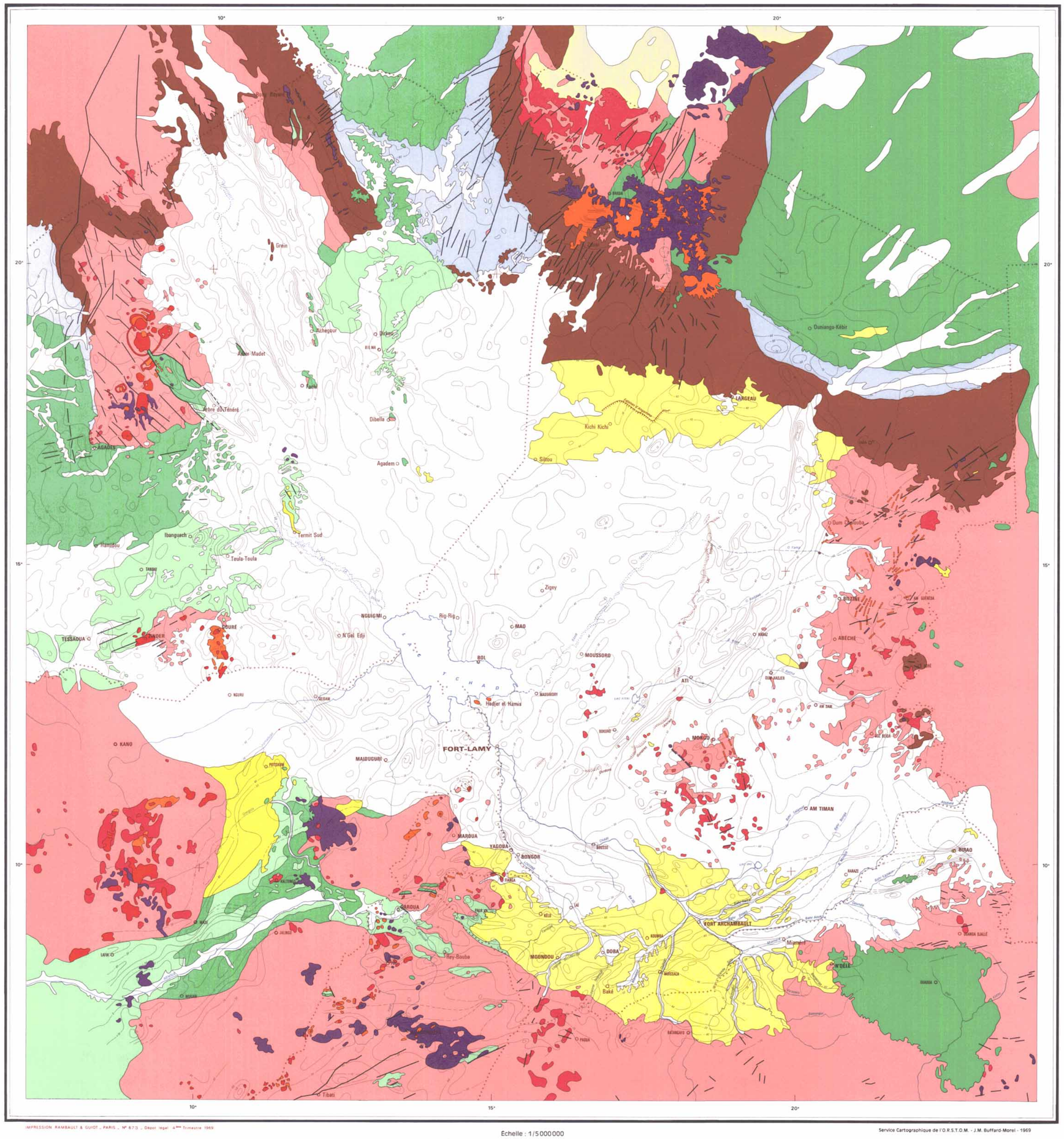
OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

ESQUISSE GÉOLOGIQUE ET GRAVIMÉTRIE DU BASSIN DU TCHAD

établie par P. LOUIS

Directeur de Recherches à l'O.R.S.T.O.M.

à l'aide des documents cités en références



LÉGENDE

FORMATIONS DE COUVERTURE

QUATERNAIRE

TERTIAIRE

- Continental terminal
- Eocène marin

SECONDAIRE

- Crétacé moyen et supérieur (généralement marin)
- Continental intercalaire

PRIMAIRE

- Carbonifère
- Cambro-Dévonien

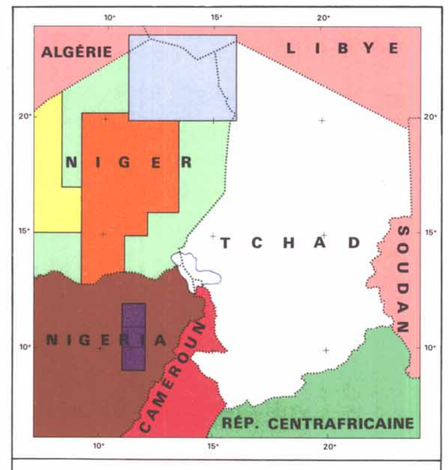
SOCLE PRÉCAMBRIEN

ROCHES INTRUSIVES ET VOLCANIQUES

- Roches intrusives post-tectoniques, série jeune (Younger Granites)
- Roches intrusives post-tectoniques anciennes
- Roches volcaniques basiques
- Roches filoniennes basiques (dolérite, basalte, microdiorite, microgabbro)
- Roches volcaniques acides
- Roches filoniennes acides (microgranite, rhyolite, pegmatite, aplite)
- Faille
- Isanomale de Bouguer de 10 en 10 milligals

RÉFÉRENCES

GÉOLOGIE _ Documents utilisés pour la cartographie



- J. GAZEL - 1956
- Bureau de Recherches de Pétrole - 1959
- Geological Survey of Nigeria - 1961
- H. FAURE - 1962
- A.S.C.A. - U.N.E.S.C.O. (1) (2)
- J.L. MESTRAUD - 1963
- F. JOULIA - 1965
- J.P. WOLFF - 1964
- Geological Survey of Nigeria - 1964
- J. GREIGERT et R. POUGNET - 1965

Cartographie des Younger Granites communiquée par R. BLACK - 1968

1 Carte pétrolière de l'Afrique - 1963
2 Carte tectonique internationale de l'Afrique - 1968

GÉOPHYSIQUE _ Les isanomales sont issues de la carte gravimétrique du Bassin du Tchad - Anomalies de Bouguer (d = 2,67) - O.R.S.T.O.M. - 1968

IMPRESSION RAMBAULT & GUIOT _ PARIS _ N° 673 _ Dépot légal 4ème Trimestre 1969

Service Cartographique de l'O.R.S.T.O.M. - J.M. Buffard-Morel - 1969

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

CARTE GRAVIMÉTRIQUE DU BASSIN DU TCHAD

ANOMALIES DE BOUGUER (d = 2,67)

dressée par **P. LOUIS**

Directeur de Recherches à l'O.R.S.T.O.M.

d'après les travaux effectués par

- L'OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER pour la REP. FED. du CAMEROUN, la REP. CENTRAFRICAINE, le NIGER et le TCHAD.
- THE GEOLOGICAL SURVEY OF NIGERIA et THE OVERSEAS GEOLOGICAL SURVEYS (LONDON) pour la FED. du NIGERIA.

LÉGENDE

Base gravimétrique du réseau MARTIN ..... LARGEAU**

Base gravimétrique secondaire ..... ABÉCHÉ*

Station gravimétrique .....

Isanomale de 10 en 10 milligals .....

– 150 à – 120 milligals	– 90 à – 80 milligals	– 50 à – 40 milligals	– 10 à 0 milligals
– 120 à – 110 milligals	– 80 à – 70 milligals	– 40 à – 30 milligals	0 à + 10 milligals
– 110 à – 100 milligals	– 70 à – 60 milligals	– 30 à – 20 milligals	+ 10 à + 20 milligals
– 100 à – 90 milligals	– 60 à – 50 milligals	– 20 à – 10 milligals	+ 20 à + 30 milligals

Pour les références et la localisation de la zone étudiée se reporter à la carte des anomalies isostatiques

Pour permettre le raccord des isanomales, les mesures effectuées en NIGERIA dans le système O.G.S. (Overseas Geological Surveys, London) ont été converties dans le Système O.R.S.T.O.M.

Echelle : 1/3 000 000

0 30 60 90 120 150 180 210 240 270 300 Km

Service Cartographique de l'O.R.S.T.O.M. - J. M. Buffard-Morel - 1968

IMPRESSION RAMBAULT & GUIOT - PARIS — N° 6401 - Dépôt légal 1er Trimestre 1969

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

CARTE GRAVIMÉTRIQUE DU BASSIN DU TCHAD

ANOMALIES ISOSTATIQUES

HYPOTHÈSE D'AIRY (30 km)

dressée par **P. LOUIS**

Directeur de Recherches à l'O.R.S.T.O.M.

d'après les travaux effectués par les Missions géophysiques de l'O.R.S.T.O.M. de 1960 à 1967

LEGENDE

Base gravimétrique du réseau MARTIN ..... **LARGEAU****

Base gravimétrique secondaire ..... **ABÉCHÉ***

Station gravimétrique .....

Isanomale de 10 en 10 milligals ..... -40

- 60 à - 50 milligals	- 30 à - 20 milligals	+ 10 à + 20 milligals	+ 50 à + 60 milligals
- 50 à - 40 milligals	- 20 à - 10 milligals	+ 20 à + 30 milligals	+ 60 à + 70 milligals
- 40 à - 30 milligals	- 10 à 0 milligals	+ 30 à + 40 milligals	+ 70 à + 80 milligals
	0 à + 10 milligals	+ 40 à + 50 milligals	

DOCUMENTS UTILISES POUR L'ÉTABLISSEMENT DES CARTES

I - FONDS TOPOGRAPHIQUES COMMUNS

Assemblage des coupures de la CARTE AERONAUTIQUE DU MONDE à 1/1000000 O.A.C.I.

II - DONNEES GRAVIMETRIQUES

A - Anomalies de Bouguer.

- CARTE GRAVIMETRIQUE DU NIGER à 1/1000000 (5 coupures) publiée par l'O.R.S.T.O.M. en 1967.
- CARTE GRAVIMETRIQUE DU TCHAD à 1/1000000 (6 coupures) publiée par l'O.R.S.T.O.M. en 1968.
- Documents O.R.S.T.O.M. non encore publiés pour la REP. FED. du CAMEROUN et la REP. CENTRAFRICAINE.
- BOUGUER GRAVITY CONTOURS "BENUE VALLEY" - 1/500000 published by Directorate of OVERSEAS SURVEYS for the NIGERIA GOVERNMENT - 1962.
- BOUGUER GRAVITY CONTOURS "CHAD BASIN S.W." - 1/500000 published by Directorate of OVERSEAS SURVEYS for the NIGERIA GOVERNMENT - 1963.

Ces deux dernières cartes ont été utilisées avec les autorisations du Gouvernement de la FEDERATION DU NIGERIA et de la Direction des OVERSEAS GEOLOGICAL SURVEYS (London).

B - Anomalies isostatiques.

En vue du calcul de ces anomalies une carte des altitudes moyennes a été établie à partir :

- des documents altimétriques existants ;
- des altitudes des stations gravimétriques déterminées par nivellement barométrique.

Les données concernant le NIGER sont issues d'une carte à 1/1000000 inédite établie par J. RECHENMANN, Directeur de Recherches à l'O.R.S.T.O.M.

CARTE DE SITUATION

Échelle : 1/3 000 000

0 30 60 90 120 150 180 210 240 270 300 Km

IMPRESSION RAMBAULT & GUIOT – PARIS – N° 650 – Dépot légal – 1er Trimestre 1969

Service Cartographique de l'O.R.S.T.O.M. - J. M. Buffard-Morel - 1968