

J. RECHENMANN

**MESURES GRAVIMÉTRIQUES
DANS LE TANEZROUFT ORIENTAL
(ALGERIE)**

Notice explicative de la carte gravimétrique
du Tanezrouft oriental (1/500.000)

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

**MESURES GRAVIMETRIQUES
DANS LE TANEZROUFT ORIENTAL
(ALGERIE)**

CENTRE DE RECHERCHES SUR LES ZONES ARIDES

SERIE : GEOLOGIE

N° 17

MESURES GRAVIMÉTRIQUES

DANS LE TANEZROUFT ORIENTAL

(ALGERIE)

Notice explicative de la carte gravimétrique

du Tanezrouft oriental (1/500.000)

PAR

J. RECHENMANN

Directeur de Recherches ORSTOM

EDITIONS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

15, QUAI ANATOLE-FRANCE — PARIS VII^e

1973

ERRATA

- p. 3, ligne 8 : lire "l'opiniâtré" au lieu de "l'opiniâtrité"
- p. 11, ligne 11 : lire C_z eu lieu de G_z
- p. 13, ligne 9 : lire différences au lieu de différents
- p. 19, ligne 1 : lire $G_0 = \dots 0,000\ 0059 \sin^2 2L$) au lieu de $\sin^2 L$)
5 : lire $G_0 = \dots 0,000\ 0022 \sin^2 2L$) au lieu de ... $0,000\ 0059 \sin^2 2 L$)
- p. 20, § B ligne 1 : lire "pesanteur observée en un point ..." au lieu de "pesanteur en un ..."
- p. 25, ligne 1 : lire "isanomales" au lieu de "isonomales" et "isanomalies"
- p. 33, calcul annexe, lire : $ds = k (L - l)$ au lieu de $ds = k (L - 1)$
- p. 34, 2, 7e ligne : lire "correction fonction de" au lieu de "correction fraction de ..."
- p. 37, ligne 13 : lire $4,8 \cdot 10^5$ MT au lieu de : $4,8 \cdot 105$ Mt
- p. 38, légende fig. 4, 5e caisson : quadrillé au lieu de barré horizontal
- p. 39, ligne 24 : lire 5.000 m au lieu de 500 m
- p. 45, ligne 3 : lire "Nous réservons la carte des anomalies de Bouguer à l'étude des anomalies locales ..." au lieu de "Nous réservons la carte des anomalies locales ..."
- p. 46, ligne 30 : lire "sont structuralement ..." au lieu de "sont structurelement ..."
- p. 62, ligne 7 : lire "On peut considérer ..." au lieu de "On peut donsidérer ..."
- Bibliographie, lire CRENNE Y. 1956 au lieu de CREN Y. 1956.

La carte gravimétrique de reconnaissance du "Tanezrouft oriental" publiée aujourd'hui représente l'aboutissement d'un projet préparé à Alger en 1965-1966. C'est, en effet, à la suite des travaux géologiques réalisés sur le Hoggar et les Eglabs et après examen des itinéraires gravimétriques de l'Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'Alger effectués entre 1963 et 1966 qu'il avait paru intéressant d'envisager un levé gravimétrique systématique de reconnaissance du Tanezrouft oriental. Un tel levé avait été inclus dans un projet d'études géologiques et géophysiques accepté par le C.N.R.S. en 1966 (R.C.P. 130). Mais pour des raisons diverses la campagne gravimétrique prévue n'était pas réalisée tandis que les travaux géologiques se déroulaient normalement.

C'est en 1970 que l'affaire était relancée, grâce à l'opiniâtreté de M. MARÇAIS, dans le cadre d'une opération commune du Centre de Recherches des Zones Arides (C.R.Z.A.), de l'Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'Alger (I.M.P.G.A.) et de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (O.R.S.T.O.M.). Ce n'est qu'à la fin de l'année 1971 qu'elle put débuter sous l'égide de l'Organisme de Coopération Scientifique franco-algérien (O.C.S.) grâce à l'intervention des directeurs successifs de l'I.M.P.G.A., MM. HENNI puis TEFIANI. En particulier M. TEFIANI permit de lever in extremis les dernières difficultés d'ordre douanier.

Les opérations sahariennes sont coûteuses et c'est la mise en commun des moyens de divers participants qui a facilité la réalisation de celle-ci. Le C.R.Z.A., pour sa part, prit en charge les frais de voyage du personnel scientifique jusqu'à la base de départ de Béni-Abbès, fournit les véhicules avec leur chauffeur et couvrit les frais de déplacement des personnels ainsi que les frais de fonctionnement de la mission. Le carburant était fourni par l'I.M.P.G.A. qui par ailleurs assurait à Alger les liaisons administratives et techniques. L'O.R.S.T.O.M. affectait à l'opération un géophysicien, chef de mission, M. RECHENMANN et deux prospecteurs, MM. MISSEGUE et VILLENEUVE, avec le matériel scientifique nécessaire (gravimètres, magnétomètres à proton, microaltimètres). Ce personnel, très expérimenté, qui avait effectué antérieurement de très nombreux levés analogues au sud du Sahara, réalisa d'ailleurs le programme proposé en un minimum de temps. Ceci fut facilité par l'appui efficace de la SONAREM. Deux prospecteurs de cette Société ont d'ailleurs profité de cette mission pour se former au travail de gravimétrie de reconnaissance et l'un d'entre eux M. K. SAIDANI y resta suffisamment longtemps pour y jouer un rôle efficace. Cette très souhaitable collaboration a pu se réaliser grâce, en particulier, à l'intérêt que le chef géophysicien de la SONAREM, M. BABA AHMED a porté à cette étude.

L'opération a abouti à un document cartographique intéressant qui mériterait d'être étendu aux secteurs voisins. Nous pensons qu'également certains des problèmes posés par l'interprétation de la carte gravimétrique présentée ici gagneraient à être étudiés par d'autres méthodes, par de grands profils sismiques (sismique réfraction) sûrement, et peut-être par certaines méthodes électriques et magnétiques. Il serait souhaitable que de telles opérations puissent aboutir dans l'avenir. Une formule de coopération entre plusieurs organismes serait probablement dans ce cas encore, la plus favorable à leur réalisation. L'I.M.P.G.A. aura alors la possibilité d'affecter à ces nouveaux programmes des géophysiciens algériens. Ceci n'ayant pas été possible cette fois, c'est à M. RECHENMANN qu'il a été demandé, après avoir préparé la carte, de rédiger la notice qui la commente et d'indiquer quelques interprétations possibles pour les anomalies. Ce travail a été fait en liaison étroite avec les géologues du C.R.Z.A. et en particulier avec R. CABY qui avait étudié antérieurement ce secteur. Il y a eu là un réel effort de liaison entre géologie et géophysique, voie dans laquelle la Direction du C.N.R.S. souhaite d'ailleurs voir s'engager le C.R.Z.A. Mais il est bien évident, toujours dans ce domaine, qu'un tel travail ne peut être définitif et qu'il devra être repris si d'autres méthodes apportent des éléments nouveaux ou si de nouvelles hypothèses géologiques concernant ces régions voyaient le jour. Toutefois, sous sa forme actuelle, il propose certaines interprétations qui souvent confirment et complètent la géologie mais qui posent aussi de nouveaux problèmes et il semble que ce ne soit pas là son moindre intérêt.

J. FABRE - P. LOUIS

INTRODUCTION

Cette note présente les résultats des levés gravimétriques et magnétiques effectués en Algérie de Décembre 1971 à Mars 1972 dans les régions d'ADRAR et du TANEZROUFT oriental dans le cadre d'une opération organisée conjointement par le CRZA (1), l'IMPGA (2) et l'ORSTOM (3).

Cette première campagne géophysique dans le Tanezrouft oriental se proposait d'apporter l'appui de la gravimétrie à la résolution de difficiles problèmes de géologie structurale, posés par le bouclier touareg et son contact avec le craton ouest africain.

On rappellera brièvement comment les travaux ont été conduits sur le terrain, ainsi que la méthode de calcul des anomalies de Bouguer. Calculées pour une densité de 2,67, ces anomalies sont représentées sur une carte au 1/500.000. Les isonomales sont tracées de 5 en 5 milligals à partir des valeurs des anomalies aux stations de mesures. Un carton indique les corrections isostatiques (Airy, 30 km) qui permettent de calculer en chaque point l'anomalie isostatique correspondante.

Les anomalies isostatiques tracées de 5 en 5 milligals, calculées dans l'hypothèse d'Airy, 30 km, font l'objet également d'une carte au 1/500.000 sur laquelle a été reporté en outre un fond géologique simplifié.

On trouvera ensuite, après une présentation de la géologie de cette région des considérations générales sur les cartes gravimétriques, les relations qui peuvent être établies entre les anomalies gravimétriques et la géologie.

On notera enfin que cette campagne complète les quelques itinéraires espacés qui avaient été effectués dans le nord-ouest de l'Ahaggar par l'Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'ALGER (J.N. DELATTRE, B. CLAVE de OTAOLA, 1971), et qu'elle constitue une étape vers la couverture gravimétrique du Sud Algérien qui permettrait d'intéressantes comparaisons avec celle des pays limitrophes (Niger, Mali, Mauritanie) où elle a déjà été réalisée en grande partie.

(1) CRZA : Centre de Recherches sur les Zones Arides (Laboratoire du Centre National de la Recherche Scientifique) Montpellier.

(2) IMPGA : Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'ALGER.

(3) ORSTOM : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer.

CHAPITRE I

PROGRAMME, METHODES DE TRAVAIL ET TRAVAUX REALISES

A – Programme des travaux

Deux régions ont été étudiées :

L'une, petite, à l'Ouest d'ADRAR, caractérisée par la présence d'un petit affleurement de craton, pour servir de comparaison au levé du TANEZROUFT où le craton est masqué en grande partie, sauf à l'Ouest d'OUALLEN, par les couvertures quaternaires. Des mesures magnétiques complètent un profil gravimétrique de détail effectué en travers du petit affleurement de craton.

L'autre est celle du TANEZROUFT oriental. Le levé de cette région, plus étendue que celle d'ADRAR, couvre d'Ouest en Est la bordure du craton, le rameau Ouest de la "chaîne pharosienne", le môle IN OUZZAL (fragment de craton) et déborde largement sur le rameau central de la même chaîne. Des profils magnétiques ont été exécutés dans quelques secteurs particuliers.

B – Moyens

Les moyens mis en œuvre pour mener à bien la campagne de mesures ont été les suivants :

Sous la direction scientifique de P. LOUIS (1), la mission placée sous la responsabilité et la conduite de J. RECHENMANN (2) comprenait :

- MM. F. MISSEGUE (3) et C. VILLENEUVE (4), Agents techniques de l'ORSTOM.
- 3 chauffeurs mécaniciens, 1 manœuvre, 1 cuisinier du Centre de BENI-ABBES (CRZA).

A la demande de la Société Nationale de Recherches et d'Exploitations Minières (SONAREM) d'Algérie, un prospecteur, K. SAIDANI, a été adjoint à la mission ; il s'est initié aux méthodes pratiquées par l'équipe géophysique de l'ORSTOM et a participé aux levés gravimétriques de reconnaissance.

La mission disposait pour les mesures gravimétriques et altimétriques de :

- 2 gravimètres "Worden", type Master, n° 600 et 660.
- 4 altimètres "Wallace-Tiernan".

(1) P. LOUIS, Maître de Conférences à l'Université de MONTPELLIER.

(2) J. RECHENMANN, Directeur de Recherches ORSTOM, Centre de TANANARIVE.

(3) F. MISSEGUE, Agent Technique ORSTOM, Centre de TANANARIVE.

(4) C. VILLENEUVE, Agent Technique ORSTOM, PARIS.

et pour les mesures magnétiques de :

- 2 magnétomètres protoniques “Elsec” n° 123 et 138.

Ces équipements ont été mis, par l'ORSTOM, à la disposition de la mission.

3 Land Rover et 1 camion Power wagon 1200 kg avec remorque, véhicules tous terrains, complétaient l'équipement de la mission.

C – Méthodes de travail

Les méthodes de travail de terrain ont été celles que les missions géophysiques de l'ORSTOM ont affinées au cours des levés gravimétriques de reconnaissance des pays francophones d'Afrique occidentale et équatoriale réalisés depuis 1956.

Ces méthodes sont axées principalement sur le levé à la boussole des itinéraires, les distances étant déterminées à l'aide des compteurs des voitures, et sur le niveling barométrique. Elles ont l'avantage d'être rapides, suffisamment précises et de ne demander que peu de moyens (en particulier elles n'exigent pas d'équipes topographiques). On notera toutefois que la densité des stations a été augmentée par rapport à celle des levés effectués précédemment en Afrique, elle est ici d'une par 40 km² environ, soit 300 au lieu de 100 habituellement en moyenne par degré carré, en ne tenant pas compte des profils de détail sur lesquels les stations sont faites de kilomètre en kilomètre. Dix pour cent des stations ont été réoccupées une ou plusieurs fois.

D – Travaux réalisés

Au total, 2.270 stations gravimétriques et 220 mesures magnétiques ont été exécutées, couvrant une surface d'environ 7,5 degrés carrés, soit 84.000 km².

a - Région d'ADRAR

Le levé de cette région comprend 290 stations gravimétriques calées sur la base d'ADRAR et couvre un peu moins de 0,7 degré carré (7.500 km²). Un profil de 50 km de long, orienté WSW-ENE, c'est-à-dire perpendiculairement à la direction des lignes tectoniques, à la hauteur du DJEBEL HEIRANE où se situe le petit affleurement de craton, comporte des mesures gravimétriques et magnétiques tous les kilomètres.

b - Région du TANEZROUFT oriental

Le levé de cette région comprend 1.980 stations gravimétriques et couvre environ 6,8 degrés carrés (76.500 km²). Les mesures gravimétriques sont rapportées à la base située à la Balise 250, embranchement d'OUALLEN, sur la piste ADRAR-GAO.

Dix profils ont été effectués d'une façon détaillée :

- un profil de 64 km, orienté WSW, allant de l'Est d'OUALLEN à la piste du TANEZROUFT, ne comporte que des mesures magnétiques tous les kilomètres.
- huit profils rayonnant en étoile à partir du centre de l'intrusion basique circulaire au Sud du TASSENDJANET, comportent des mesures gravimétriques tous les kilomètres. Les profils nord-

sud et est-ouest comportent de plus des mesures magnétiques. Ces huit profils ont en moyenne 30 à 40 km de longueur.

– un profil de mesures gravimétriques et magnétiques tous les kilomètres de 32 km de long, orienté SW-NE, à l'Ouest du TAOUDRART.

CHAPITRE II

MESURES, CALCUL DES ANOMALIES ET PRECISIONS DES RESULTATS

A – Anomalies de Bouguer

1 - Définition

Le premier document établi à partir des résultats des mesures est cartographié en “anomalies de Bouguer”.

On définit par anomalie de Bouguer en un point, la différence entre la valeur de la pesanteur observée, corrigée de l’altitude et du relief, et la valeur calculée au point correspondant de la surface de l’ellipsoïde de référence. Elle est donnée par :

$$- B = (G + Cz + T) - G_0$$

où : G : valeur observée de la pesanteur corrigée des effets luni-solaires. Elle dépend de la valeur de pesanteur choisie au point de départ du réseau de mesures.

G_z : correction qui est fonction de l’altitude de la station et de la densité des terrains.

T : correction de relief qui tient compte des variations de la topographie autour de la station.

G₀ : valeur théorique de la pesanteur au point de l’ellipsoïde de référence correspondant à la station.

On sait que la correction Cz comprend deux termes et peut s’écrire :

$$Cz = 0,3086 \cdot Z - 0,0419 \cdot dZ$$

Cette correction est donnée en milligals quand Z est exprimé en mètres.

Le premier terme ne tient compte que de la distance Z entre le point de mesure et le niveau de référence. Cette correction est dite de “Faye” ou à “l’air libre”. Elle est positive si le point de mesure est au-dessus du niveau de référence.

Le deuxième terme tient compte de l’attraction qu’exerce au point de mesure la couche de terrain de densité d et d’épaisseur Z. Cette correction négative est appelée correction de “plateau”.

La somme de ces corrections (de “Faye” et de “plateau”) et de celle de “relief” qui tient compte de la topographie et qui se calcule à l’aide d’abaques, constitue la correction de “Bouguer”.

Les corrections précédemment définies conduisent à la notion d'anomalies :

- Anomalie de “Bouguer”, si l'on applique la correction de Bouguer,
- Anomalie à “l'air libre” (ou de “Faye”) si l'on ne tient compte que de la correction de Faye ou à l'air libre.

L'anomalie de Bouguer ainsi définie et calculée en chaque station, nous pouvons interpoler des valeurs entre les stations de mesures et tracer des cartes donnant ces valeurs sous forme de courbes isogrammes. Nous verrons que le tracé de ces courbes ne présente aucune relation avec la topographie à condition du moins que la densité ait été bien choisie.

Nous allons examiner successivement les différents facteurs qui interviennent dans le calcul de l'anomalie de Bouguer et sur sa précision.

2 - Mesure de la pesanteur et précision

En premier lieu, les mesures de la pesanteur au moyen de gravimètres sont des mesures relatives qui nécessitent la connaissance de deux éléments :

- une base d'étalonnage qui permet de définir en milligals l'échelle de lecture du gravimètre,
- une valeur de référence de la pesanteur au point de départ du réseau de mesures.

a - Etalonnage des gravimètres

Les deux gravimètres utilisés, des “Worden”, type Master, n° 600 et 660, ont été étalonnés en Octobre 1971 sur la base MARLY-CROISSY, établie par le BRGM et habituellement utilisée depuis. Cette base présente une différence de 32,86 milligals.

L'étalonnage a donné les valeurs d'échelle suivantes :

- pour le Worden 600 ----- 1,0047 mgal par division du cadran de lecture
- pour le Worden 660 ----- 0,8592 mgal par division du cadran de lecture.

Mentionnons que les étendues de mesures de ces gravimètres sans changement de zone sont respectivement de 220 et 190 milligals et que le système de thermostatisation n'a pas été utilisé.

b - Stations de référence

Les valeurs observées de la pesanteur ont été calées approximativement sur le réseau LAGRULA (J. LAGRULA, 1959).

La station de référence qui a été utilisée pour le levé de la région d'ADRAR a été établie à la borne de nivellation IGN N° 33, pour laquelle on a adopté la valeur de la pesanteur de 979074,6 milligals. Cette valeur a été déterminée par la réoccupation approximative de la station n° 1524 du réseau LAGRULA (embranchement de BENI-ABBES, repères disparus, sur la route BECHAR-ADRAR) qui se trouve à plus de 400 km au nord d'ADRAR.

La station de référence pour le levé de la région du TANEZROUFT oriental a été établie à la borne de nivellation IGN n° 83 située à la Balise 250 sur la piste ADRAR-GAO. C'est à peu de chose près, l'emplacement de la station n° 1987, "embranchement d'OUALLEN", du réseau LAGRULA. La valeur de la pesanteur adoptée est de 978836,3 milligals.

L'exécution de ce levé nous a amenés à réoccuper la base de Bidon 5. Cette station avait été précédemment occupée d'une part par J. LAGRULA à partir d'ALGER et d'autre part par Y. CRENN à partir de DAKAR. Y. CRENN avait trouvé une valeur inférieure de 1,5 mgal à celle de J. LAGRULA. Nous avons trouvé 2,7 mgal de moins que J. LAGRULA.

Ces différents soulèveront un délicat problème quand il s'agira de rattacher les futurs levés à ceux déjà existants, aussi bien en Algérie que dans les pays limitrophes.

Il sera donc nécessaire de prévoir l'exécution dans les régions sahariennes d'un réseau secondaire calé sur le réseau J. MARTIN (F. DUCLAUX et al., 1954) qui englobera les stations de base de ces régions.

c - Précisions sur les mesures de la pesanteur

Les stations sont distantes de 3 km sur des profils espacés de 15 à 20 km. Les recouplements ont été suffisamment nombreux et fréquents pour permettre de donner une estimation de l'erreur probable :

- de l'ordre de 0,2 mgal entre deux points voisins,
- de l'ordre de 0,3 à 0,4 mgal entre un point quelconque et le point de réoccupation le plus proche.

Une erreur systématique due à un défaut d'étalonnage pourrait éventuellement s'y ajouter. Mais elle serait de toute façon minime, car la variation du champ de pesanteur est au maximum de 220 mgals dans la zone de travail du TANEZROUFT. La pesanteur décroît du Nord vers le Sud-Est : en effet, la latitude décroît d'environ 120 minutes et l'altitude croît d'environ 350 mètres, ces deux facteurs contribuant à une diminution de la pesanteur. Aussi une erreur de 1/1000 sur la valeur d'échelle conduirait à une erreur de 0,2 mgal.

3 - Correction de Bouguer

Nous avons vu précédemment que la correction de Bouguer est la somme des corrections à l'air libre et de plateau $C_z = (0,3086 - 0,0419.d).Z$ et de la correction de relief T . Le calcul de cette correction nécessite donc de connaître l'altitude Z de la station, de choisir une densité d'heureuse et aussi la connaissance du relief de la région avoisinant la station de mesure.

a - Altitude des stations

Les altitudes des stations sont déterminées par nivellation barométrique.

L'altitude d'une station a été obtenue par différence entre la valeur lue sur l'altimètre au point et à l'instant de la mesure gravimétrique et la valeur relevée à cet instant sur la courbe de la variation de la pression atmosphérique relevée au camp de base, courbe obtenue en interpolant les valeurs pointées à intervalles réguliers (toutes les demi-heures).

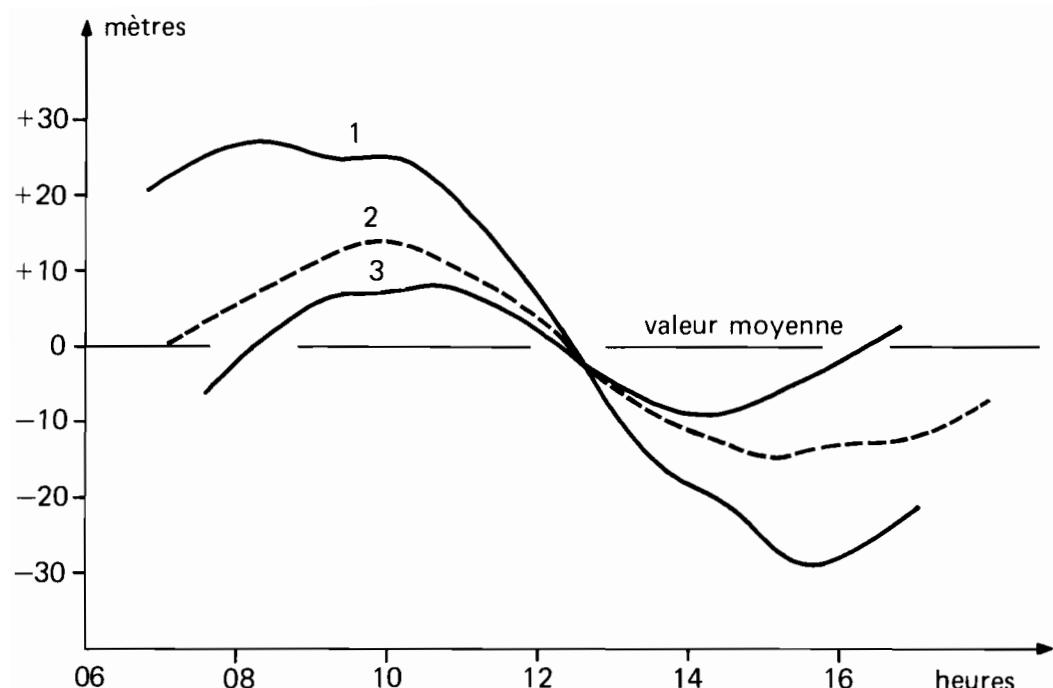


Fig. 1 - "Marée barométrique" enregistrée au camp de base pour une journée à forte (1), moyenne (2), faible (3) variation.

A l'occasion d'une halte de plus longue durée (de midi ou de nuit), plusieurs lectures de l'altimètre ont permis une meilleure détermination de l'altitude du point considéré.

Il n'a pas été effectué de corrections relatives par exemple aux différences de températures ou d'hygrométrie entre base et station.

L'amplitude de la marée barométrique, écart entre le maximum entre 9 h et 10 h du matin et le minimum vers 15 h, équivaut en moyenne à une dénivellation d'une trentaine de mètres. Exceptionnellement elle peut atteindre certains jours 60 à 70 mètres.

A titre d'exemple, les corrections de la pression atmosphérique exprimée en mètres de dénivellation (les altimètres étant gradués en mètres) relevées au camp de base pour une journée à variation forte (1), moyenne (2) et faible (3) sont représentées sur la figure 1.

Il est évident que cette méthode est loin d'être parfaite, que la précision dépend, entre autres, du gradient isobarique dont nous verrons plus loin l'influence. C'est pourquoi l'éloignement des stations du camp de base ne dépassait pas une centaine de kilomètres.

De toutes façons, dans les régions désertiques on pouvait valablement supposer que le gradient isobarique restait faible sur une assez grande distance, surtout en saison sèche, ce que l'expérience a confirmé.

Précision sur la détermination des altitudes

L'expérience a montré que l'erreur de dénivellation entre deux points voisins d'un profil est inférieure à 2 à 3 mètres, ce qui entraîne une incertitude de 0,4 à 0,6 mgal.

Sur la majeure partie des levés où les réoccupations sont nombreuses, l'erreur régionale due au gradient isobarique reste inférieure à 6 à 7 mètres, soit 1 à 1,4 mgal. Cette erreur a été estimée expérimentalement, c'est approximativement la correction qu'il fallait apporter aux déterminations des altitudes d'un ensemble de points situés à une centaine de kilomètres du camp de base quand les altitudes étaient connues avec précision grâce à la proximité d'un repère du Nivellement général.

Quant aux altitudes de toutes les stations des pistes ADRAR - GAO et Balise 250 - OUALLEN, le long desquelles il existe des repères du Nivellement général, elles sont connues à mieux qu'un mètre près ; au voisinage immédiat d'un repère, l'erreur devient négligeable.

Carte des altitudes

La figure 2 montre la croissance assez régulière des altitudes vers l'Est de 325 à 650 m, à mesure que l'on se rapproche du massif du HOGGAR.

Les courbes de niveau, de 25 en 25 mètres (de 20 en 20 mètres pour la zone d'ADRAR), tracées uniquement à partir des déterminations des altitudes des stations gravimétriques, sont sensiblement nord-sud, et traduisent le fait que la région étudiée se situe sur le glacis du massif du HOGGAR. Nous n'avons pas tenu compte des petits massifs montagneux et des bordures des TASSILIS pour tracer les courbes de niveau, faute de déterminations d'altitudes dans ces régions.

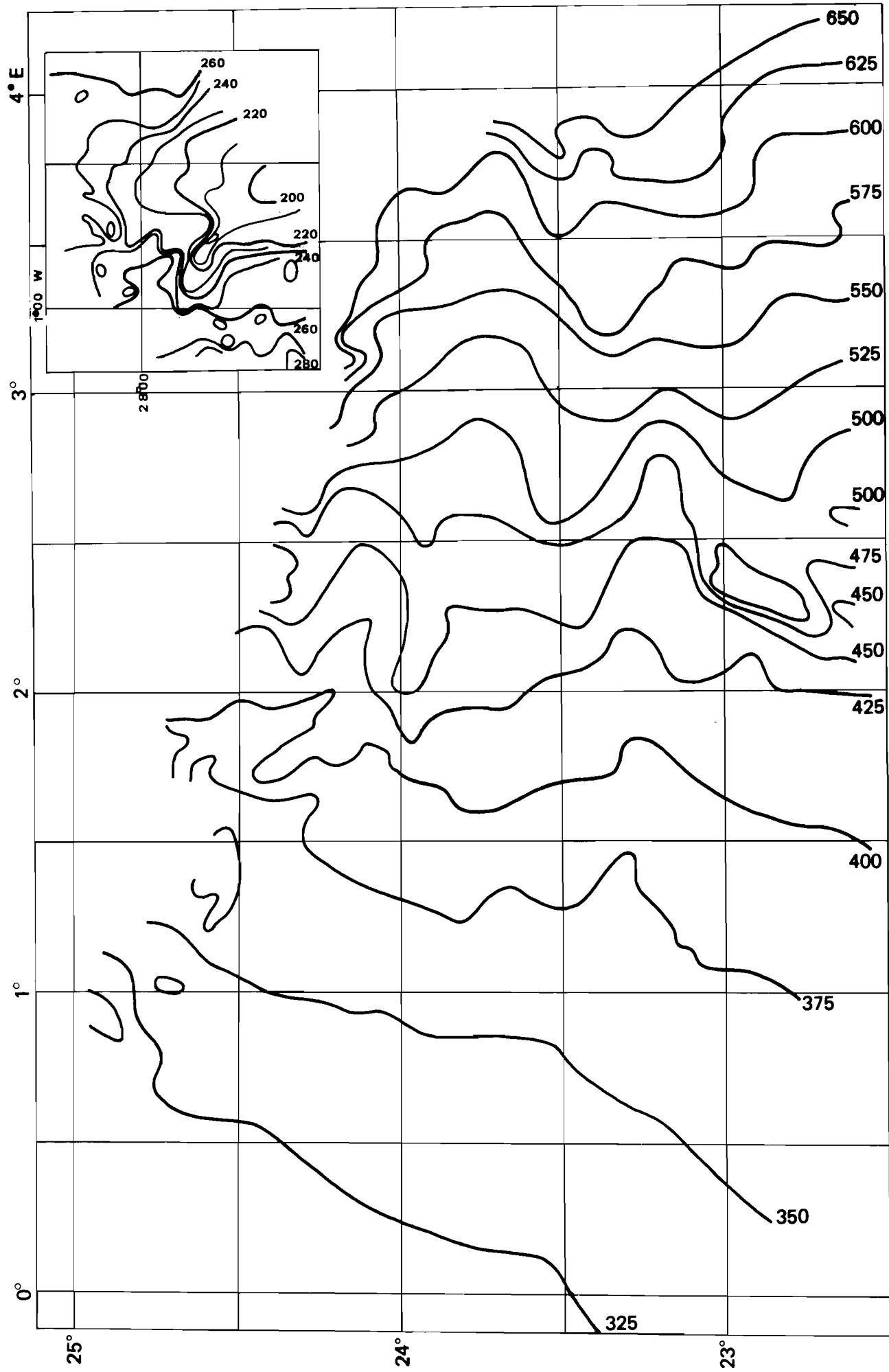


Fig. 2 - Courbes de niveau des altitudes de 25 en 25 mètres pour le TANEZROUFT oriental et de 20 en 20 mètres pour la région d'ADRAR (carton).

b - Choix de la densité des terrains

On a vu que le calcul de la correction de Bouguer nécessite le choix d'une densité, représentant convenablement la densité moyenne des terrains. Nous avons retenu la valeur classique de 2,67 bien adaptée à des terrains cristallins. De toute façon, une densité qui serait légèrement différente affecterait sensiblement le niveau des anomalies, mais ne changerait pratiquement ni leur ampleur, ni leur tracé, compte tenu de la faible amplitude et surtout de la variation régulière des dénivellées comme le montre la carte des altitudes (figure 2).

c - Correction de relief

Pour la correction de "plateau", on a considéré un plateau horizontal infini, d'épaisseur égale à l'altitude de la station et de densité d égale à 2,67. En réalité, la surface du sol n'est pas horizontale et comporte des creux et des bosses dont on cherche à compenser les effets dus aux déficits et aux excédents de masse par une correction de "relief".

Les régions d'ADRAR et du TANEZROUFT sont très peu accidentées, à l'exception de quelques massifs comme ceux d'IN ZIZE, du NAHALET, du TIDERIDJAOUINE ... et de plateaux comme ceux des TASSILIS, dont l'influence est rapidement négligeable dès qu'on s'en éloigne de quelques kilomètres, ce qui nous a autorisé à négliger systématiquement les corrections de relief.

De toute façon, pour faire un calcul aussi exact que possible des corrections de relief, il aurait été nécessaire d'avoir des cartes topographiques précises, documents qui n'existent pas pour ces régions.

Nous avons cependant essayé de donner un ordre de grandeur de ces corrections en fonction de la distance à ces plateaux ou massifs en considérant des structures simples auxquelles ils peuvent être assimilés.

La figure 3 montre les corrections de relief à apporter à la valeur de la pesanteur mesurée le long d'un profil perpendiculaire à l'axe de la structure considérée comme infiniment longue par rapport à la largeur.

- La courbe 1 est obtenue dans le cas d'un plateau de largeur 5 km, à falaises verticales de hauteur 500 m au-dessus du niveau du sol et de même densité. La correction est inférieure à 1 milligal à partir de 2,5 km du bord. Par contre elle atteint 22 milligals en bordure du plateau.
- La courbe 2 est obtenue en considérant une structure à section trapézoïdale de hauteur 500 m, largeur 5 km à la base et pentes à 45° (largeur au sommet 4 km). Le maximum de correction est atteint à l'arête supérieure, soit 11 milligals. La correction devient inférieure à 1 milligal à partir de 1,5 km de la base.
- La courbe 3 montre l'influence du relief dans le cas d'un plateau infini (qu'on peut comparer aux TASSILIS) limité par une falaise verticale de 500 m..

4 - Pesanteur théorique sur l'ellipsoïde

Nous avons vu que dans le calcul de l'anomalie de Bouguer intervient également la valeur théorique de la pesanteur sur l'ellipsoïde de référence qui est connue en fonction de la latitude L de la station considérée :

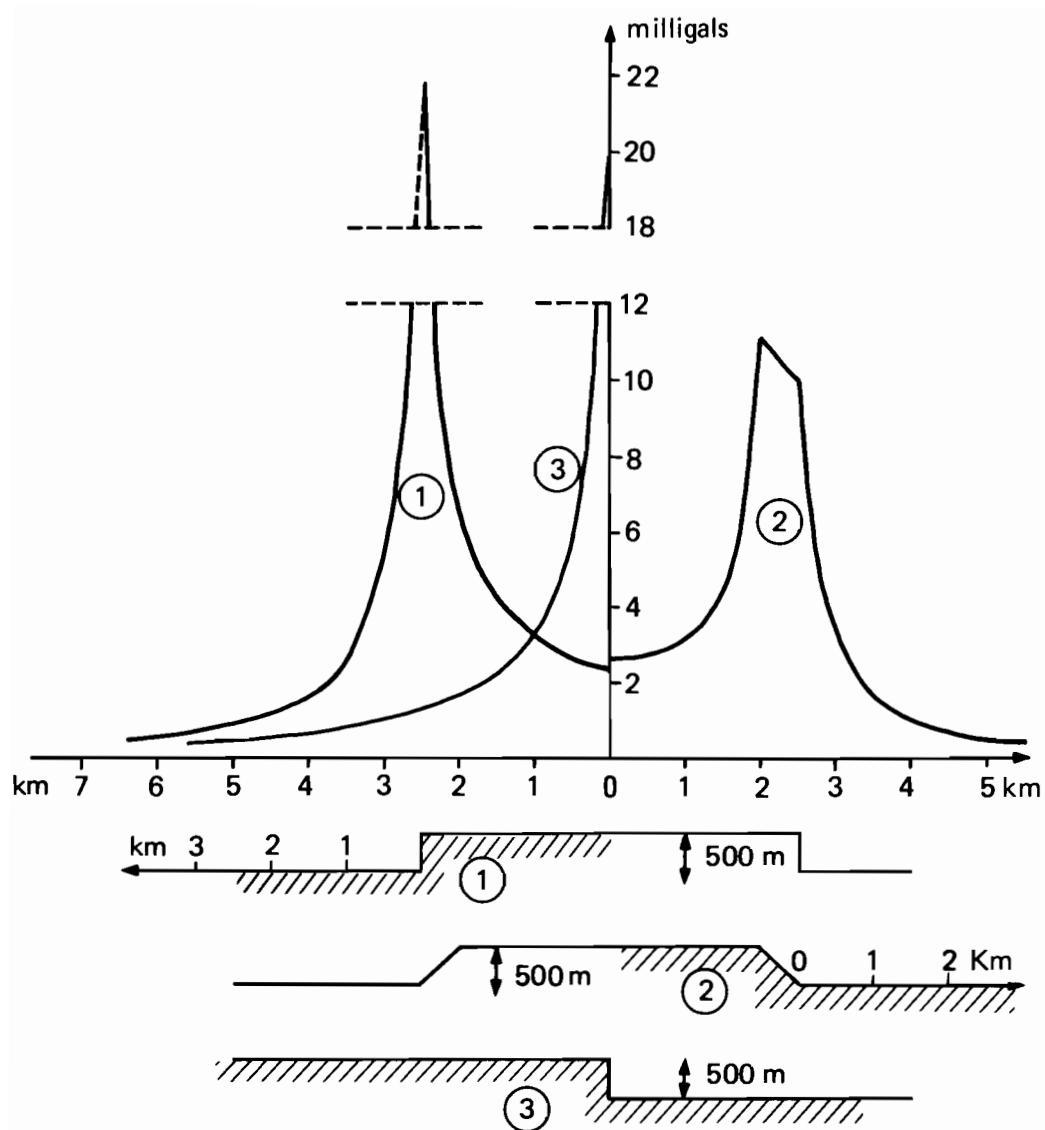


Fig. 3 - Corrections de relief en fonction des distances à l'axe ou à la base de structures simples.

$$G_0 = 978\ 049 (1 + 0,005\ 2884 \sin^2 L - 0,000\ 0059 \sin^2 2L)$$

Cette formule internationale est celle de 1931 dans le système de POTSDAM.

En 1967, l'Union Internationale de Géodésie et Géophysique (U.G.G.I.) a adopté une nouvelle formule :

$$G_0 (1967) = 978\ 031,8 (1 + 0,005\ 302\ 4 \sin^2 L - 0,000\ 0059 \sin^2 2L).$$

En 1971, l'UGGI a décidé d'abandonner l'ancien système de référence de pesanteur basé sur la valeur absolue de la pesanteur à POTSDAM et d'adopter comme système de référence gravimétrique un nouveau réseau de pesanteur dit "Réseau gravimétrique International Unifié 1971". Ce nouveau réseau comprend environ 700 stations réparties dans le monde entier.

La conversion des anomalies de pesanteur du système de POTSDAM 1931 dans le système de Référence Géodésique 1967 et le réseau Gravimétrique International Unifié 1971 peut être faite rapidement d'une façon pratique à l'aide d'un terme correctif fonction de la latitude :

$$\Delta g = (3,2 - 13,6 \sin^2 L) \text{ milligals.}$$

Pour conserver une certaine homogénéité aux différents levés gravimétriques entrepris par l'ORSTOM depuis sa création, nous avons continué à calculer la valeur théorique de la pesanteur sur l'ellipsoïde par la formule internationale de 1931.

Position des stations et précision sur la latitude

La latitude des stations a été déterminée par cheminement à la boussole à partir d'un camp de base avec de nombreuses visées et détermination des distances au moyen du compteur, étalonné au préalable, du véhicule. Faute d'un canevas astronomique préexistant il n'a pas été possible de fermer les cheminements sur les points astronomiques.

Dans la région d'ADRAR l'existence de cartes récentes au 200.000e de l'Institut Géographique National permet de situer les stations avec une erreur inférieure à un kilomètre qui en latitude entraîne une erreur de 0,6 milligal.

Par contre pour la région du TANEZROUFT oriental il est à craindre que l'erreur sur la position des stations n'augmente à mesure qu'on s'éloigne vers le Sud ou vers l'Est de la Balise 250 point de départ au nord-ouest du levé. Il n'existe qu'une carte récente au 500.000e (coupe IGN "OUALLEN") correspondant au nord-ouest du levé (au Nord du 24e parallèle et à l'Ouest du méridien 2° Est). Pour le reste du levé l'erreur peut atteindre 3 à 4 kilomètres, soit en latitude 2 milligals. Cependant cette erreur sera du même ordre pour un ensemble de points et n'aura donc que peu d'influence sur les anomalies locales. Si l'erreur absolue peut atteindre quelques kilomètres, l'erreur relative entre deux points voisins ne dépasse pas une centaine de mètres, qui en latitude entraîne une erreur de 0,06 milligal.

5 - Anomalie de Bouguer - Erreur possible sur sa valeur

Les ordres de grandeur des erreurs tels que nous venons de les définir qui affectent les différents termes qui entrent dans la détermination de l'anomalie de Bouguer nous permettent de faire les remarques suivantes sur les erreurs maximales possibles.

a - erreur systématique

C'est l'erreur absolue de la pesanteur à la station de base. Elle dépend de la qualité du réseau auquel appartient cette station. Aucun élément ne permet actuellement de préciser cette erreur.

b - erreur entre deux stations proches

Elle varie selon les conditions, mais demeure généralement inférieure à un milligal.

c - erreur sur un itinéraire

– Piste ADRAR-GAO et Balise 250-OUALLEN (nivélés IGN) : l'erreur est de l'ordre de 2 milligals pour les stations les plus méridionales ; elle est due principalement à l'incertitude sur la position.

– Autres itinéraires (nivélés barométriquement) : l'erreur est de l'ordre de 3 à 4 milligals, surtout pour les stations situées vers le Sud-Est du levé.

En réalité, les erreurs indiquées ci-dessus constituent des limites supérieures pour des stations exécutées dans les pires conditions. Les erreurs probables sont nettement inférieures.

B – Anomalies isostatiques

L'anomalie isostatique se définit comme l'écart entre la pesanteur en un point et la pesanteur théorique correspondant au modèle isostatique en ce même point.

Comme l'anomalie de Bouguer, elle jouit 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 isonomales. Par contre, alors que l'anomalie de Bouguer est en corrélation avec l'altitude régionale, les anomalies isostatiques en sont beaucoup plus indépendantes. Ceci résulte de la réalité physique de l'isostasie qui est généralement bien vérifiée. 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 éloignées sans qu'il soit nécessaire de s'entourer de précautions particulières.

L'anomalie isostatique a été calculée en adoptant l'hypothèse d'Airy avec une profondeur de compensation à 30 km.

Pour ces calculs, nous avons établi des cartes d'altitudes moyennes par carrés de 10 minutes de côté à partir des altitudes des stations gravimétriques à l'intérieur du levé et des cartes au millionième pour les régions avoisinantes. Le calcul n'aura donc pas la même précision pour les points situés au centre du levé que pour les points situés en bordure. En particulier, la bordure orientale de la zone du TANEZROUFT est influencée par le massif montagneux de l'AHAGGAR dont les altitudes sont difficiles à déterminer avec précision en l'absence de documents précis.

Les courbes d'égales corrections isostatiques calculées sont indiquées dans un carton sur la carte des anomalies de Bouguer. Ces corrections sont toutes positives.

Précisions sur le calcul de l'anomalie isostatique

L'erreur sur la détermination de l'anomalie isostatique est la somme de l'erreur sur l'anomalie de Bouguer et celle propre au calcul de la correction isostatique. Elle varie lentement d'un point à l'autre. On peut estimer qu'en valeur absolue l'erreur peut atteindre 2 à 3 milligals à l'Ouest du levé et 4 à 5 milligals à l'Est (voisinage de l'AHAGGAR), l'erreur propre au terme isostatique ne dépassant pas 1 milligal au centre du levé.

C – Magnétisme

Parallèlement aux mesures gravimétriques, des profils magnétiques ont été effectués sur quelques problèmes particuliers pour faciliter si possible l'interprétation des anomalies gravimétriques.

On a mesuré l'intensité F du champ total, à l'aide de magnétomètres à protons "Elsec". Comme pour la marée barométrique, la variation diurne de F était déterminée au camp de base par des lectures répétées tous les quarts d'heure ou demi-heure d'un deuxième appareil.

L'intervalle habituel de 3 kilomètres entre les stations gravimétriques était trop grand pour interpréter correctement des anomalies magnétiques éventuelles. Aussi a-t-il été réduit à 1 km. Sur ces profils particuliers, l'espacement des stations gravimétriques a également été réduit à 1 km.

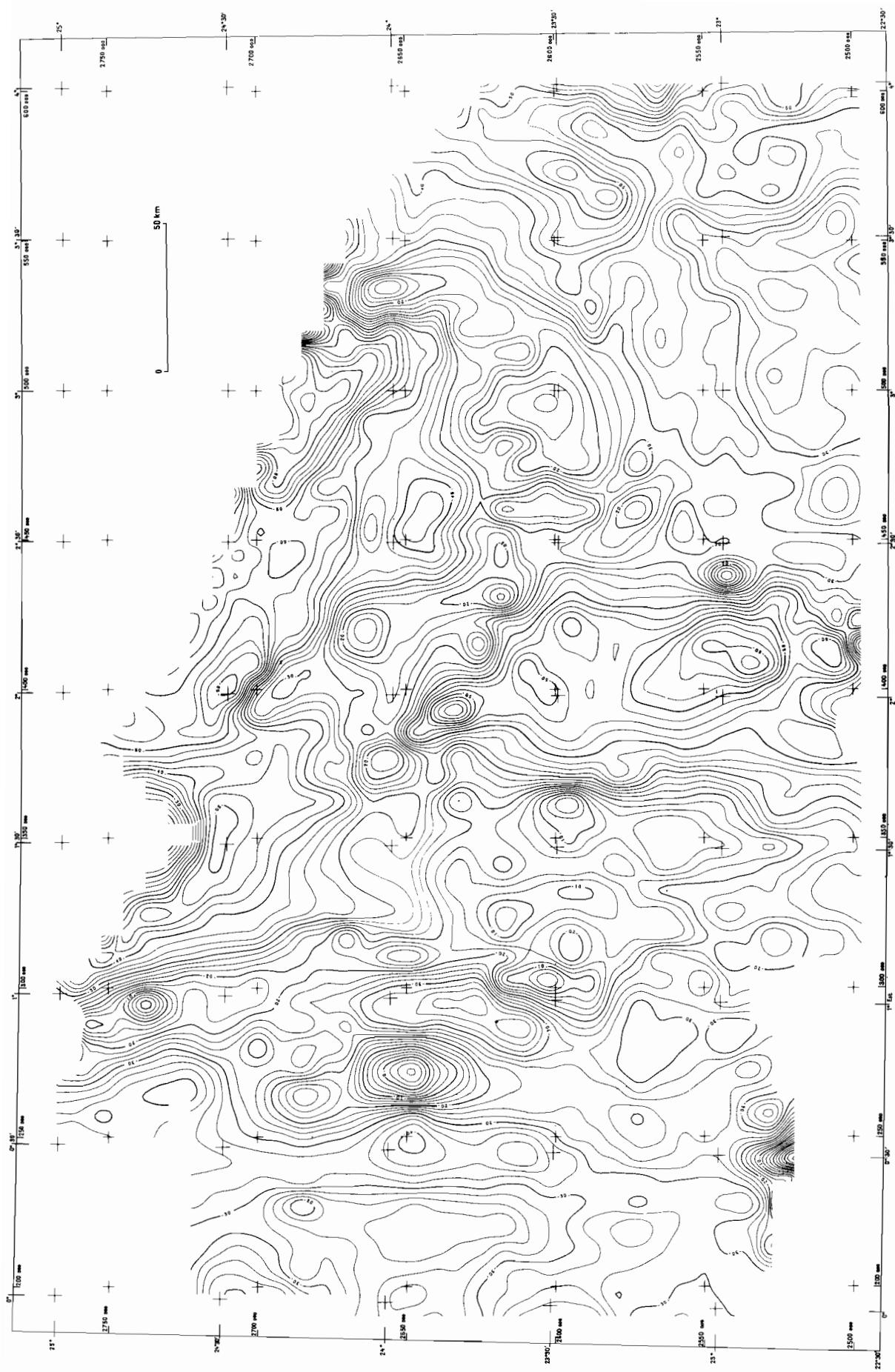


Fig. 5 - Tracé automatique des anomalies de Bouguer, intervalle des isanomales, 2,5 milligals.

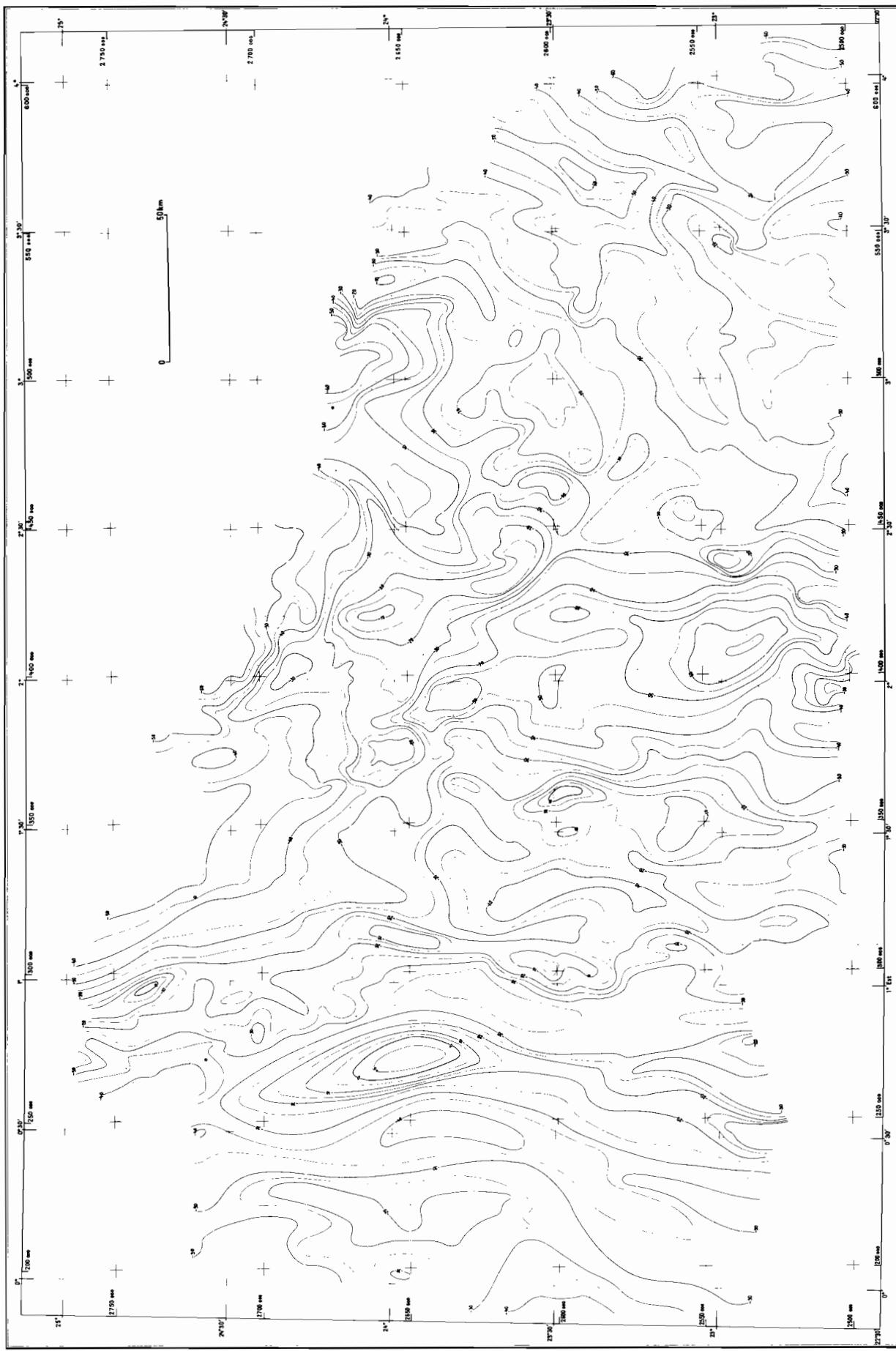


Fig. 6 - Tracé à la main des anomalies de Bouguer, intervalle des isanomales, 5 milligals.

CHAPITRE III
CONSIDERATIONS GENERALES
SUR LES CARTES GRAVIMETRIQUES DE CETTE REGION

A – Tracé des isonomales

Le tracé des isonomales, qu'il s'agisse des anomalies de Bouguer (carte de Bouguer) ou isostatique (carte isostatique) a été effectué à vue, avec des intervalles de 5 milligals.

Un tel tracé comporte évidemment une certaine part de subjectivité. Pour permettre à un utilisateur d'en juger, nous avons porté sur la carte de Bouguer, avec l'emplacement de chaque station, la valeur correspondante de l'anomalie. C'est sous cette forme qu'ont été présentées les cartes au millionième des anomalies de Bouguer de nos levés de reconnaissance en Afrique Occidentale et Equatoriale. Quant à la carte isostatique, elle ne comporte, pour rester lisible, que l'emplacement des stations. On reconstituera facilement la valeur en chaque point de l'anomalie isostatique, en ajoutant à la valeur de l'anomalie de Bouguer la valeur de la correction isostatique relative à ce point qu'on lira sur la carte des corrections isostatiques qui figure dans un carton de la carte de Bouguer.

Pour éliminer d'un tracé à vue ce qu'il peut avoir de subjectif, nous pourrions faire appel au tracé automatique par ordinateur. Un tel procédé ne s'adressant qu'à la logique, ne dépendra que de la densité du levé et de la qualité du programme utilisé. Le côté purement objectif d'une telle carte apparaîtra comme précieux lorsqu'il sera question de comparer les résultats gravimétriques aux données géologiques, alors que précisément dans un tracé à vue, le dessinateur aura tendance à se laisser influencer par la géologie dans son tracé des isonomales. Dans le cas des levés de régions voisines effectuées à des périodes différentes, les tracés automatiques donneront des cartes qui seront facilement ajustables, tandis que les tracés exécutés à la main par des dessinateurs souvent différents auront chacune leur "style".

Pour le moment, nous nous contenterons de poser la question, sans y répondre, de savoir dans quelle mesure un tracé automatique peut être supérieur à un tracé manuel.

A titre d'exemple, la figure 5 présente le tracé automatique par ordinateur de la carte des anomalies de Bouguer de la zone du TANEZROUFT oriental. Ce tracé a été effectué gracieusement par la CFP grâce à l'obligeance de Mlle F. RIMBERT et M. CANAL.

On constate en le comparant à la réduction à la même échelle de la carte de Bouguer tracée à la main (figure 6) qu'il présente la même allure générale des isonomales, mais que les anomalies ont des formes plus arrondies. L'intervalle entre les isonomales est de 2,5 milligals pour le tracé automatique et de 5 milligals pour le tracé à la main. Le tracé à vue avec un intervalle plus serré, par exemple 2,5, deviendrait illusoire compte tenu des erreurs possibles sur les mesures. L'avantage cependant d'un intervalle plus petit entre isonomales est de mieux faire ressortir les zones à fort gradient.

Zone du Tanezrouft oriental

	0°00	1°00 E	2°00 E	3°00 E	4°00 E				
25°00		316	325	345	383				
24°00		320	344	362	397	433	496	564	
	316	326	346	371	413	449	497	543	604
23°00		330	336	355	372	400	441	494	567
	349	367	387	407	472	504	554	598	635

7 a altitudes

Zone d'Adrar

1°00 W	0°
	250
265	254
232	237

	0°00	1°00 E	2°00 E	3°00 E	4°00 E				
25°00		- 32	- 29	- 39	- 49				
24°00		- 30	- 25	- 30	- 30	- 38	- 45	- 42	
	- 30	- 29	- 26	- 19	- 33	- 30	- 28	- 28	- 41
23°00		- 32	- 32	- 27	- 17	- 31	- 42	- 26	- 34
	- 27	- 27	- 22	- 32	- 40	- 30	- 25	- 38	- 57

7 b anomalies de Bouguer

1°00 W	0°00
	- 45
- 59	- 53
- 48	

	0°00	1°00 E	2°00 E	3°00 E	4°00 E				
25°00		+3	+7	0	- 6				
24°00		+6	+13	+10	+14	+10	+11	+21	
	+5	+8	+13	+23	+13	+20	+28	+33	+27
23°00		+ 5	+6	+13	+25	+14	+7	+29	+29
	+12	+14	+21	+13	+13	+26	+37	+29	+14

7 c anomalies à l'air libre

1°00 W	0°00
	- 17
- 29	- 28
- 21	

	0°00	1°00 E	2°00 E	3°00 E	4°00 E				
25°00		+3	+8	+1	- 5				
24°00		+5	+14	+10	+14	+10	+9	+20	
	+5	+8	+12	+22	+12	+19	+26	+34	+29
23°00		+4	+6	+12	+25	+15	+8	+29	+28
	+12	+14	+21	+14	+11	+25	+36	+29	+17

7 d anomalies isostatiques

1°00 W	0°00
	- 10
- 27	- 21
- 15	

Fig. 7 - Moyennes par quart de degré carré : a - des altitudes ; b - des anomalies de Bouguer ; c - des anomalies à l'air libre ; et d - des anomalies isostatiques.

B – Cartes des valeurs moyennes

La figure 7 représente les moyennes établies par quart de degré carré :

- a - des altitudes,
 - b - des anomalies de Bouguer,
 - c - des anomalies à l'air libre,
 - d - des anomalies isostatiques dans l'hypothèse d'Airy, profondeur de compensation 30 km.
- carte des altitudes. On retrouve l'aspect de la carte des altitudes, figure 2. La moyenne des altitudes moyennes par quart de degré est de 425 m.
- carte des anomalies de Bouguer. Elle montre le caractère négatif des anomalies de Bouguer pour cette région. L'anomalie de Bouguer moyenne pour toute la zone, en éliminant les quarts de degré où le nombre de mesures est trop faible pour être représentatif, est d'environ - 30 milligals.
- carte des anomalies à l'air libre. Les moyennes par quart de degré des anomalies à l'air libre ont été déterminées à partir des moyennes par quart de degré des altitudes et des anomalies de Bouguer des deux cartes précédentes. La valeur moyenne pour toute la zone est de + 17 milligals. Cette valeur qui aurait du être voisine de zéro montrerait que la zone est mal compensée.
- carte des anomalies isostatiques. Cette carte montre une valeur moyenne générale de + 16 milligals, peu différente de la valeur moyenne régionale des anomalies à l'air libre, ce qui confirmerait le déséquilibre de cette zone. Il est comparable à celui constaté dans l'Air au sud-est et n'est pas très important.

L'anomalie isostatique moyenne ou à l'air libre de 17 milligals pourrait disparaître par un affaissement de 150 m mais également par le choix d'un ellipsoïde de référence différent ou tenir à la forme du géoïde.

C – Relations entre les anomalies gravimétriques et les altitudes

1 - Anomalies de Bouguer

Pour le calcul de la correction de plateau, nous avons choisi la densité habituellement admise de 2,67 pour représenter la moyenne des densités des terrains superficiels de la zone prospectée, en majorité cristallins.

Si le choix de la densité est convenable, il ne doit rester aucune corrélation sur de petites distances entre les anomalies de Bouguer et l'altitude. Mais il reste bien entendu une relation entre anomalie de Bouguer et altitude à l'échelle régionale.

En effet, si nous considérons le relief à l'échelle régionale, nous observons une liaison qui peut montrer dans quelle proportion la compensation isostatique est réalisée. En portant en ordonnée sur un graphique les valeurs de l'anomalie de Bouguer de chaque station, et en abscisse l'altitude moyenne de la région entourant cette station, on obtient un nuage de points qui se groupent autour d'une droite moyenne dite de "régression", dont la pente serait de - 0,11 milligal par mètre si la compensation isostatique était parfaitement réalisée.

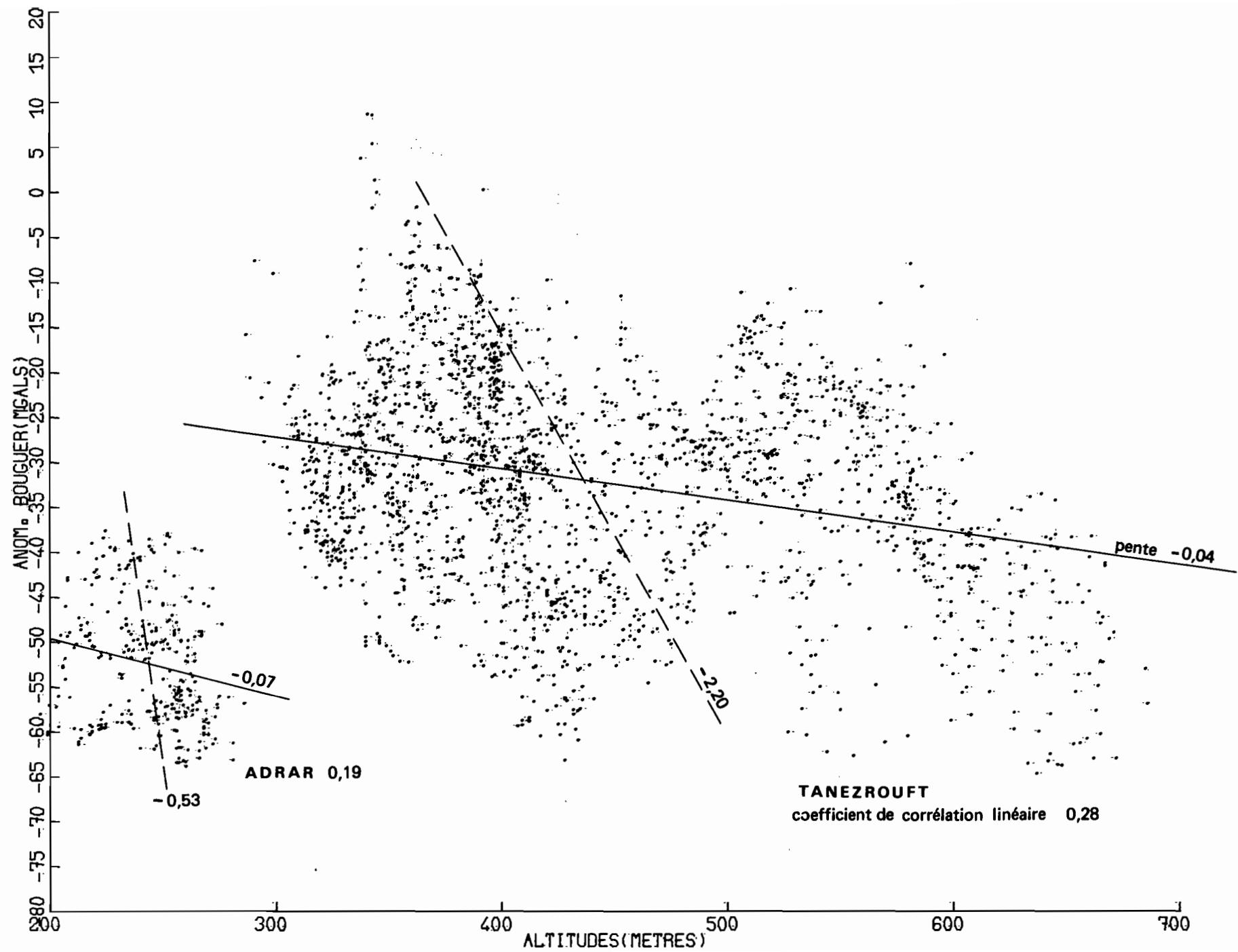


Fig. 8 - Nuage de points des anomalies de Bouguer en fonction des altitudes et droites de régression.

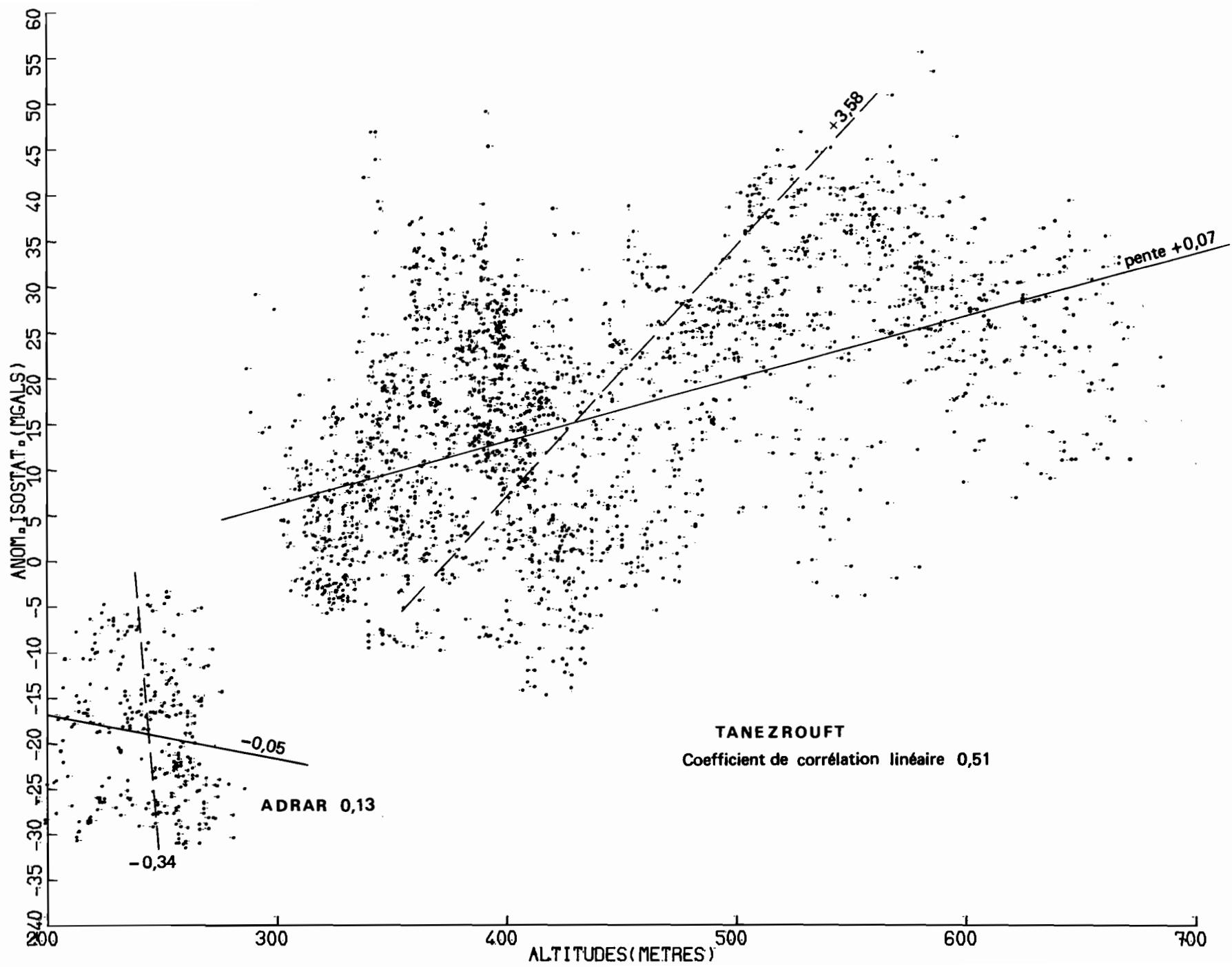


Fig. 9 - Nuage de points des anomalies isostatiques en fonction des altitudes et droites de régression.

La figure 8 montre les nuages de points obtenus pour les zones d'ADRAR et du TANEZROUFT oriental. Etant donné le faible relief local, nous avons admis que l'altitude de la station était représentative de celle du relief proche autour de la station.

– Zone d'ADRAR

Pour la zone d'ADRAR, le calcul sur ordinateur donne une droite de régression de pente - 0,07 milligal par mètre (- 0,53 pour la droite conjuguée (altitudes en fonction des anomalies)) et un coefficient de corrélation linéaire de 0,19. Si la corrélation est faible, la pente de la droite de régression n'est pas trop éloignée de la valeur théorique. Cependant, étant donné le nombre relativement faible des mesures (290), le peu d'étendue de cette zone (7.500 km²) et surtout le manque de dénivélées importantes (moins de 80 m), nous resterons prudents quant aux conclusions qu'on peut tirer de ces résultats.

– Zone du TANEZROUFT oriental

Pour la zone du TANEZROUFT oriental, un calcul analogue donne pour la droite de régression une pente de - 0,04 milligal par mètre et un coefficient de corrélation linéaire de 0,28. Ces résultats indiqueraient que l'hypothèse isostatique se vérifierait ici très mal. La valeur de la pente - 0,04 est loin de la valeur théorique - 0,11 et le coefficient de corrélation est assez faible. Cependant, comme nous le verrons plus loin, ces résultats peuvent être sensiblement améliorés en considérant un "effet de longitude" (relations entre les anomalies gravimétriques et la position des stations).

2 - Anomalies isostatiques

On peut tracer de même les nuages de points en considérant maintenant les valeurs des anomalies isostatiques (figure 9). On sait que théoriquement la droite de régression doit avoir une pente nulle, et que le coefficient de corrélation linéaire doit être également nul si la compensation isostatique est bien réalisée.

– Région d'ADRAR

Le calcul donne pour la zone d'ADRAR, une droite de régression de pente de - 0,05 milligal par mètre (- 0,34 pour la droite conjuguée) et un coefficient de corrélation linéaire de 0,13. L'introduction de l'anomalie isostatique a bien réduit les valeurs de la pente et du coefficient. Cependant, les conditions régionales (dénivélées faibles, zone peu étendue ...) conduisent à la même remarque que pour les anomalies de Bouguer.

– Région du TANEZROUFT oriental

Le calcul donne une droite de régression de pente + 0,07 milligal par mètre et un coefficient de corrélation linéaire de 0,51. La pente positive et le fort coefficient de corrélation confirmeraient que la compensation est très mal réalisée (hypothèse d'Airy 30 km). On peut remarquer que la droite de régression présentait paradoxalement une pente plus faible avec les anomalies de Bouguer qu'avec les anomalies isostatiques. La même hypothèse, avec des profondeurs

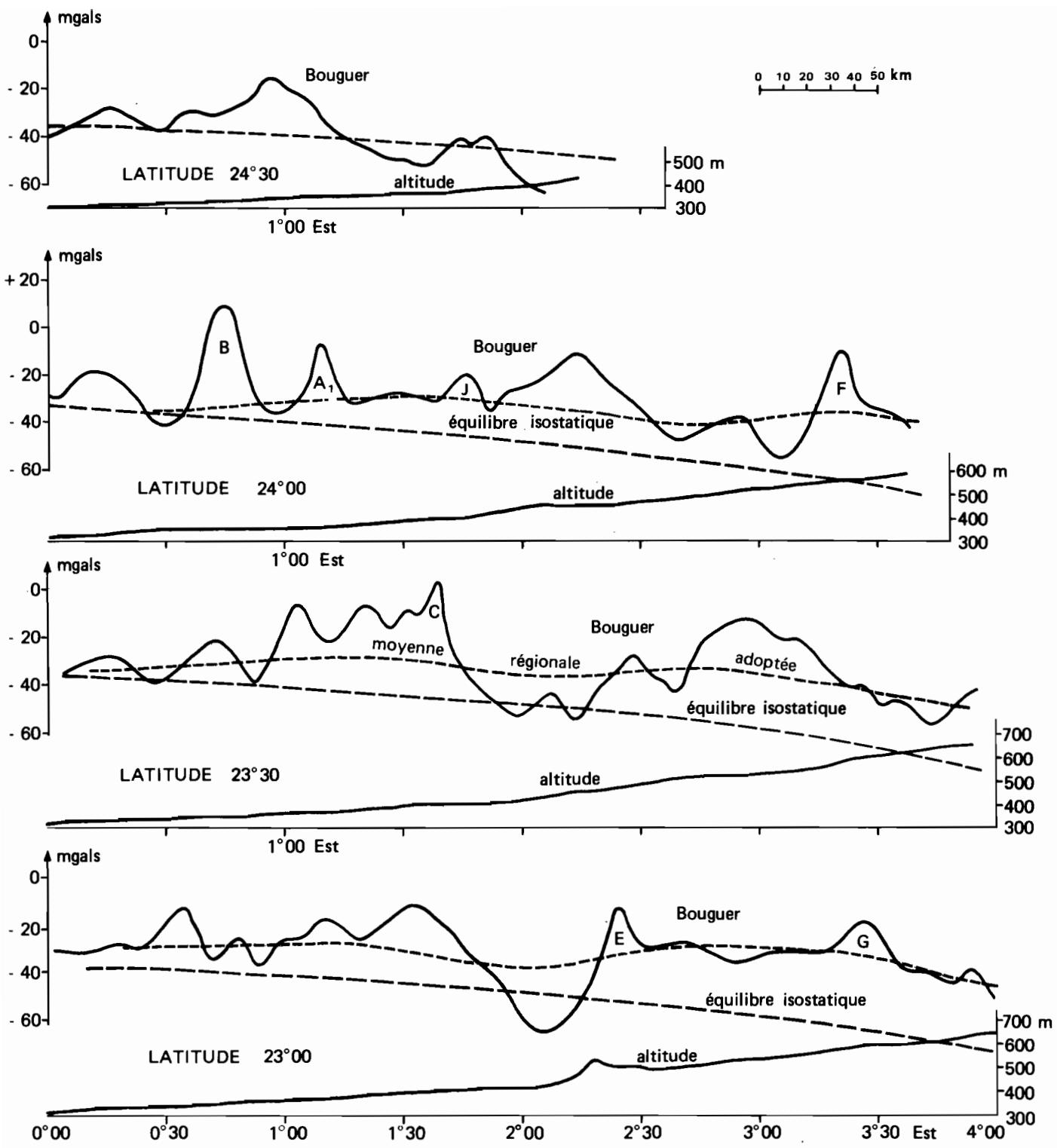


Fig. 10 - Profil des anomalies de Bouguer, courbe moyenne régionale et courbe de l'équilibre isostatique pour des coupes le long des parallèles 23°, 23°30, 24° et 24°30.

de compensation différentes conduirait à une diminution de l'anomalie isostatique mais laisserait toujours un résidu positif important. Ainsi, pour des profondeurs de compensation de 20,30,40 et 60 km, nous obtenons respectivement des pentes de + 0,07, + 0,06 (+), + 0,06 (-), + 0,05 et des coefficients de corrélation linéaire de 0,47, 0,45, 0,41 et 0,35.

La pente de la droite de régression et le coefficient de corrélation diminuent quand on augmente la profondeur de compensation. Pour les rendre voisins de zéro, il faudrait supposer des profondeurs bien supérieures à 60 km, qu'on ne peut retenir pour une compensation locale.

De même que pour les anomalies de Bouguer, ces résultats peuvent être améliorés en considérant un "effet de longitude".

L'anomalie isostatique moyenne reste donc toujours supérieure à zéro quelle que soit la profondeur de compensation envisagée. On est conduit à admettre que le calcul de l'anomalie isostatique introduit une surcompensation et que le relief n'est pratiquement pas compensé au sens de l'isostasie ; et enfin que ces anomalies sont produites soit par des masses lourdes localisées à une certaine profondeur, et mal compensées, soit par une remontée du manteau, en particulier dans les régions orientales du TANEZROUFT qui présentent un important excédent positif. Mais examinons d'abord l'hypothèse d'une remontée du manteau.

– Remontée du manteau

La figure 10 montre 4 coupes des anomalies de Bouguer et des altitudes aux latitudes 23° , $23^{\circ}30'$, 24° et $24^{\circ}30'$, ainsi que la courbe représentant l'opposé de l'équilibre isostatique, ce qui permet de lire directement la valeur de l'anomalie isostatique. Celle-ci est positive quand l'anomalie de Bouguer est au-dessus de la courbe indiquant l'équilibre.

Sur ces coupes il apparaît clairement qu'on peut y tracer à vue des courbes moyennes qui pourraient représenter d'une manière empirique l'anomalie "régionale". On pourrait d'ailleurs tracer tout simplement une droite moyenne horizontale d'ordonnée égale à - 30 milligals, au lieu de tracer une courbe épousant d'une façon très adoucie les amplitudes minimales et maximales des anomalies.

On constate une augmentation de l'écart entre la moyenne "régionale" et l'équilibre isostatique de l'Ouest vers l'Est, écart atteignant de 20 à 30 milligals tout à fait à l'Est.

Cet excès de pesanteur peut provenir d'un relèvement général du substratum, lié à la remontée du HOGGAR, et auquel se superposent les accidents locaux.

Un calcul simple permet de déterminer l'ordre de grandeur qui devrait être attribué à un soulèvement général, pour expliquer l'augmentation voisine de 25 milligals que l'on observe d'une limite à l'autre de la largeur de notre levé.

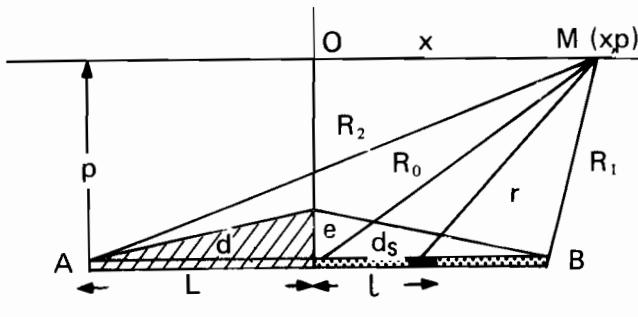
Ce calcul donne 2 km (calcul annexe).

Les géologues admettent effectivement un soulèvement lent et continu du massif du HOGGAR au cours des dernières périodes géologiques (J. FABRE, communication orale). L'altitude du socle passe en effet de zéro aux environs de Bidon 5, à l'Ouest de notre levé, à 1.000 et même localement à 2.500 m dans le HOGGAR, altitude actuelle sans tenir compte de la tranche de terrains enlevée avant l'accumulation de basaltes tertiaires ou quaternaires.

Ces différences d'altitude du socle traduisent des déformations post-crétacées (depuis 70 Ma), car à cette époque tout devait être voisin de la côte zéro. Essentiellement post-paléocènes (depuis 50 Ma) et surtout pliocènes (depuis 10 Ma) elles se sont poursuivies jusqu'au quaternaire inclus à une vitesse d'environ 1 cm par siècle (GIROD, 1971). Ces déformations sont positives sur le HOGGAR (surrection) et négatives dans l'erg CHECH et peut-être aussi le TANEZROUFT. Il s'agit là de déformations lentes apparemment continues.

Or le HOGGAR étant resté auparavant stable et voisin de la côte zéro pendant 500 Ma, il ne s'agit pas là d'un réajustement isostatique.

Calcul annexe



$$g = 2.G.k.p \left(\log \frac{R_2}{R_1} + \frac{L-x}{p} (\text{arc tg} \frac{L+x}{p} + \text{arc tg} \frac{L-x}{p}) \right)$$

Au centre, $x = 0$, $R_1 = R_2$, g est maximum et $ds = kL = d.e$ si on répartit la densité superficielle sur une certaine épaisseur e avec la densité constante d .

$$\text{d'où } e = g_{\max} \frac{1}{4 G.d. \text{arc tg} \frac{L}{p}}$$

Dans notre calcul nous ne considérons que la moitié du prisme et $g_{\max} = 2 g$ observé. Avec un contraste de densité de 0,6 (excès de masse spécifique du magma soulevé), $g_{\text{obs}} = 25$ milligals, $L = 400$ km, $p = 30$ km, on obtient $e = 2$ km.

D – Relations entre les anomalies gravimétriques et la position des stations

1 - Corrélation entre les anomalies et les altitudes : effet de longitude

Les résultats précédents ont montré que les anomalies isostatiques sont étroitement corrélées avec les altitudes des stations (coefficients 0,51). Mais on doit noter une particularité très nette et importante relative à la région du TANEZROUFT oriental : c'est la relation très étroite entre les altitudes et la longitude.

Les courbes de niveau, comme nous l'avons déjà vu (figure 2) sont sensiblement Nord-Sud et les altitudes augmentent d'Ouest en Est.

Il suffit d'ailleurs de comparer les deux graphiques 8 et 9 pour voir que la correction isostatique, qui est la différence entre les deux anomalies, est sensiblement proportionnelle à l'altitude.

Le calcul de l'attraction d'une bande prismatique infiniment longue et d'épaisseur faible par rapport à la largeur peut être effectué simplement en l'assimilant à une plaque mince à densité variable linéairement des bords vers le centre (J. RECHENMANN, 1972).

La composante verticale en un point $M(x, p)$ de l'attraction totale de la plaque AB de largeur $2L$, à la profondeur p et où le contraste de densité superficielle $ds = k(L-1)$ s'écrit :

$$g = 2.G.k.p \left(\log \frac{R_2}{R_1} + \frac{L-x}{p} (\text{arc tg} \frac{L+x}{p} + \text{arc tg} \frac{L-x}{p}) \right)$$

(les deux nuages se déduisent l'un de l'autre par affinité). Or la correction isostatique dépend de l'altitude moyenne sur une région étendue, et comporte des effets de régions lointaines qui sont fonction de la position des stations. La corrélation altitudes - corrections isostatiques que nous observons a donc lieu par l'intermédiaire de la longitude.

Pour étudier les corrélations anomalies-altitudes, on se trouve ainsi dans le cas très particulier et défavorable où une relation étroite existe entre les altitudes et la position des points. On observe un effet de longitude dû au fait que la zone étudiée se situe sur le glacis du massif montagneux du HOGGAR.

La figure 10, qui montre des coupes gravimétriques et altimétriques le long de plusieurs parallèles, permet mieux d'analyser ces remarques.

En considérant les trois profils 23° , $23^{\circ}30$ et 24° , on s'aperçoit que si à l'Ouest la "régionale" est voisine de l'équilibre isostatique, elle est de 20 à 30 milligals au-dessus, à l'Est, à proximité des reliefs accusés du HOGGAR ; et cela voudrait dire que les racines de ces reliefs ont moins d'effet que le système isostatique utilisé ne le suppose. Pour confirmer ce résultat, il serait nécessaire de disposer d'un levé beaucoup plus étendu que ne l'est actuellement celui du TANEZROUFT oriental.

De toute façon, il semble difficile de tirer des conclusions formelles relatives à l'équilibre isostatique, car il peut y avoir des variations latérales, d'origine géologique, qui peuvent facilement introduire des anomalies de 20 à 30 milligals, comme le suggère d'ailleurs la géologie en parlant de "basification régionale" de la zone d'EGATALIS, notion que l'on pourrait étendre à la partie orientale, c'est-à-dire au môle IN OUZZAL et au rameau central de la chaîne pharusienne.

2 - Relations anomalies - position des stations

On pourrait, au pied d'un relief, chercher à préciser le mode de compensation isostatique, qui doit être plus étalée que le relief, en étudiant la relation entre les anomalies de Bouguer et la distance au relief (ici anomalies en fonction de la longitude), ou en comparant les différentes anomalies isostatiques qui devraient avoir une valeur moyenne régionale indépendante de la distance.

On pourrait ainsi tenir compte de la position géographique des stations, en retranchant aux anomalies de Bouguer ou isostatiques, une correction fraction de la longitude.

Le calcul des droites de régression des anomalies ainsi corrigées (0,1 milligal par minute de longitude) en fonction des altitudes donne des résultats voisins des valeurs théoriques souhaitables :

- anomalies de Bouguer : pente de la droite de régression - 0,10 milligal par mètre, coefficient de corrélation linéaire 0,63.
- anomalies isostatiques : pente de la droite de régression 0,007 milligal par mètre, coefficient de corrélation linéaire 0,05.

Si donc on retranche aux anomalies une correction fonction de la longitude, on obtient d'une part pour les anomalies de Bouguer une droite de pente très voisine de la valeur théorique - 0,11 milligal par mètre et une forte corrélation avec les altitudes, et d'autre part pour les anomalies isostatiques une pente voisine de zéro et une corrélation presque nulle avec les altitudes.

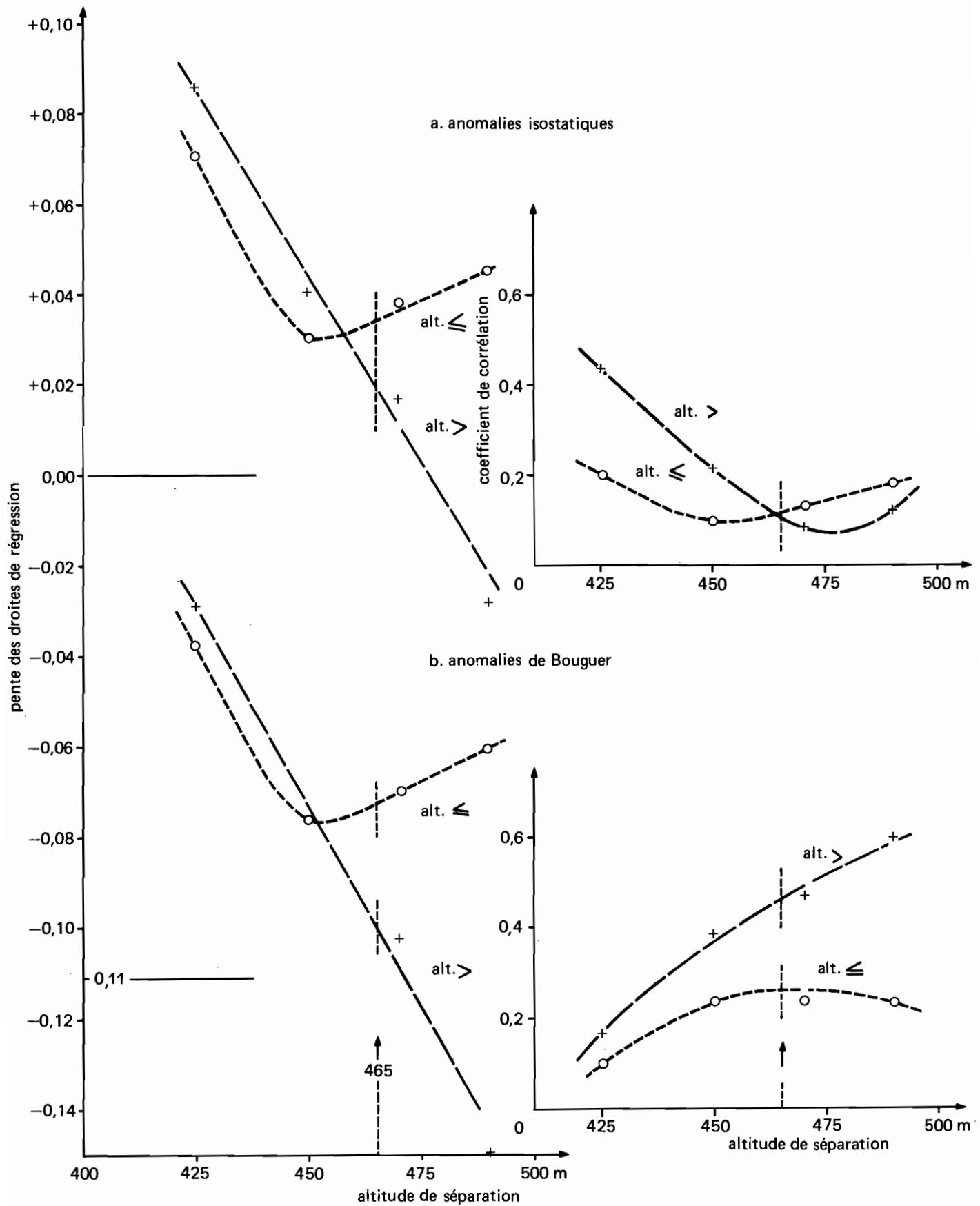


Fig. 11 - Variations de la pente des droites de régression et des coefficients de corrélation des anomalies de Bouguer et isostatiques pour deux familles de points dont l'altitude de séparation varie de 400 m à 500 m.

Ces résultats montrent que la compensation serait bien réalisée en dehors du phénomène remontée du manteau ou variation latérale de plus en plus importante vers l'Est de masses lourdes en profondeur, qui crée l'augmentation des anomalies isostatiques de l'Ouest vers l'Est.

3 - Comparaison des anomalies par région

En considérant les nuages de points des figures 8 et 9, il semble apparaître deux familles de points séparés par une altitude peu inférieure à 500 m qui correspond pratiquement à la longitude $2^{\circ}45$ E. Le calcul des droites de régression et des coefficients de corrélation a été effectué pour plusieurs altitudes de séparation : 425, 450, 470 et 490 m (soit les longitudes $2^{\circ}00$, $2^{\circ}15$, $2^{\circ}30$ et $2^{\circ}40$).

La figure 11a montre que pour les anomalies isostatiques, c'est l'altitude 465 m qui conduit aux meilleurs résultats. Bien évidemment les pentes des droites de régression et les ordonnées à la limite commune sont totalement indépendantes pour chaque famille. On obtient des pentes et des coefficients de corrélation très faibles :

- pour les altitudes supérieures à 465 m on obtient une pente de 0,020 milligal par mètre et un coefficient de corrélation de 0,01.
- et pour des altitudes inférieures à 465 m, une pente de 0,035 et un coefficient de 0,01.

Un calcul identique donne pour les anomalies de Bouguer, figure 11b, pour la même altitude de séparation de 465 m, des pentes des droites de régression voisines des valeurs théoriques :

- altitudes supérieures à 465 m : pente de - 0,10 et coefficient de corrélation de 0,45.
- altitudes inférieures à 465 m : pente de - 0,08 et coefficient de corrélation de 0,25.

En résumé, on peut dire que la région du TANEZROUFT oriental est caractérisée par des anomalies isostatiques présentant un large excédent positif. Mais, si donc le relief général ne semble pas compensé au sens isostatique, le déséquilibre apparent est cependant assez faible et les excédents peuvent provenir autant de variations latérales d'origines géologiques que d'une remontée du manteau.

E – Evaluation de quelques masses

On a vu que la région du TANEZROUFT oriental présente une anomalie isostatique largement positive. La cartographie de l'Afrique Occidentale avait mis en évidence d'autres régions de dimensions comparables à celle-ci et présentant de la même façon un ensemble isostatique positif. Aucun réajustement isostatique n'ayant été observé pour ces régions tectoniquement stables depuis fort longtemps, on peut penser que les masses lourdes de la région du TANEZROUFT ne dépassent pas non plus la valeur pour laquelle l'écorce résiste sans s'affaisser.

Evaluons l'ordre de grandeur de quelques masses en considérant des anomalies isolées : anomalie positive au sud-ouest d'EGATALIS, anomalie négative le long du méridien 2° E, zone positive dans la partie orientale de la carte, anomalie positive dans la partie occidentale.

Les masses auxquelles correspondaient ces anomalies ont été calculées à partir de la carte isostatique en utilisant un planimètre et en définissant l'anomalie par rapport à un zéro déterminé aussi bien que possible. La zone positive en bordure orientale de la carte n'a pas été calculée, ses limites n'étant pas suffisamment nettes. Nous avons obtenu les excès ou déficits de pression en divisant la masse responsable de l'anomalie par la surface de celle-ci. Nous savons qu'une couche mince homogène horizontale, infinie, donne une anomalie de 1 milligal pour $2,38 \text{ kg/cm}^2$, effet indépendant de la profondeur de cette couche.

En évaluant les aires comprises entre les diverses anomalies isostatiques, nous obtenons :

- anomalie du TANEZROUFT : $1,53 \cdot 10^6 \text{ MT}$ pour la masse totale, ce qui, pour une surface d'environ 4.250 km^2 , donne un excédent de masse de 360 MT/km^2 .
- anomalie positive d'EGATALIS : $5,94 \cdot 10^6 \text{ MT}$ qui, pour une surface d'environ 12.000 km^2 donne un excédent moyen de 500 MT/km^2 .
- zone négative du méridien 2° E : $4,8 \cdot 10^5 \text{ MT}$. Ce qui donne un déficit de masse de 200 MT/km^2 pour une surface d'environ 2.470 km^2 .

Remarquons que l'anomalie positive située à l'Est de la carte est semblable, en plus étendue, à celle au sud-ouest d'EGATALIS : mêmes niveaux, mêmes dimensions des plus fortes anomalies. On pourrait donc attribuer à cette zone le même excédent de masse, soit 500 MT/km^2 .

Cherchons à estimer l'effort tranchant auquel la croûte résiste sans s'affaisser en supposant que la charge due à l'excédent de masse est répartie uniformément sur le pourtour.

Les efforts tranchants sont pour l'anomalie du TANEZROUFT de $5 \cdot 10^6 \text{ T/m}$ pour un périmètre d'environ 300 km , et de $1,2 \cdot 10^7 \text{ T/m}$ pour l'anomalie au sud-est d'EGATALIS dont le périmètre est d'environ 500 km . Ces périmètres ont été déterminés au curvimètre. Quant à la zone négative du méridien 2° E , le calcul conduit à un effort tranchant environ dix fois plus faible.

Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles qui avaient été trouvées en Afrique Occidentale (Y. CRENN, 1956). Elles étaient de l'ordre de $1 \text{ à } 3 \cdot 10^7 \text{ tonnes par mètre}$ sans qu'il y ait réajustement isostatique.

Les anomalies que nous avons cartographiées peuvent donc aussi bien avoir une origine très ancienne que récente puisque les masses qui en sont cause peuvent être supportées par l'écorce sans entraîner de réajustement.

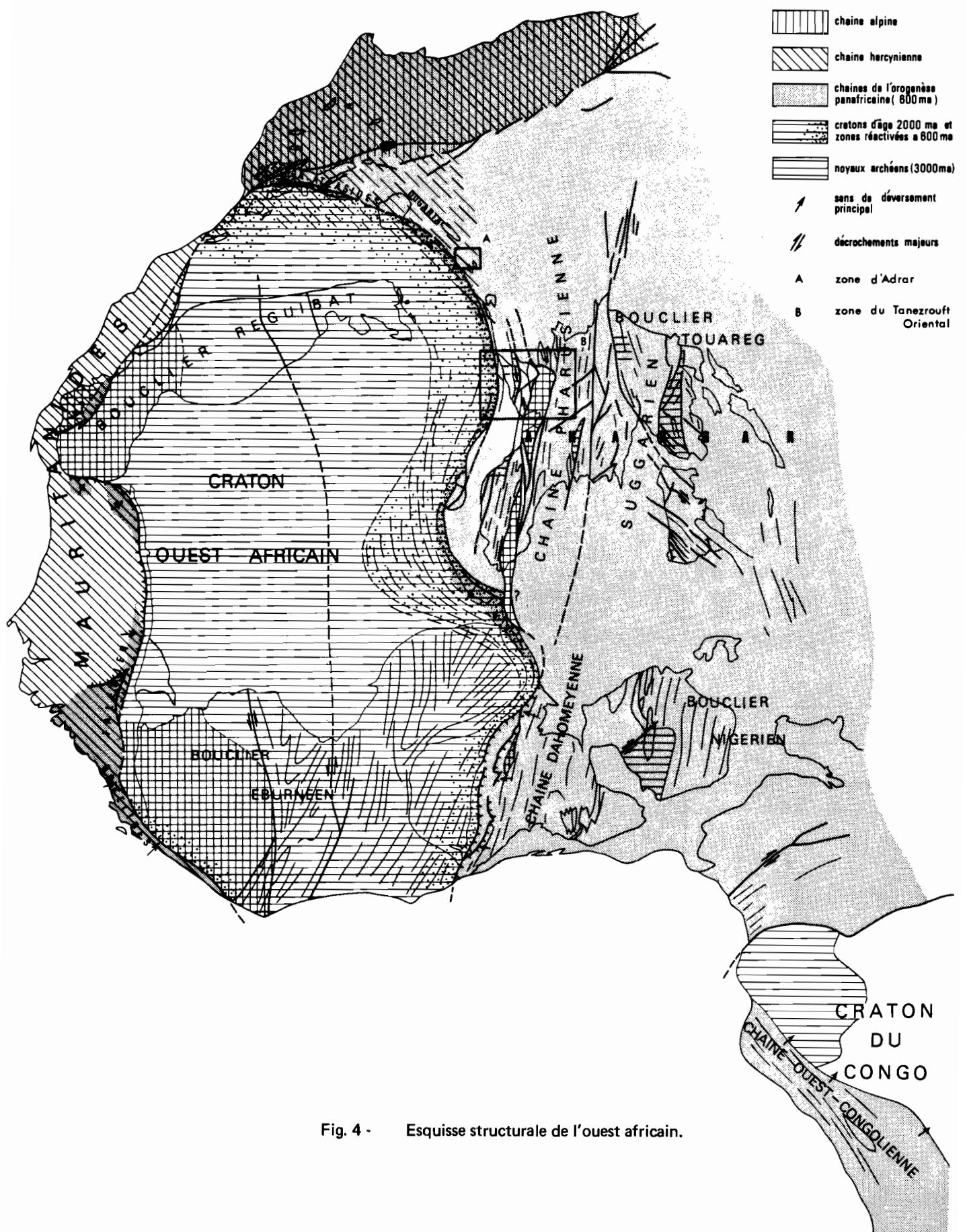


Fig. 4 - Esquisse structurale de l'ouest africain.

CHAPITRE IV

PRESENTATION GEOLOGIQUE

Avant d'examiner la géologie des régions où ont été effectués les levés gravimétriques, il est utile de la replacer dans le contexte général de l'Ouest africain.

Les régions d'ADRAR et du TANEZROUFT oriental sont situées à la limite de deux zones d'évolution et d'histoire géologique fort différentes : à l'Ouest, un domaine stable depuis 2.000 Ma, le craton de l'Ouest africain ; à l'Est la chaîne pharusienne édifiée au cours de l'orogénèse panafricaine (600-550 Ma).

Une zone d'accidents majeurs sub-méridiens que l'on peut suivre sur près de 4.000 km depuis l'Anti-Atlas jusqu'au golfe de Guinée les sépare (figure 4). Cette structure entre deux zones stabilisées à des époques différentes correspond vers le Nord au "sillon de la Saoura", zone tectonisée à la fin du Paléozoïque comme l'Anti-Atlas, qui s'oppose plus au sud au HOGGAR occidental où la couverture paléozoïque des TASSILIS est demeurée sub-horizontale.

– Aperçu sur la géologie locale

Les traits principaux de la géologie du TANEZROUFT oriental sont tirés de l'ouvrage de R. CABY, "La chaîne Pharusienne dans le Nord-Ouest de l'AHAGGAR", Thèse, MONTPELLIER, 1970.

– Zone d'ADRAR et région d'OUALLEN - Balise 250

Ces deux zones marqueraient la limite du craton stable ouest africain. En effet, elles sont caractérisées par de grands accidents majeurs de direction NW à NNW jalonnés par un sillon tectonisé de série verte (greywackes peu métamorphiques). La présence du craton n'est attestée que par un petit affleurement au DJEBEL HEIRANE et par les affleurements de la bordure du TANEZROUFT de OUALLEN (granites, gneiss, diorites, etc ... roches remaniées aussi en galets dans la série verte). La région d'ADRAR est en outre recouverte en grande partie par une couverture de terrains paléozoïques également plissés dont la répartition indique dans les synclinaux une épaisseur de plus de 500 m. Une pellicule crétacée recouvre la partie Est d'ADRAR.

– Zone du TANEZROUFT oriental

1 - Histoire tectonique

Trois grands cycles orogéniques anté-ordoviciens et des déformations post-précambriennes se sont succédées dans la zone nord-ouest du HOGGAR dont fait partie le TANEZROUFT oriental.

a - le cycle ouzzalien (Archéen) d'âge 3.300 Ma. Il n'existe que dans le môle In OUZZAL, fragment de craton resté stable.

b - le cycle éburnéen (Birimien) d'âge 2.000 Ma. Il est représenté dans une unité chevauchante vers le Sud, dans la région du TASSENDJANET. L'ouzzalien a été incorporé dans ce cycle.

c - le cycle pan-africain, d'âge 600 à 550 Ma. Il affecte le fragment de socle éburnéen et les complexes précambriens post 2.000 Ma dont les formations composent la chaîne pharusienne. Cette chaîne pharusienne, arasée avant la transgression ordovicienne, forme l'essentiel du Bouclier Touareg, "zone mobile" qui contraste avec le craton ouest africain resté stable depuis 2.000 Ma.

d - déformations post-précambriennes et post-crétacées

Après le Précambrien, cette région a pu subir :

– des rejeux de fractures au cours du Primaire et notamment à sa fin (Permocarbonifère) puis au début du Secondaire. Ces rejeux n'ont pas affecté les TASSILIS d'OUALLEN mais on les connaît dans la zone d'ADRAR-SAOURA (bord redressé du bassin de REGGAN, 6.000 m de paléozoïque probable).

– des déformations localisées sur le passage d'accidents du socle, à l'Eocène, affectant le Paléozoïque et le Secondaire.

Elle est de plus caractérisée par des structures sub-méridiennes et compartimentées en blocs longitudinaux par de gigantesques décrochements. Ces grands accidents ont largement guidé la mise en place des intrusions aussi bien basiques qu'acides, et cette répartition montre que ces accidents ont été très anciennement individualisés. Le terme de "linéament" est utilisé actuellement pour désigner de tels accidents de l'écorce qui se singularisent par leur permanence.

2 - Formations géologiques

Ce sont principalement des formations précambriennes de la chaîne pharusienne qui composent la géologie visible de cette région, bordée à l'Ouest par le craton ouest africain. Ces formations précambriennes sont recouvertes au Nord par les séries paléozoïques des TASSILIS.

On rencontre de l'Ouest vers l'Est :

- les formations quaternaires du TANEZROUFT qui recouvrent les limites du "craton ouest africain" excepté à l'Ouest d'OUALLEN ;
- le rameau occidental de la chaîne pharusienne, séparé du rameau central (situé à l'Est de la carte), par un fragment de craton resté stable (môle In OUZZAL).

Avant d'examiner les divers ensembles qui composent la géologie de surface, on peut résumer la zone étudiée (à l'exception de la partie craton) en disant qu'elle est d'une grande complexité structurale caractérisée par :

- l'existence de plusieurs phases de plissements superposés et de directions différentes,
- l'existence d'un magmatisme et de volcanismes basique et acide très intenses,

- un métamorphisme de degré croissant vers l’Ouest,
- la présence de dômes thermiques discordants,
- et surtout l’existence de grands accidents subméridiens linéamentaires.

– Divers ensembles composant la géologie

A – Le craton ouest africain et sa couverture

Le craton ouest africain couvre une zone très étendue dont notre levé gravimétrique ne fait qu’effleurer une infime partie de la bordure qui est cachée par une couverture plio-quaternaire. La seule partie visible dans la région d’OUALLEN montre qu’elle est profondément affectée par la tectonique précambrienne. De ce qu’on connaît par ailleurs de la partie stable (bouclier Réguibat) on peut dire que c’est une zone très profondément granitisée et plus homogène que le Birrimien de Côte d’Ivoire.

Cependant, bien au Sud de notre levé, il existe des failles et des plis traduisant des mouvements verticaux de plus de 1.000 m. Les épaisseurs de la couverture sont mal connues, vers 22° nord ; (à la limite de notre carte), l’épaisseur du Crétacé supérieur est au minimum de 300 m (sondage de Bidon 5) et celle du continental intercalaire inconnue.

B – Le socle archéen

Il constitue une dorsale submérienne formant le môle IN OUZZAL. Les formations ouzzaliennes sont partout limitées par des contacts tectoniques. Ces roches archéennes sont constituées par des paragneiss variés, du faciès granulite caractérisé par la présence fréquente d’hypersthène, et par des masses de granites charnockitiques. Les roches basiques et ultrabasiques (norites, pyroxénites) se présentent en général en couches peu importantes, excepté dans le petit horst du Sud de l’AHNET.

Analogique par son faciès minéralogique à la zone d’Ivrée des Alpes, le môle IN OUZZAL occupe une position singulière dans la chaîne et représenterait la base de la croûte ancienne. La géochronologie indique de plus qu’il n’a pas subi d’événements thermo-tectonique depuis 2.000 Ma, qu’il est en quelque sorte étranger à la chaîne, tout comme la zone d’Ivrée.

C – Le noyau de socle éburnéen

Hors du craton ouest africain, le socle éburnéen affleure dans la région du TASSENDJANET et constitue une nappe chevauchante surtout composée de diverses catégories de granites.

D – Les séries de couverture

1 - Précambrien moyen

a - les faciès de plateforme

Il s’agit d’une série souvent peu métamorphique transgressive sur le socle d’âge éburnéen, conservée dans les parties frontales de la nappe du TASSENDJANET. Elle est composée à la base

par un ensemble détritique formé de quartzites et d'arènes granitiques qui s'épaissent vers l'Est aux marge de cette zone (500 à 3.000 m) dans l'ADRAR AHNET, puis d'une puissante série calcaréo-dolomitique (4.000 m).

b - les complexes basiques et ultrabasiques

Ils se sont mis en place aux marge de ce domaine de plateforme. On y distingue des sills de gabbros (100 à 200 m d'épaisseur), des lentilles de roches ultrabasiques serpentiniées, d'énormes complexes gabbroïques renfermant des termes ultrabasiques et des masses stratoïdes rubanées d'épaisseur 1.000 à 2.000 m. Par le volume de roches basiques et ultra-basiques émises, on peut parler d'une basification régionale.

Il faut noter cependant dès à présent, que les serpentinites, bien qu'ayant pour origine un magmatisme basique, peuvent donner lieu à des roches hydratées, donc légères, même en grande profondeur, sous l'influence d'un métamorphisme de faible degré.

c - les équivalents latéraux à faciès subsident

Ces équivalents des zones méridionales sont surtout représentés par les formations méso - à catazonales où les quartzites constituent d'énormes accumulations (TIDERIDJAOUINE, ADRAR AHNET ...) ainsi que les gneiss (catazone d'EGATALIS et d'IN TASSAK). Associés à cet ensemble, les orthogneiss constituent des masses considérables. Ce sont des roches acides souvent alcalines, d'origine magmatique et volcanique qui jalonnent notamment les grands accidents nord-sud.

Il faut noter également que les associations catazonales d'EGATALIS ont dû se former à grande profondeur (supérieure à 15 à 20 km) avec un fort gradient thermique dû à un apport local de chaleur lié à une source magmatique de très haute température constituée par des intrusions profondes de roches basiques. On serait en présence dans cette zone des racines les plus profondes de la chaîne, arrivées en surface et arasées.

3 - Précambrien supérieur

a - Les coulées d'andésites et de basaltes, accumulées sur plus de 2.000 m forment deux complexes reposant sur des roches basiques du Précambrien moyen ou conservés dans un graben affectant le môle IN OUZZAL.

b - la série verte est exclusivement formée de greywackes volcaniques conservées dans un vaste synclinorium subméridien (synclinorium d'IN ZIZE). Très tectonisée, son épaisseur est inconnue (plus de 6.000 m). Le substratum de cette série, lorsqu'il est connu, est formé de roches basiques et ultrabasiques.

A l'Est du môle IN OUZZAL, dominent aussi des complexes volcaniques et volcanodétritiques variés peu métamorphiques, ainsi qu'une épaisse série gréso-pélitique de type flysch.

c - les granites et granodiorites syn à tardiorogéniques constituent plus de 30 % des affleurements, notamment à l'Est du môle IN OUZZAL. Il existe aussi des massifs de tonalite et de diorite (intrusion circulaire au sud-ouest du TASSENDJANET, TIN ED EHOU ...) ainsi que quelques petits massifs de gabbros.

d - les formations molassiques discordantes. Il s'agit des formations groupées sous le terme de "Série Pourprée". Surtout continentales et pouvant totaliser plus de 4.000 m d'épaisseur dans l'axe des grabens, elles se sont déposées dans des bassins subsidents et proviennent du démantèlement de la chaîne.

Une activité magmatique importante accompagne cette période : rhyolites, microdiorites, volcan basaltique ... Les zones stables (môle IN OUZZAL) sont recoupées par des milliers de dykes acides et basiques. Des nappes ignimbritiques surmontant les formations pourprées sont conservées dans des structures en chaudron comme celle d'IN ZIZE, dont les rhyolites indiquent un âge de 540 Ma, c'est-à-dire cambrien.

Ces rhyolites et granites d'IN ZIZE du môle IN OUZZAL auraient pour origine une fusion à faible profondeur des granulites consécutive à des injections de roches basiques.

CHAPITRE V

RELATIONS ENTRE LA GRAVIMETRIE ET LA GEOLOGIE

A – Traits généraux des cartes gravimétriques en relation avec la géologie

Pour mieux faire ressortir les traits généraux des cartes gravimétriques qui peuvent être en relation avec la géologie, nous considérerons plus particulièrement la carte des anomalies isostatiques sur laquelle figure le fond géologique simplifié. Nous réservons la carte des anomalies locales les plus importantes que nous étudierons d'une façon plus détaillée.

– Région du TANEZROUFT oriental

L'examen des cartes gravimétriques montre :

- un certain nombre d'accidents majeurs,
- une direction subméridienne des anomalies dans la partie ouest en bon accord avec la direction nord-sud de la tectonique,
- une direction nord-est des isanomales dans la partie orientale qui semble indépendante de la tectonique apparente,
- une concordance souvent nette entre la gravimétrie et la géologie superficielle.

1 - A l'Ouest, la carte nous indique à l'intérieur du craton ouest africain tel qu'il est délimité à partir de la géologie, une série d'importantes anomalies positives d'orientation subméridienne. Cette direction est caractéristique de la phase la plus marquante de l'orogénèse pan-africaine et on peut en conclure que la bordure du craton a été affectée, comme la zone mobile, par des événements tels qu'une importante fissuration qui a permis la remontée de roches profondes. La faiblesse de cette zone est signalée par le fait qu'on y observe plus au Sud, des plis d'âge alpin dans la couverture mésozoïque.

Ces caractères sont à opposer à ceux de la bordure du craton plus au Sud dans la zone du GOURMA (REICHELT, 1966). Dans cette zone fortement subsidente, le socle granitique s'enfonce considérablement en allant vers l'Est, en même temps que s'épaissent les sédiments du Précambrien supérieur plissés et métamorphisés au cours de l'orogénèse pan-africaine sous une surcharge supérieure à 25 km (associations éclogitiques). Ceci expliquerait la vaste anomalie négative qui existe dans le GOURMA. Par analogie avec ce que nous constatons ici, la bande d'anomalies positives du méridien 0° de la région du GOURMA pourrait représenter l'extrême limite du craton en profondeur (Thèse P. LOUIS, 1970).

Notons encore que le contraste entre anomalies semble s'atténuer dans la partie occidentale de notre levé où, rappelons-le, rien n'apparaît en surface du substratum. Il est possible que nous ayons atteint la partie stable du craton. Seules d'autres mesures gravimétriques plus à l'ouest permettront de conclure.

2 - Dans la région à l'Ouest d'OUALLEN, au Nord de la carte, où le socle n'est plus masqué par un recouvrement quaternaire, on constate à l'intérieur du craton l'existence de champs de dykes variés et d'origine profonde (rhyolites alcalines). La présence de l'anomalie positive conduit à penser à la mise en place de roches basiques denses en profondeur. De telles roches sont observées à l'affleurement plus au sud, au voisinage d'une anomalie positive de même ordre où elles constituent l'encaissant de dykes acides analogues.

3 - Une seule direction importante est-ouest apparaît dans le tracé des isanomales, c'est au niveau du 24^e parallèle, entre les longitudes 1° et 2° E ; elle correspond aux structures majeures de la nappe du TASSENDJANET et précisément à la partie frontale où se sont accumulées une grande quantité de roches basiques et ultrabasiques qui injectent la série à stromatolites.

4 - La région d'EGATALIS se marque par une anomalie positive étendue avec des maxima localisés. Bien qu'une partie de la région correspondant à cette anomalie soit recouverte de formations quaternaires, on peut y associer des affleurements visibles de gabbros syn-métamorphiques injectant les roches catazonales denses formées à haute température et à grande profondeur (supérieure à 30 km). On serait en présence des parties les plus profondes de la chaîne, remontées en surface et arasées (Thèse CABY).

La partie orientale des gneiss d'EGATALIS (à l'Est du graben de série pourprée) qui se situe en pleine anomalie négative semble différente de la partie occidentale, bien que le degré de métamorphisme soit analogue. Il faut noter qu'il n'y apparaît pas en surface de pointements de gabbros et norites synmétamorphiques contrairement à la partie occidentale, mais au contraire d'importantes masses de gneiss granitiques alcalins.

5 - La bande d'anomalies négatives du méridien 2° E se situe sur un complexe d'orthogneiss alcalins légers qui jalonnent un grand décrochement ainsi que sur la grande accumulation tectonique de quartzites (ADRAR TIDERIDJAOUINE).

6 - Plus au Nord, les isanomales négatives suivent en gros les limites d'érosion des TASSILIS.

7 - Le môle IN OUZZAL, bien que situé dans la zone mobile, est demeuré structuralement rigide et isotopiquement stable au cours du cycle pan africain. Il se situe à l'intérieur d'une vaste anomalie positive.

Alors que les deux accidents qui le limitent sont structurellement analogues, on constate que, si le décrochement ouest ouzzalien correspond à la limite de l'anomalie au moins dans sa partie sud, il n'en est pas de même pour le décrochement oriental. L'anomalie positive n'est en effet pas affectée par le passage de cet accident, en particulier l'orientation Nord-Est Sud-Ouest des isanomales qui apparaît au Sud-Est de la carte se continue de part et d'autre du décrochement et n'est donc probablement pas en relation avec lui. En ce qui concerne l'accident ouest ouzzalien, il faut noter qu'au Sud d'IN ZIZE la limite de l'anomalie lui correspond effectivement. Mais plus au Nord elle suit l'une des branches satellites de ce décrochement. Ce prolongement de l'anomalie positive vers le nord ouest peut s'expliquer par la présence à l'affleurement de gabbros variés incluant des écailles de roches à faciès granulite, recouverts eux-mêmes par de puissantes coulées de basaltes et d'andésites sur une étendue considérable.

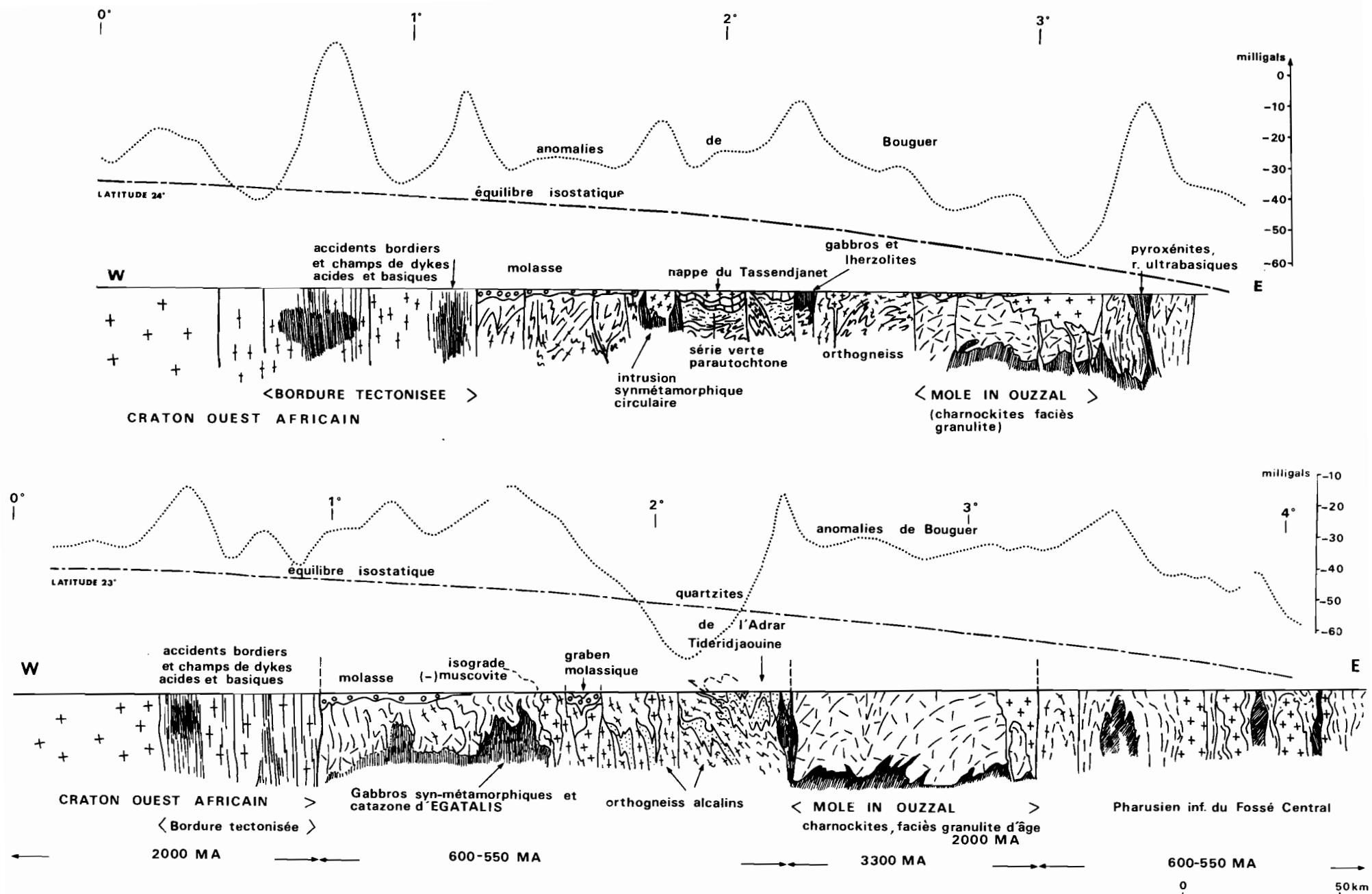


Fig. 14 - Profils de la région du TANEZROUFT le long des parallèles 23° et 24° et coupes géologiques d'après R. CABY.

Mentionnons encore que le décrochement occidental est jalonné par d'importantes anomalies positives localisées, visibles sur la carte isostatique le long du méridien $2^{\circ} 30$ du Sud au Nord vers 23° , $23^{\circ} 35$ et 24° . On n'observe rien de semblable pour le décrochement oriental.

Les deux décrochements qui limitent le môle IN OUZZAL ne sont donc pas gravimétriquement semblables. On peut être tenté de penser, dans ces conditions, que le décrochement occidental qui géologiquement ne se différencie pas du décrochement oriental représenterait seul un trait qui intéresse les parties profondes de l'écorce.

Mais il se pourrait aussi que la limite ouest soit essentiellement révélée en gravimétrie par le contraste relativement superficiel des roches de l'IN OUZZAL avec d'une part le complexe d'orthogneiss alcalins légers et d'autre part avec la grande accumulation tectonique de quartzites et qu'il ne faille pas faire de cette limite un phénomène d'origine profonde. Mais dans ce cas, il semble étonnant qu'aucun contraste n'apparaisse à la limite orientale de l'IN OUZZAL, alors que dans le fossé central pharusien 30 % des affleurements de socle sont constitués par des roches granitiques peu denses.

Toute la partie orientale de la carte présente un même excédent positif, aussi bien la zone du môle IN OUZZAL que celle du fossé central pharusien en contact avec lui sur son bord oriental. Il faut donc penser que ce sont des roches ultrabasiques étalées en profondeur dans les deux zones qui expliqueraient le caractère positif de l'ensemble de celles-ci et que c'est un manque de contraste de densité aussi bien en surface qu'en profondeur qui masquerait la bordure orientale du môle IN OUZZAL.

D'ailleurs l'examen des profils de la figure 10, dont deux, les profils 23° et 24° , sont repris sur la figure 14 accompagnés de coupes géologiques telles que les conçoit R. CABY d'après les données géologiques et géophysiques, montre bien que si l'on faisait abstraction de l'importante anomalie négative du méridien 2° E, on observerait le même niveau anomalique de part et d'autre du môle IN OUZZAL.

8 - Rappelons le caractère positif de l'ensemble de la carte d'anomalies isostatiques dont la valeur moyenne est d'environ + 17 milligals. Ce caractère positif d'ensemble peut aussi bien s'expliquer par une remontée du manteau que par un étalement de roches basiques à une certaine profondeur.

En résumé, il semble que l'allure générale de la carte gravimétrique de la région du TANEZROUFT oriental reflète en grande partie la géologie superficielle, comme on peut d'ailleurs s'y attendre quand on se trouve en face d'un socle affleurant hétérogène, et indiquerait en plus la présence en profondeur d'intrusions basiques qui soulignent surtout la bordure du craton ouest africain.

– Région d'ADRAR

Le peu d'étendue de cette zone ne permet guère de donner une vue d'ensemble de la gravimétrie de la région. Le seul trait caractéristique est la concordance entre la direction générale des isanomales et les lignes tectoniques principales. Les anomalies positives, peu importantes, une vingtaine de milligals, orientées SE-NW, semblent liées à la présence du sillon tectonisé de série verte qui marque la bordure du craton dont la présence est attestée par un petit affleurement au DJEBEL HEIRANE. Les zones négatives de part et d'autre de l'anomalie positive centrale sont liées aux couvertures de paléozoïque d'épaisseur pouvant dépasser 5.000 m.

B – Etude des anomalies

1 - Généralités

Dans ce chapitre nous essayerons de donner des interprétations des anomalies les plus importantes en se laissant guider par ce qui est connu de la géologie de ces régions.

Nous ferons appel aux anomalies de Bouguer qui sont plus précises que les anomalies isostatiques et de plus l'isostasie ne joue pratiquement pas dans le cas d'anomalies peu étendues. Pour cette étude il est nécessaire d'isoler une anomalie de son "contexte", c'est-à-dire de la dégager du fond anomalique environnant. On peut procéder de deux manières :

– soit en examinant de près la carte des anomalies de Bouguer et en essayant d'estimer à vue une valeur du niveau environnant l'anomalie qu'on désire isoler pour déterminer le niveau zéro de l'anomalie.

– soit en traçant un profil en travers de l'anomalie et débordant de part et d'autre et en dessinant à vue une courbe moyenne que nous adopterons comme pouvant représenter l'anomalie "régionale". La différence entre l'anomalie régionale ainsi choisie empiriquement et l'anomalie de Bouguer donnera une anomalie "résiduelle" que nous essayerons d'interpréter. Afin que le lecteur puisse se rendre compte de la part de subjectivité qui intervient dans le tracé de la "régionale", une courbe moyenne régionale est représentée sur chaque coupe de la figure 10.

L'interprétation d'une anomalie fait appel à des éléments tels que les dimensions, la profondeur, la densité des masses responsables des anomalies, éléments en général inconnus, ce qui conduit à une infinité de solutions théoriques possibles. Mais en réalité le nombre d'interprétations est limité par ce que l'on sait de la géologie.

Si l'on peut faire varier les dimensions et la profondeur des masses responsables des anomalies dans d'assez larges proportions, tout en restant dans des limites raisonnables, en dehors des cas où les anomalies sont à rattacher directement à des affleurements de roches en surface, il est un élément qui ne peut varier que dans d'étroites limites, c'est la densité.

– Déterminations de quelques densités

Nous avons adopté pour le calcul des anomalies de Bouguer la densité moyenne de 2,67 généralement admise. Cependant, pour un examen plus détaillé des anomalies il semblait nécessaire d'avoir une idée plus exacte des densités réelles de quelques roches.

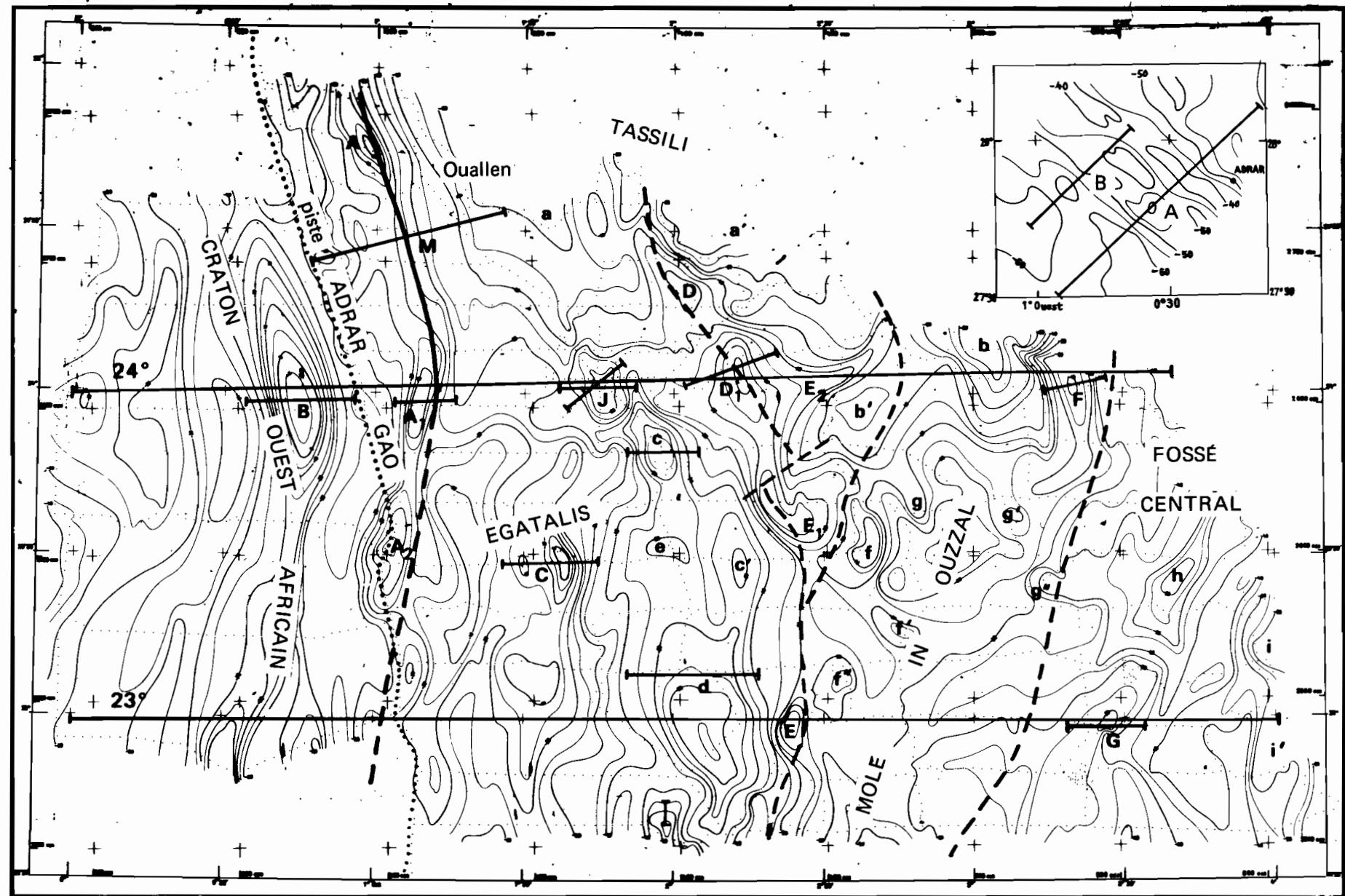
C'est pourquoi nous avons effectué quelques déterminations de densité sur des échantillons que R. CABY avait prélevés antérieurement pour son étude.

Les densités mesurées sur des échantillons de surface seront toutefois légèrement différentes des densités réelles en profondeur. Les erreurs dans la mesure de densité sur échantillons proviennent de l'absence d'eau, ici faible car nos roches sont peu poreuses et de l'absence de la compression élastique qui règne en profondeur.

– môle IN OUZZAL (mélange de charnockites (2,67) et d'environ 10 % de norites et de roches à hypersthène (2,8 à 3,3))

densité moyenne 2,75

Fig. 12 - Emplacement des anomalies examinées et de certains profils correspondants.



— gabbros (sous les andésites) de l'Est et Sud d'ougda	2,90
à la pointe Sud, mélange de périclites, harzburgites (3,30), granulites et basiques associées (2,85)	3,05
— andésites mésocrates qui forment la couverture des gabbros précédents	2,68
— roches ultrabasiques du "camp ZORA", au Sud de l'AHNET	3,17
— roches semi-basiques de l'intrusion circulaire formées de tonalites et diorites (chloritisées)	2,65
— bordure basique de cette intrusion composée de charno- ckites (2,70) et roches basiques (2,95)	2,85
— roches environnantes de l'intrusion circulaire mélange de calcaires, dolomites, marbres (2,65 à 2,75)	2,70
— granodiorites type TIN ED EHOU	2,65
— granites d'IN ZIZE	2,60
— rhyolites d'IN ZIZE	2,45
— grès arkosique (série pourprée)	2,60
— série verte (greywackes du synclinorium d'IN ZIZE)	2,75
— gneiss alcalins	2,60
— quartzites	2,60

Ces déterminations nous seront utiles dans l'interprétation des anomalies.

2 - Examen détaillé des anomalies

Dans ce chapitre nous allons examiner successivement les anomalies positives et négatives les plus importantes et voir leurs relations éventuelles avec la géologie. Ceci nous conduira à remarquer que quelques traits géologiques n'apparaissent pas en gravimétrie.

Nous avons représenté sur la figure 12 les anomalies ou séries d'anomalies les plus marquantes, ainsi que les profils ayant servi à l'étude plus détaillée de certaines d'entre elles.

— Région d'ADRAR

Un premier examen montre que la gravimétrie reflète l'influence d'une part du sillon tectonisé de série verte et d'autre part des séries primaires.

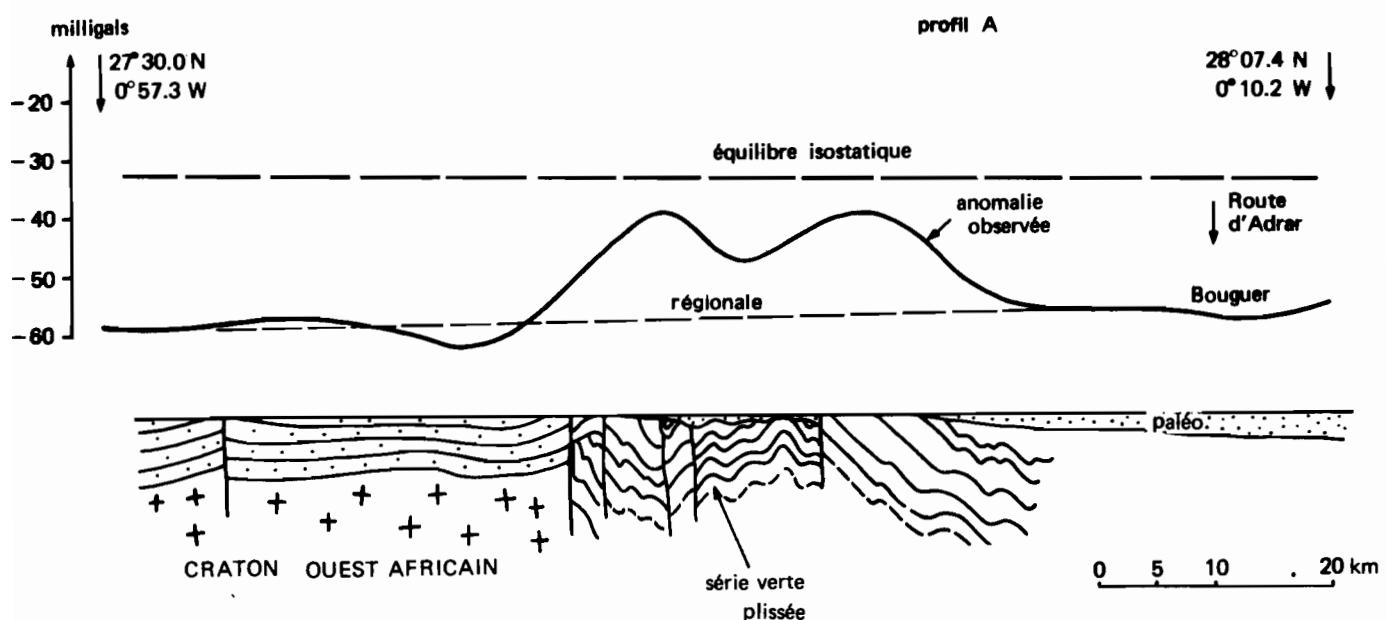
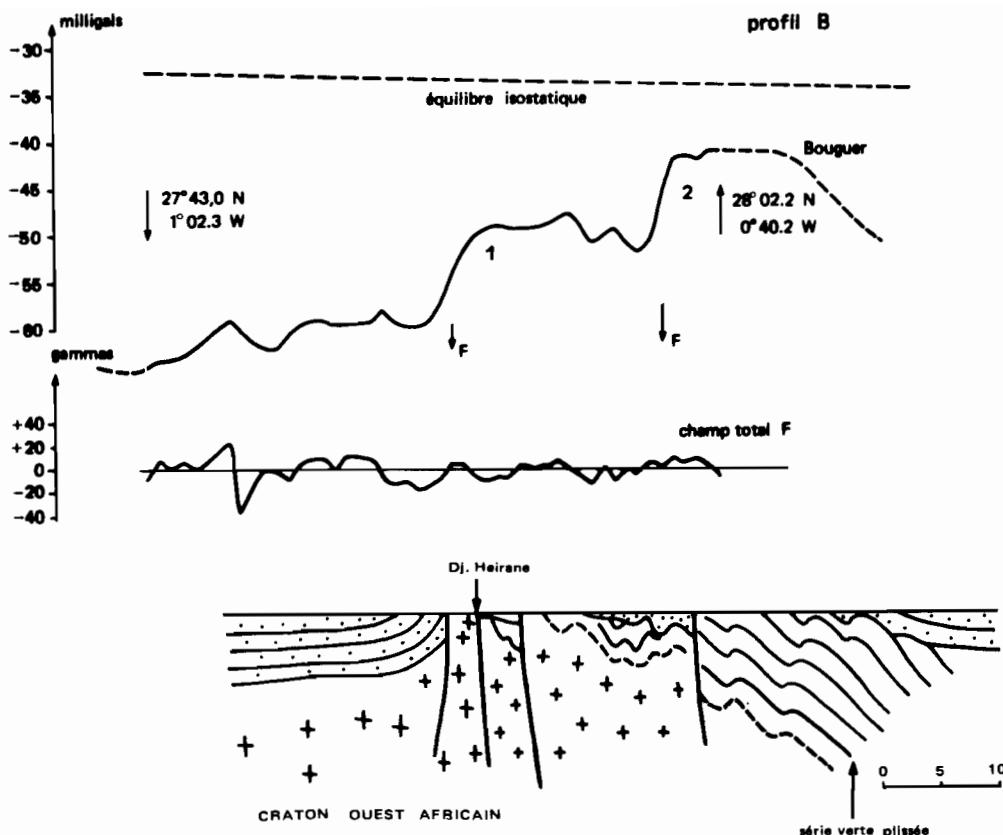


Fig. 13 - Profils de la région d'ADRAR et coupes géologiques d'après R. CABY.

Deux profils ont été tracés perpendiculairement à la direction générale des anomalies et de la tectonique.

L'un, le profil A, a été tracé à partir des isanomales. L'autre, le profil B, a été obtenu à partir des mesures de détail effectuées tous les kilomètres. Pour ce dernier les mesures gravimétriques ont été doublées par des mesures magnétiques de l'intensité du champ total. R. CABY a dessiné les coupes géologiques correspondantes en tenant compte à la fois des observations géologiques et des données géophysiques (figure 13).

Sur les deux profils les anomalies maximales, obtenues à partir du niveau moyen de la régionale sont de l'ordre d'une vingtaine de milligals. Pour le calcul des anomalies de Bouguer on peut admettre par rapport à la densité moyenne adoptée 2,67 un contraste de densité de + 0,05 pour la série verte et - 0,05 pour les séries paléozoïques. Examinons plus en détail ces deux profils.

— **Profil A** - L'épaisseur de 5.000 m environ que l'on admet pour le paléozoïque à l'Ouest du sillon de série verte introduit une anomalie négative de l'ordre d'une dizaine de milligals. L'amplitude de l'anomalie étant d'une vingtaine de milligals, la différence de 10 milligals peut s'expliquer par une épaisseur de 7.500 m de série verte, le sillon atteignant une largeur de 30 km en cet endroit. Le minimum de 8 milligals entre les deux maxima 1 et 2 peut être dû à l'épaisseur de 2.000 m de Paléozoïque (contraste de densité de - 0,1 par rapport à la série verte) au milieu de la série verte.

— **Profil B** - On a vu que le profil B, long d'environ 50 km, comporte des mesures gravimétriques et magnétiques tous les km. Ce profil traverse l'affleurement de craton au DJEBEL HEIRANE qui caractérise cette région.

Le profil magnétique ne présente pas d'anomalies importantes, l'amplitude moyenne ne dépassant pas 20 gammes, et il faut noter en particulier qu'il ne marque pas les contacts entre craton, série verte et Paléozoïque.

L'examen du profil des anomalies de Bouguer montre une amplitude d'une dizaine de milligals pour l'anomalie 1. D'après ce que l'on a vu pour le profil A, une épaisseur de 5.000 m de Paléozoïque suffit à l'expliquer. On retrouverait donc sous l'anomalie 1 un compartiment de socle surélevé et masqué sans doute par une petite couche de paléozoïque et peut être de série verte. L'anomalie 2 serait dûe à une épaisseur de 7.000 m de série verte dont le sillon n'aurait plus qu'une largeur de 14 km. Le léger minimum entre les anomalies 1 et 2 serait dû à une surépaisseur du Paléozoïque en bordure de la faille F2.

On pourrait résumer l'examen de ces deux profils qui sont peu éloignés l'un de l'autre en disant qu'ils présentent la même allure générale, à la différence que l'anomalie 1 du profil B devient plus importante sur le profil A par suite de la descente du compartiment du socle qui a été remplacé par un graben de série verte.

— Région du TANEZROUFT oriental

- Anomalies positives

a - Bande des anomalies positives A, A1 et A2.

La direction subméridienne de l'importante série d'anomalies positives A, A1 et A2 correspond à un trait essentiel de la phase principale de l'orogénèse pan-africaine.

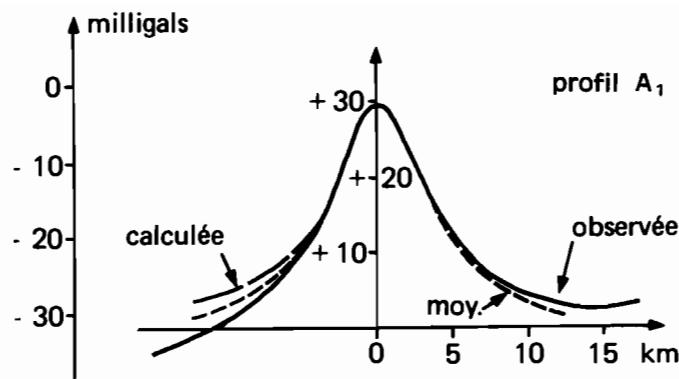


Fig. 15 - Coupe de l'anomalie A1.

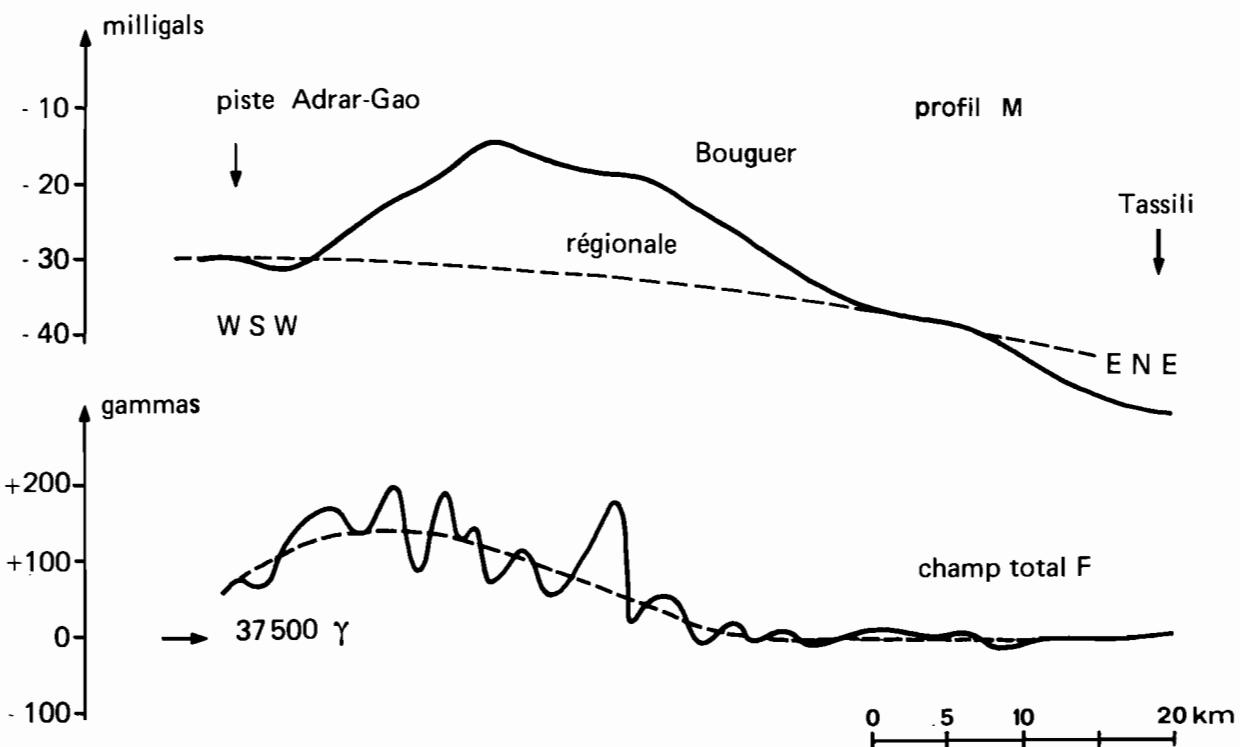


Fig. 16 - Profils magnétique et gravimétrique M.

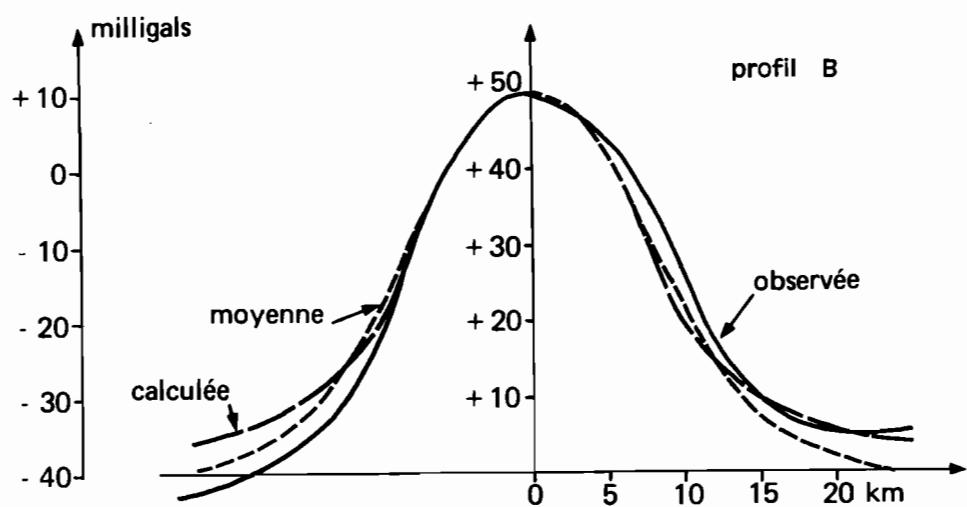


Fig. 17 - Coupe de l'anomalie positive B.

La géologie nous apprend que l'anomalie A se situe en bordure intérieure du craton et dans la seule région du TANEZROUFT où il est visible, partout ailleurs le craton est masqué par des recouvrements quaternaires. L'anomalie A et une partie de l'anomalie A1 coïncident avec des affleurements de dykes variés jointifs dont l'encaissant a pratiquement disparu. La présence de ces anomalies positives conduit à penser à la mise en place de roches basiques en profondeur que l'on observe effectivement à l'affleurement entre A et A1. Par analogie nous interpréterons ces différentes anomalies d'une même manière. De plus, l'anomalie A étant située en bordure du craton, on peut raisonnablement supposer qu'elle est liée aux phénomènes qui marquent le contact entre le craton et la zone mobile et que par conséquent, ce contact serait délimité par la bande d'anomalies A, A1 et A2.

Profil A1 - A vue, le niveau zéro de l'anomalie A1 peut être situé aux environs de - 30 milligals. L'anomalie calculée figure 15, profil A1 correspondant à une masse de roches denses présentant un contraste de densité de 0,3, large de 5 km, entre 9 et 1 km de profondeur, soit une épaisseur de 8 km, rend bien compte de la moyenne de l'anomalie observée déterminée à partir des valeurs réelles.

Profil M - La figure 16 montre le profil des anomalies magnétiques de l'intensité du champ total obtenu à partir de mesures effectuées tous les kilomètres et le profil des anomalies de Bouguer tracées à partir des isanomales. Sur le profil magnétique on peut noter la présence d'importantes anomalies vers l'Ouest, c'est-à-dire vers la bordure du craton. De même que les anomalies gravimétriques, on peut lier les anomalies magnétiques à la présence d'intrusions basiques qui marquent le contact entre le craton et la zone mobile.

b - Anomalie positive B à l'intérieur du craton - (à l'Ouest de la série d'anomalies A, A1 et A2)

De même que les anomalies A, A1, A2, l'anomalie B se situe sur le craton tel que le définit la géologie mais plus à l'intérieur. Son orientation est sensiblement nord-sud, direction qui est caractéristique de l'orogénèse pan-africaine. La présence de cette forte anomalie montre que la bordure du craton a été affectée par une importante fissuration qui a permis la remontée de roches profondes. Mais rien n'apparaît à l'affleurement par suite des recouvrements quaternaires.

Cette anomalie peut s'interpréter (figure 17) par une masse de roches lourdes, contraste de densité de 0,3, d'une largeur de 14 km située entre 9 et 2 km de profondeur, soit une épaisseur de 7 km.

La profondeur maximale de la couche mince homogène qui donnerait une anomalie voisine de celle qui est observée, serait de 5 km et le produit de l'épaisseur e de la couche par le contraste de densité d serait égal à 2.100 tonnes/mètre carré. Le tableau ci-dessous donne les valeurs de l'épaisseur e nécessaire pour quelques valeurs du contraste de densité :

d	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
e	21 km	10,5 km	7 km	5,3 km	4,2 km

Pour un contraste déjà important de 0,3 (basaltes dans un encaissant granitique) nous voyons qu'il faut une épaisseur de 7 km.

Si cet excès de poids était compensé au moins partiellement, l'intrusion de roches lourdes devrait être plus importante encore. L'anomalie négative de quelques milligals située immédiatement à l'Ouest de B pourrait faire penser à une masse légèrement compensatrice. Nous avons vu cependant auparavant que la masse responsable de l'anomalie B est loin d'atteindre les valeurs

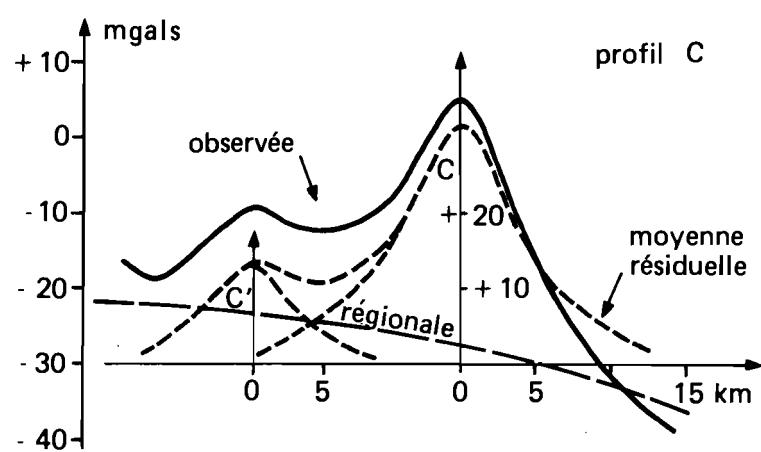


Fig. 18 - Coupe de l'anomalie positive C de la région d'EGATALIS.

au-delà desquelles la croûte s'affaisse. Il n'y aurait donc probablement pas de compensation et le déficit de masse pourrait s'expliquer uniquement par un approfondissement local du socle, comme le pensent certains géologues par suite de ce que l'on sait des épaisseurs de la couverture plus au Sud de notre levé. Une épaisseur de sédiments de 800 m avec un contraste de densité de 0,3 (sédimentaire - cristallin) suffit à donner une anomalie négative de 10 milligals.

c - Région d'EGATALIS

La région d'EGATALIS correspond à une zone gravimétrique très largement positive. Une grande partie de cette région est recouverte par des formations quaternaires et ce n'est que dans la partie orientale qu'apparaît le substratum. Nous y avons tracé le profil C qui se situe dans un secteur où affleurent des gneiss granitiques variés et qui présente d'importantes fractures qui ont permis la remontée de roches profondes. Des affleurements de gabbros à olivine sont d'ailleurs connus non loin de C à 23° 25 et 1° 35.

L'anomalie C se situe ainsi dans un milieu anomalique positif étendu qui est toutefois bordé à l'Est par une forte anomalie négative. La régionale adoptée détermine une anomalie moyenne résiduelle (figure 18) qui peut être considérée comme la somme de deux anomalies C et C1. Une masse de roches denses, large de 5 km, située entre 9 et 1 km, présentant un contraste de densité de 0,3 peut rendre compte de l'anomalie C.

d - Régions D et D1

Les régions D et D1 correspondent à des anomalies positives étendues et de faible amplitude, d'une vingtaine de milligals. On peut sembler lier directement l'anomalie D aux affleurements de gabbros recouverts par des basaltes et andésites (andésites demi-deuil) et l'anomalie D1 à des affleurements de roches semi-basiques dans la série verte.

Ces anomalies marquent une direction satellite NW du décrochement ouest ouzzallien, la charnière étant située aux environs de l'anomalie E1 que nous pouvons lier à la bande des anomalies E et E2, elles-mêmes liées à ce décrochement.

Cependant l'anomalie D reste faible ; si l'on admet les densités assez élevées observées à l'affleurement de roches basiques, le volume doit être peu important et on aurait affaire à un simple laccolite.

Par ailleurs il est intéressant de rappeler que certains magmatismes basiques et même ultrabasiques conduisent à des roches hydratées (serpentines) dues à un métamorphisme de faible degré et donc légères. Bien que pouvant donner lieu à d'importantes formations, ces roches par suite de leur densité, ne produiront que de faibles anomalies.

L'importance soulignée par la géologie du magmatisme basique et ultrabasique qui suggère l'idée d'une basification régionale localisée le long d'une grande fracture sub-méridienne et de sa branche satellite NW nous permettent de penser, compte tenu des faibles amplitudes des anomalies D, D1 (une vingtaine de milligals), que nous sommes dans ce cas.

L'anomalie résiduelle déduite à partir de la régionale empirique du profil de l'anomalie D1 (figure 19) indiquerait pour une masse affleurante de largeur 8 km, une profondeur de 15 km avec un contraste de densité d'environ 0,1.

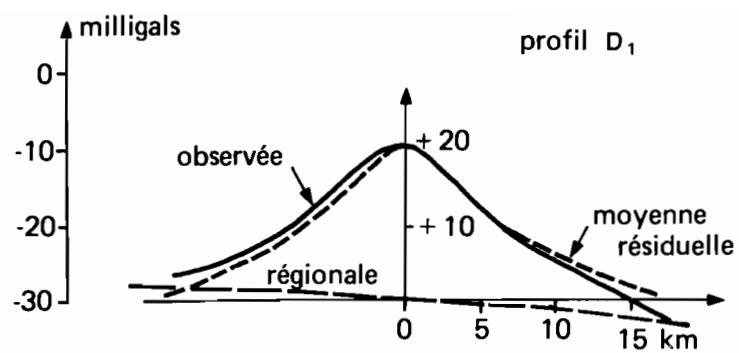


Fig. 19 - Coupe de l'anomalie D1.

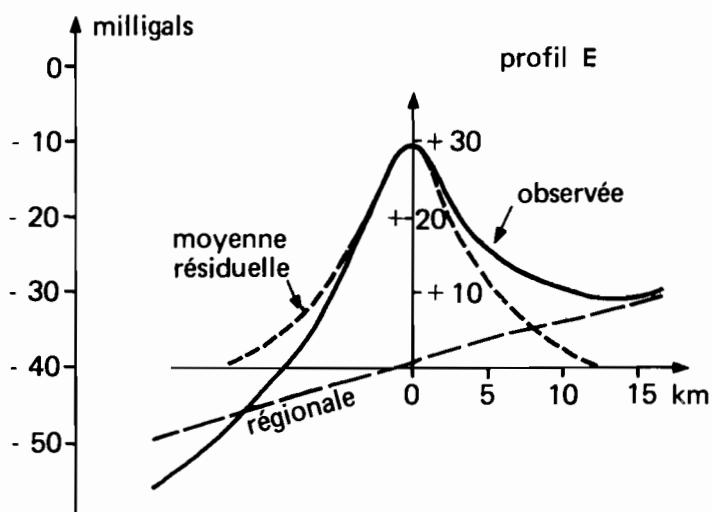


Fig. 20 - Coupe de l'anomalie E.

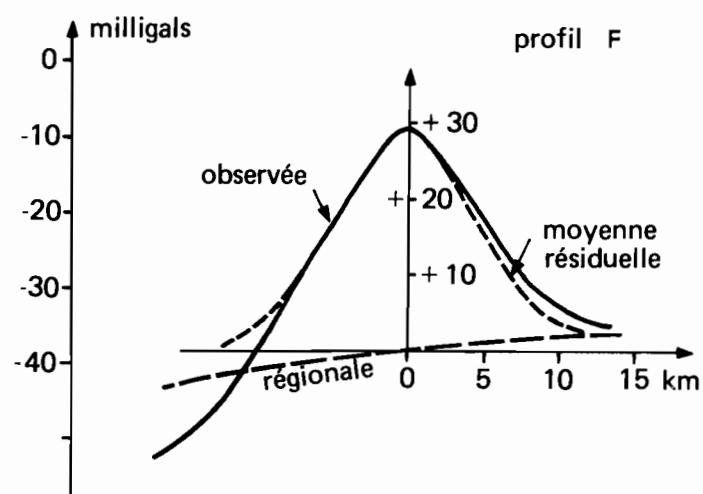


Fig. 21 - Coupe de l'anomalie F.

Si des considérations géologiques différentes nous incitaient à conserver le contraste de densité élevé observé sur des échantillons de surface, on obtiendrait une anomalie voisine de celle observée avec une masse qui ne sera plus affleurante, située entre 7 et 3,5 km de profondeur, de largeur 6 km et présentant un contraste de densité de 0,4.

e - Bandes d'anomalies positives E, E1 et E2.

Une série d'anomalies positives très localisées E, E1 et E2 jalonnent le décrochement ouest ouzzalien du méridien $2^{\circ}30$. Cette série d'anomalies positives est l'indice d'une fissuration importante dans le socle qui a dû permettre la remontée de roches profondes. La géologie n'indique rien à l'affleurement en E, des pointements de gabbros et norites en E1 et des gneiss granitiques et magmatiques en E2.

Nous avons vu que l'anomalie E1 que nous avons reliée à la bande E et E2 peut être également liée à la série d'anomalies D et D1 qui coïncident avec une branche satellite orientée NW du décrochement ouest ouzzalien. Si des pointements de gabbros et norites expliquent en partie d'anomalie E1, celle-ci est beaucoup plus étendue et il ne semble pas que ce sont les affleurements de roches semi-basiques entre E1 et D1, encore moins ceux de granites cartographiés au NW de E1 qui puissent la justifier. Il faut donc admettre qu'il y a des roches basiques en profondeur entre E1 et D1.

La région de l'anomalie E est voisine de la grande bande gravimétrique négative c, c' et c'' et l'interprétation de cette anomalie dépendra de la manière de tracer la moyenne "régionale" (figure 20). La régionale adoptée détermine une anomalie résiduelle qui peut s'interpréter comme étant dûe à une masse de roches lourdes, de largeur 3 km, située entre 10 et 1 km de profondeur, soit une épaisseur de 9 km, et présentant un contraste de densité de 0,35.

Par analogie, on peut donc admettre pour la zone E2 des roches ultrabasiques sous les affleurements de gneiss granitiques. A noter d'ailleurs que sur la carte géologique au 500.000e du NW de l'AHAGGAR (carte HT de la thèse de R. CABY) des pointements de gabbros sont cartographiés dans la zone E2.

f - Anomalie positive F

L'anomalie positive d'une trentaine de milligals cartographie en F (au Nord-Est de la carte) semble être directement liée à l'affleurement d'ultrabasites (pyroxénites à grenats, lherzolites qui seraient des roches analogues à celles du manteau) situé au sud de l'AHNET ("camp ZORA").

Il faut noter que si le maximum de l'anomalie semble bien centré sur l'affleurement, l'anomalie moyenne est beaucoup plus étendue et semble-t-il de direction Nord-Sud. Des mesures de densité sur quelques échantillons ont donné des densités élevées de 3,1 à 3,2. En fait le contraste doit être plus élevé les affleurements environnants étant constitués de roches légères : schistes cristallins, roches volcaniques acides, paragneiss ... Il est difficile d'admettre qu'un volume comme celui qu'on peut déduire de l'affleurement ne donne qu'une anomalie de 30 milligals avec un contraste de densité aussi élevé.

La profondeur moyenne maximale d'une couche mince homogène qui donnerait une anomalie voisine de celle observée serait de 3 km (avec une largeur de la bande de 7,5 km) et le produit d.e serait de 1.285 tonnes par mètre carré. Le tableau suivant montre que pour une masse

affleurante (soit une masse qui aurait 6 km d'épaisseur), le contraste de densité serait seulement de 0,2

d	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6
e	12,9 km	6,4 km	4,3 km	3,2 km	2,6 km	2,1 km

Il faut donc admettre que la moyenne des densités observées en surface ne représente pas la densité effective de la masse totale. Un autre mode de calcul montrerait une anomalie voisine de celle observée en considérant une masse affleurante de 7 km de largeur, épaisse de 10 km et dont le contraste de densité serait seulement de 0,15.

En prenant note de ces différences observées entre densités relevées en surface sur échantillons et densités calculées, il faut remarquer que la géologie relative à toute la partie orientale de notre levé gravimétrique (môle IN OUZZAL et fossé central) est beaucoup moins élaborée que celle relative à la partie occidentale qui a fait l'objet d'une étude plus détaillée (thèse CABY).

g - Zone G (23° 00 et 3° 30)

Rien apparemment n'affleure dans la région correspondant à l'anomalie positive G qui se situe dans la zone du fossé central pharusien. Une intrusion de roches denses en profondeur peut rendre compte d'une telle anomalie. Ainsi une masse de largeur 15 km, d'épaisseur 5 km située entre 10 et 5 km avec un contraste de densité de 0,33 donne une anomalie voisine de celle observée (figure 20).

h - Zone H (23° 30, 3° 00)

Cette zone est située sur le môle IN OUZZAL et rien à l'affleurement ne permet d'expliquer l'anomalie H pas très forte mais assez étendue qui lui correspond. Cette anomalie pourrait être liée à un changement dans la composition des granulites qui forment le môle IN OUZZAL (le grand nombre de dykes que l'on observe dans cette zone pourrait être l'indice d'un enrichissement en roches basiques) ou plus vraisemblablement à des phénomènes profonds (remontée locale du manteau ?).

i - Zone I (22° 40, 2° 55)

On observe dans cette zone une anomalie positive assez intense qui n'est d'ailleurs pas délimitée vers le Sud, notre levé s'arrêtant à 22° 40. Elle se situe dans les quartzites de TIN ZEBBANE ouest. Ces quartzites ne doivent constituer qu'une nappe superficielle et c'est l'autochtone (série verte ?) qui doit marquer.

j - Intrusion basique circulaire - Zone J (24° 00, 1° 45)

La zone de cette intrusion a fait l'objet d'une étude géologique détaillée par R. CABY (thèse CABY, 1970), aussi pour pouvoir mieux comparer les données géologiques aux résultats

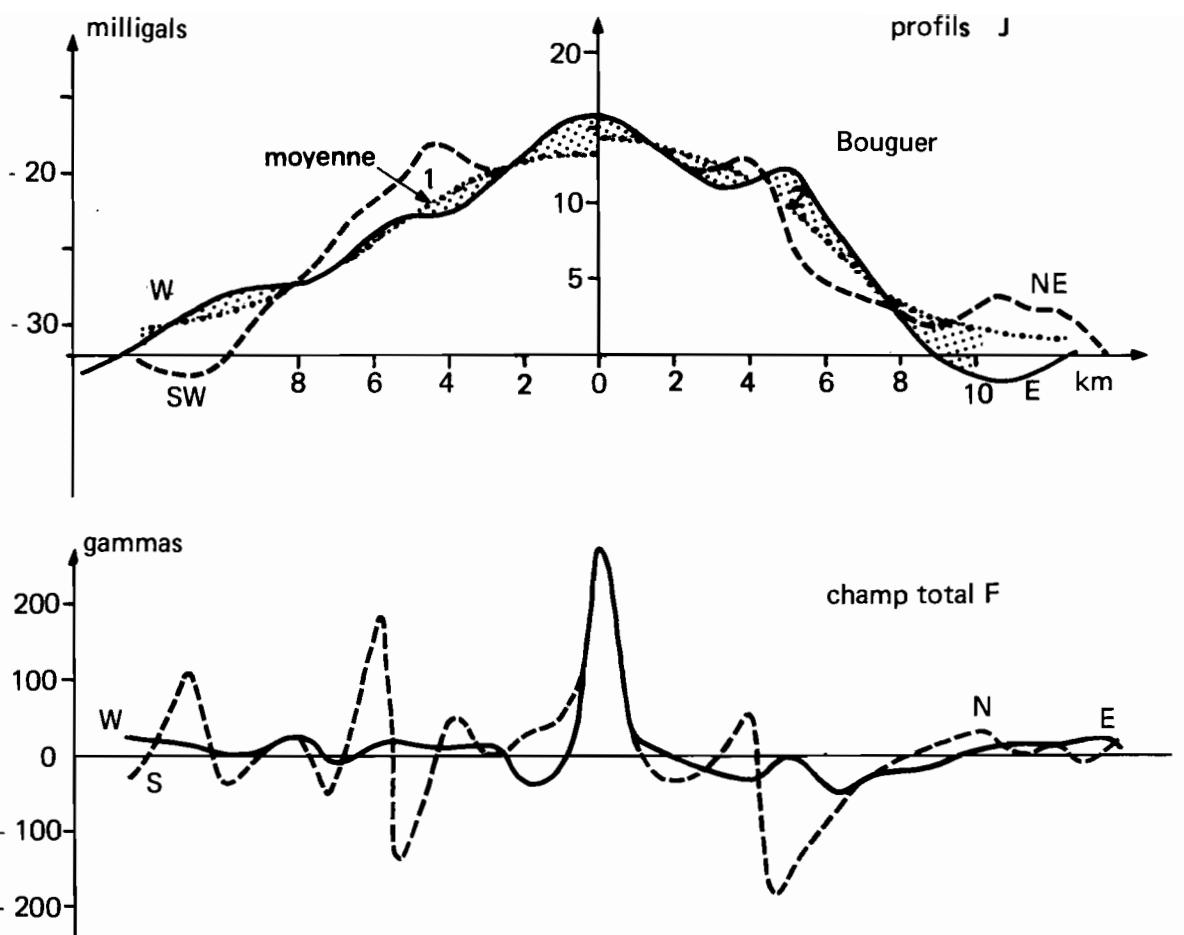


Fig. 23 - Profils gravimétriques et magnétiques de l'intrusion basique circulaire J.

géophysiques, nous avons effectué des mesures d'une façon également plus détaillée dans cette région.

Huit profils gravimétriques rayonnant en étoile à partir du milieu de l'intrusion circulaire ont été exécutés. D'une longueur moyenne de trente kilomètres, ces profils comportent des mesures gravimétriques tous les kilomètres. Quatre des profils, les profils NS et EW, comportent en plus des mesures magnétiques de l'intensité du champ total.

On peut considérer cette intrusion comme un exemple de dôme thermique discordant situé dans la partie frontale de la nappe du TASSENDJANET.

Ce complexe basique circulaire se présente comme un corps grossièrement cylindrique (ou sphérique ?), ceinturé par une étroite bande de gneiss migmatitiques catazonaux et percé de centaines de dykes variés à disposition souvent radiales. Ce complexe peut avoir comme origine une intrusion anatectique hybride de matériel basique fortement contaminé par l'assimilation de la série verte et dont la formation aurait comme phases successives : anatexie profonde sous l'action d'un magma basique, intrusion du magma tonalitique et enfin extrusion de tout le complexe avec formations de dykes rayonnants.

Une image simple de cette intrusion peut être donnée par une "bulle" de roches semi-basiques poussée vers le haut par une masse de roches basiques et arasée à un certain niveau (coupe géologique le long du 23^e parallèle à la hauteur du méridien 1° 45, figure 14).

Des mesures sur échantillons montrent que les diorites et tonalites souvent rétromorphosées qui constituent l'intrusion ont une densité moyenne de 2,65 voisine de celle utilisée pour le dépouillement des résultats des mesures gravimétriques. Il faut donc penser que ce n'est pas l'intrusion elle-même qui est cause de l'anomalie observée, mais plutôt les roches denses en profondeur, semblables à celles qui forment la bordure (charnockites et roches basiques de densité moyenne 2,85).

Nous n'avons retenu pour l'interprétation de l'anomalie liée à la zone J que les profils E-W et SW-NE, ces profils étant les seuls à avoir un niveau zéro à peu près bien défini. Le profil N-S montre une forme allongée qui indiquerait déjà que l'anomalie n'est pas liée à l'intrusion qui est circulaire, du moins superficiellement. Quant au profil NW-SE, ses extrémités empiètent sur des zones qui semblent négatives par rapport au milieu environnant.

Pour l'interprétation de cette anomalie (figure 23), on peut tracer l'anomalie moyenne de bien des manières. Ainsi la courbe moyenne 1 conduirait à une masse de 10 km de largeur, située entre 6 et 3 km avec un contraste de densité de 0,23. Une masse de même largeur mais d'épaisseur 2 km située entre 4 et 2 km de profondeur, présentant une différence de densité de 0,3 peut rendre compte de l'anomalie moyenne 2.

La différence, (en grisé sur la figure 23) entre l'anomalie observée et l'anomalie moyenne montre des anomalies résiduelles qui se présentent essentiellement sous forme de trois anomalies positives dues principalement aux roches basiques de la bordure et à celles qui ont injecté les fractures internes, particulièrement au centre.

Les profils magnétiques montrent également des anomalies importantes surtout en bordure de l'intrusion et au centre. Mais l'espacement de un kilomètre entre les mesures a pu laisser échapper l'influence d'autres dykes qui sont souvent d'échelle métrique. L'emplacement du point de départ des profils de détail a été choisi sur photographie aérienne au centre approximatif de l'intrusion, et le repère visuel lié au point de départ s'est trouvé être l'affleurement d'un dyke basique, d'où la forte anomalie magnétique au centre.

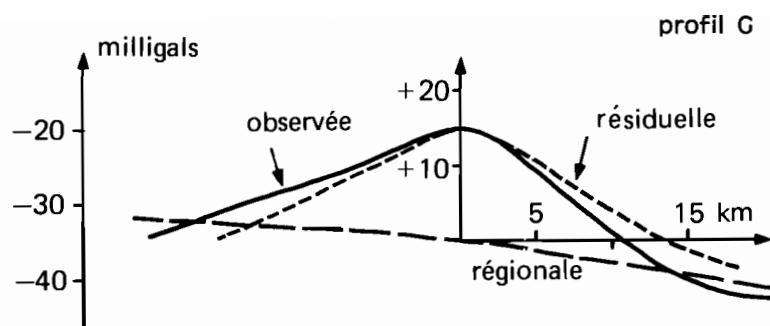


Fig. 22 - Coupe de l'anomalie G (sur le 23e parallèle).

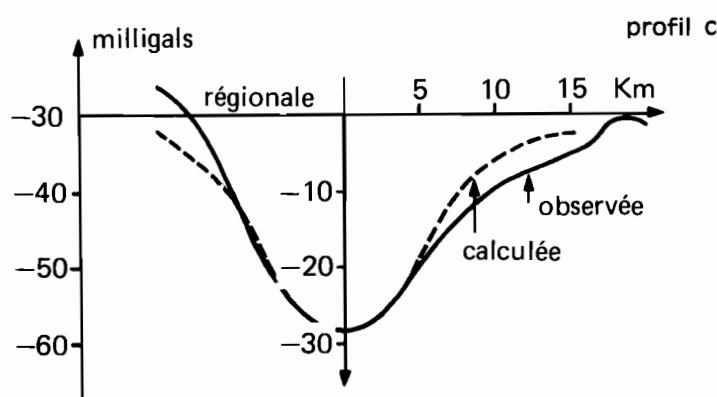


Fig. 24 - Coupe de l'anomalie négative c.

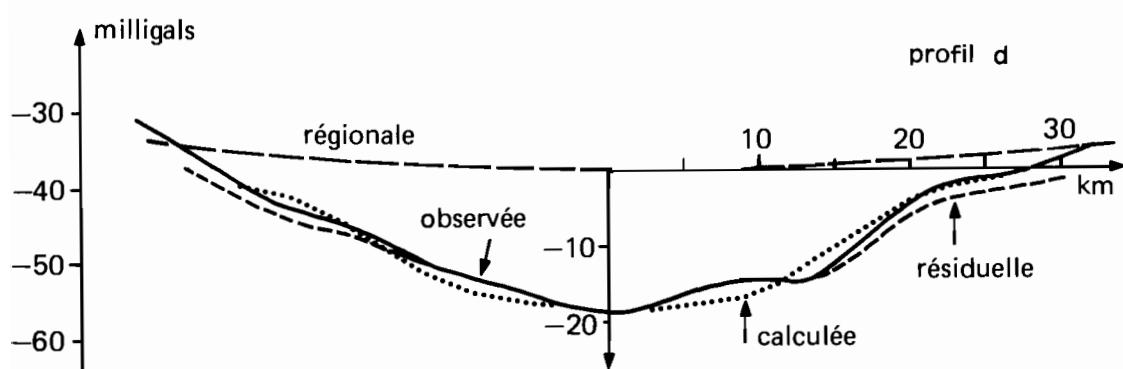


Fig. 25 - Coupe de l'anomalie négative d.

L'intrusion basique circulaire pourrait donc atteindre une profondeur de 2 à 3 km, et la masse de roches plus basiques située en-dessous aurait une épaisseur de 2 à 3 km.

– Anomalies négatives

a - Anomalies négatives a et a' en bordure des TASSILIS

Les anomalies négatives a et a' suivent approximativement les limites d'érosion des TASSILIS. On peut donc raisonnablement admettre qu'elles sont sous l'influence des recouvrements paléozoïques dont l'épaisseur augmente vers le Nord et des séries pourprées (molasse cambrienne) qui formeraient le substratum et dont les épaisseurs peuvent varier considérablement. Ainsi on observe au Sud de a, entre les anomalies positives A1 et J, en bordure orientale de la fracture du méridien 1°15, un affleurement de série pourprée dont l'épaisseur varie de 500 à 4.000 m, et qui explique l'avancée de l'anomalie négative vers le Sud.

Une épaisseur de 3.000 m de molasse cambrienne, si l'on admet un contraste de densité de - 0,07, peut expliquer effectivement l'anomalie négative de 8 à 10 milligals, estimée à vue sur la carte de Bouguer.

b - Anomalies négatives b et b' au sud de l'AHNET (Nord-Ouest de la carte)

L'anomalie négative b au Sud de l'AHNET peut être liée directement à la grande épaisseur de quartzites de l'AHNET et peut-être aussi à une certaine épaisseur de série pourprée. Il faut remarquer à cette occasion que le graben d'andésites (23° 50 et 3° 10) en bordure de cette anomalie ne marque absolument pas. Il semble bien que nous ayons ici affaire à des roches hydratées, donc légères.

L'anomalie B, d'ailleurs incomplètement cartographiée, atteint une valeur de - 18 milligals si l'on considère la moyenne régionale telle qu'elle est tracée sur la coupe du 24e parallèle de la figure 10. Cette anomalie, si elle correspondait uniquement à des quartzites, conduirait à une épaisseur de 6.000 m de ces roches, en admettant une différence de densité de 0,07.

De même, l'anomalie négative b' semble être liée à l'affleurement très étendu de molasse. L'amplitude négative atteint 10 à 12 milligals, ce qui, pour le même contraste de densité de 0,07, s'explique par une épaisseur de 4.000 m de la série molassique.

c - Bande d'anomalies négatives du méridien 2°

La bande d'anomalies négatives du méridien 2° se situe sur un grand complexe d'orthogneiss alcalins légers, plus au Sud sur une grande épaisseur de quartzites dans la région de l'ADRAR TIDERIDJAOUINE et sur un graben de série pourprée en bordure ouest de la zone négative.

On distingue dans cette zone plusieurs anomalies locales importantes :

1 - Les anomalies c et c' coïncident avec des affleurements de gneiss alcalins (c) et des granites à biotite, type TIN EL KAT (c'). Nous avions déjà noté dans d'autres régions que de tels granites ne donnaient lieu à aucune anomalie (par exemple les granites cartographiés en E1, en H ...).

2 - Dans toute la bande négative apparaît également un minimum bien marqué ($23^{\circ} 30$, $2^{\circ} 00$) correspondant à l'anomalie e. Situé sur un long graben NS de série pourprée, il semble normal d'imputer ce minimum à un maximum d'épaisseur de la molasse. La géologie indique d'ailleurs des profondeurs possibles de plus de 3.000 m.

3 - L'anomalie négative d, la plus étendue, peut être rattachée aux affleurements de gneiss granitiques et surtout aux épaisses séries de quartzites de l'ADRAR TIDERIDJAOUINE.

Deux profils ont été tracés dans la zone d'anomalies négatives des profils c et d.

- Anomalie c - (figure 24). Cette anomalie est pratiquement centrée sur un bel affleurement de gneiss alcalins. En admettant un contraste de densité de - 0,1, l'anomalie c, d'une amplitude de - 30 milligals, peut s'expliquer par un volume de roches granitiques affleurantes, atteignant la profondeur de 12 km et large de 10 km. Le même genre d'interprétation peut convenir à l'anomalie c' correspondant au massif de TIN EL KAT.

- Anomalie d - (figure 25). Le profil a été tracé, non pas au minimum de l'anomalie qui n'est déterminé que par le tracé des isanomales, mais plus au Nord, sur un itinéraire EW comportant des valeurs réelles le long du parallèle $23^{\circ} 10$.

On observe un minimum d'environ - 20 milligals, valeur obtenue à partir de la régionale empirique de la figure 10 (coupe le long du parallèle 23°) qui indiquerait le niveau zéro vers - 35 approximativement. Les roches à l'affleurement atteignent une épaisseur de près de 15 km, pour une largeur de 30 km et un contraste de densité de - 0,05.

d - Anomalies négatives du môle IN OUZZAL

La série des anomalies négatives du môle IN OUZZAL semble être en relation directe avec des massifs de granites subvolcaniques tels que les massifs du TIHIMATINE et des IHOUAHOUENE et des complexes volcaniques tels que ceux d'IN ZIZE et du NAHALET (ces massifs correspondent respectivement aux anomalies g, g'', f, f', marquées sur la carte de la figure 12).

Gravimétriquement les anomalies f'', g, g', g'', ont des dimensions semblables et des amplitudes négatives du même ordre (10 à 15 milligals) et rien ne semble distinguer l'une de l'autre. De plus, les zones correspondantes apparaissent cartographiées de la même façon sur le fond géologique.

Pour les zones des anomalies f et f', la géologie indique des massifs de rhyolites, en plus des granites. Par exemple, le massif d'IN ZIZE est constitué par une structure de type "chaudron" où seraient accumulés plus de 1.500 m de nappes d'ignimbrites rhyolitiques reposant dans la partie nord sur des arkoses et des poudingues typiques de la série pourprée. Tout ce complexe a été largement envahi dans un stade secondaire par des intrusions de granites divers.

L'anomalie f correspondant au massif d'IN ZIZE semble plus importante que les autres. Le minimum plus marqué que l'on observe n'est cependant qu'apparent, car il faut tenir compte de l'attraction du relief dont nous avons parlé dans le chapitre des corrections. En effet, c'est le seul cas où des mesures gravimétriques ont pu être effectuées jusqu'au centre d'un massif accessible en véhicule. Le calcul exact des corrections est impossible étant donné le manque de cartes topographiques, précises, mais on peut estimer à 5 milligals l'ordre de grandeur de la correction de relief pour les stations en bordure immédiate et à l'intérieur du massif. Cette correction ramène le minimum des valeurs de Bouguer à un niveau d'environ - 35 milligals (au lieu de - 40). Il est probable que nous aurions eu le même niveau de - 40 pour l'anomalie f' correspondant au massif du NAHALET si les mesures avaient été plus rapprochées de celui-ci.

Si nous admettons une épaisseur de 1.500 m de rhyolites et un contraste de densité de - 0,2 (les mesures de densité sur des échantillons de rhyolites ont donné la valeur moyenne de 2,45) les rhyolites seules introduisent une anomalie de - 12 milligals. Si le minimum de l'anomalie est d'environ - 22 milligals, la différence de 10 milligals peut sans doute s'expliquer par la présence des granites alcalins dont la masse aurait une épaisseur de 5.000 m si on adopte le contraste de densité de - 0,05. Cette valeur de - 10 milligals correspond d'ailleurs à peu près aux amplitudes minima des autres anomalies négatives f'', g, g', g'' ... pour lesquelles on ne note pas la présence de rhyolites.

Des dimensions et des amplitudes semblables peuvent être notées pour l'ensemble des anomalies négatives du môle IN OUZZAL, on peut penser que les massifs granitiques liés à ces anomalies se sont formés dans des conditions semblables.

e - Anomalies négatives du fossé central pharusien

L'anomalie négative h (23° 25 et 3° 45) est à relier directement à la bande étroite de volcanisme acide, bien que le tracé des isanomales ne suive pas exactement les limites de l'affleurement. L'anomalie déborde largement l'affleurement de rhyolites et il faut penser à une étendue beaucoup plus importante de ces roches légères en profondeur.

Les anomalies i et i' (à la limite extrême orientale de la carte) semblent concorder avec les affleurements de granites. Marquant de la même façon que les granites alcalins dont il a été question plus haut, on pourrait penser que les granites i et i' ont la même origine.

Par contre le granite cartographié en i'' ne semble pas marquer.

C – Eléments géologiques n'apparaissant pas en gravimétrie

Dans certains cas, la gravimétrie ne souligne absolument pas la présence d'affleurements, même étendus.

– Le massif de TIN ED EHOU (23° 15, 2° 15) pourtant assez étendu, ne semble pas du tout marquer en gravimétrie. La géologie indique qu'il est composé de granites et granodiorites à biotite qui formeraient un feuillet sub-horizontal dont la faible épaisseur expliquerait qu'à l'affleurement ne correspond aucune anomalie ;

– De même pour les granites affleurants en 23° 10, 1° 40 et 23° 50, 1° 50.

– Nous avons vu que l'affleurement de granite cartographié au milieu de l'IN OUZZAL, dans la zone de l'anomalie positive H, ne donne lieu à aucune anomalie, alors que de chaque côté de H, en g et g', les massifs granitiques correspondent à de nettes anomalies négatives d'une dizaine de milligals. On peut donc penser que cet affleurement n'agit pas par suite de son faible volume. Il est probable que le niveau d'érosion a atteint ici le culot du massif intrusif, ce dernier étant plus petit ou monté plus haut que les autres massifs analogues.

– Nous avons vu également que le graben d'andésites à 23° 45, 3° 05, situé en bordure d'une anomalie négative ne marque pas. Il s'agit sans doute ici de roches hydratées dont la densité serait peu différente de celles des roches environnantes.

— On pourrait penser au premier abord que les graben étroits de série pourprée ne marquent pas quand ils sont entourés de gneiss, les densités étant peu différentes. Or pour celui situé le long du méridien $1^{\circ} 45$ - $1^{\circ} 50$ entre les parallèles 23° et $23^{\circ} 45$, on a vu que les séries de molasse cambrienne sont souvent épaisses et donnent généralement lieu à des anomalies négatives. On peut donc penser que ce graben, ayant la direction sub-méridienne de la bande d'anomalies négatives du méridien et des anomalies positives de la zone d'EGATALIS, voit son action masquée par le gradient entre ces anomalies assez intenses. C'est sans doute à une augmentation de profondeur du graben de $23^{\circ} 30$, - $1^{\circ} 45$, que nous devons l'avancée vers l'Ouest des isanomales négatives.

CONCLUSION

L'examen individuel des anomalies locales nous a montré que celles-ci étaient pour la plupart en relation étroite avec la géologie superficielle. Quant aux anomalies régionales plus étendues, si la grande bande négative du méridien 2° peut encore être interprétée par la géologie de surface, l'origine du caractère largement positif des anomalies correspondant aux régions telles que la zone d'EGATALIS, le môle IN OUZZAL ou le fossé central pharusien est moins facile à mettre en évidence, cette origine étant sans doute liée à des phénomènes profonds : basification de la croûte, remontée du manteau ... Il resterait aussi à déterminer la raison pour laquelle le décrochement ouest ouzzalien est bien marqué, ainsi que sa direction qui est liée à l'orientation subméridienne caractéristique de l'orogénèse pan-africaine, alors que le décrochement oriental, qui géologiquement est semblable à l'occidental, ne marque pas du tout en gravimétrie.

Enfin cette étude a montré que la bordure du craton dans des régions où elle est géologiquement connue est liée à d'importantes anomalies positives qui dénotent la présence d'importantes intrusions basiques. On peut donc espérer pouvoir suivre cette bordure par la gravimétrie dans des régions où la géologie ne permet pas de la définir.

On peut raisonnablement penser qu'une extension des levés gravimétriques dans le Sud de l'Algérie permettra de préciser ces problèmes, et peut-être d'y apporter des solutions.

Une extension vers l'Ouest nous permettrait de dire si nous avons atteint la partie stable du craton ouest africain ou si la bordure tectonisée s'étend plus à l'Ouest. L'atténuation ou non des anomalies nous le montrerait.

Une extension vers le Sud permettrait de raccorder la carte que nous venons d'examiner aux travaux de l'ORSTOM au Niger, au Mali et en Mauritanie et de voir si les décrochements ouest et est-ouzzaliens continuent à se différencier. Le fait que la gravimétrie ne marque pas les structures géologiques de la bordure orientale du môle IN OUZZAL ne tient peut-être qu'à un phénomène local.

Dans le cas d'une extension des travaux gravimétriques vers le Nord ou le Sud, c'est-à-dire toujours dans le domaine de la chaîne pan-africaine, il ne faudra pas oublier, dans le cas d'une couverture sédimentaire, que la gravimétrie ne reflète pas uniquement des variations d'épaisseur de la couverture, mais aussi les hétérogénéités du socle qui sont très importantes comme l'a montré notre étude.

Par contre, vers l'Ouest, sur la partie stable du craton ouest africain, il sera peut-être plus raisonnable de parler en épaisseur de sédiments plutôt qu'en hétérogénéité du socle, étant donné que la géologie, bien que très mal connue sous la couverture sédimentaire, doit être beaucoup plus homogène, comme c'est le cas pour le bouclier Réguibat, zone profondément granitisée et relativement homogène. Cependant il faut noter que les levés gravimétriques de l'ORSTOM (J. RECHENMANN, 1965, 1971 - Y. CRENN et J. RECHENMANN, 1965) montrent des anomalies importantes en Mauritanie et en Côte d'Ivoire, régions où affleure le socle birrimien assez hétérogène.

TABLE DES FIGURES

- Fig. 1 - "Marée barométrique" enregistrée au camp de base pour une journée à forte (1), moyenne (2), faible (3) variation.
- Fig. 2 - Courbes de niveau des altitudes de 25 en 25 mètres pour le TANEZROUFT oriental et de 20 en 20 mètres pour la région d'ADRAR (carton).
- Fig. 3 - Corrections de relief en fonction des distances à l'axe ou à la base de structures simples.
- Fig. 4 - Esquisse structurale de l'ouest africain.
- Fig. 5 - Tracé automatique des anomalies de Bouguer, intervalle des isanomales, 2,5 milligals.
- Fig. 6 - Tracé à la main des anomalies de Bouguer, intervalle des isanomales, 5 milligals.
- Fig. 7 - Moyennes par quart de degré carré : a - des altitudes ; b - des anomalies de Bouguer ; c - des anomalies à l'air libre ; et d - des anomalies isostatiques.
- Fig. 8 - Nuage de points des anomalies de Bouguer en fonction des altitudes et droites de régression.
- Fig. 9 - Nuage de points des anomalies isostatiques en fonction des altitudes et droites de régression.
- Fig. 10 - Profil des anomalies de Bouguer, courbe moyenne régionale et courbe de l'équilibre isostatique pour des coupes le long des parallèles 23°, 23° 30, 24° et 24° 30.
- Fig. 11 - Variations de la pente des droites de régression et des coefficients de corrélation des anomalies de Bouguer et isostatiques pour deux familles de points dont l'altitude de séparation varie de 400 m à 500 m.
- Fig. 12 - Emplacement des anomalies examinées et de certains profils correspondants.
- Fig. 13 - Profils de la région d'ADRAR et coupes géologiques d'après R. CABY.
- Fig. 14 - Profils de la région du TANEZROUFT le long des parallèles 23° et 24° et coupes géologiques d'après R. CABY.
- Fig. 15 - Coupe de l'anomalie A1.
- Fig. 16 - Profils magnétique et gravimétrique M.
- Fig. 17 - Coupe de l'anomalie positive B.
- Fig. 18 - Coupe de l'anomalie positive C de la région d'EGATALIS.
- Fig. 19 - Coupe de l'anomalie D1.
- Fig. 20 - Coupe de l'anomalie E.
- Fig. 21 - Coupe de l'anomalie F.
- Fig. 22 - Coupe de l'anomalie G (sur le 23e parallèle).
- Fig. 23 - Profils gravimétriques et magnétiques de l'intrusion basique circulaire J.
- Fig. 24 - Coupe de l'anomalie négative c.
- Fig. 25 - Coupe de l'anomalie négative d.

BIBLIOGRAPHIE

- CABY R. - 1968 - Une zone de décrochements à l'échelle de l'Afrique dans le Précambrien de l'Ahaggar occidental.
Bull. Soc. Géol. Fr., 5, 577-587.
- CABY R. - 1970 - La chaîne pharusienne dans le NW de l'AHAGGAR (Sahara Central, Algérie), sa place dans l'orogénèse du précambrien supérieur en Afrique.
Thèse, MONTPELLIER.
- CREN Y. - 1956 - Limites des possibilités de compensation isostatique locale sur le socle stable de l'AOF.
Ann. Géoph. Fr., 12, 209-224.
- CRENN Y. et al. - 1962 - Mesures gravimétriques et magnétiques en Afrique Occidentale de 1956 à 1958.
Cah. ORSTOM, série Géoph., 3, 40 p.
- CRENN Y. et RECHENMANN J. - 1965 - Mesures gravimétriques et magnétiques en Côte-d'Ivoire Haute-Volta et Mali méridional.
Cah. ORSTOM, série Géoph., 59 p.
- DELATTRE J.N. et CLAVE DE OTAOLA B. - 1971 - Sur les anomalies isostatiques de la région d'IN ZIZE (Sahara occidental algérien).
C.R. Acad. Sc., 273, série B, 225-228.
- DUCLAUX F., MARTIN J., BLOT C. et REMIOT R. - 1954 - Etablissement d'un réseau général de stations gravimétriques en Afrique, à Madagascar et à l'Île Maurice.
ORSTOM.
- GIROD M. - 1971 - Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien). Etude pétrographique, structurale et volcanologique.
Edit. C.N.R.S., C.R.Z.A., Géol., 12, 158 p.
- LAGRULA J. - 1959 - Nouvelles études gravimétriques, stations de références de l'Algérie et du Sahara.
Serv. Carte géol. Alg. ALGER.
- LOUIS P. - 1970 - Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du Lac Tchad.
Mem. ORSTOM.
- RECHENMANN J. - 1965 - Mesures gravimétriques et magnétiques en Côte-d'Ivoire, Haute-Volta et Mali méridional.
Cah. ORSTOM, série Géoph. 6, 59 p.
- RECHENMANN J. - 1971 - Cartes gravimétrique et magnétique du Nord Mauritanie.
Notice explicative n° 46, ORSTOM.
- RECHENMANN J. - 1972 - Etude d'une anomalie gravimétrique et magnétique dans le Nord-Est de la Mauritanie.
Ann. Géoph., 28, 4, 871-877.
- REICHELT R. - 1966 - Métamorphisme et plissement dans le GOURMA et leur âge.
C.R. Acad. Sc., 263, 589-592.

TABLE DES MATIERES

Introduction	5
Chapitre I : Programme, méthodes de travail et travaux réalisés	7
Chapitre II : Mesures, calcul des anomalies et précision des résultats	11
A - Anomalies de Bouguer	11
1 - Définition	11
2 - Mesures de la pesanteur	12
3 - Correction de Bouguer (Altitude des stations - densité des terrains - correction de relief)	13
4 - Pesanteur théorique sur l'ellipsoïde (position des stations)	17
5 - Anomalie de Bouguer : erreur sur sa valeur	19
B - Anomalies isostatiques	20
C - Magnétisme	21
Chapitre III : Considérations générales sur les cartes gravimétriques	25
A - Tracé des isanomales	25
B - Carte des valeurs moyennes	27
C - Relations entre anomalies gravimétriques et altitudes :	27
1 - Anomalies de Bouguer	27
2 - Anomalies isostatiques	30
D - Relations entre anomalies et position des stations (effet de longitude)	...	33
E - Evaluation de quelques masses	36
Chapitre IV : Présentation géologique	39
Chapitre V : Relations entre la gravimétrie et la géologie	45
A - Traits généraux des cartes gravimétriques	45
B - Etude des anomalies	49
1 - Généralités ("régionale", densité des roches)	49
2 - Examen détaillé des anomalies	51
C - Eléments géologiques n'apparaissant pas en gravimétrie	66
Conclusion	69
Table des figures	71
Bibliographie	73

**IMPRIMERIE
TECHNIC-OFFSET
34680 - St-Georges-d'Orques
Tél. 72.47.27**

CARTE GRAVIMÉTRIQUE DU TANEZROUFT ORIENTAL

Bord Ouest du bouclier Touareg

dressée sous l'égide de l'organisme de coopération scientifique (O.C.S.)

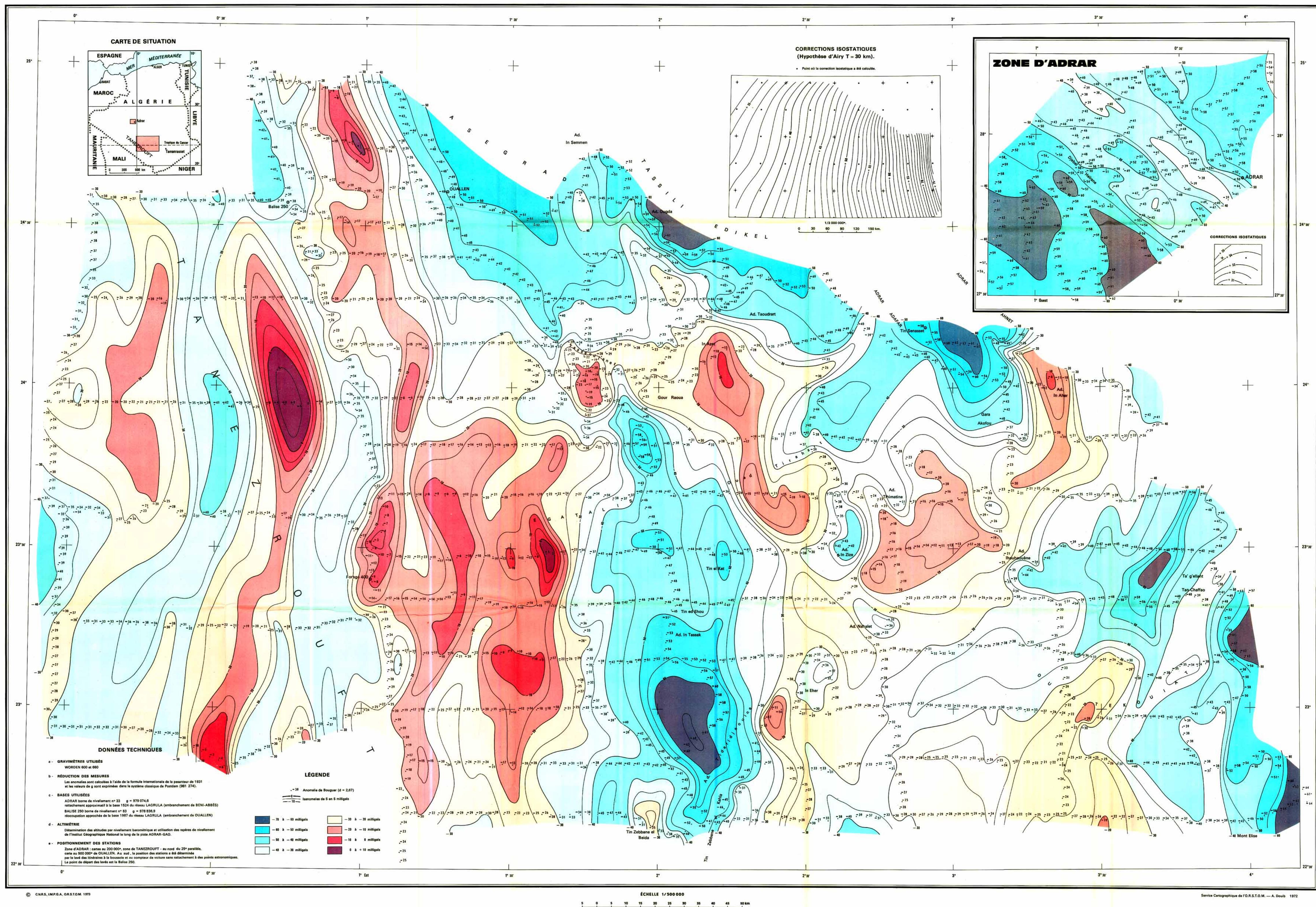
ANOMALIES DE BOUGUER

(d = 2,67)

Mission commune de l'Institut de Méteorologie et de Physique du Globe d'Alger (I.M.P.G.A.)
 du Centre de Recherches sur les Zones Arides (C.R.Z.A.)
 et de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (O.R.S.T.O.M.), Paris,
 avec le concours de la Société Nationale de Recherche Minérale (S.N.R.E.M.), Algérie.
 Décembre 1971 - Mars 1972

Travaux sur le terrain par J. RECHENMANN, F. MISSEGUE, C. VILLENEUVE (O.R.S.T.O.M.)
 avec la collaboration de K. SAIDANI (S.N.R.E.M.)

par J. RECHENMANN Directeur de Recherches à l'O.R.S.T.O.M. direction scientifique P. LOUIS Maître de conférences à Montpellier (Université II)



CARTE GRAVIMÉTRIQUE DU TANEZROUFT ORIENTAL

Bord Ouest du bouclier Touareg

dressée sous l'égide de l'organisme de coopération scientifique (O.C.S.)

par J. RECHENMANN Directeur de Recherches à l'O.R.S.T.O.M. direction scientifique P. LOUIS Maître de conférences à Montpellier (Université II)

Fond Géologique par R. CABY Chargé de Recherches au C.N.R.S.

ANOMALIES ISOSTATIQUES

HYPOTHÈSE D'AIRY (30 km)

