

Mise en évidence d'antiformes générées en régime extensif sur la marge orientale du craton ouest-africain (région des Eglab): arguments paléomagnétiques et gravimétriques.

Tahar AIFA*, Jean-Pierre LEFORT*, Mohammed OUDDANE** et Françoise CALZA*

* Géosciences-Rennes, Université de Rennes I, *Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cédex (France)*.

** ORGM, Division Régionale Ouest, ZI, B.P. 119, *Sidi-Bel-Abbès (Algérie)*.

Résumé: L'étude paléomagnétique d'une structure antiforme reconnue dans la couverture protérozoïque du craton ouest africain (région des Eglab) montre qu'il s'agit d'un pli et non d'une structure construite, d'origine biologique. La formation de ce pli peut être corrélée avec la géométrie profonde des failles et des filons d'orientation nord-sud affectant le socle sous-jacent. Le pendage de ces structures, reconnues par gravimétrie, est systématiquement orienté vers l'Est. L'existence de blocs basculés et donc d'une distension suggère que des plis ont pu se former lors de l'ouverture pré-panafricaine (≈ 800 Ma) sur la marge orientale du craton ouest-africain.

Mots clés : Paléomagnétisme, craton ouest-africain, filons, gravimétrie, extension, Protérozoïque.

Abstract: The paleomagnetic study of an antiform involving Proterozoic sediments, shows that this structure is a true fold and not a biological construction. The formation of this fold can be correlated with the development of North-South trending dykes and faults in the basement. Gravity data show that these structures are all east dipping, suggesting the existence of tilted blocks. We think that there is a correlation between the formation of the fold, the dolerite intrusives and the tilted blocks. They all developed during a pre-Panafrican extensional regime (800 Ma) at the eastern part of the West African craton.

Key words: Paleomagnetism, West-African Craton, dykes, gravity, extension, Proterozoic.

I - INTRODUCTION

Le craton ouest-africain, formé et stabilisé lors de la phase éburnéenne (≈ 2 Ga), est recouvert au centre par une série sédimentaire plus ou moins tabulaire d'âge protérozoïque à paléozoïque (Bertrand-Sarfati, 1972; Clauer, 1976). Cette série est constituée de deux grandes unités séparées par une discordance liée à l'orogénèse panafricaine, qui affecte pratiquement tout le pourtour du craton (Bertrand-Sarfati, 1972). La partie basale de la couverture sédimentaire d'âge protérozoïque inférieur affleure en continu sur au moins 1.000 Km à la bordure nord du bassin de Taoudeni (fig. 1a).

Le craton ouest-africain est affecté de nombreuses failles qui, dans la région Yetti-Eglab, sont préférentiellement orientées nord-sud (fig. 1b). Ces failles sont souvent injectées de dolérites ou de matériel acide. La majorité des failles et des filons s'interrompent au contact avec la formation sédimentaire protérozoïque du Hank (fig.1b), mais il en est aussi d'autres qui affectent cette formation. L'étude de la carte géologique au 1/500.000 dressée pour cette région (Buffière *et al.*, 1965), montre que les failles et les filons nord-sud se concentrent selon certaines zones. D'après nos observations, au contact entre la formation du Hank et les terrains cristallophylliens des Eglab, plusieurs cas de figure sont possibles:

1 - Certaines failles et certains filons d'orientation nord-sud disparaissent sous la formation du Hank.

2 - D'autres recoupent à la fois les diverses formations appartenant au socle et à la couverture (on remarquera néanmoins qu'au cours de cette mission nous n'avons pu observer qu'un seul filon doléritique recoupant les formations calcarogréseuses).

3 - Certains filons oblitérés par le Hank sont en continuité avec des failles affectant la couverture.

Dans ce dernier cas, plusieurs hypothèses sont possibles: soit que les failles reconnues dans la couverture correspondent à des rejeux, soit que la fracturation est postérieure au dépôt de la couverture et que l'injection des dolérites est limitée aux terrains les plus cassants (les sills, nombreux dans la région, se développant par exemple à l'interface entre les deux types de terrain, au niveau de la discordance). Des datations sont en cours pour affiner cette discussion.

C'est dans une zone où ces trois types de relations existent que nous avons mené nos recherches; il s'agit de la région de Tilemsi Ould Haïda (fig. 1b). Dans cette région, les filons affectant le socle cristallin ont été étudiés par magnétisme et gravimétrie et la couverture grâce au paléomagnétisme.

Cet article est plus particulièrement centré sur les relations structurales existant entre le socle et la couverture et sur le rôle des failles et des filons d'orientation nord-sud.

II - LE CADRE GEOLOGIQUE

Le massif des Eglab est situé au nord-est de la partie "élevée" de la dorsale Réguibat. Selon Sabaté et Lomax (1975), trois épisodes majeurs peuvent être reconnus dans cette zone: le premier correspond à la structuration du socle des forma-

tions précambriennes (Gévin, 1951), le second à l'orogène éburnéenne (Buffière *et al.*, 1966; Sabaté, 1973) et le troisième aux dépôts discordants de la série marine du Hank dont l'âge est voisin de 1 Ga (Bassot *et al.*, 1963; Clauer et Bonhomme, 1971; Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine, 1992). Avec le dépôt de cette série se termine le Précambrien de la dorsale Réguibat qui laisse place aux dépôts glaciaires, puis aux sédiments paléozoïques des synclises de Taoudeni et de Tindouf (Caby, 1965).

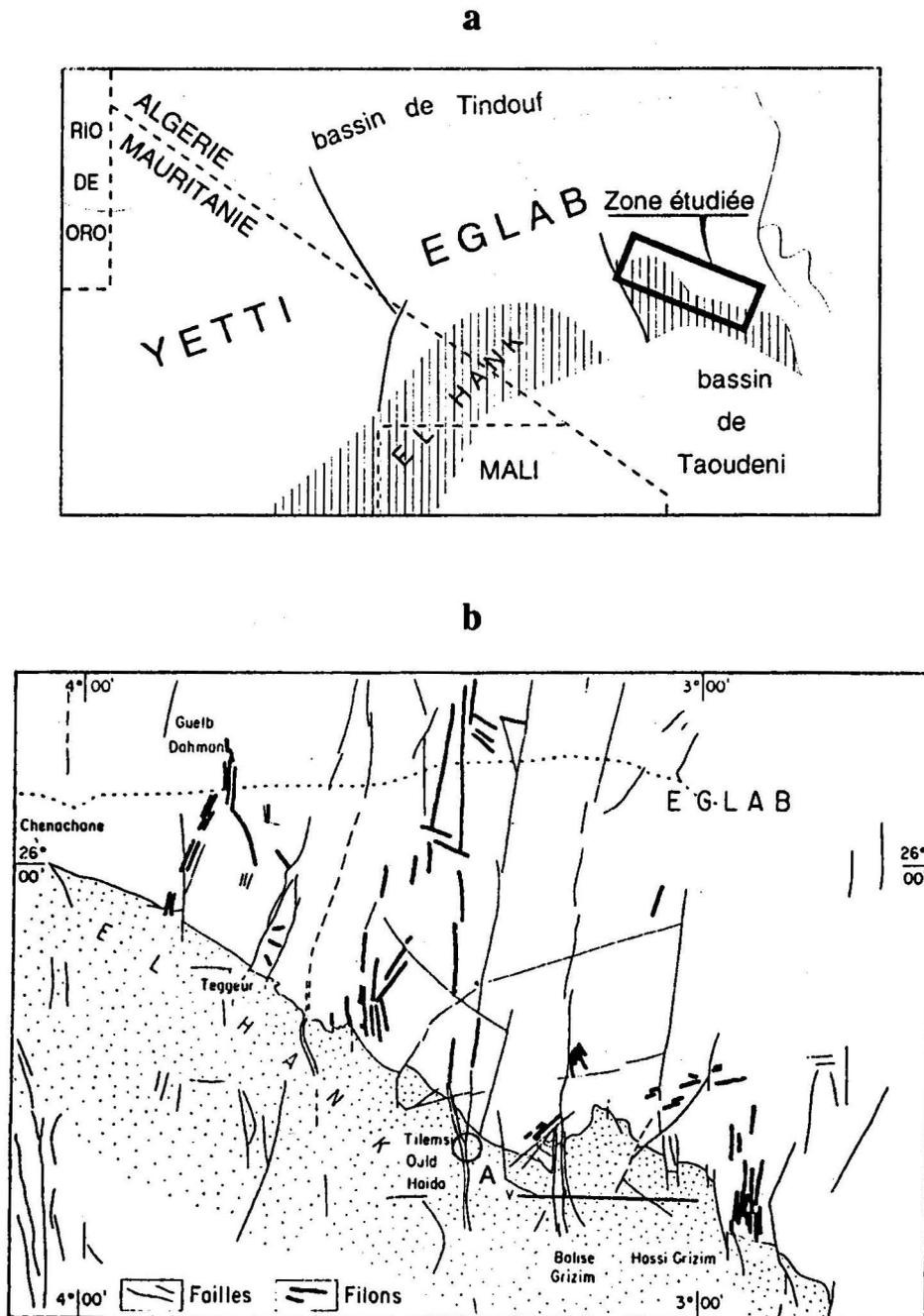
Plusieurs épisodes magmatiques ont été mis en évidence dans la région Yetti-Eglab (Buffière *et al.*, 1965, 1966; Sabaté et Lameyre, 1973). Le cycle Yetti est marqué par un épisode plutonique postérieur à la deuxième phase de plissement de cette série. Le cycle Eglab est à son tour marqué par des périodes magmatiques importantes, toutes post-tectoniques. La première phase correspond au granite d'Haïda, syntectonique du plissement de la série de l'Oued Souss.

La période plutonique ultime correspond à la mise en place des granitoïdes Aftout, qui est importante par le volume de matière intrusive produite. Ce magmatisme comprend des granites, des diorites et des gabbros.

Les gabbros et les diorites se trouvent en enclaves parfois de grande taille dans les granites. Le volcanisme de type Eglab a ainsi généré des formations calco-alcalines effusives (Sabaté, 1978; 1979) qui se sont installées sur un substratum marqué par une forte érosion. Des rhyolites et des rhyodacites se rencontrent indifféremment sur les différentes séries qui constituent le domaine Eglab (Kahoui, 1988).

Les séries précambriennes des domaines Yetti et Eglab sont enfin traversées par des filons de directions variées: N-S, N40°, N130° et N160°. Les filons d'orientation nord-sud, qui nous ont intéressés, constituent près de 90% de l'ensemble

MISE EN EVIDENCE D'ANTIFORMES GENEREES EN REGIME EXTENSIF SUR LA MARGE ORIENTALE DU CRATON OUEST AFRICAIN



A représente la zone d'échantillonnage des calcaires « lie de vin » pour le paléomagnétisme, les pointillés, le profil gravimétrique régional.

Fig. 1 - Localisation géographique de la région étudiée.
a - Plan d'ensemble.
b - Schéma structural.

des filons cartographiés. Ainsi que nous l'avons déjà dit, leur âge, tout au moins dans la région, est inconnu. Ailleurs, certains filons recoupent les grès du Paléozoïque inférieur tels ceux du Bassin de Tindouf (Fabre *et al.*, 1984). Il existe en réalité probablement plusieurs générations de filons.

La couverture sédimentaire du Hank est principalement de type plate-forme carbonatée et contient de nombreux stromatolites (Bertrand-Sarfati, 1972). Au niveau de Tilemsi, la coupe stratigraphique montre successivement une formation à Conophyton, des grès glauconieux, des calcaires bleus, une alternance de schistes et de calcaires en plaquettes surmontés de grès.

Les sédiments des bassins périphériques auraient enregistré les effets d'une phase "Cadomienne" qui se marquerait par de larges ondulations orientées NW-SE et des séries de horsts et de grabens peu différenciés. Le Paléozoïque, pour sa part, montrerait (Buffière *et al.*, 1965) les effets d'une phase "Calédonienne" peu accusée et des plissements "Hercyniens" (notamment dans le Bassin de Tindouf). Des mouvements post-hammadiens auraient rajeuni les structures hercyniennes orientées NE-SW ou ENE-WSW.

D'après Gévin (1958), l'histoire tectonique des bassins sédimentaires bordant le Yetti-Eglab est intimement liée au jeu de la subsidence, commandée par de lents mouvements de basculement d'Est en Ouest.

III - LES OBSERVATIONS DE TERRAIN

Le cours de l'Oued Tilemsi, dans le prolongement de filons doléritiques et de failles nord-sud ou subméridiennes, a visiblement été contrôlé par ces failles ou ces filons; cette vallée affecte profondément la série du Hank. A l'Est de cet axe, les formations à stromatolites et le niveau des schistes et des calcaires "lie de vin" dessinent une antiforme

d'axe subméridien. A l'Ouest, les pendages sont d'environ 18°, tandis qu'ils peuvent atteindre 30° à l'Est. Au centre de cette structure, dont la longueur d'onde est de l'ordre de 300 à 350 mètres, apparaît un petit graben large de 15 à 20 mètres, limité par des failles normales d'orientation nord-sud. L'effondrement de ce petit graben est de l'ordre de 0,50 mètre. Encore plus à l'Est, on retrouve les pendages vers l'Ouest, ils sont alors de l'ordre de 15°.

Sur le flanc ouest de l'oued on trouve des formations qui semblent identiques à celles de l'antiforme, elles ont alors un pendage d'une dizaine de degrés vers l'Ouest. L'ensemble de nos observations suggèrent l'existence de larges ondulations à axe nord-sud et à pendage faible. La continuité entre la rive occidentale et la rive orientale de l'oued n'est pas certaine dans la mesure où de nombreuses failles nord-sud affectent les bords de cette vallée. Toutefois, à l'Est, la continuité de nos observations montre que la structure que l'on a reconnue ne peut être confondue avec les constructions biologiques ou les dômes décrits par Bertrand-Sarfati (1972) et par Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine (1992), puisque ceux-ci, d'après leurs descriptions, ne dépassent pas habituellement les 1 à 20 mètres de longueur.

La question est donc de savoir s'il existe réellement des plis à axe nord-sud et éventuellement s'il y a un rapport génétique entre ces plis et les failles de même direction.

IV - LES DONNEES DU PALEO-MAGNETISME

Pour tester l'hypothèse du pli, nous avons procédé à un échantillonnage systématique des terrains constituant l'antiforme de Tilemsi.

70 échantillons ont été prélevés sur cette structure.

Il s'agit de calcaires "lie de vin" (fig. 1b(A)), d'âge précambrien supérieur (voir la coupe de Bertrand-Sarfati, 1972), dont les directions de pendages variées peuvent permettre d'effectuer le test du pli (Mc Elhinny, 1964). L'aimantation rémanente naturelle (ARN) a été mesurée à l'aide d'un magnétomètre cryogénique LETI. Les susceptibilités magnétiques ont été mesurées à chaque palier de désaimantation à l'aide d'un susceptibilimètre Bartington pour contrôler d'éventuelles transformations minéralogiques.

La direction de l'ARN pour ces quatre sites est déterminée avec une bonne précision (fig. 2a, tableau I) et coïncide avec le champ dipôle actuel ($I=32^\circ$). Les intensités d'ARN sont assez faibles, de l'ordre de 3×10^{-3} A/m (fig. 2b) et montrent une distribution globalement unimodale. Les susceptibilités magnétiques (fig. 2c) le sont aussi (10^{-4} SI).

Les directions d'ARN sont représentées par deux groupes (avant corrections tectoniques). Un groupe coïncidant avec le champ actuel et un autre groupe avec une direction proche de son antipodal. Des échantillons pilotes ont été traités par désaimantation thermique et par champs alternatifs. Cette dernière technique n'a pas permis d'isoler de direction caractéristique (fig. 2g). La première technique a donc été appliquée à l'ensemble des échantillons. En effet les transformations minéralogiques peuvent se produire au-delà de $450-550^\circ\text{C}$ pour certains échantillons et moins de 250°C pour d'autres, ce qui suggère une hétérogénéité minéralogique locale au niveau de ces sédiments.

Deux composantes d'aimantation principale ont pu être isolées: une composante visqueuse, proche du champ actuel, détruite avant 200°C (fig. 2d,e), et une composante de haute température jusqu'à 580°C (fig. 2d-h). On remarque également des comportements différents pour certains échantillons pour lesquels la désaimantation se fait le long d'un grand cercle (fig. 2j). Ils ont été traités par la méthode de Halls (1978). La direction recherchée est celle de la convergence des plans contenant la rémanence: il s'agit de rechercher un "stable end point" qui représenterait la direction contemporaine du début du plissement s'il a existé. Les résultats sur 70 échantillons qui ont pu être traités par moindres carrés (Kirchvink, 1980) sont représentés en figure 3 et dans le tableau II.

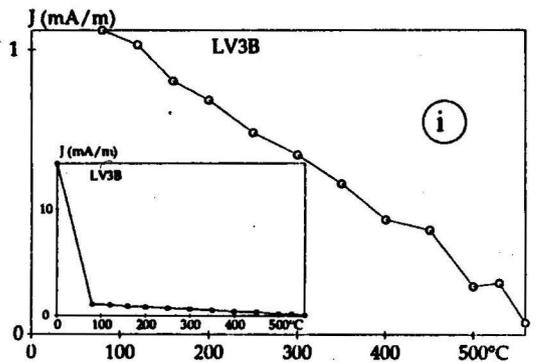
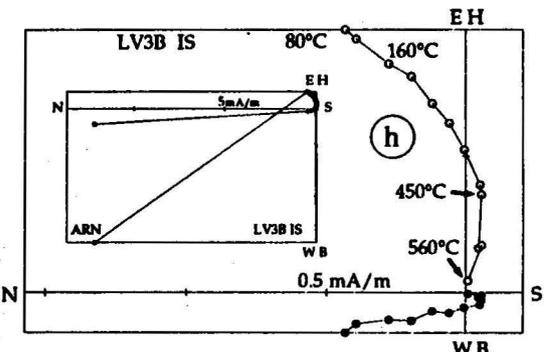
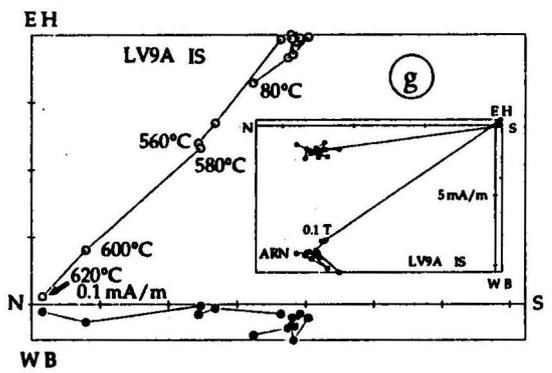
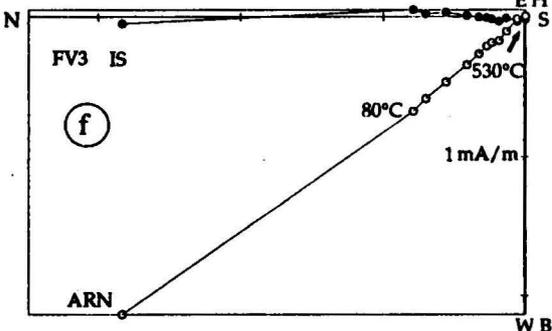
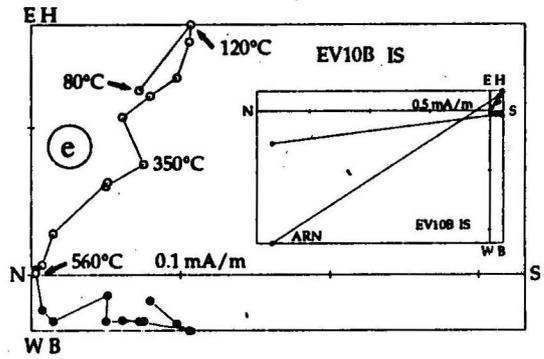
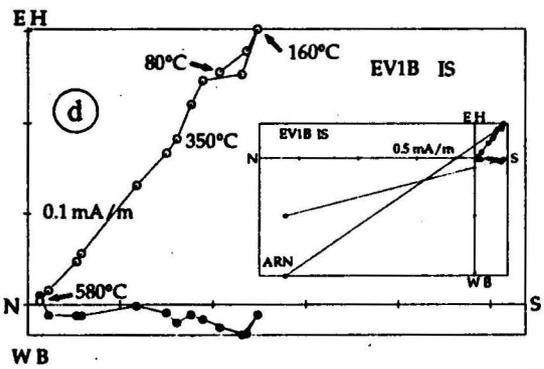
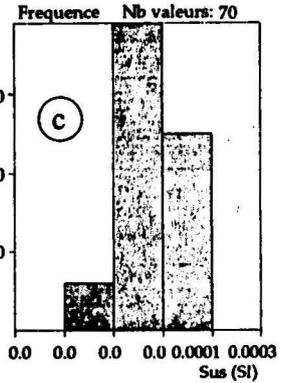
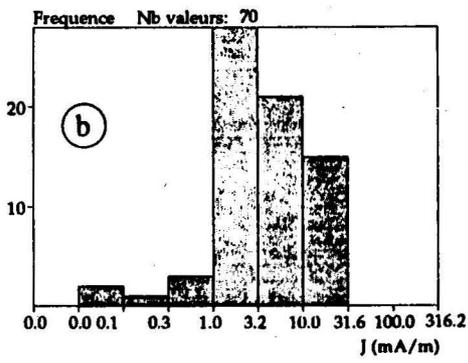
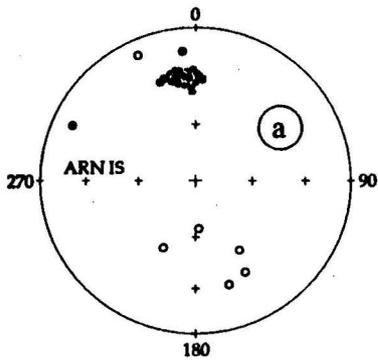
On remarquera que pour certains échantillons, avant 200°C , 80 à 90% de la rémanence est détruite (fig. 2d,e,g,h,i,k), ce qui suggère la présence probable de goethite (température de Curie inférieure à 200°C).

Un échantillonnage sur quatre sites a été effectué dans le but de tester notre hypothèse. Les résultats sont représentés dans le tableau II: ils indiquent l'existence systématique d'une réaimantation (Aifa, 1993) lors du début de la déformation. Sachant que la direction déterminée en utilisant la méthode des grands cercles ("stable end point") est différente du champ dipôle actuel et qu'un regroupement après déplissement partiel se produit pour trois sites, on peut affirmer que notre conclusion est applicable à l'ensemble de la

Tableau I - Directions d'ARN des sites échantillonnés.

Polarités	D(°)	I(°)	n	α_{95} (°)	k
Normale	354.0	33.7	63	1.1	275
Inverse	166.2	-46.2	5	20.6	15

n est le nombre de carottes utilisé pour le calcul de la moyenne. D, I et α_{95} et k sont respectivement les valeurs de la déclinaison, de l'inclinaison et des paramètres statistiques de Fisher (1953) avant corrections tectoniques.



MISE EN EVIDENCE D'ANTIFORMES GENEREES EN REGIME EXTENSIF SUR LA MARGE ORIENTALE DU CRATON OUEST AFRICAIN

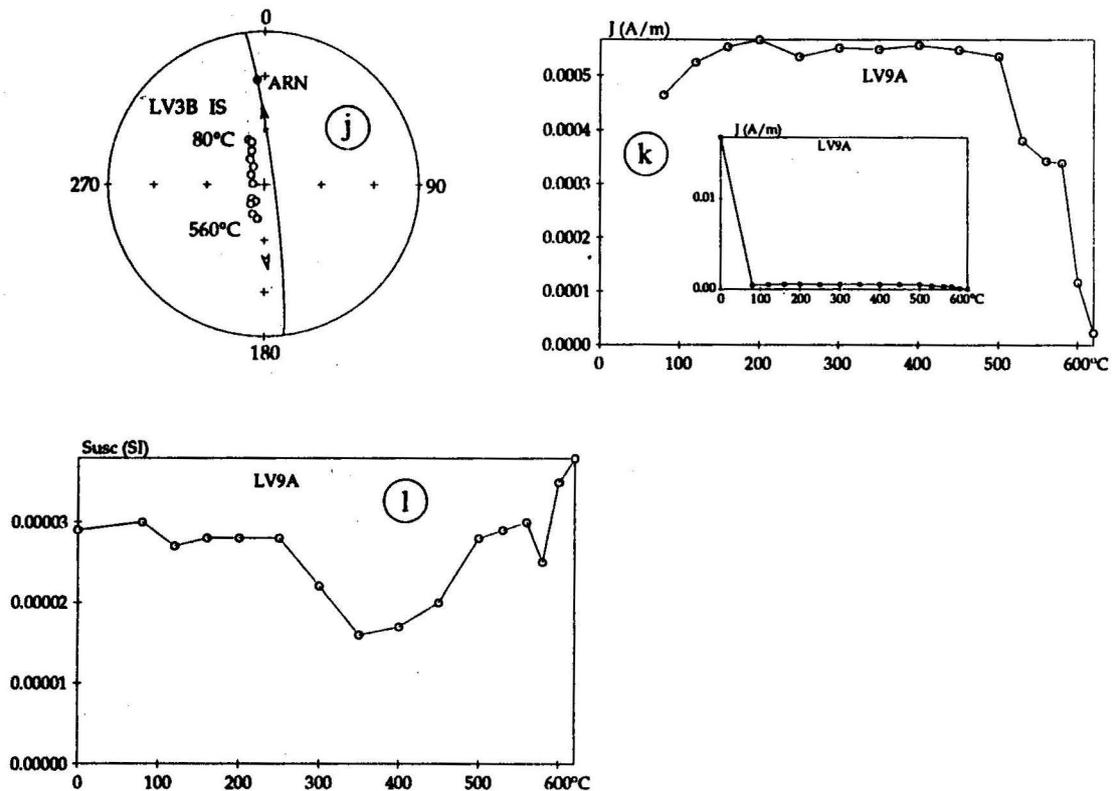


Fig. 2 - Projection à aire égale (a) des directions d'ARN des sites LV, GV, EV, FV et leur histogramme d'intensité d'ARN (b) et de susceptibilité magnétique (c) correspondantes. Cercle ouvert (fermé): projection sur l'hémisphère supérieur (inférieur). n = nombre d'échantillons. Projection orthogonale (Zijderveld, 1967) des désaimantations thermiques (d-h) d'échantillons montrant la présence de deux composantes d'aimantation: une composante visqueuse détruite avant 160°C et une composante haute température jusqu'à 560-620°C. Cercle ouvert (fermé): projection sur le plan vertical (horizontal). Pour les échantillons présentés en (d), (e), (g) et (h), l'ARN n'est représentée que sur une petite échelle car à 80°C, on a détruit plus de 80% de la rémanence (i, k). Par contre pour l'échantillon présenté en (f), on n'en a détruit que 50-60% du signal magnétique. Ceci est caractéristique de la destruction de la goéthite à moins de 200°C (voir fig. 4). Notons cependant, que la désaimantation par champs alternatifs à 0.1 T n'a pas permis d'isoler une composante d'aimantation caractéristique (g). Projection à aire égale de la désaimantation d'un échantillon le long d'un grand cercle de réaimantation (j), montrant la direction à atteindre (« stable end point ») représentée par des flèches (voir tableau II). La direction de l'ARN coïncide bien avec le champ dipôle actuel. La destruction de plus de 80% de la rémanence (k) est également accompagnée par une transformation minéralogique vers 250-400°C (l), probablement liée à la présence de sulfures de type pyrrhotite.

structure. On ne discutera pas ici les conséquences géodynamiques de ce résultat (tableau II), ce n'est pas le propos de cet article. L'outil paléomagnétique nous a ainsi permis de préciser que la structure de Tilemsi n'est pas la conséquence d'une construction biologique (Bertrand-Sarfati, 1972; Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine, 1992), mais bien un pli ou une flexure.

V - LE MAGNETISME DES SEDIMENTS

Aucune expérience thermomagnétique n'a pu être menée en raison de la faible susceptibilité de ces sédiments. Cependant, une autre méthodologie nous a permis de rechercher les minéraux porteurs de la rémanence. La courbe d'aimantation isotherme (ARI) à saturation (ARIs) en

Tableau II - Composantes de température intermédiaire (ITB), de haute température (HTB) et paramètres du grand cercle de réaimantation.

1- Composante de température intermédiaire (ITB):					<-----Plan----->		
sites	Db(Da)(°)	Ib(Ia)(°)	ndata	k	α_{95} (°)	Db(Da)(°)	Ib(Ia)(°)
(1)FV	185.1(211.2)	-42.2(-41.2)	4	23	11.9	275.1(273.4)	47.8(27.9)
(2)GV	196.5(166.9)	-44.5(-41.5)	14	12	4.2	286.5(281.4)	45.5(16.6)
(3)EV	182.2(165.1)	-46.0(-46.1)	14	13	4.1	272.2(263.1)	44.0(73.6)
(4)LV	194.3(167.9)	-69.8(-68.6)	14	5	6.5	284.3(284.0)	20.2(10.3)
(1)+(2)+(3)	346.9	44.9	32	3	42.9	76.9	45.1
(1)+(2)+(3)	(81.7)	(5.9)	32	11125	0.8	(171.7)	(84.1)
(1)+(2)+(3)+(4)	300.1	21.9	46	3	34.9	30.1	68.1
(1)+(2)+(3)+(4)	(85.2)	(4.3)	6	155	4.6	(175.2)	(85.7)

2- Composante de haute température (HTB):					
sites	Db(Da)(°)	Ib(Ia)(°)	ndata	kb(Ka)	$\alpha_{95b}(\alpha_{95a})(°)$
(1)EV	183.2(212.9)	-47.0(-41.5)	3	1117	3.7
(2)GV	189.7(160.7)	-43.9(-42.3)	2	27779	4.7
(3)LV	187.6(174.0)	-54.5(-53.3)	5	132	6.7
(4)FV	355.2(340.0)	39.1(35.4)	11	407	2.3
(1)+(2)+(3)	186.9(183.0)	-48.5(-48.0)	3	189(16)	9.0(31.8) <--- DT
(1)+(2)+(3)	186.7(183.8)	-50.2(-49.5)	10	133(24)	4.2(10.1) <--- DT
(1)+(2)+(3)	186.5	-48.7	3	242	7.9 <--- DP

3- Paramètres du grand cercle de réaimantation:			
	Dq(°)	Iq(°)	q
(1)+(2)+(3)	98.5	1.8	0.000000

Tableau II:

1- Db(Da), Ib(Ia), k et α_{95} sont les paramètres du pôle moyen des grands cercles de réaimantation avant (après) corrections tectoniques (voir p.ex. Halls, 1978). ndata est le nombre d'échantillons utilisés pour le calcul de la moyenne. "Plan" indique les valeurs des plans de réaimantation.

2- Db(Da), Ib(Ia), Kb(Ka) et $\alpha_{95b}(\alpha_{95a})$ sont respectivement les valeurs de la déclinaison, de l'inclinaison et des paramètres statistiques (Fisher, 1953) avant (après) corrections tectoniques. DP= déplissement partiel, DT= déplissement total. Les valeurs après corrections tectoniques sont indiquées entre parenthèses. Le paléopôle calculé à partir de cette direction corrigée du pendage est: paléolatitudo(°N)=2.96, latitude(°N)=8.8, longitude(°E)=87.6, $d_p=0.4^\circ$, $d_m=0.8^\circ$.

3- Q, Dq, Iq sont les paramètres du grand cercle après déplissement partiel (Halls, 1978).

MISE EN EVIDENCE D'ANTIFORMES GENEREES EN REGIME EXTENSIF SUR LA MARGE ORIENTALE DU CRATON OUEST AFRICAIN

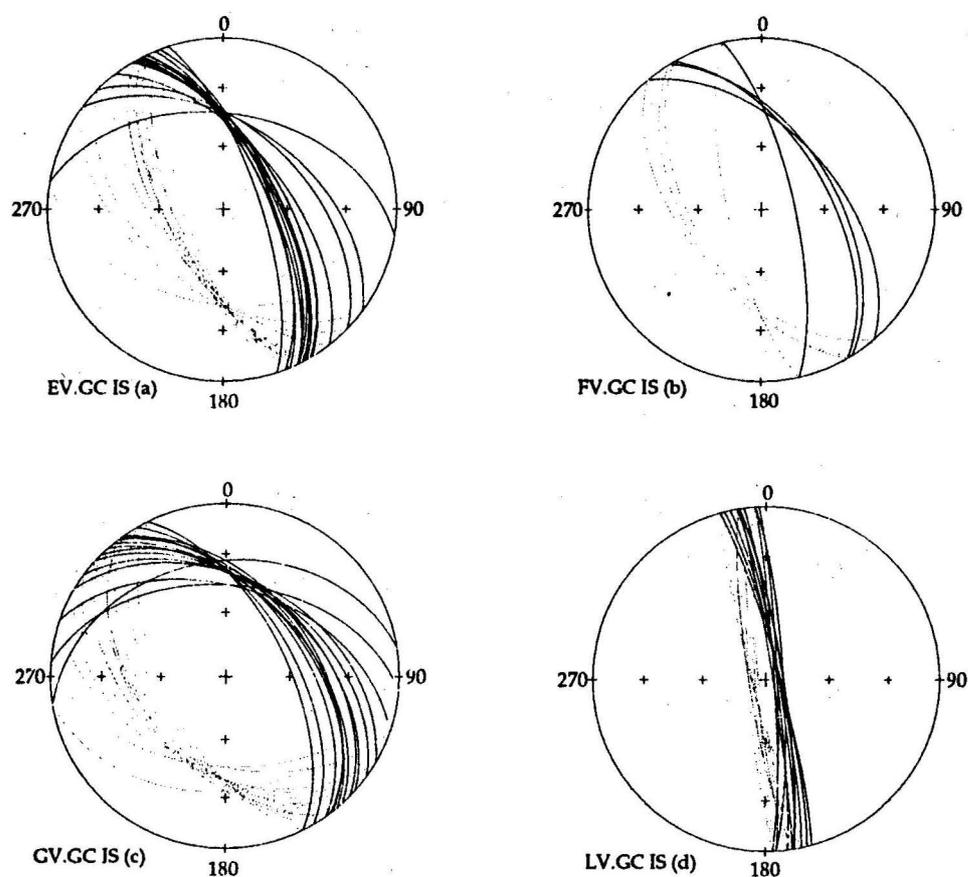


Fig. 3 - Projection à aire égale représentant les plans des grands cercles isolés par méthode de Halls (1978) sur les 4 sites (a-d) avant corrections tectoniques. La convergence de ces plans se fait lorsque l'on déplisse partiellement la structure. Les directions sont représentées dans le tableau II.

fonction d'un champ induit jusqu'à 1.2 T (fig. 4), suggère la présence d'un minéral de forte coercivité, probablement de la goéthite. La désaimantation thermique de l'ARIs montre une destruction d'au moins 80% de la rémanence, ce qui corrobore cette hypothèse. L'utilisation de champs alternatifs jusqu'à 0.1 T n'a pas permis de désaimanter l'échantillon LV9A (fig. 2g,k,i), alors qu'il aura fallu une température de 80°C pour débloquer 80 à 90% des grains magnétiques. On a éliminé une direction anti-parallèle que l'on observe aussi bien sur le diagramme de projection orthogonale (fig. 2g) que sur la courbe de variation de l'intensité de l'ARN (fig. 2k), qui peut être

expliquée par une variation de la susceptibilité (fig. 2l). La désaimantation n'est totale qu'au-delà de 560-620°C, ce qui suggère la présence probable de magnétite. L'hématite existe en très faible quantité puisqu'elle n'apparaît pas sur les courbes de désaimantation de l'ARIs, elle est donc issue en partie de la transformation de la goéthite par chauffage. Il existe donc deux minéraux principaux: la goéthite et la magnétite. La composante haute température est probablement portée par la magnétite qui existe en très faible quantité. L'hématite est issue des transformations minéralogiques de la goéthite ou des sulfures qui se produisent à partir de 250°C.

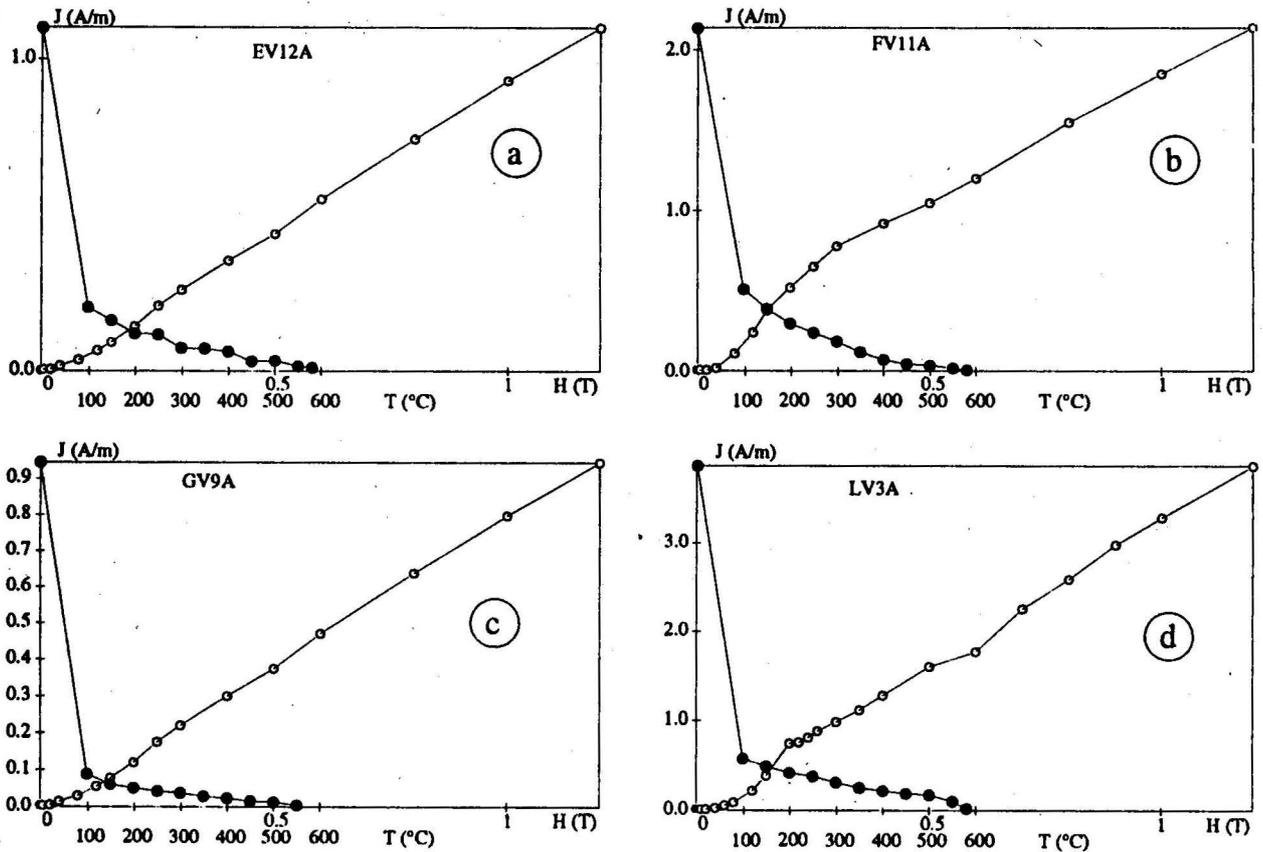


Fig. 4 - Courbes d'aimantation rémanente isotherme (ARI) à saturation (ARIs) en fonction du champ induit à 1.2 T (cercle ouvert) et leur désaimantation thermique (cercle fermé) déterminées sur des échantillons des 4 sites (a-d). La présence de minéral de type goéthite est confirmée puisqu'on détruit pratiquement 80% de la rémanence avant 100° C. Dans tous les cas, la température de blocage maximum est celle d'un minéral ayant un point de Curie voisin de 580° C, probablement de la magnétite, ce qui justifie la transformation de sulfures.

La magnétite étant un minéral porteur de la rémanence stable, il est donc clair que cette composante n'a pas subi d'altération majeure et peut alors être considérée comme d'origine primaire.

VI-LES PROSPECTIONS MAGNETIQUES ET GRAVIMETRIQUES

Trois profils magnétiques ont été levés selon des directions est-ouest dans l'axe de l'Oued Tilemsi et à sa sortie septentrionale afin de rechercher le

pendage des failles et des filons au contact entre le socle des Eglab et la couverture du Hank.

Ces profils ont été levés dans le prolongement de filons cartographiés (et retrouvés plus au nord sur le terrain) dans une zone sableuse ne permettant pas de voir directement le socle. Nos mesures et nos modélisations (qui font l'objet d'une publication en cours) montrent que les corps magnétiques qui intrudent le socle ne correspondent pas à cet endroit à des filons, mais plutôt à des sillons de grande largeur. Les résultats magnétiques ne sont donc pas ici utilisables, pour

comprendre le rapport éventuel qui pourrait exister entre filons, failles et antiformes. Précisons cependant qu'à l'Est et à l'Ouest de la région étudiée, tous les filons d'orientation N-S montrent un pendage vers l'est de l'ordre de 60 à 70°.

La prospection gravimétrique, n'a pas elle non plus, permis de cartographier les filons à cause de problèmes de mesures altimétriques. Heureusement, nous avons pu disposer d'un profil gravimétrique non interprété; levé un peu au Nord à la latitude 26°N (Groupe Eglab, 1983) (fig. 5) et recoupant les mêmes structures que celles qui affectent ou disparaissent sous le Hank.

a - La mesure des densités des roches du socle

Nous n'avons pas pu pour certains faciès, traiter un nombre suffisant d'échantillons pour effectuer des mesures de densité précise. On considèrera donc ces résultats comme seulement indicatifs (tableau III).

Ces résultats appellent quelques commentaires. On remarquera d'abord que les roches contenant le plus de minéraux ferro-magnésiens montrent les densités les plus fortes, les valeurs trouvées pour les gabbros et pour les dolérites sont cohérentes avec celles mesurées ailleurs dans des socles identiques.

Pour ce qui est des granitoïdes, les valeurs mesurées sont globalement assez faibles, en partie parce que l'on a travaillé sur des roches à gros grains, à partir d'échantillons de petite taille. De plus, certaines carottes montraient à l'évidence une très légère altération. Néanmoins, il est clair que les densités des faciès granodioritiques sont plus élevées que celles des granites pauvres en amphibole; il semble de plus que les granites migmatitiques ont des densités très variables qui peuvent descendre assez bas (2.522 g/cm³), ce

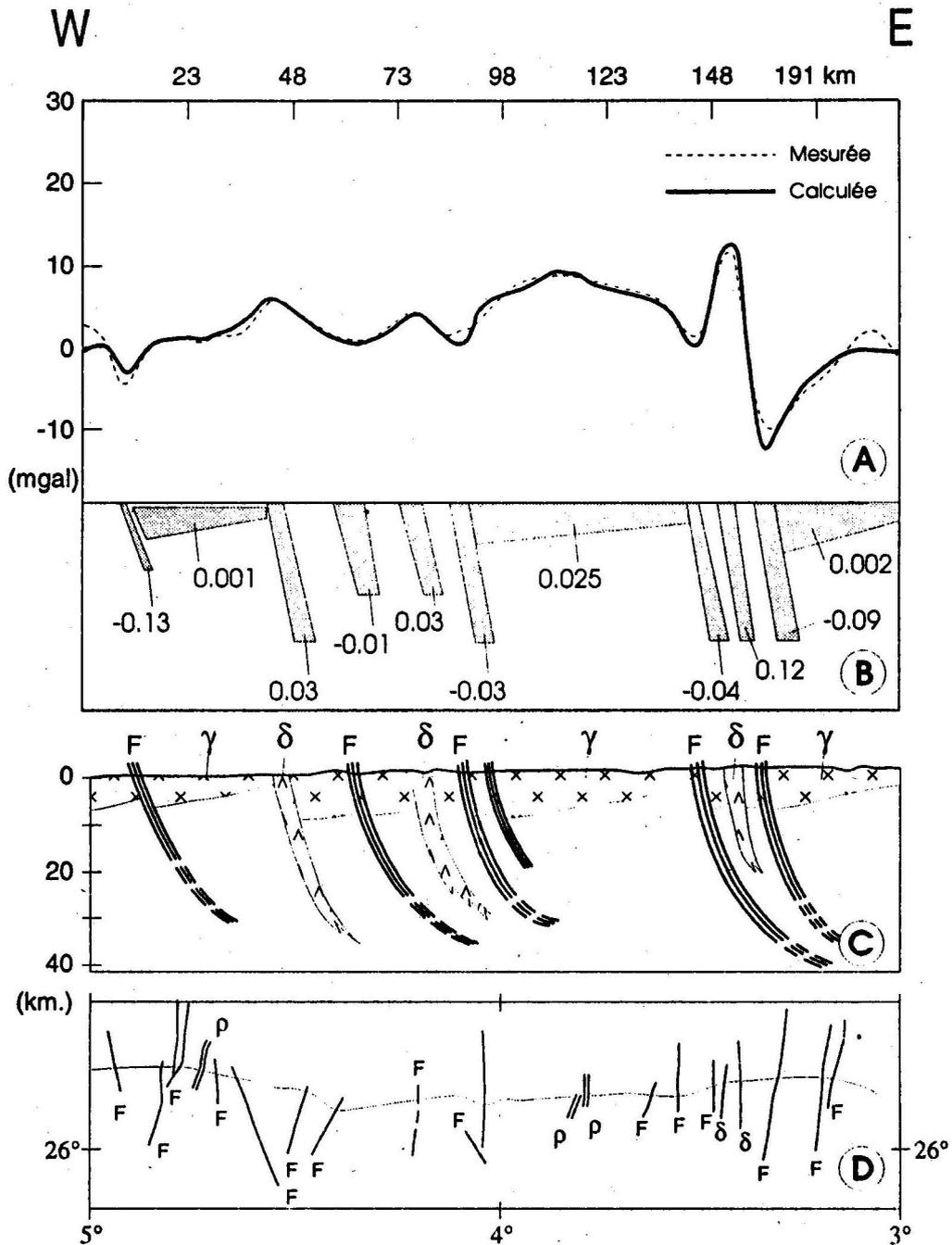
qui a pour effet de diminuer la moyenne donnée pour l'ensemble des granitoïdes. Enfin, si les rhyolites montrent de très fortes variations d'un échantillon à l'autre, les calcaires ont, à l'inverse, livré des valeurs assez constantes.

b - Le profil gravimétrique levé à la latitude 26°N

Ce profil, levé en 1983 résulte de 77 mesures, à peu près également réparties sur 205 kilomètres de longueur (Groupe Eglab, 1983), on ne peut donc définir, sur cette coupe, des objets dont la longueur d'onde est inférieure à 2.7 kilomètres. Sachant que les filons observés sur le terrain n'ont jamais cette largeur, il convient de rappeler que nous parlerons ici non pas de filons isolés, mais d'association de filons. Le profil utilisé représente l'anomalie de Bouguer calculée avec une densité 2.70 g/cm³. On peut clairement isoler sur ce profil une anomalie régionale linéaire, sur 200 kilomètres, qui montre un gradient de 0.029 milligals/km croissant vers l'Ouest. L'origine de cette anomalie régionale est inconnue, elle peut tout aussi bien être due à un amincissement progressif de la croûte vers l'Ouest, qu'à un approfondissement de l'enracinement moyen des intrusions granitiques vers l'Est ou à une variation latérale continue du chimisme de ces intrusions.

L'anomalie résiduelle est représentée sur la figure 5A. La comparaison entre cette anomalie et le schéma structural établi le long du profil (fig.5D) montre plusieurs corrélations évidentes:

1 - Les zones d'anomalies positives de courte longueur d'onde correspondent à des régions où les filons de dolérite (δ) (de forte densité) sont abondants ou à des trains de failles parallèles (F), qui pourraient alors révéler l'existence de filons n'atteignant pas la surface bien que guidés par ces failles.



(A), (B) Modélisation des données gravimétriques. (C) Interprétation géologique possible. (D) Localisation sur le levé gravimétrique des principales failles et des principaux filons reconnus dans le socle (F: failles; ρ: rhyolites ou microgranites; δ: dolérites).

Fig. 5 - Interprétation du levé gravimétrique enregistré dans le socle parallèlement à la limite septentrionale du Hank.

Tableau III - Densités des roches prélevées par carottage aux Eglab.

Type pétrographique	Nbre d'échantillons traités	Densité moyenne pour l'ensemble des échantillons	Densité maximum mesurée	Densité minimum mesurée
Dolérites	53	2.741	2.965	2.464
Granitoïdes	50	2.587	2.813	2.394
Rhyolites	7	2.710	2.798	2.550
Calcaires	26	2.600	2.620	2.597
Gabbros	4	2.847	2.873	2.810

On notera que ces anomalies possèdent en général un flanc doux à l'Est et une pente plus abrupte à l'Ouest.

2 - Les zones d'anomalies négatives de courte longueur d'onde, correspondent à des régions faillées et suggèrent l'existence de zones broyées ou de mylonites, abaissant la densité des granites en profondeur; il y a ici encore souvent dissymétrie des flancs.

3 - Les filons de roches acides (ρ) (rhyolites et microgranites) ne provoquent pas d'anomalie gravimétrique, les contrastes de densité avec l'encaissant étant faibles.

4 - Les zones d'anomalies positives de grande longueur d'onde pourraient correspondre à des intrusions affleurantes ou non, de plus forte densité (telles les intrusions ou les différenciations granodioritiques que nous avons observées sur le terrain). L'épaisseur de ces dernières est totalement inconnue et d'autres modèles que ceux représentés sur la figure 5B sont imaginables, de même la hauteur des filons n'est pas réellement contrainte.

Sachant que les structures nord-sud ne provoquent

que très rarement des discontinuités dans l'encaissant, le point essentiel est qu'il n'existe pas d'autre solution lors de la modélisation que de retenir l'option de corps à pendages vers l'Est. L'hypothèse de sills associés profonds fluants systématiquement vers l'Est ou celle d'un élargissement des filons vers le bas toujours dans la même direction et ceci sur 200 kilomètres, ne nous semblent pas crédible. Sur le profil général, même réduit, un certain nombre d'anomalies à flanc ouest plus abrupt sont aisément observables.

La présence de failles parallèles ou sub-parallèles à pendage systématique vers l'Est suggère l'existence de blocs basculés qui auraient été ultérieurement érodés. Les limites entre ces blocs correspondraient aux zones où les filons et les failles sont plus concentrés. L'espacement entre les zones à fracturation ou injections plus denses est en général de l'ordre de la vingtaine de kilomètres, c'est l'ordre de grandeur des blocs basculés reconnus par exemple en sismique sur la marge ouest armoricaine (Pinet *et al.*, 1991). Les injections doléritiques qui accompagnent, sur les marges continentales, la tectonique en extension constituent soit des filons (qui, la plupart du temps, utilisent les discontinuités entre deux blocs) soit des sills (Dillon et Popenoe, 1988).

VII - LE MODELE DE PLI

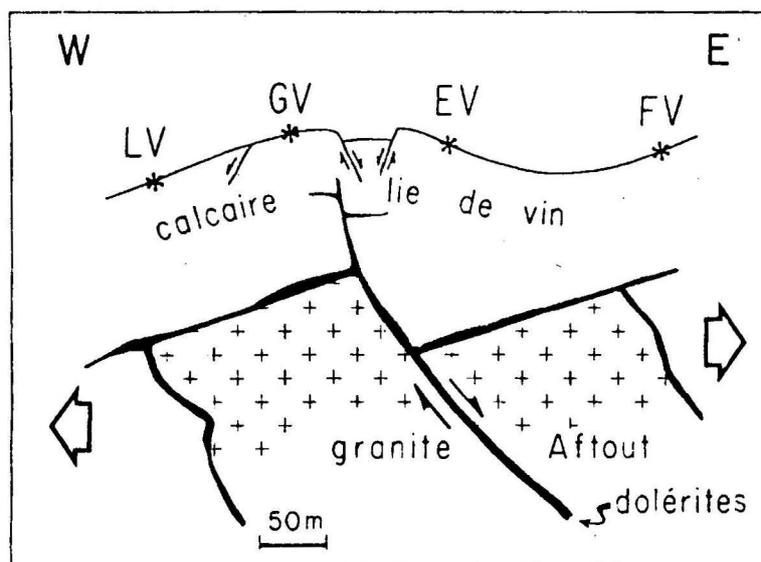
Nous pensons qu'il existe un rapport structural entre la formation du "pli" de Tilemsi, l'injection des dolérites et le basculement probable des blocs de socle situés sous le Hank (fig. 6). Selon cette interprétation le pli et son graben central associé se seraient formés dans un régime en distension. Les modélisations magnétiques qui font l'objet d'une autre étude montrent que les pendages vers l'Est et donc la distension, a affecté une zone plus large que la seule région de Tilemsi Ould Haïda.

On pourrait essentiellement rattacher ces phénomènes à l'extension (Black *et al.*, 1979) qui a précédé, vers 800 Ma, l'ouverture d'un petit océan à l'Est du craton ouest-africain (Caby, 1978). Dans ce contexte, les formations du Hank représentaient les séries syn-rift de la distension pré-panafricaine. Il est néanmoins nécessaire d'achever l'étude magnétique pour confirmer, s'il y a ou non continuité de la distension entre la région de Tilemsi et la suture orientale du craton ouest-africain. Ce n'est, en effet, qu'à cette

condition que l'on pourra affirmer que cette région appartenait bien à la marge passive du craton, et ne représente pas un accident isolé. La distance importante qui existe entre la zone que nous avons étudiée et la suture, qui est de l'ordre de 500 kilomètres, est en effet 4 fois plus large que les zones de blocs basculés connues actuellement sous les marges de type Atlantique. En Atlantique seul le Grand Banc de Terre-Neuve montre une zone d'extension aussi large (Bassi *et al.*, 1993).

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier l'ORGM et particulièrement B. Touahri et L. Bitam pour les moyens logistiques mis en oeuvre lors de la mission de terrain. Ce travail a été financé grâce au concours du Ministère des Affaires Etrangères Français et du Ministère de l'Industrie et des Mines Algérien via le contrat n° 90 MI 01 (responsable: J. Fabre) dans le cadre de la Carte Géologique de l'Algérie au 1/500.000.



Les sites LV, GV, EV, et FV correspondent aux points d'échantillonnage paléomagnétique.

Fig. 6 - Interprétation structurale expliquant la formation du « pli » de Tilemsi.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aïfa, T. 1993. Different styles of remagnetization in Devonian sediments from the north-western Sahara (Algeria). *Geophysical Journal International*, 115, 529-537.
- Bassi, G., Keen, E. et Potter, P. 1993. Constrasting styles of rifting: models and examples from the eastern canadian margin. *Tectonics*, 12, 639-655.
- Bassot, J.P., Bonhomme, M., Roques, M. et Vachette, M. 1963. Mesures d'âges absolus sur les séries précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, 3, 401-405.
- Bertrand-Sarfati, J. 1972. Stromatolites columinaires du Précambrien supérieur (Sahara nord-occidental). *Publication CNRS, thèse ès Sciences Université de Montpellier*, 242 p.
- Bertrand-Sarfati, J. et Moussine-Pouchkine, A. 1992. Formation et comblement d'une dépression intraplateforme engendrée par la croissance d'un biostrome stromatolitique, Protérozoïque supérieur, Sahara algérien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 315, série II, 837-843.
- Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J.M., Boullier, A.M., Fabre, J. et Lesquer A. 1979. Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature*, 278, 223-227.
- Buffière, J.M., Fahy, J.C. et Petey, J. 1965. Etude géologique de la partie orientale de la dorsale Réguibat. Région des Eglab et secteur Nord du Yetti. *Rapport inédit, SERMI*, Paris, 230 p. et Carte géologique au 1/500.000 de la région des Eglab et de la bordure nord du Yetti (Sahara occidental).
- Buffière, J.M., Fahy, J.C. et Petey, J. 1966. Sur l'ensemble précambrien Yetti-Eglab et sur sa couverture intra-tillitique en territoire algérien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, série D, 262 (4), 1513-1516.
- Caby, R., 1965. Les formations précambriennes de l'extrémité orientale de l'axe cristallin Yetti-Eglab. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, VII, 341-352.
- Caby, R. 1978. Paléogéodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur: leur collision dans la chaîne pan-africaine du Mali. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XX, 6, 857-861.
- Clauer, N. et Bonhomme, M. 1971. Preliminary Rb/Sr dating in the Upper Precambrian near Atar (Mauritania). Colloque européen de Géochronologie (Bruxelles), *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 94, n°2, 109.
- Clauer, N., 1976. Géochimie isotopique du Strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Ouest-Africain. *Mémoire des Sciences Géologiques*, Strasbourg, 45, 256 p.
- Dillon, W.P. et Papenoe, P. 1988. The Blake plateau Basin and Carolina trough. *The Geology of North America Journal*, vol. 1/2, 291-328.
- Fabre, J., Caby, R., Girod, M. et Moussine-Pouchkine, A. 1984. Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. I- la couverture paléozoïque. *SNED (Editeur)*, Alger, 420 p.
- Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere. *Procedures of the Royal Society A*, 217, 295-305.
- Gévin, P. 1951. Sur la structure du massif cristallin Eglab-Yetti (Sahara occidental). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 233, 1129-1130.
- Gévin, P. 1958. Etudes et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires (1ère partie: Bordures sédimentaires). *Thèse Université de Paris*, 328 p.
- Groupe Eglab. 1983. Travaux de reconnaissance et de prospection régionale, travaux géophysiques, *Rapport final EREM inédit*, 68 p.
- Halls, H.C. 1978. The use of converging remagnetization circles in Palaeomagnetism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16, 1-11.
- Kahoui, M. 1988. Etude d'un complexe granitique différencié et de sa couverture volcanique, incidence métallogénique. Cas du Djebel Drissa (Massif des Eglab, Algérie). *Thèse Université de Nancy*, 258 p.

Kirchvink, J.L. 1980. The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal astronomical Society*, 62, 699-718.

Mc Elhinny, N.W. 1964. Statistical significance of the fold test in Paleomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal astronomical Society*, 8, 338-340.

Pinet, B., Sibuet, J.C., Lefort, J.P., Schrooder, I., Montadert, L. 1991. Structures profondes de la marge des entrées de la Manche et du Plateau continental celtique: le profil WAM. *Mémoire de la Société Géologique de France*, 159, 167-183.

Sabaté, P. 1973. La jointure Yetti-Eglab dans la dorsale précambrienne du pays Réguibat (Sahara occidental algérien). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 276, série D, 2237-2239.

Sabaté, P. 1978. Données géochimiques et radiométriques sur les volcanites calco-alcalines précambriennes de l'Eglab (Sahara occidental algérien). Esquisse de leur évolution géotectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, xx, n°1, 81-90.

Sabaté, P. 1979. Les volcanites Eglab: données radiométriques de la dernière expression magmatique calco-alcaline du cycle orogénique Eglab (Sahara occidental). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, vol. 21, 3, 326-329.

Sabaté, P. et Lameyre, J. 1973. Magmatism and metamorphism in the Yetti-Eglab Precambrian formations of the R'guibat dorsale (Occidental Algerian Sahara). *7th Coll. Geol. Afric.*, Florence, It. et *Trav. Lab. Sci. Terre*, Marseille, B, n°11, Abstracts, 121-133.

Sabaté, P. et Lomax, K. 1975. Données stratigraphiques et paléomagnétiques de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien). *Bulletin BRGM*, série II, 4, 293-311.

Zijderveld, J.D.A. 1967. A.c. demagnetization of Rocks: Analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M. et Runcorn, S.K. (Editors). *Methods in Paleomagnetism*, Elsevier, Amsterdam, 254-286.