

APPORT DE LA GRAVIMÉTRIE A LA COMPRÉHENSION DE LA CHAÎNE PANAFRICAINNE DANS L'ADRAR DES IFORAS

SAIDOU LY*, YVES ALBOUY**, MICHEL CHAUVIN***, ROGER FOY***,
JEAN-CLAUDE LACHAUD**** et ALAIN LESQUER****

*Centre géologique et géophysique, U.S.T.L. Montpellier ⁽¹⁾

** Géophysicien O.R.S.T.O.M., 24, rue Bayard, 75008 Paris

*** Techniciens O.R.S.T.O.M., 24, rue Bayard, 75008 Paris

**** Techniciens C.N.R.S., centre géologique et géophysique, U.S.T.L. Montpellier

RÉSUMÉ

Un levé gravimétrique dans l'Adrar des Iforas (Mali) a permis de compléter la couverture gravimétrique de la bordure est du craton ouest africain; son interprétation a été facilitée par l'utilisation de cartes aéromagnétiques. On note essentiellement :

- une virgation généralisée des structures panafricaines et plus particulièrement des masses basiques à ultrabasiques qui marquent la suture;
- d'importantes anomalies positives associées au magmatisme tardi-panafricain;
- une anomalie positive de grande longueur d'onde associée à l'aulacogène du Gourma perpendiculaire à la chaîne;
- l'importance des accidents chevauchants et des accidents transverses dans la zone de suture.

L'interprétation quantitative par problème direct ou inverse (programmation linéaire) et par analyse statistique a permis de préciser la forme, la densité et la profondeur du toit de certaines structures et de mettre en évidence par exemple : le caractère chevauchant des structures denses de la suture, la forme du granite alcalin circonscrit de Kidal, la profondeur des intrusions denses du batholite, le pendage est des structures associées aux unités granulitiques, l'origine possible de l'anomalie du Gourma, etc.

Nous suggérons que la géométrie initiale de la marge du craton supposée proche de celle de la suture (telle qu'elle est mise en évidence par la gravimétrie) permet d'expliquer certains caractères de la déformation intrapanafricaine.

(1) Adresse actuelle : professeur à l'école nationale d'ingénieurs, BP 242, Bamako, Mali.

ABSTRACT

GRAVITY AND THE IFORAS MOBILE BELT

The gravity map of the Adrar des Iforas (Mali) completes the survey of the eastern margin of the West African craton. The interpretation of the gravity data is based on a confrontation with the geological and aeromagnetic maps. The main features are:

- the virgation of Pan-African structures;*
- the suture is characterised by the tectonic emplacement of ultrabasic and basic massifs with thrusting towards the craton and NNE-SSW transform faults;*
- important positive anomalies are associated with late Pan-African granitoides;*
- within the craton a large positive anomaly is related to the Gourma aulacogen.*

The quantitative interpretation using the inverse approach linear programming and statistical analysis allows one to estimate the form, density and depth of some structures.

It is suggested that during collision the shape of the margin of the craton which corresponds to the suture as defined by the gravity pattern has had a controlling influence on many tectonic features within the Pan-African mobile belt.

Introduction

L'analyse des données gravimétriques recueillies par l'O.R.S.T.O.M. au cours des années 1956-1957 dans l'Ouest Africain à l'aide des récents travaux sur l'Adrar des Iforas (R. CABY, 1978; R. BLACK *et al.*, 1979) et sur le Hoggar (R. CABY, 1970; J. M. L. BERTRAND et R. CABY, 1978) confirme que la chaîne panafricaine dans cette région résulte de la collision entre une marge active et une marge passive (R. BLACK *et al.*, 1978; R. BAYER et A. LESQUER, 1978).

La présente étude, qui fait suite à deux levés comparables réalisés dans le sud algérien (A. BOURMATTE, 1977; RECHENMANN, 1973) avait pour but de compléter la couverture gravimétrique dans cette zone clé pour la connaissance des mécanismes de formation de la chaîne panafricaine.

Cette opération a été réalisée de novembre 1976 à février 1977 conjointement par le Centre National de la Recherche Scientifique (C.N.R.S.), l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer (O.R.S.T.O.M.) et la Direction Nationale de la Géologie et des Mines du Mali (DNGM), avec l'aide financière de l'Institut National d'Astronomie et de Géophysique (INAG). Les cartes aéromagnétiques de l'Adrar des Iforas* ont permis en certains points d'améliorer l'interprétation.

1. Les mesures gravimétriques et leur traitement

La zone prospectée est comprise entre : au nord la frontière algérienne, au sud, le parallèle 17° 50', à l'ouest le méridien 0° 30 W et à l'est le méridien 3° E. 2900 mesures ont été réalisées, réparties essentiellement selon des profils est-ouest distants de 20 km environ, le pas de mesure sur un profil étant de 3 km (cf. carte hors texte). D'autre part, quatre zones limitées, présentant un intérêt géologique particulier, ont été levées avec une maille plus fine.

La position des stations a été déterminée par cheminement à la boussole et au compteur de voiture avec de nombreuses réoccupations et calages sur des repères topographiques ou points astro-

* Aimablement communiquées par Rendings, Earth Sciences Limited (Ottawa, Canada) et Nichimen Company Ltd (Tokyo, Japon).

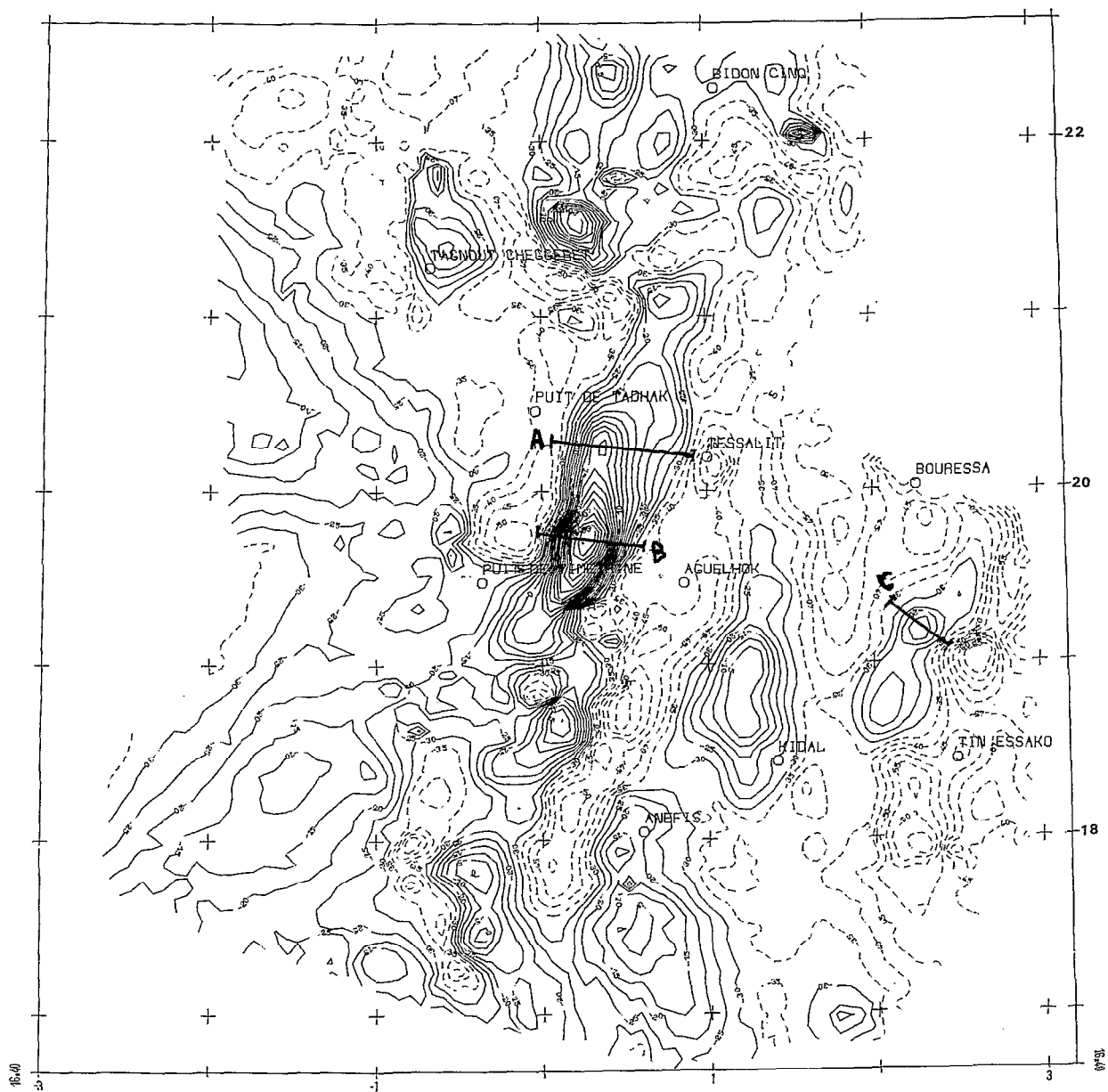


FIG. 1. — Carte de l'anomalie de Bouguer, situation des profils A, B, C.

nomiques. L'altitude a été déterminée par nivellement barométrique avec fermeture sur des repères de nivellement de l'Institut Géographique National (IGN).

Pour le calcul des corrections, nous avons utilisé la densité 2.67 et les valeurs de l'anomalie ont été calculées à l'aide de la formule internationale de 1931. Aucune correction de relief n'a été effectuée. On peut admettre une erreur sur l'anomalie de BOUGUER de l'ordre de 1.0 mgal.

Un certain nombre de transformations permettent de séparer et de mieux individualiser les différentes anomalies. Ces traitements nécessitent la construction d'une grille homogène de valeurs à partir des mesures irrégulièrement réparties. La carte d'anomalie de BOUGUER (fig. 1 et carte hors

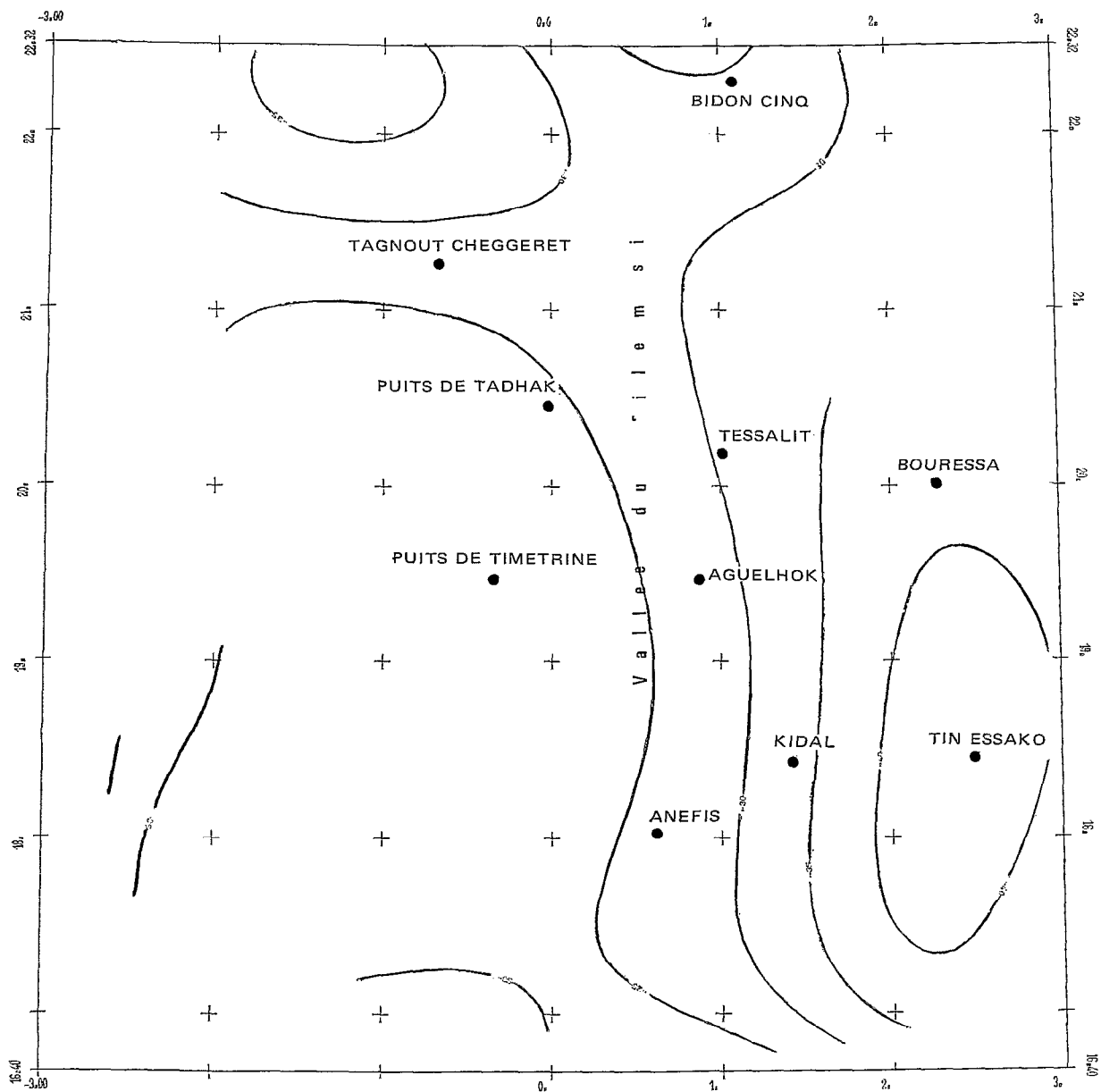


FIG. 2. — Carte de l'anomalie régionale.

texte (*)) a été tracée à partir d'un réseau de maille élémentaire 7×7 en incorporant à nos mesures, au nord, une partie des données de la mission effectuée en 1974 dans le sud algérien, à l'ouest et au sud les mesures effectuées par l'O.R.S.T.O.M. en 1957.

En gravimétrie, on a l'habitude de retrancher aux valeurs obtenues une anomalie régionale représentant le champ d'anomalie d'origine profonde et de définir ainsi des anomalies résiduelles

(*) Carte de l'anomalie de BOUGUER ($d = 2,67$) à l'échelle du 1/1000.000, plan de situation et schéma géologique.

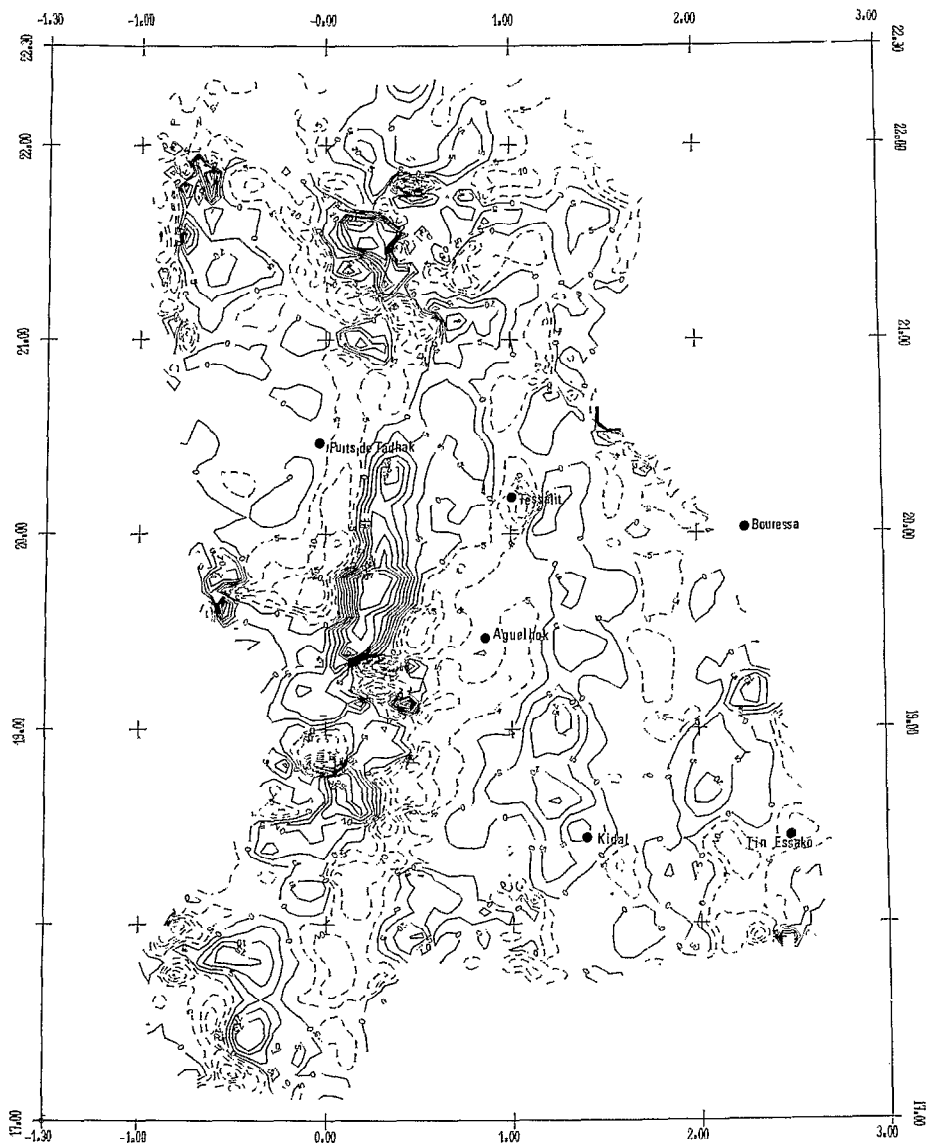


FIG. 3. — Carte du gradient vertical $\delta g/\delta z$.

dont les sources sont superficielles. Le plan horizontal de valeur -35 mgal qui permet de bien mettre en évidence les différentes anomalies peut être considéré comme une régionale globale relativement proche de celle de la fig. 2 correspondant à la surface de degré 5 en x et y passant au mieux par la surface représentative des anomalies de BOUGUER.

La carte de dérivée première (fig. 3) a été obtenue par application de l'opérateur linéaire $2\pi \sqrt{u^2 + v^2}$ (u et v : fréquences spatiales) à la fonction initiale (J.-L. LE MOUËL, 1969). Les anomalies de BOUGUER de courte longueur d'onde apparaissent plus nettement séparées par la transformation en gradient vertical.

Les cartes aéromagnétiques ont été volées à une altitude de 150 mètres, selon des lignes de vol orientées NW-SE, distantes de 2 km. Les valeurs de l'anomalie sont obtenues par soustraction de

l'IGRF et d'une valeur constante de 30 000 γ . Seule une étude qualitative rapide de ces documents a été réalisée ici.

2. Les techniques d'interprétation

Des informations précises sur la nature et la densité des corps perturbateurs permettent de résoudre le problème directement en cherchant la structure simple de densité donnée (corps cylindrique de section polygonale ou corps polyédrique), rendant compte de l'anomalie observée. En l'absence d'informations géologiques sur la forme et la densité des corps responsables des anomalies, nous avons essayé de déterminer certains paramètres en utilisant deux autres techniques : la programmation linéaire et l'analyse statistique.

2.1. LA PROGRAMMATION LINÉAIRE permet de résoudre le problème inverse avec contrainte en gravimétrie (C. SAFON *et al.*, 1977). Utilisant cette méthode, nous avons recherché :

- la profondeur du plan de confinement, qui est la profondeur maximum du toit du corps responsable de l'anomalie;
- le corps homogène de densité maximum parmi les corps homogènes pouvant rendre compte de l'anomalie;
- l'extension verticale maximum du corps, pour une densité donnée;
- le corps le plus proche de la surface et le plus étendu horizontalement, pour une densité donnée.

2.2. ANALYSE STATISTIQUE

De nombreuses méthodes d'interprétation basées sur l'analyse statistique des données magnétiques ont été développées au cours de ces dernières années. Ces méthodes supposent une répartition stochastique des sources. Les modèles les plus couramment utilisés correspondent à une répartition de prismes aimantés dont les paramètres varient aléatoirement selon des lois de probabilité uniformes autour de leur valeur moyenne (SPECTOR et GRANT, 1970). Ainsi, une population de prismes sera caractérisée par une profondeur moyenne \bar{h} ($h \in \{\bar{h} - \Delta h, \bar{h} + \Delta h\}$), une épaisseur moyenne \bar{t} ($t \in \{0, 2\bar{t}\}$), des demi-dimensions horizontales moyennes \bar{a} et \bar{b} ($a \in \{0, 2\bar{a}\}$, $b \in \{0, 2\bar{b}\}$). Il est alors possible de calculer le spectre d'énergie de l'anomalie créée par une telle répartition en fonction des paramètres moyens (SPECTOR et GRANT, 1970). La comparaison du spectre d'énergie expérimental avec le spectre d'énergie théorique conduit alors à la détermination des paramètres moyens.

Telle qu'elle est conçue, la méthode, utilisée pour les données magnétiques, s'applique au gradient vertical. Elle doit être considérée comme une méthode d'interprétation assez sommaire conduisant à des estimations approximatives. La détermination des paramètres moyens peut être aussi réalisée par la comparaison de la fonction d'autocorrélation des données expérimentales avec la fonction d'autocorrélation théorique découlant du modèle statistique (A. GUILLEN, 1978).

3. Géologie

L'Adrar des Iforas, qui fait partie de la chaîne panafricaine située à l'est du craton ouest africain a fait l'objet pendant ces quatre dernières années d'importants travaux de l'équipe géologique du Centre Géologique et Géophysique de Montpellier. Il semble désormais acquis que la notion de tectonique des plaques s'applique au Protérozoïque supérieur et que la chaîne panafricaine résulte de la collision de deux domaines continentaux (R. BLACK *et al.*, 1979; R. BAYER et A. LESQUER, 1978).

On peut distinguer dans la zone qui nous intéresse (cf. carte hors texte : schéma géologique) : à l'ouest, le craton ouest africain stable depuis 1800 M.a., à l'est, la chaîne panafricaine que l'on peut

diviser en un domaine complexe, que nous appellerons zone de suture, et un domaine oriental ou chaîne panafricaine proprement dite.

3.1. DOMAINE CRATONIQUE

Cette zone correspond essentiellement à des terrains secondaires ou quaternaires. Le socle éburnéen affleure au sud-ouest du puits de Tadhak et des dépôts cratoniques du Protérozoïque supérieur apparaissent à l'ouest du puits de Timetrine. Ce domaine est également caractérisé par d'importants chevauchements de formation panafricaine sur le craton (R. CABY, 1978). Dans la région de Timetrine, des sédiments nigritiens à faciès molassique sont localisés dans un graben nord-sud. Au sud-ouest, le bassin subsident du Gourma où se sont accumulés plus de 8000 m de sédiments durant le Protérozoïque supérieur est interprété comme un aulacogène (A. MOUSSINE-POUCHKINE et J. BERTRAND-SARFATI, 1978).

3.2. DOMAINE PANAFRICAIN

Situé à l'est des accidents subméridiens Tessalit-Anefis, il comprend essentiellement la zone dorsale des Iforas, à l'ouest, et les unités granulitiques à l'est.

(a) La zone dorsale des Iforas correspond au socle éburnéen (2100 M.a.) en partie granulitique, appelé « Kidalien », et à sa couverture de plateforme métasédimentaire d'épaisseur réduite, d'âge protérozoïque surmontée par des dépôts volcanodétritiques de type série verte. Le métamorphisme majeur est d'âge panafricain précoce et varie du faciès schiste vert à la mésozone profonde. Dans ce socle remobilisé s'est mis en place un vaste batholite calco-alcalin tardi- à post-tectonique recoupé par d'importants champs filonien E-W puis N-S dont la mise en place est suivie à 592 ± 7 M.a. (J. DUCROT *et al.*, 1978) par l'intrusion de granites annulaires alcalins.

(b) Le « môle » granulitique des Iforas qui est le prolongement sud du « môle » In Ouzzal en Algérie, correspond d'après les travaux récents (A. M. BOULLIER *et al.*, 1978), à une ou plusieurs grandes nappes de socle mises en place au cours d'un épisode panafricain précoce. Ces unités granulitiques sont à dominante de leptynites et de charnockites.

3.3. ZONE DE SUTURE

Dans ce domaine, le socle est presque partout masqué par la couverture secondaire. Ce n'est qu'à l'ouest de Tessalit qu'affleure la zone d'accrétion (R. CABY, 1978), composée essentiellement de roches volcanosédimentaires comparables à celles de la série verte, d'âge protérozoïque terminal décrite par R. CABY (1970) dans le nord-ouest Hoggar. Ces roches injectées de nombreuses intrusions dioritiques et gabbroïques comprennent des greywackes, des conglomérats, des andésites, des basaltes.

Cet ensemble a subi deux phases de déformation, la première a produit des plis isoclinaux, la deuxième des plis serrés avec des plans axiaux subverticaux de direction NNE-SSW.

L'ensemble du domaine panafricain est affecté par des cisaillements subméridiens qui représentent le trait marquant du bouclier Touareg et de l'Adrar des Iforas.

Les accidents NNW du batholite, ainsi que les accidents N30 de la zone de suture, correspondent à un système de faille très important dans toute la chaîne panafricaine (E. BALL, 1980).

4. Interprétation

Les trois domaines décrits précédemment sont caractérisés par des anomalies gravimétriques bien distinctes (fig. 1 et carte hors texte). La zone de suture correspond à des anomalies subméridiennes négatives et positives étroites et parfois de forte amplitude, qui séparent un domaine occidental caractérisé essentiellement par des anomalies de grande longueur d'onde et des directions N40 et N320, d'un domaine oriental où les anomalies orientées nord-sud sont de plus grande longueur d'onde

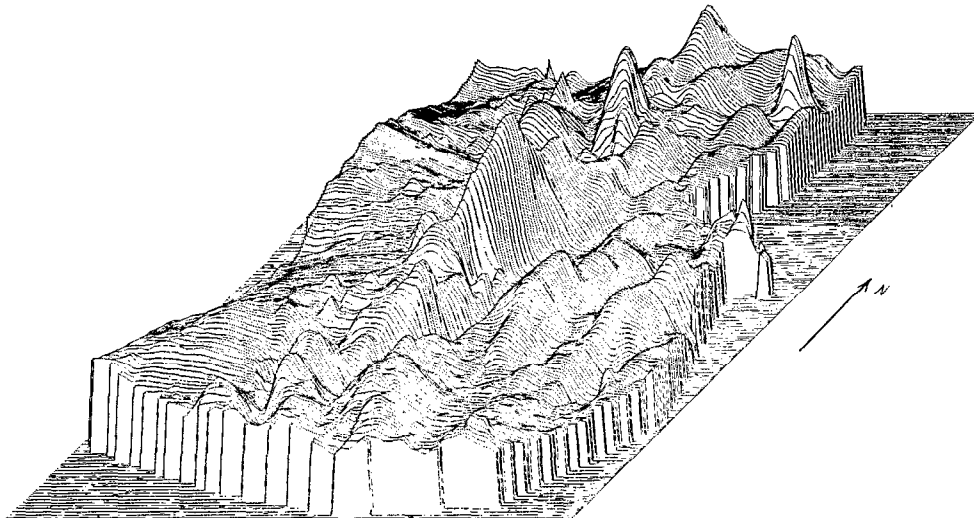


FIG. 4. — Bloc diagramme de l'anomalie de Bouguer.

et de plus faible amplitude que dans la zone de suture. Le bloc diagramme de la fig. 4 montre bien cette configuration. A l'échelle régionale, les valeurs de l'anomalie de BOUGUER décroissent vers l'Est. Ceci peut être dû à l'importance du magmatisme granitique comme à une variation d'épaisseur de la croûte liée à l'orogénèse panafricaine.

4.1. DOMAINE CRATONIQUE

Les directions gravimétriques NW-SE et SW-NE que l'on retrouve sur l'ensemble du craton correspondent dans le socle archéen là où il affleure (dorsale Reguibat, Dorsale de Man) à des structures anciennes qui semblent parfois avoir rejoué à plusieurs époques (R. BAYER, A. LESQUER, 1978). Des directions gravimétriques méridiennes montrent cependant clairement que le craton a été affecté lors de la tectonique panafricaine.

Le trait gravimétrique majeur de ce domaine est la prolongation de l'anomalie positive associée à l'aulacogène du Gourma. Cette anomalie n'est pas liée aux sédiments plus ou moins métamorphisés précambriens dont la densité moyenne est de 2.50. Elle est interprétée (A. LESQUER, A. MOUSSINE POUCHKINE, en préparation) comme étant liée à une croûte anormalement dense injectée de nombreux dykes et/ou à une épaisse couche volcanique mise en place lors du stade initial de formation de l'aulacogène et situé immédiatement sous la couverture sédimentaire. L'importance des phénomènes volcaniques qui sont masqués par la sédimentation qui accompagne la subsidence a été démontrée dans plusieurs cas comparables (P. HOFFMAN *et al.*, 1974). Cette anomalie ne peut être interprétée comme une intrusion à la base de la croûte, ce qui montre bien que l'aulacogène du Gourma n'a jamais correspondu à un stade d'extension très avancé.

Au nord de cette anomalie, on note un axe positif NW-SE qui peut correspondre soit à un compartiment de socle dense, soit à une importante variation d'épaisseur de la couverture sédimentaire. La limite rectiligne nord correspond à la faille de Mahia (VILLEMUR, 1967). L'accident de l'Ergchech (R. BAYER, A. LESQUER, 1978) qui borde à l'est le bassin sédimentaire étroit NW-SE mis en évidence par Bourmatte (A. BOURMATTE, 1977) en Algérie se poursuit au sud jusqu'à la latitude 21° où il rencontre la zone de suture.

A l'est du puits de Tadhak, on note des linéaments magnétiques NE-SW (fig. 9) probablement associés à des dykes (R. CABY, 1978) parallèles à la direction du Gourma. Leur interruption brutale à l'est marque la limite du domaine cratonique stable.

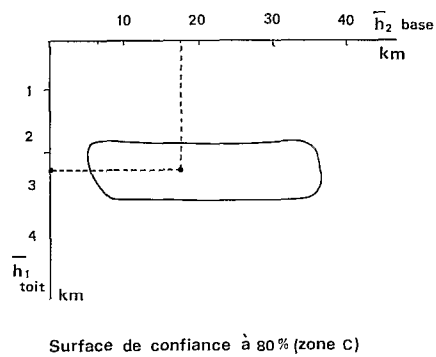
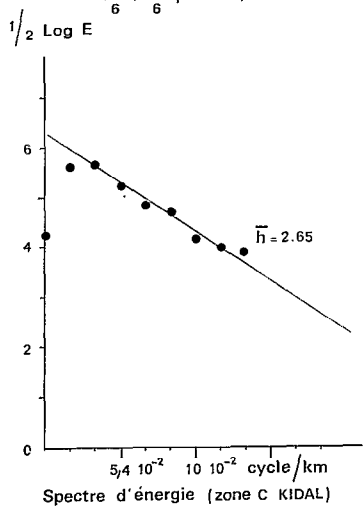
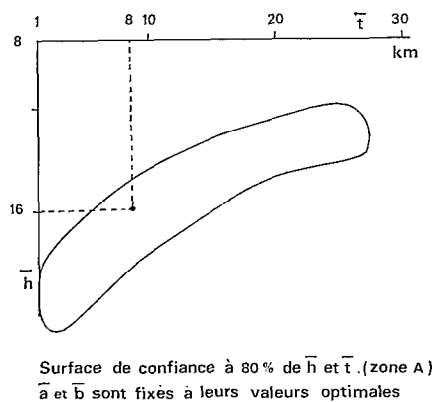
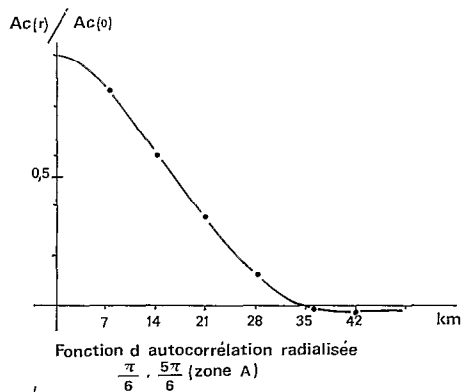
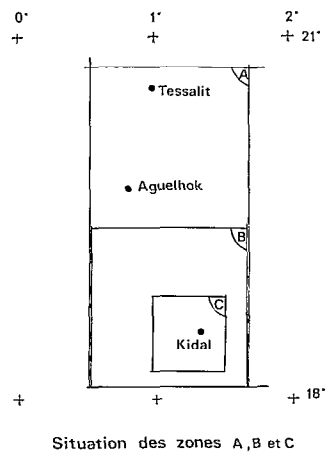
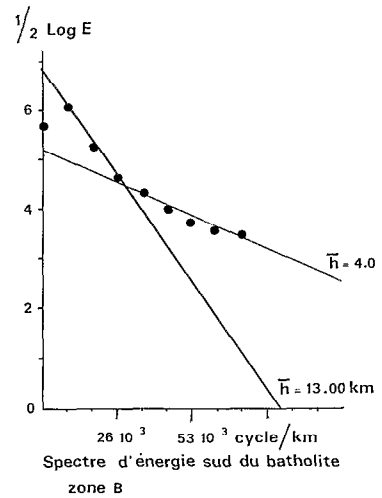


FIG. 5. — Analyse statistique des anomalies gravimétriques du batholite.

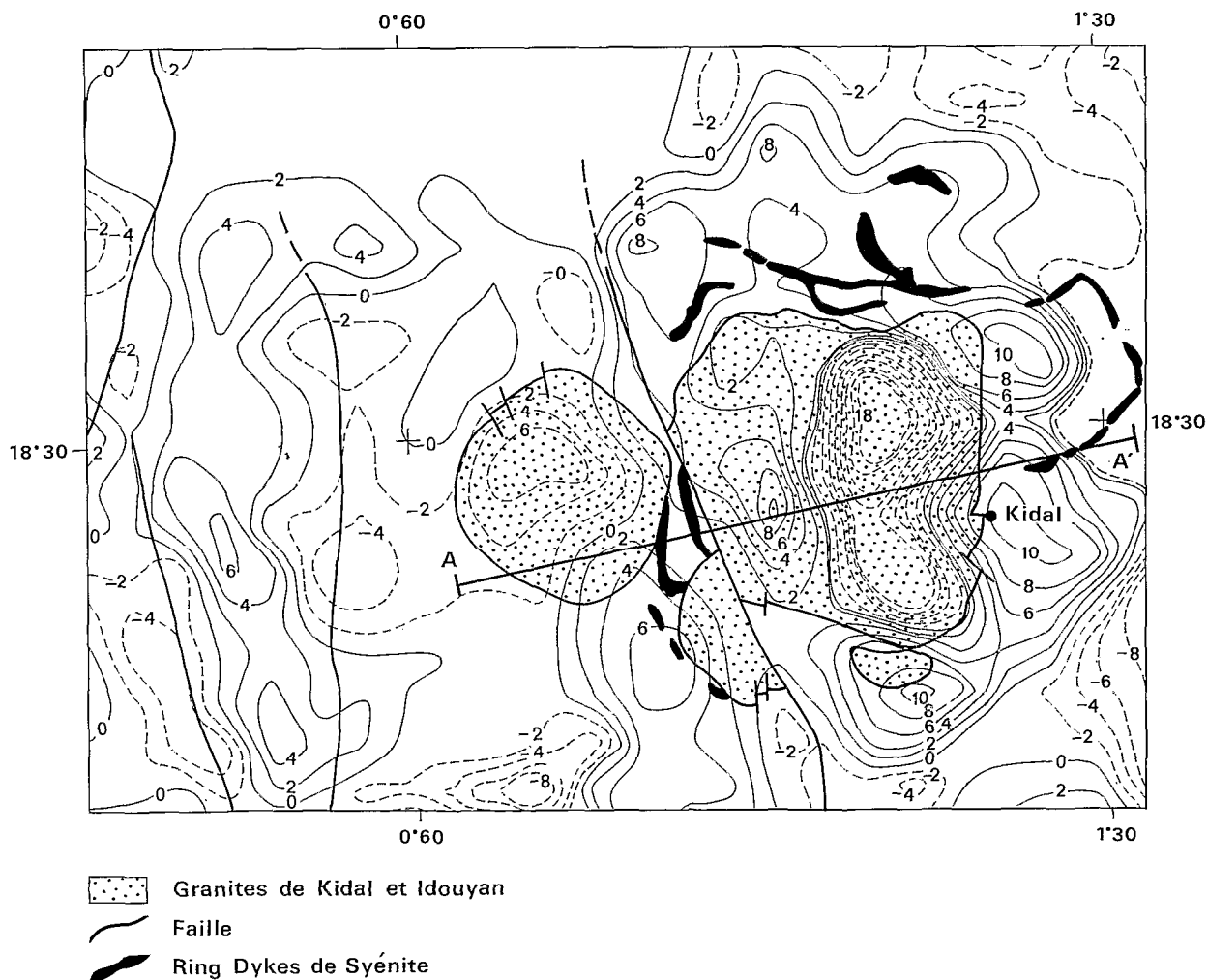


FIG. 6. — Carte du gradient vertical de la région des massifs granitiques de Kidal et Idouyan.

4.2. DOMAINE PANAFRICAIN

Le domaine panafricain est caractérisé par deux groupes d'anomalies positives de grande longueur d'onde allongées NS. Le premier groupe (anomalie du Batholite) comprend les anomalies situées au nord de Kidal, à l'aplomb du batholite et celles situées au sud d'Anefis où n'affleure que la couverture secondaire. Le second groupe (anomalies des unités granulitiques) comprend trois anomalies associées en partie aux unités granulitiques.

4.2.1. Anomalie du batholite (S. LY, A. LESQUER, en préparation)

La carte de dérivée première (fig. 3) montre que cette anomalie correspond en fait à une suite de plusieurs anomalies positives étroitement associées au domaine des manifestations magmatiques tardi-panafricaines.

La profondeur moyenne du toit des intrusions denses responsables de ces anomalies varie d'après l'analyse statistique entre 11 et 22 km. La solution optimale étant 16 km (fig. 5). L'étude par program-

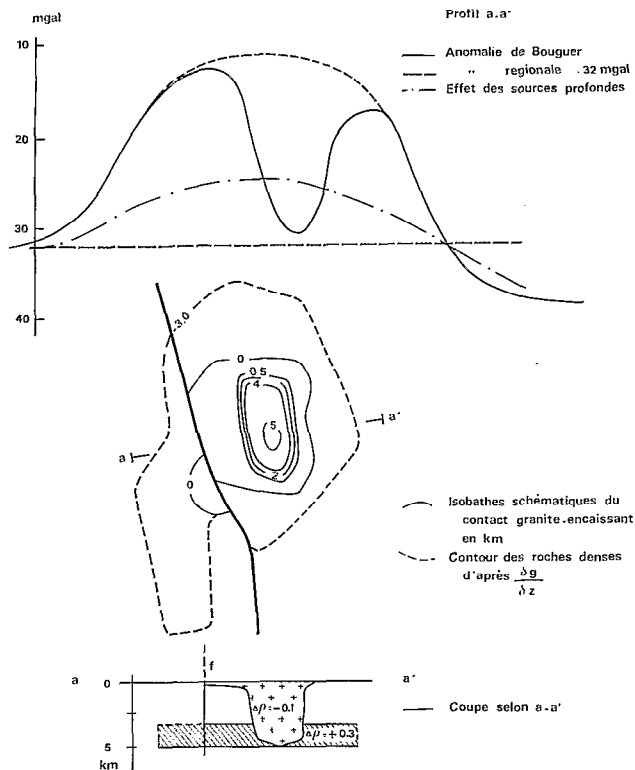


FIG. 7. — Modèle tridimensionnel du massif de Kidal.

mation linéaire montre qu'il s'agit probablement d'intrusions de densité minimale 2,80 à bords verticaux dont la profondeur du toit se situerait à moins de 11 km au sud et de 20 km au nord.

L'analyse spectrale met également en évidence une autre classe de source dont la profondeur moyenne \bar{h} serait de 4 km. La carte de dérivée première du levé détaillé des massifs de Kidal et Idouyan (fig. 6) montre que, d'une part ces massifs, comme celui de Tessalit ou de Takellout, sont caractérisés par une anomalie négative et que, d'autre part, il existe également des anomalies positives étroites entourant le complexe de Kidal. L'analyse statistique montre qu'il s'agit là de roches denses situées à une profondeur moyenne de 3,5 km.

Dans le cas de Idouyan et de Kidal, l'étude des anomalies négatives associée à celle des anomalies magnétiques, permet de construire un modèle de mise en place de ces granites par effondrement successifs de type « cauldron subsidence ». L'épaisseur de roches légères pouvant varier dans le cas de Kidal pour un contraste de densité maximum de $-0,1$ entre 500 m à l'ouest et 5 km à l'est, où l'activité magmatique s'est poursuivie le plus longtemps. Sur la figure 7, les masses denses associées au granite de Kidal ont été schématisées par un prisme horizontal présentant un contraste de densité de $0,3$ et situé en accord avec les résultats de l'analyse statistique à une profondeur de 3,5 km.

L'association fréquente : granite alcalin et hyperalcalin-anomalies gravimétriques positives (Écosse : H. H. P. BORT et J. TUSON, 1973; Air : P. LOUIS, 1970; Corse : M. BAYER et A. LESQUER, 1977) conduit à supposer la séparation par fusion partielle et différenciation dans un diapir mantellique entre un magma acide riche en éléments volatils dans la partie supérieure et des éléments basiques piégés dans la partie inférieure (G. P. L. WALKER, 1975).

L'absence d'affleurement ne permet pas de connaître l'environnement géologique de l'anomalie située au sud d'Anefis. Sa position dans la chaîne identique à celle du batholite, sa longueur d'onde et

son amplitude comparable nous conduisent à proposer une même origine que pour les anomalies de grande longueur d'onde du batholite. Cette hypothèse est confirmée par la programmation linéaire qui donne un plan de confinement à 20 km.

Les relations étroites existant entre les anomalies gravimétriques et les manifestations magmatiques post-cinématiques nous conduisent à supposer une zone de distension localisée allant de la latitude de Tessalit à celle de Gao, permettant l'ascension de magma en provenance du manteau. Cette distension pouvant être une conséquence d'un mécanisme d'extrusion (P. TAPPONNIER, 1977) entre les promontoires du Tanezrouft et du Dahomey lors de la collision (R. BAYER, A. LESQUER, 1978). Le magmatisme alcalin qui suit de très près la disparition du domaine océanique peut être lié à des phénomènes de fusion le long d'un plan de Bénioff.

4.2.2. Les unités granulitiques

Les unités granulitiques de l'In Ouzzal (Algérie) qui sont en continuité structurale avec celles des Iforas, sont marquées par des anomalies positives dues, selon A. BOURMATTE (1977) aux granulites elles-mêmes dont la densité moyenne est 2,75 et aux roches basiques à ultrabasiques associées.

Dans le cas des Iforas, il n'en est pas de même; si la limite ouest des unités granulitiques est très nette sur les cartes aéromagnétiques, elle n'est discernable en gravimétrie que sur la carte du gradient vertical (fig. 3) où les granulites correspondent à un léger positif.

L'encaissant étant à l'ouest lui-même granulitique (Kidalien), cette absence d'anomalie importante peut s'expliquer. Cependant tout comme l'In Ouzzal, la (les) nappe(s) granulitique(s) ne sont pas homogènes; elles sont envahies par des roches ultrabasiques. Il faut donc supposer que les massifs basiques sont moins importants que dans l'In Ouzzal, ce qui peut laisser penser que la (les) nappes est/sont de faible épaisseur.

Au nord, le bord est des unités granulitiques est marqué par trois anomalies positives dont la forme est liée aux accidents cisailant tardifs et qui sont d'amplitude et de longueur d'onde comparables à celles de l'In Ouzzal.

La disposition de ces anomalies par rapport aux unités granulitiques évoque une structure contemporaine de la mise en place des nappes. Le fait que l'anomalie la plus au sud soit située à l'aplomb des granulites fait penser que ces anomalies marquent l'extension des unités granulitiques denses (granulite+roches ultrabasiques) sous les granites post-tectoniques probablement peu épais.

L'utilisation de la programmation linéaire (fig. 8) avec des contraintes en surface fonctions de la nature des affleurements montre que la source des anomalies est relativement superficielle (plan de confinement à 5 km) et que les pendages sont est, ce qui confirme que ces structures ont été affectées par une tectonique tangentielle correspondant à un charriage d'est en ouest.

A l'est des unités granulitiques, les valeurs de l'anomalie de BOUGUER sont globalement faibles. On observe des anomalies linéaires NS à N20 dont les bords soulignés par des alignements d'anomalies magnétiques de très courte longueur d'onde correspondent à de grands cisaillements pas toujours visibles en géologie, le socle disparaissant à l'est sous la couverture sédimentaire.

Les anomalies négatives importantes associées comme en Algérie (A. BOURMATTE, 1977) aux granites tardifs montrent que la forme de ceux-ci est conditionnée par les accidents cisailant sub-méridiens. A l'est du méridien de Tin Essako, on note un maximum relatif qui peut correspondre à une faible épaisseur de granite ou à des granulites que l'on voit affleurer en une longue et étroite bande NS au niveau de Tin Essako.

4.3. LA ZONE DE SUTURE

Parmi l'ensemble des anomalies positives qui marquent la suture, nous avons essentiellement étudié la plus importante, celle du bassin créacé peu épais du Tilemsi. La carte du gradient vertical montre que cette anomalie peut être divisée en deux parties : à l'ouest, une anomalie rectiligne nord-sud de 150 km de long, étroite et de forte amplitude avec des gradients très forts; au nord-est, une anomalie de plus faible amplitude avec de faibles gradients.

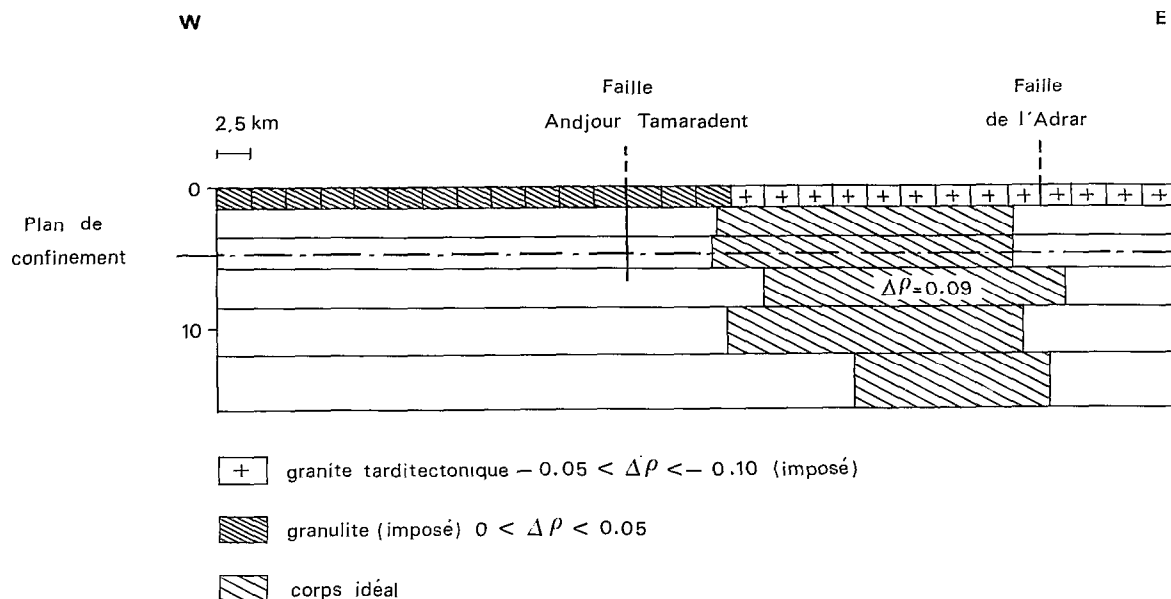


FIG. 8. -- Étude par programmation linéaire du profil G (unités granulitiques).

A la latitude de Tessalit, cette anomalie correspond à la zone d'accrétion (R. CABY, 1978) injectée d'un très important volume de roches basiques et ultrabasiques pré- et syn-tectonique dont la densité varie entre 3,0 et 3,2.

Un plan horizontal de valeur -32 mgal a été adopté pour régionale, mais la présence de part et d'autre de deux négatifs linéaires semble indiquer que l'anomalie positive se superpose à une anomalie négative de plus grande longueur d'onde et de faible amplitude. Cette anomalie peut correspondre en partie à l'effet du bassin sédimentaire crétacé, lui-même lié probablement à un léger fléchissement de la croûte sous la surcharge des roches denses. Un tel épaissement de la croûte pourrait également être une conséquence de la collision.

La carte du gradient vertical montre que ces anomalies négatives se scindent en plusieurs anomalies de courte longueur d'onde associées à des structures géologiques bien définies, tel le granite de Tessalit.

L'étude de deux profils, l'un passant par le maximum de l'anomalie, l'autre plus au nord, a été faite en utilisant les deux types de régionales le choix d'une régionale courbe ne change que très peu de choses aux résultats présentés ici (fig. 10) qui correspondent à une régionale plane. Seule la densité du corps idéal s'en trouve augmentée (3,1).

Pour la coupe sud, il s'agit d'une structure superficielle (plan du confinement à 1 km) de densité minimale 2,98 à pendages internes dont l'épaisseur maximale est de 12 km. Dans le cas de la coupe nord, nous avons imposé à l'est une densité de 3,0 pour tenir compte des roches basiques et ultrabasiques de la zone d'accrétion.

On voit que la densité minimale (2,87) est plus faible qu'au sud, les pendages demeurant internes. Les corps de densité 3,0 les plus étroits autour de \bar{x} et celui le plus proche du plan d'altitude nulle donnent l'image de deux structures possibles et de même densité qu'au sud.

En conclusion, la zone d'accrétion peut être considérée comme un ensemble de roches très denses (3,0) et peu épaisse (2 km). Elle est bordée à l'ouest par une structure allongée N-S située à faible profondeur, de densité proche de 3,0, étroite, à pendages internes et d'épaisseur maximale 12 km. Le pendage occidental interne qui est commun à toutes les structures qui bordent le craton (R. BAYER et A. LESQUER, 1978) traduit selon nous le caractère chevauchant de ces structures. La disposition

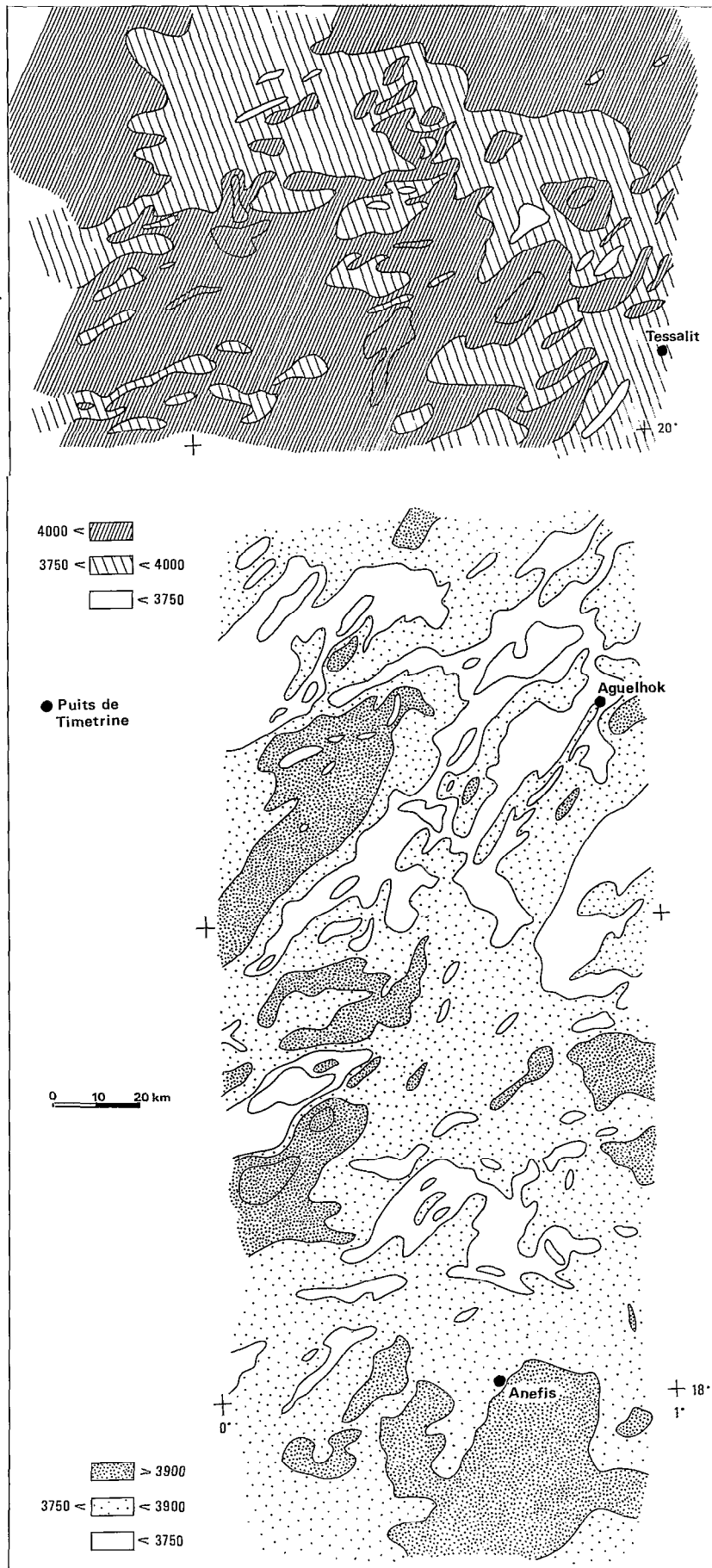


FIG. 9. — Carte aéromagnétique simplifiée de la zone de suture.

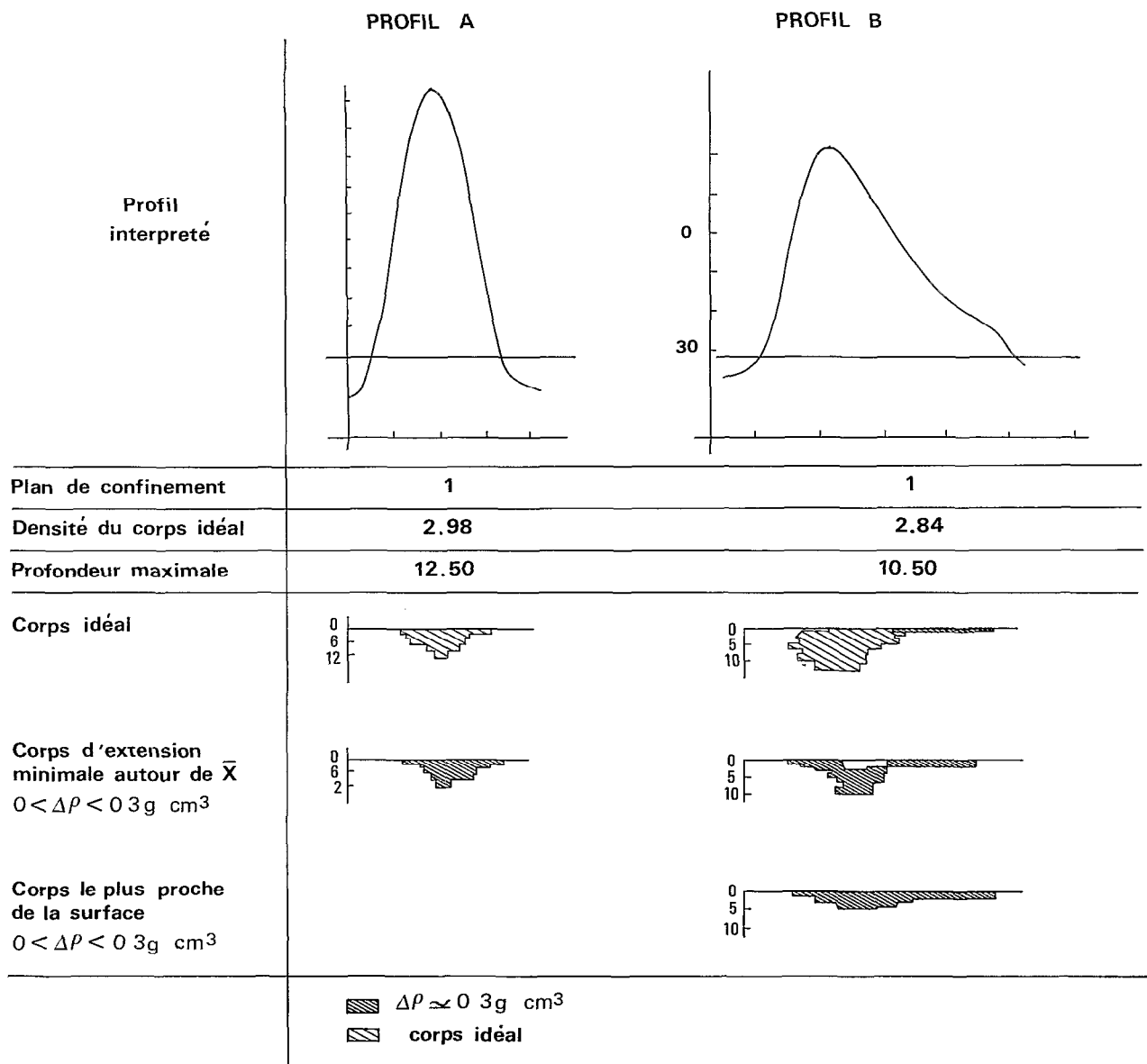
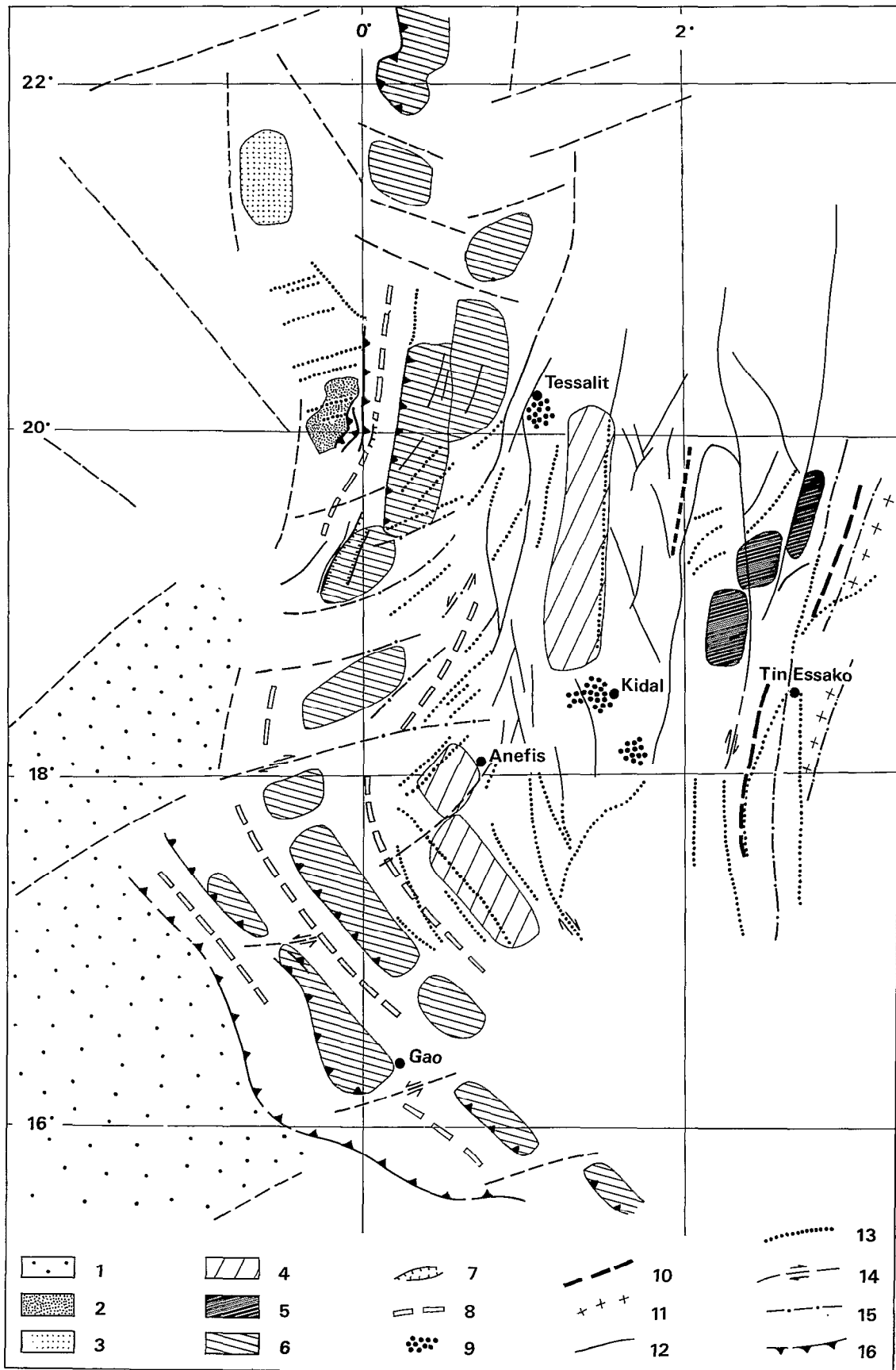


FIG. 10. — Étude par programmation linéaire de l'anomalie du Tilemsi (profil A et B).

en bandes longitudinales d'anomalies positives et négatives au niveau de la zone de suture montre l'importance des accidents chevauchants qui ont affecté l'ensemble marge stable marge active lors de la collision, délimitant ainsi des compartiments étroits de roches denses ou légères (couverture sédimentaire de marge plus ou moins tectonisée).

Les anomalies de la zone de suture sont légèrement décalées les unes par rapport aux autres selon des directions NE-SW ou NW-SE. La carte aéromagnétique de la fig. 9 montre également l'importance des directions NE-SW ou ENE-WSW au nord du parallèle 18° et NW-SE au sud de celui-ci, face à l'aulacogène du Gourma.

Nous interprétons ces directions comme des accidents transverses ayant affecté essentiellement



la zone de suture; décrochements dont le jeu aurait été dextre au nord de la virgation du Gourma et sénestre au sud. Ces « accidents » semblent antérieurs aux grands cisaillements subméridiens ainsi qu'à la mise en place des nappes externes.

Les structures situées au nord de la virgation du Gourma ont une forme différente de celles situées au sud (R. BAYER et A. LESQUER, 1978). Les premières sont larges et à pendages internes, les secondes sont étroites et à pendages subverticaux. La continuité sur plus de 1800 km de ces anomalies suggère que cette différence de forme n'est liée qu'au mode de mise en place. Selon l'orientation de la bordure du craton par rapport aux contraintes, le style tectonique a pu être très différent; les structures du nord ainsi que celles du Togo Dahomey évoquent une tectonique tangentielle importante, tandis que les anomalies NW-SE du sud font penser à une composante décrochante importante. Ce qui est en accord avec un champ de contrainte précoce NW-SE (A. M. BOULLIER *et al.*, 1978) puis E-W lors de la phase finale de collision.

Cependant, il est possible d'expliquer ces différentes anomalies par des origines différentes. Au sud, les roches du type Amalaoulaou correspondent à des gabbros mis en place à la base de la croûte dans des conditions HP-HT à 850 M.a. (H. de LA BOISSE et J. LANCELOT, 1977) et remontés tectoniquement en surface à 600 M.a. Au nord de la virgation du Gourma, la couverture sédimentaire masque le socle, seules affleurent à l'ouest de Tessalit les roches denses de la marge active. Dans la région du Tilemsi, l'importance en volume des venues ultrabasiques syn- à post-tectonique (R. CABY, 1978) permet d'évoquer également un mécanisme syntectonique de mise en place comparable à celui du Massif de Lanzo, dans les Alpes, mais ici la structure ne s'enracine pas profondément. Au Maroc (M. LEBLANC, 1976) et peut-être également à l'ouest du Tilemsi, dans la région du puits de Timetrine ont été mise en évidence des ophiolites. La présence de lambeaux de croûte océanique peut donc être envisagée.

5. Conclusion et reconstitution géodynamique

L'étude gravimétrique a permis de distinguer dans l'Adrar des Iforas trois zones : le domaine cratonique à l'ouest du méridien 0°; le domaine panafricain à l'est du méridien 1° et la zone de suture comprise entre ces deux ensembles. Les principaux résultats sont reportés sur le schéma structural interprétatif de la figure 11.

Outre les accidents anciens NW-SE et ceux subméridiens qui témoignent que le craton a été affecté lors de la collision panafricaine, le trait géophysique dominant de la zone cratonique est le prolongement nord de l'importante anomalie positive du Gourma liée probablement à un épais niveau volcanique correspondant au stade initial de la formation de l'aulacogène (A. LESQUER et A. MOUSSINE-POUCHKINE, en préparation).

Le domaine panafricain est essentiellement caractérisé par les anomalies positives du batholite et celles des unités granulitiques. Les premières permettent de conclure à la présence d'importantes intrusions basiques en profondeur ($\bar{h} = 16$) et de préciser la géométrie de certains massifs granitiques alcalins auxquels sont associés en profondeur des roches denses (Kidal). Les secondes peuvent être interprétées comme étant associées à la racine des nappes granulitiques. A l'est des nappes de socle, un ensemble d'anomalies négatives et positives allongées nord-sud correspond à des compartiments soit de granites syn- à post-tectoniques, soit de roches denses (granulites) limités par des accidents subméridiens.

FIG. 11. — Schéma structural interprétatif de l'Adrar des Iforas. (1) Roches denses du Gourma; (2) craton Ouest africain; (3) intrusion dense du craton; (4) intrusions denses profondes associées au magmatisme tardipanafricain; (5) structures denses associées aux unités granulitiques; (6) masses basiques de la zone de suture; (7) Graben nigritien; (8) anomalies linéaires négatives de la zone de suture (sédiments de marge plus ou moins métamorphisés?); (9) anomalies négatives localisées associées aux intrusions granitiques alcalines tardives; (10) anomalies linéaires négatives du rameau oriental (granites tardi-tectoniques); (11) anomalies linéaires positives du rameau oriental (granulites?); (12) accident géologique; (13) « accident » magnétique; (14) « accident » gravimétrique et sens de rejeu présumé; (15) « accident » gravimétrique et magnétique; (16) contact de base de nappe et chevauchement.

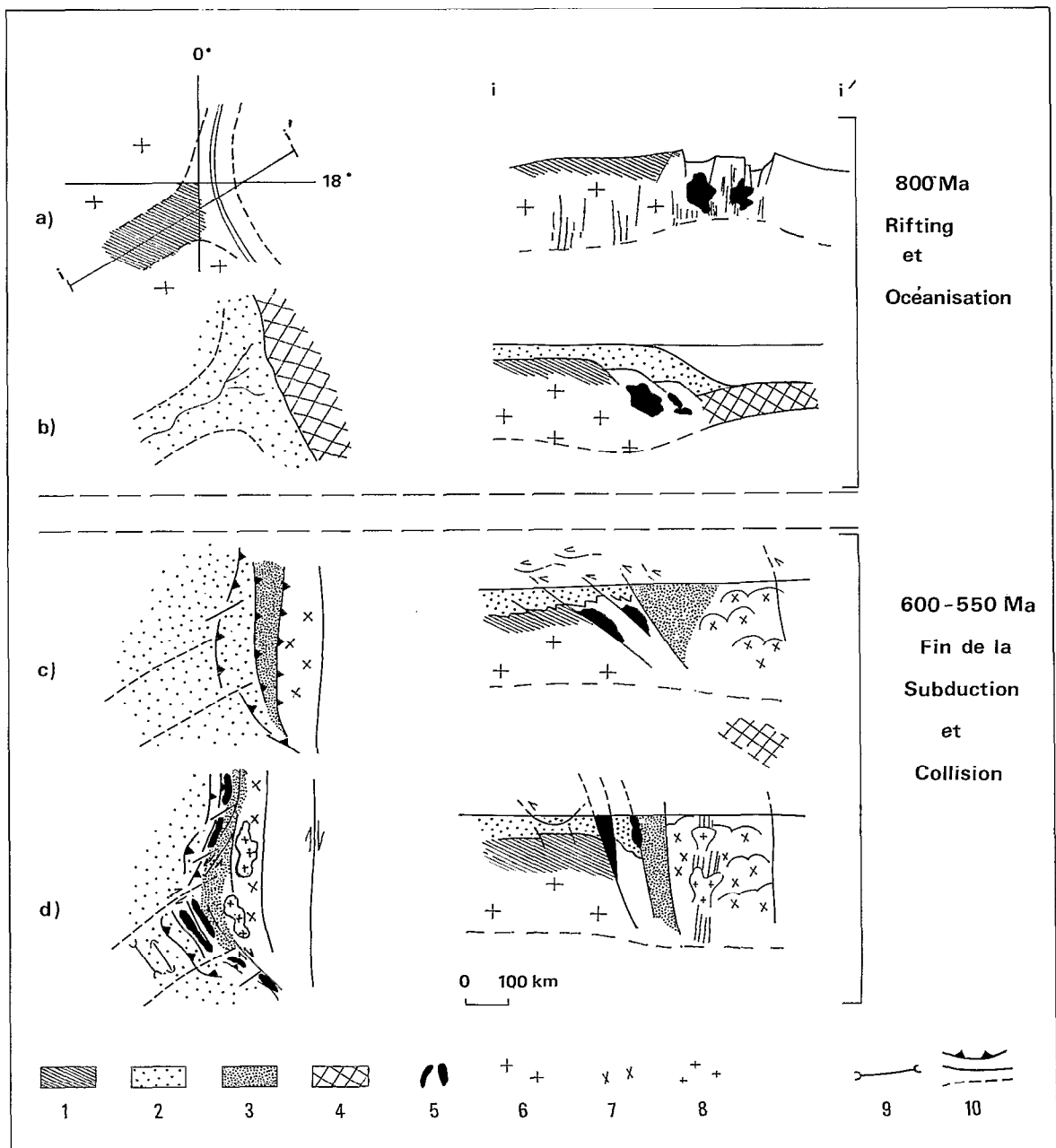


FIG. 12. — Modèle schématique de reconstitution géodynamique. (1) roches denses du Gourma ; (2) sédiments du Gourma ; (3) marge active ; (4) croûte océanique ; (5) intrusions basiques denses de la marge ; (6) craton Ouest africain ; (7) batholite calco-alcalin ; (8) granites alcalins et dykes ; (9) plis de couverture dans le Gourma ; (10) chevauchements, accidents géologiques et accidents présumés.

Entre ces deux domaines, la zone complexe de la suture est marquée par des anomalies linéaires positives et négatives qui tournent à hauteur du Gourma où l'on note deux bandes parallèles d'anomalies positives.

Ces anomalies correspondent pour certaines à des roches basiques mises en place lors de

l'ouverture océanique (Amalaoulaou), pour d'autres, à d'éventuelles roches ultrabasiques syn- et post-tectoniques.

La présence de lambeaux de croûte océanique dont on observe des témoins au Maroc et peut-être au Mali est envisageable. La forme et la disposition de ces masses denses résultent des grands accidents chevauchant qui ont affecté l'ensemble marge active marge passive ainsi que le craton. Les anomalies négatives sont liées à des compartiments de roches plus légères correspondant en partie à des dépôts de marge peu ou très déformés selon leur position. Cet ensemble d'anomalies est affecté par des décrochements ENE-WSW de faible rejet dextre au nord de Gao, senestre au sud. A ces accidents s'ajoutent dans le Tilemsi des accidents NE-SW qui se raccordent aux accidents subméridiens Tessalit-Anefis. Au sud d'Anefis, on note une prédominance d'accidents NE-SW.

La présente étude géophysique apporte des renseignements sur la phase initiale d'océanisation et la phase finale de collision qu'il est possible d'intégrer dans un schéma de reconstitution géodynamique (fig. 12).

Vers 850 M.a. (fig. 12 a), une phase de distension généralisée amène la dislocation du bâti éburnéen selon des lignes de faiblesse pré-existantes soulignées par des anomalies gravimétriques (R. BAYER, A. LESQUER, 1978). Au niveau actuel de Gao se forme une jonction triple entre trois grabens : l'un correspondant au bassin du Gourma évoluerait en aulacogène avec comme en témoigne la gravimétrie une importante activité volcanique et magmatique; les deux autres évolueraient en domaine océanique. La géométrie de la marge continentale dans laquelle se sont mises en place des intrusions denses basiques ou ultrabasiques est définie comme le contact entre le domaine des directions gravimétriques panafricaines et celui des directions du craton. Cette limite est marquée par les anomalies positives dites de la suture. Tandis que se poursuit la subsidence du Gourma et l'expansion océanique, une grande quantité de matériaux terrigènes se dépose sur la marge active du craton qui s'affaisse progressivement (fig. 12 b).

La disparition du domaine océanique se fait selon un plan de subduction plongeant vers l'est. Des événements précoces témoignent d'un champ de contrainte NNW à N mais la collision dans l'Adrar des Iforas vers 620 M.a. entre la marge passive du craton et la marge active dont la géométrie est hypothétique, correspond à un serrage E-W (A. M. BOULLIER *et al.*, 1978).

Selon un modèle déjà proposé dans une précédente publication (R. BAYER, A. LESQUER, 1978), nous suggérons que la collision se produit d'abord au niveau du promontoire du Dahomey puis du Tanezrouft après coulissage selon une ligne NW-SE correspondant approximativement à la portion de suture ayant cette direction au sud de Gao. Cette configuration donne naissance à de grands cisaillements dextres et sénestres dans le domaine oriental rigide-plastique (fig. 12 c); ce qui correspond à un déplacement de matière vers la « baie » du Gourma jusqu'à résorption du domaine océanique résiduel.

Au Mali, le mouvement de serrage se poursuivant, la marge active, la marge passive puis le continent lui-même vont se trouver de plus en plus affectés. Les anomalies gravimétriques montrent que ce raccourcissement est absorbé par un ensemble complexe de phénomènes plus ou moins contemporains impliquant l'ensemble marge active marge passive (fig. 12 c, d) au comportement mécanique très différent de celui des deux continents en présence :

- expulsion vers le haut de matière par de grands cisaillements affectant toute la croûte et amenant le chevauchement du craton par les intrusions de la marge et la mise en place des nappes;
- expulsion latérale de matière vers le Gourma par les décrochements perpendiculaires à la bordure du craton mis en évidence par la géophysique, ainsi que par d'autres accidents parallèles à celle-ci.

Après le blocage du système qui entraîne un redressement des contacts (fig. 12 e), se produit le phénomène de distension localisée du batholite des Iforas qui peut être considéré comme une conséquence secondaire du phénomène d'extrusion (P. TAPPONNIER, 1977) décrit précédemment.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. le 18 juillet 1979.

BIBLIOGRAPHIE

- BALL (E.), 1980. — An example of very consistent brittle deformation of a wide intracontinental zone : late panafrican fracture system of the Tuareg and Nigerian shield ; structural implications. *Tectonophysics*, 61 : 363-379.
- BAYER (M.), LESQUER (A.), 1977. — Étude gravimétrique de la Corse. *Bull. B.R.G.M.*, section II, n° 1 : 1-12.
- BAYER (R.), LESQUER (A.), 1978. — Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest africain : géométrie d'une suture panafricaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XX, 6 : 863-876.
- BERTRAND (J. M. L.), CABY (R.), 1978. — Geodynamic evolution of the Pan African orogenic belt : a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geol. Rundschau Bd.* 67, 2 : 357-388.
- BLACK (R.), CABY (R.), MOUSSINE-POUCHKINE (A.), BAYER (R.), BERTRAND (J. M. L.), BOULLIER (A. M.), LESQUER (A.), 1979. — Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature*, 278 : 223-227.
- BOTT (H. H. P.) et TUSON (J.), 1973. — Deep structure beneath the tertiary volcanic region of skye, Mull and Arckramurchan, North West Scotland. *Nature Phys. Sci.*, 242 : 114-116.
- BOULLIER (A. M.), DAVISON (I.), BERTRAND (J. M. L.), COWARD (M.), 1978. — L'unité granulitique des Iforas : une nappe de socle d'âge panafricain précoce. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XX, 6 : 877-882.
- BOURMATTE (A.), 1977. — Étude gravimétrique du Tanezrouft (Algérie). Thèse 3^e cycle, Univ. Sci. Montpellier, *multigr.*
- CABY (R.), 1970. — La chaîne pharusienne dans le nord ouest de l'Ahaggar (Sahara Central, Algérie) : sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique, Thèse Univ. Montpellier, *multigr.*
- CABY (R.), 1978. — Paléogéodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur : leur collision dans la chaîne panafricaine du Mali. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XX, 6 : 857-861.
- DE LA BOISSE (H.) et LANCELOT (J. R.), 1977. — Radiochronologie U-Pb de la bordure du craton ouest africain au Mali : le « granite » de Bourée et les granulites d'Amalaoulaou. 5^e réunion ann. Sci. Terre, Rennes : 289.
- DUCROT (J.), LANCELOT (J. R.), RENAUD (U.), 1978. — Chronologie de l'orogénèse panafricaine dans l'Adrar des Iforas et comparaison avec le Maroc et l'est Hoggar. *Bull. Soc. géol. Fr.* (sous presse).
- GUILLEN (A.), 1978. — Une application de l'analyse statistique à l'interprétation des levés aéromagnétiques. D.E.A. Montpellier, *multigr.*
- HOFFMAN (P.), DEWEY (J. F.), BURKE (K.), 1974. — Aulacogens and their genetic relation to geosynclines with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. *In Modern and Ancient geosynclinal sedimentation* ed. R. H. Dott, R. H. Shaver, SEPM Spec. Publ., 19 : 38-55.
- LEBLANC (M.), 1976. — Proterozoic oceanic crust at Bou Azzer (Maroc). *Nature*, 251 : 34-35.
- LE MOUËL (J. L.), 1969. — Sur la distribution des éléments magnétiques en France. Thèse, Paris.
- LOUIS (P.), 1970. — Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, 42, 311 pp.

- MOUSSINE-POUCHKINE (A.), BERTRAND-SARFATI (J.), 1978. — Le Gourma : un aulacogène du Précambrien supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XX, 6 : 851-856.
- PARKER (R. L.), 1974. — Best bounds on density and depth from gravity data. *Geophysics*, 39 : 644-649.
- RECHENMANN (J.), 1973. — Mesures gravimétriques dans le Tanezrouft oriental (Algérie). Éd. C.N.R.S. (CRZA), 17, 70 pp.
- SAFON (H.), VASSEUR (G.), CUER (M.), 1977. — Some applications of linear programming to the inverse gravity problem. *Geophysics*, 42 : 1215-1229.
- SPECTOR (A.) et GRANT (F. S.), 1970. — Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35 : 293-302.
- TAPPONNIER (P.), 1977. — Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée — poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XIX, 3 : 437-460.
- VILLEMUR (J. R.), 1967. — Reconnaissance géologique et structurale du nord du bassin de Taoudenni. *Mém. B.R.G.M.*, 51, 172 pp.
- WALKER (G. P. L.), 1975. — A new concept of the evolution of the british tertiary intrusive centers. *J. geol. Soc. London*, 131 : 121-141.