Les formations cambriennes de Fersiga (Sud-Ouest du Tanezrouft): nouvelle interprétation de la sédimentation glaciaire et post-glaciaire sur le craton ouest africain.

Ali AIT-KACI-AHMED * et Alexis MOUSSINE-POUCHKINE **

 Institut des Sciences de la Terre, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumedienne, B.P. 32, El Alia, Alger, Algérie.
 **Centre Géologique et Géophysique, Université de Montpellier II, Sciences et Techniques, 34095 Montpellier cedex 5, France.

Résumé: Dans le Sud Ouest du Tanezrouft (région de l'oued Djouf-Fersiga), le Cambrien débute comme sur l'ensemble du craton ouest africain par une tillite continentale, déposée ici en bordure de l'inlandsis. La transgression glacioeustatique entraîne le dépôt d'un mince banc carbonaté, passant à un ensemble marno-calcaire dans les points bas de la paléotopographie morainique. Ces carbonates sont recouverts par une formation argilo-phosphatée puis gréseuse. D'une centaine de mètres d'épaisseur, cette formation se réduit vers l'Ouest, jusqu'à disparaître. Elle est recouverte localement en discordance de ravinement par l'épaisse formation des pélites de l'Azlaf, déposée en milieu marin calme et admettant des passées de silexites. Le Cambrien se termine par une formation gréseuse continentale, éolienne puis fluviatile, la formation du Kreb En Naga.

Du fait de la position paléogéographique de cette région, en bordure de l'inlandsis, le rebond isostatique postglaciaire a eu une amplitude faible, ce qui a permis un enregistrement relativement complet de la transgression glacioeustatique (formation de l'oued Djouf). De ce fait, on ne peut plus considérer la formation des pélites de l'Azlaf comme due à l'eustatisme consécutif à la fonte de l'inlandsis. Sa grande épaisseur et son extension suggèrent plutôt un phénomène géodynamique de subsidence à l'échelle du craton. La formation du Kreb En Naga témoigne d'une baisse eustatique.

Mots clés: Cambrien, glacio-eustatisme, phosphates, rebond isostatique, Craton ouest africain.

Cambrian formations of Fersiga (southwestern Tanezrouft): new interpretation of the glacial and of the post glacial sedimentation on the west African craton.

Abstract: In southwestern Tanezrouft (Oued Djouf - Fersiga area), as on the whole west African craton, the Cambrian beggins by continental tills, here deposited at the inlandsis edge. The glacio-eustatic sea level rise induced first the deposit of a thin carbonate layer, that corresponds lateraly to marls and carbonates in the depressions of the morainic paleotopography. This carbonate beds are covered by mudstones and phospharenites beds. At the top, the muds graded to sandstones. This "Oued Djouf" formation, about one hundred metres thick at Fersiga, decreases westward until it disappears. We think that this formation corresponds to the registration of the post-glacial sea-level rise.

The Oued Djouf formation is covered after an erosion by the thick Pélites de l'Azlaf formation, deposited in marine setting, under wave base. This sequence is characterized by the presence of silexites at various levels.

The Kreb En Naga formation, a sandy continental deposit of aeolian and fluviatile origin, constitute the end of the Cambrian.

As the Fersiga region was on the inlandsis edge, the post-glacial eustatic rebound was less important than in the others parts of the craton. This led to a more complete registration of the glacio-eustatic sea-level rise in this area.

Therefore, the thick Pélites de l'Azlaf formation cannot be related to this glacio-eustatic transgression, as it was classically admitted. The great thickness of this formation and its extension over the craton suggest that the accomodation was created, more likely, by a generalized cratonic subsidence.

The continental Kreb En Naga formation testifies that the accomodation space was filled at the end of the Cambrian.

Key words: Cambrian, glacio-eustatism, phosphates, isostatatic rebound, West African craton.

I - INTRODUCTION

Les formations «éo-cambriennes» et cambriennes du Bassin de Taoudenni sont surtout connues et étudiées à l'Ouest et au Sud de celuici. Au Nord et au Nord-Est, en particulier en Algérie dans le Hank et le Tanezrouft, elles n'ont été que parcourues et sommairement décrites (Menchikoff, 1945; Monod, 1951; B.R.P, 1956; Gevin, 1960; Villemur, 1967; Biju-Duval et Gariel, 1969; Aït-Kaci-Ahmed, 1989). Dans le Tanezrouft, ces formations apparaissent de facon isolée dans la région de Fersiga, sur environ 200 km du Nord au Sud, révélant ainsi les affleurements de Cambrien les plus orientaux de cette partie du craton ouest africain, et les plus proches de la chaîne panafricaine, situés à 300 km plus à l'Est.

1 - Localisation

Les séries étudiées ici sont situées selon une bande méridienne comprise entre 1° et 2°30 W de longitude et 23 et 25° N de latitude (fig. 1), à cheval entre le Tanezrouft et l'erg Chech et entre l'Algérie et le Mali. Cette zone s'étend en bordure de la falaise du Khnachich depuis l'Oued Djouf, à 300 km au Sud Ouest de Reggane, jusqu'aux environs de Sobti, au Mali, en passant par l'ancien puits de Fersiga.

2 - Cadre géologique

Le craton ouest africain, stable depuis l'orogenèse éburnéenne, à 2150 ± 50 Ma (Black and Fabre, 1983; Bessoles, 1983), est occupé dans sa partie centrale par le bassin de Taoudenni, limité au Nord par la dorsale Réguibat et au Sud par celle de Léo. Le remplissage de ce bassin présente tout au long de son histoire des caractères typiques de sédimentation cratonique: faibles taux de sédimentation et faible subsidence, très grande continuité latérale de faciès, etc... (Bertrand-Sarfati *et al.*, 1977). Pour la partie nord du bassin, les séries sédimentaires protérozoïques et paléozoïques de la couverture du craton ont été subdivisées par Trompette (1973) en trois super-groupes, dans l'Adrar de Mauritanie.



1 - Socle du craton ouest africain (West african craton basement). 2 - Zones mobiles panafricaines (Panafrican mobile belts). 3 - Protérozoïque (Proterozoic). 4 - Paléozoïque (Palaeozoic). 5 - Crétacé-Tertiaire (Cretaceous-Cenozoic).
6 - Quaternaire (Quaternary). 7 - Tillite cambrienne (Cambrian tillite). 0 - Oued Djouf. F - Fersiga. S - Sobti. G - Guettatira. A - Atar.



Le super-groupe I repose en discordance majeure sur le socle éburnéen et est constitué de bas en haut par un groupe argilo-gréseux, le groupe de Char, un groupe argilo-silto-carbonaté à différents assemblages stromatolitiques, le groupe d'Atar. En légère discordance, vient ensuite le groupe de l'Assabet El Hassiane, uniquement terrigène. Plus à l'Est, en Algérie, ce groupe prend le nom de Grès de Cheïkhia-Bir Amrane. L'âge du super-groupe I s'étendrait du Protérozoïque moyen au Protérozoïque supérieur, selon les datations radiochronologiques (Clauer, 1976; Clauer *et al.*, 1982) et l'étude des assemblages stromatolitiques (Bertrand-Sarfati, 1972).

Le super-groupe II repose sur le précédent à la fois en légère discordance angulaire et en discordance de ravinement. La première discordance est interprétée comme une conséquence de la collision panafricaine (Bertrand-Sarfati et al., 1987), la seconde est due aux dépôts glaciaires qui la surmontent. Ceux-ci forment la base de la «Triade» : tillite, calcaires et silexites, trois termes presque toujours successifs sur le craton. Localement les calcaires sont associés à des phosphates (Caby, 1968). La triade est suivie par plusieurs ensembles dont la nomenclature lithostratigraphique est variable dans le Nord du bassin de Taoudenni, selon les auteurs (fig. 2).

Dans la région de Taoudenni même, Villemur distingue, de bas en haut :

a - la tillite et les calcaires associés;

 b - les grès supra-tillite de Guettatira, épais de 100 mètres;

V	Adrau N Tro De	Adrar de Mauritanie Trompette, 1973 Deynoux , 1980		Mauritanie - Mali Villemur, 1967		Hank Algérien Gevin, 1960 B.R.P., 1956		Fereige - Tanezrouft (cette étude)	
	Groupe des plateaux d'Oujeft (700m)		Grès de l'Erg Chech (400m) C Conglomérat de Sobtic		μ. Y		Grès de l'Erg Chech (400m)		
Supergroupe II	Groupe de la falaise d'Atar (250m)		Série du Kreb en Naga (500m)		Série	Série	Série	Formation du Kreb en Naga (250m)	
	Groupe de Bthaat Ergil	Groupe de Teniagouri	Série de l'Azlaf	Pélites de l'Aziaf (300m) Grès de Guettatira (100m)	de Zmila	de Fersiga	de Fersiga	Formation des pélites de l'Azlaf (350m) Formation de l'oued Djouf (80 - 120m)	
	(230m) Č SČS Č	Groupe des Jbeliat	(450m) ČEČEČ	Tillite (50m) t◯3◯3◯3◯3◯3	2323230	5050E	ٽ <u>ين</u> ي	Formation tillitique (20 - 50m)	
Supergroupe I	Groupe de l'Assabet el Hassiane		Grès de Cheikhla		Série de Grizim	Série Est du conglomérat	Grès de Cheikhla		

Fig. 2 - Données lithostratigraphiques de la base du Paléozoïque dans le Nord du bassin de Taoudenni

(Lithostratigraphical data of the lower part of Palaeozoic in northern Taoudenni basin).

c - la série des pélites de l'Azlaf, sur 300 mètres environ, et qui s'épaississent vers l'Est;

d - la série des grès du Kreb En Naga, épaisse de 500 mètres et devenant argilo-gréseuse vers l'Ouest;

e - la série des grès de l'Erg Chech, séparée de la précédente par un poudingue peu épais, le conglomérat de Sobti (Monod, 1951).

L'âge des séries composant le super-groupe II, déterminé en Mauritanie et au Sénégal est peu précis pour l'instant : la tillite, considérée comme «éo-cambrienne» a donné un âge Rb/Sr sur smectites de 630-595 Ma (Clauer et Deynoux, 1987). Mais elle a été aussi donnée comme strictement cambrienne par comparaison avec les formations molassiques post-panafricaines de la Série pourprée de l'Ahnet (Caby, 1983).

Les calcaires sus-jacents ont livré récemment des faunes du Cambrien inférieur (Culver *et al.*,1988; Culver and Hunt, 1991). Le conglomérat de Sobti est depuis longtemps considéré comme la base de l'Ordovicien (Monod, 1951; Villemur, 1967; BEICIP, 1980) et même comme un équivalent de la surface infra-tassilienne et de ses dépôts corrélatifs (Fabre, 1988).

La série de l'erg Chech, qui termine le supergroupe II, est surmontée, par l'intermédiaire d'une surface de ravinement, par une nouvelle tillite, d'âge Ordovicien terminal celle-la (Trompette, 1973; Deynoux, 1980). De ce fait on peut considérer la série de l'erg Chech comme étant ordovicienne.

Dans l'Adrar de Mauritanie, le super-groupe III présente après la tillite fini-ordovicienne, un Silurien argileux suivi d'un Dévonien gréseux, argileux ou carbonaté, tous deux totalisant seulement 600 mètres d'épaisseur (Trompette, 1973).

Par contre, vers l'Est, les grès de l'erg Chech

sont, selon Villemur, directement surmontés par un Dévonien moyen transgressif épais de 150 mètres puis par un Carbonifère marin puis continental évalué à 600 mètres environ ; celui-ci n'existe que dans cette partie du Nord du bassin de Taoudenni.

Cependant, les géologues du BEICIP signalent à la base du Dévonien des témoins remaniés de la tillite ordovicienne et suggèrent qu'il y aurait eu dépôt puis érosion des formations siluriennes (BEICIP, 1981).

II - DESCRIPTION DE LA SERIE, PALEOENVIRONNEMENTS

La série de Fersiga affleure selon une vaste structure monoclinale d'orientation méridienne, très faiblement inclinée vers l'Ouest, avec des pendages inférieurs à 5 degrés ; les conditions d'affleurement sont de ce fait médiocres et les épaisseurs difficiles à évaluer. Vers le Nord, cette structure s'incurve au Nord-Ouest pour aller rejoindre, sous des dépôts crétacés ou quaternaires, les séries équivalentes du Hank, à la bordure sud des Eglab.

La valeur et la dénomination des unités lithostratigraphiques qui la composent sont variables selon les auteurs. Dans le texte qui suit, nous utiliserons le terme «Série de Fersiga» pour désigner l'ensemble des terrains compris entre la discordance à la base de la tillite et le conglomérat de Sobti. Cette série a été subdivisée en formations, avec des dénominations inspirées de celles de Villemur. Son épaisseur totale est d'environ 900 mètres (fig. 3).

1 - Formation tillitique

Cette formation affleure au Nord de la zone étudiée, dans la région de l'Oued Djouf. Elle repose en discordance angulaire et de ravinement



Fig. 3 - Colonne lithostratigraphique du Cambrien dans la région de l'Oued Djouf - Fersiga. (Lithostratigraphical column of the Cambrian from the Oued Djouf - Fersiga).

 Formation tillitique (Tillitic formation). 2 - Formation de l'Oued Djouf (Oued Djouf formation). 3 - Formation des pélites de l'Azlaf (Pélites de l'Azlaf formation).
 Formation du Kreb En Naga (Kreb En Naga formation). 5 - Conglomérat de Sobti et grès de l'Erg Chech (Sobti conglomerate and Erg Chech sandstones). sur les grès et les pélites du groupe de Cheïkhia-Bir Amrane. Ces grès et pélites sont, à l'Est de la tillite, toujours très faiblement et très régulièrement pentés vers l'Ouest. Mais ils peuvent avoir à l'approche des faciès glaciaires des pendages très redressés localement, ainsi que des plis couchés peu réguliers d'échelle métrique, que l'on peut attribuer aux contraintes générées par les poussées glaciaires. Dans la même zone, ces grès présentent un plancher strié avec des stries orientées au N 125°. Des fractures en gradins confirment cette orientation.

La base de la tillite montre aussi des alignements de grès grossiers marrons, carbonatés, sans structure, incisant sous forme de fentes les grès de la série anté-tillitique. On peut les interpréter comme un comblement de fissures crées en milieu péri-glaciaire, par des sables de lavage des moraines (Deynoux, 1980).

La tillite est pauvrement exposée et présente ses éléments de façon dispersée, sans qu'il ne soit possible d'observer leur matrice. Son épaisseur est, selon notre évaluation, variable de 20 à 50 mètres au maximum. Par endroit, il est nettement visible que cette variation d'épaisseur est due à l'existence de paléoreliefs morainiques, préservés avant le dépôt des calcaires sus jacents.

Les éléments de la tillite, très hétérométriques, peuvent atteindre plusieurs mètres de diamètre. Il s'agit de roches reconnues du socle Eglab : granites divers pour la majorité, roches basiques plutoniques ou éruptives, schistes, etc...,mais aussi de sa couverture du Protérozoïque supérieur : grès très purs de la formation de Cheïkhia ou calcaires à stromatolites de la série du Hank. Ces éléments sont grossièrement arrondis et souvent à une ou deux faces planes polies, quelquefois striées dans plusieurs directions.

En de rares points, la tillite peut être surmontée par un mince niveau d'argiles microconglomératiques. La cartographie photo-géologique de cette zone montre plusieurs grands alignements morainiques plus ou moins parallèles orientés nord-sud, soit grossièrement perpendiculaires à la direction observée des écoulements glaciaires. De ce fait, on peut les interpréter comme des fronts morainiques préservés lors des phases de retrait de l'inlandsis.

2 - Formation carbonatée et grésophosphatée de l'Oued Djouf

La surface supérieure de la tillite n'est pas plane et présente une paléotopographie très irrégulière en creux et bosses, dont l'amplitude atteint une trentaine de mètres. Les pentes sur les flancs atteignent souvent 20 à 25°. Cette topographie est fossilisée par une formation carbonatée, marneuse et phosphatée, très complexe du fait de ces irrégularités topographiques (fig.4).

Dans les creux les plus profonds, là où cette série est la plus épaisse, elle débute directement sur la tillite par un niveau très discontinu d'argiles ou de grès microconglomératiques à éléments millimétriques ou centimétriques empruntés à la tillite sous-jacente, sans stratification visible. Au dessus se développe une série de marnes grises d'une dizaine de mètres d'épaisseur comprenant, dès la base, plusieurs bancs de 10 à 50 centimètres d'épaisseur de calcaires micritiques à microsparitiques, un peu argileux, à laminations planes ou légèrement ondulées et contenant quelques grains très fins de quartz détritique. Cette série argilo-carbonatée ennoie les irrégularités de la surface sous-jacente et est souvent plissée de façon souple en plis droits d'amplitude métrique.

La partie supérieure de la coupe est formée par des argiles ou des marnes claires admettant deux bancs de l à 3 mètres d'épaisseur de grainstone





1 - Socle déformé (Contorted basement). 2 - Formation tillitique (Tillitic formation). 3 - Niveau carbonaté et marnes associées (Limestone level and associated marls). 4 - Argiles et grès phosphatés (Mudstones and phosphatic sandstones). P - Niveaux phosphatés (Phosphatic levels).

phosphaté. Les éléments de ces roches sont constitués de grains de phosphate millimétriques (péloïdes) et de débris plats de phosphate amorphe atteignant 10 cm de diamètre. Ces éléments sont cimentés par une sparite calcitique ou de la calcédoine fibreuse (Pl.1a)). Ces grainstones présentent des obliques en petites gouttières d'épaisseur décimétrique et des rides d'oscillation, témoignant d'une énergie assez importante lors du dépôt de ces roches. Ils sont intercalés de lits assez continus, d'épaisseur centimétrique, de phosphate amorphe pur de couleur jaunâtre, qui semblent constituer l'origine des galets plats des grainstones. Parfois le phosphate semble pseudomorphoser des oolites calcaires dont on devine encore la structure concentrique. Le banc supérieur, atteignant 2 à 3 m d'épaisseur, est localement surmonté par un niveau de 50 cm de calcaire oolitique à obliques planes de progradation.

Sur les points hauts de la paléotopographie de la tillite, les faciès sont assez différents. La tillite est en général recouverte directement par des calcaires micritiques gris-bleu à mauve, laminés ou rubanés, d'épaisseur variable (0 à 1 m). Ces calcaires sont presque toujours très perturbés par des déformations synsédimentaires : plissement, bréchifications diverses. Les éléments des brèches sont souvent eux-même déformés, donnant à la roche un aspect caractéristique de brèche «molle» (Pl.1b). Les espaces créés entre les éléments sont remplis irrégulièrement par d'autres calcaires micritiques, par des grès plus ou moins carbonatés contenant parfois des galets variés de la tillite sous-jacente, par des ciments carbonatés isopaques ou par des filons de barytine largement cristallisée. La surface supérieure de ce calcaire est elle aussi très irrégulière, formant des creux et des bosses atteignant parfois 1 m d'amplitude. Elle présente localement des réseaux de fentes qui pourraient être dues à la dessiccation.

Cette surface est recouverte par des placages

de roches à dominantes phosphatée très peu constants latéralement. Il s'agit de lentilles de phosphate blanchâtre à lits sombres, minces (3 à 5 cm) et d'extension métrique, de poches de brèches dont les éléments sont des blocs décimétriques anguleux de calcaire à faciès brèche «molle», d'arénites rougeâtres à éléments phosphatés qui forment également la matrice des brèches précédentes, de placages de petits biohermes stromatolitiques (Pl. 1c). Ceux-ci s'implantent en général sur les flancs des petits reliefs de la surface des calcaires. Ils débutent le plus souvent par des laminations planes puis passent à des petites colonnes centimétriques dont la hauteur dépasse rarement 10 cm. Les lamines de ces stromatolites sont soit phosphatées soit carbonatées, les espaces intercolumnaires étant toujours remplis par une arénite fine à éléments carbonatés. L'énergie du milieu de dépôt de ces divers faciès parait très variable. Toute cette série de roches à dominante phosphatée reste très mince (0,1 à 0,5m) et ne semble pas ennoyer entièrement les reliefs de la surface de la série carbonatée.

Le passage entre la série qui remplit les creux de la surface de la tillite et celle qui repose sur les bosses a pu être observé. La série argilocarbonatée de base passe latéralement à la série carbonatée des bosses: la quantité d'argile diminue, les carbonates deviennent prépondérants et au contact des pentes tillitiques, ils prennent le faciès caractéristique de brèche «molle». La série argilo-phosphatée, elle, ne participe pas à ce faciès, les bancs phosphatés arrivant clairement en onlap contre les pentes drapées de carbonate brèchique et ne sont pas déformées, sinon par la compaction différencielle des niveaux argileux sous-jacents. Les placages phosphatés qui reposent sur les reliefs calcaires correspondent au deuxième banc phosphaté des creux.

A la suite de cette période de sédimentation complexe, la paléotopographie de la tillite est scellée, et il se dépose alors une série d'argiles blanches d'environ 50 m d'épaisseur, formant une combe continue. Ces argiles feuilletées, homogènes, présentent vers le tiers supérieur un banc de calcaire argileux passant latéralement à des miches carbonatées. Ces calcaires argileux blancs sont très largement recristallisés en cristaux isométriques millimétriques de calcite, la phase argileuse étant repoussée à la périphérie des cristaux et dans les espaces intergranulaires. Vers le haut ces argiles se chargent progressivement en lits de grès fins quartzeux contenant encore des grains de phosphate altéré, pour passer enfin à une masse de grès fins blanchâtres à jaunâtres, à laminations planes ou à petites obliques de rides de traction ou d'oscillation. Leur épaisseur est de 15 mètres au maximum, vers le Sud. Ils sont surmontés par des grès très grossiers, qui les ravinent profondément et que nous rapportons donc à la formation suivante.

Interprétation. L'ensemble de cette série représente l'enregistrement d'une transgression marine sur une tillite continentale. Elle débute par le remaniement, essentiellement dans les creux de la paléotopographie, des sédiments glaciaires non indurés (argiles microconglomératiques) et se poursuit par le dépôt de carbonates fins et de marnes, témoignant d'une absence d'énergie dans le milieu de dépôt. Ces carbonates se déposent sur la topographie complexe et les pentes instables de la tillite, sous une tranche d'eau excédant l'amplitude des reliefs. L'existence de ces pentes, souvent très raides, induit le départ de glissements gravitaires répétés, conduisant au faciès «brèche molle» le long des pentes et au plissement souple de la série argilocarbonatée qui occupe les creux. Ces glissements entraînent également des paquets de sédiments glaciaires qui se trouvent mélangés aux carbonates (grès grossiers et galets divers). Ces éléments exotiques, dans cette hypothèse, ne constituent pas des dropstones et, de ce fait, les carbonates ne peuvent être considérés comme des faciès péri-

glaciaires ou glacio-marins. L'arrêt de sédimentation qui correspond sur les reliefs à l'induration des brèches carbonatées et dans les creux à la compaction des marnes correspond sans doute à une émersion, peut-être liée à un phénomène de rebond isostatique. La sédimentation phosphatée qui lui fait suite témoigne d'un milieu probablement peu profond (énergie très variable mais parfois importante, zone photique pour la croissance des stromatolites). Elle ne se développe bien que là où l'espace disponible est suffisant, c'est-à-dire dans les creux topographiques de la tillite que la compaction des faciès marneux qui les occupaient a permis de renouveler. Les faciès des roches phosphatées sont très semblables à ceux décrits dans les phosphates de même âge (Prian, 1980; Trompette et al., 1981; Lucas et al., 1986). L'épaisse série des argiles blanches témoigne d'un milieu sans énergie, relativement profond, mais avec un fort taux d'apport sédimentaire. Le passage aux grès fins du sommet montre un comblement progressif du bassin sédimentaire créé par la transgression.

3 - Formation des pélites de l'Azlaf

Cette formation monotone, épaisse ici de 350 mètres environ, débute comme nous l'avons vu précédemment, par une quinzaine de mètres de grès très grossiers à nombreuses galettes d'argile blanche et à grandes obliques bidirectionnelles (ESE et SW), ravinant la formation de l'Oued Djouf et remaniant ses éléments (Pl.1d). Elle est constituée ensuite par des pélites d'abord grises à vertes, à petites passées à ciment carbonaté, puis rouges. A son sommet, elle comporte de fins lits gréseux à petites obliques de rides ou laminés horizontalement et par endroits, on peut observer des déformations synsédimentaires: slumps (PI.1e), blocs métriques basculés, failles normales de tassement, indiquant l'existence d'une pente au cours du dépôt. Néanmoins on peut globalement considérer cette formation comme déposée en milieu marin relativement calme, après un court épisode transgressif pendant lequel se remplissent des vallées incisées. Le faciès silexites existe ici aussi, mais vers le haut de la formation.

4 - Formation du Kreb En Naga

La zone du passage des pélites de l'Azlaf à la formation du Kreb En Naga est bien visible au Nord du puits de Fersiga, où il forme la base de nombreuses garas gréseuses (Pl.1f). Il est constitué par plusieurs séquences grano et stratocroissantes de quelques mètres d'épaisseur débutant par des argiles vertes ou rouges admettant des niveaux centimétriques de grès fins à obliques de rides, puis à des alternances de minces lits d'argiles et de grès fins ocres pluridécimétriques, avec des galettes d'argile soulignant leurs stratifications obliques ou les bases ravinantes de petites gouttières. La base de ces grès est souvent marquée par les formes en relief de fentes de dessication ayant affecté les argiles sous jacentes. Ces grès, à kerboubs blanchâtres, présentent parfois un fin réseau filamenteux blanc qui peut être dû à la présence d'évaporites dans ces grès. Il a été signalé la présence dans ce même niveau de pseudomorphoses de gypse (Aït-Kaci-Ahmed, 1989; Fabre et Mainguet, 1991).

Plus haut, la série devient plus franchement gréseuse, rose ; on y observe, en plus de minces lits argileux craquelés, un faciès gréseux fin à laminations planes, petites obliques et rides chevauchantes, et un faciès plus homogène à lamines épaisses planes ou peu inclinées.

Cette zone de passage de série montre, sur 40 mètres, une évolution nette entre les pélites et la formation éolienne supérieure. Le milieu, de franchement marin passe progressivement à une plate-forme très peu profonde parcourue par des corps sableux et soumise à des émersions périodiques. Le milieu se confine alors et donne des dépôts de sebkhas commençant à alterner avec de petits épisodes éoliens.

La formation de Kreb En Naga proprement dite peut affleurer du Nord au Sud de la zone étudiée sur plus de cent kilomètres. Son épaisseur nous semble être de 200 à 300 mètres. Elle est constituée par deux ensembles à caractère continental, l'un éolien, l'autre fluviatile.

L'ensemble éolien

Il est formé de grès fins à moyens ocres se présentant sous deux faciès. Le premier montre des sets métriques à décamétriques à obliques plus ou moins raides, correspondant sans doute à des accumulations dunaires éoliennes (Pl. 1g). Le second montre les grès ocres sous forme de sets métriques à laminations planes frustes, avec une extension horizontale pouvant être réduite latéralement. Ce second faciès représente dans le paysage des replats séparant les accumulations dunaires à morphologie plutôt arrondie. Il est interprété comme un dépôt interdunaire, les sables dunaires étant remaniés par des écoulements temporaires. La base de cette formations éolienne peut présenter de spectaculaires structures d'érosion, dues à des écoulements brutaux, puis le remplissage de ces structures par un sable grossier ou fin, mélangé de boules ou de galettes d'argile parfois décimé-triques, ainsi que de rares galets. On peut aussi y déceler de petites structures d'échappement d'eau.

Les mesures des obliques dans les dépôts dunaires montrent une direction de vents dominants orientée au Nord Est (fig. 5).

L'ensemble fluviatile supérieur

La zone de passage entre ces deux ensembles de la formation du Kreb En Naga n'est pas visible. L'ensemble fluviatile supérieur est cons-



Fig. 5 - Rose des paléodirections mesurées dans les grès éoliens de la formationdu Kreb En Naga. (Palaeocurrent data in aeolian sandstones of Kreb En Naga Formation).

titué aussi par l'alternance de deux faciès :

- le premier est formé d'arkoses fines à moyennes en larges gouttières très plates, emboîtées (Pl.1h), montrant un écoulement pratiquement unidirectionnel vers le Sud - Sud Ouest, probablement dans un réseau fluviatile en tresse (fig. 6). Certaines gouttières sont parfois recoupées par des surfaces à concentration de petits galets roulés divers : quartz ou quartzite, rhyolite, ignimbrite, jaspe vert ou rouge et plus rarement granite;

- le second est formé de pélites argileuses rouges finement laminées, parfois remaniées presque sur place, donnant des passées brèchifiées. Elles admettent parfois des niveaux centimétriques d'arkoses fines à toutes petites obliques et à petits débris de pélites.



Fig. 6 - Rose des paléodirections mesurées dans les grès fluviatiles de la fin de la formation du Kreb En Naga. (Palaeocurrent data in fluviatile sandstones of the top of the Kreb En Naga Formation)

Ces deux faciès alternent plus ou moins régulièrement, avec des épaisseurs respectives de quelques mètres. Ils sont interprétés comme une succession de dépôts fluviatiles et de dépôts de plaine d'inondation.

5 - Le conglomérat de Sobti

La formation précédente se termine par un profil d'altération de 60 cm d'épaisseur. Elle est ensuite coiffée par un conglomérat peu épais, à éléments très arrondis de 5 cm de diamètre en moyenne, mais pouvant atteindre 10 à 15 cm pour les plus gros. Ces éléments sont tous siliceux: quartz laiteux, quartzites blancs et jaspes rouges ou noirs. Ce conglomérat forme donc la base de la formation des grès de l'Erg Chech dont nous n'avons vu que le début : des grès grossiers à microconglomératiques à gros grains de quartz, à laminations obliques orientées maintenant plutôt vers le Sud-Ouest.

III - COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES DU NORD DU BASSIN DE TAOUDENNI

Au plus près, ce sont les formations similaires du Hank qui ont été décrites de part et d'autre de la frontière algéro-mauritanienne par Biju-Duval et Gariel et par Villemur. Nous y rajoutons des données personnelles recueillies en 1991. Beaucoup plus loin, nous utilisons les publications de Trompette et Deynoux sur ces formations dans l'Adrar mauritanien.

Dans cette dernière région, la tillite peut parfois ne pas exister, et dans ce cas ce sont les calcaires ou même des termes supérieurs qui peuvent reposer directement sur le socle. Elle présente des faciès diversifiés, pélites à galets lâchés, grès à rides, mais essentiellement des argilites ou des grès à blocaux en plusieurs niveaux superposés, interprétés comme correspondants aux dépôts de plusieurs phases glaciaires en milieu continental. L'épaisseur de la tillite est le plus souvent réduite à une dizaine de - mètres, mais elle en atteint une cinquantaine dans les zones d'ombilics. Dans l'Adrar, les structures d'érosion et la disposition des galets indiquent des écoulements de la glace vers le Sud, alors que plus vers l'Est, dans la partie orientale du Hank et dans l'Oued Djouf, cette direction vire vers I'WNW-ESE.

La formation carbonatée et gréso-phosphatée de l'Oued Djouf située entre la tillite et la formation de l'Azlaf correspond à une partie des «grès de Guettatira» définis par Villemur (fig.7). A cet endroit, elle présente une grande diversité de faciès : les calcaires sont omniprésents, brèchifiés, rarement à stromatolites mais ne contiennent ni phosphates ni barytine. Ils sont surmontés par quelques mètres de grès fins, verts, en plaquettes à petites rides, puis par des grès ocres ruiniformes, manifestement continentaux et d'origine éolienne, affleurant très largement sur la bordure



Fig. 7 - Colonne lithostratigraphique de la base de la série cambrienne à Guettatira. (Lithostratigraphic column of the lower part of the Cambrian in Guettatira).

1 - Socle (Basement). 2 - Tillite (Tillite). 3 - Calcaires et grès glauconieux (Limestones and glauconitic sandstones). 4 - Grès éoliens (Aeolian sandstones).
5 - Pélites de l'Azlaf formation (Pélites de l'Azlaf formation).

sud du Hank algérien. Leur épaisseur peut atteindre 30 mètres. Comme à Fersiga, cette évolution témoigne du comblement du bassin puis de son émersion.

Plus à l'Ouest, dans l'Adrar mauritanien, cette formation n'est plus représentée que par le mince épisode carbonaté supra-tillite.

Les pélites de l'Azlaf (auxquelles nous incorporons les silexites de l'Adrar) représentent partout une sédimentation marine peu perturbée et peu différenciée, diminuent sensiblement d'épaisseur depuis Fersiga et le Hank algérien (500-450 mètres) jusqu'à l'Adrar (200 mètres), où elles sont représentées par les argilites vertes du groupe de Téniagouri (Trompette, 1973). Dans le Hank algérien, cette formation débute encore par un épisode transgressif sur des dépôts continentaux, éoliens, qui correspond au sommet des «Grès de Guettatira». Cet épisode débute par des grès fluviatiles verts ou blancs, à petites obliques et à rides, admettant des passées conglomératiques, puis par des grès verts à petites rides et miches carbonatées, associées à de très nombreuses traces ou pistes, attestant de leur origine marine (fig. 7). Il correspond à l'épisode transgressif grossier à galettes d'argile blanche défini à Fersiga.

Le débat sur l'origine des silexites de cette formation est encore ouvert. Origine volcanique, origine organique ou plus simplement métamorphisme de contact dû à la mise en place des doléritiques mésozoïques ? Nous ne tranchons pas mais signalons simplement qu'à Fersiga, ce niveau est situé au sommet de la formation pélitique.

La formation du Kreb En Naga, de purement continentale à l'extrême Est, devient à prédominance argileuse à l'Ouest du 6ème méridien (Villemur, 1967). Dans l'Adrar, elle correspondrait au groupe de la falaise d'Atar, avec essentiellement des grès fins marins à lagunaires, avec quelques calcaires à stromatolites, des niveaux à trémies de sel et de nombreux grains de quartz d'origine éolienne. Son épaisseur y est de 250 à 300 mètres seulement et sa base correspond, selon Trompette, à une surface de transgression ou localement à une légère discordance.

IV - INTERPRETATION GENERALE ET DISCUSSION

L'ensemble des donnée locales et régionales permettent de confirmer l'existence jusque dans la partie nord-est du craton de dépôts glaciaires continentaux. La faible diversité des faciès glaciaires de l'Oued Djouf ne peut pas s'expliquer, selon nous, seulement par la mauvaise exposition de la tillite. Il pourrait s'agir de l'accumulation, à un front terrestre de l'inlandsis de «lodgement tills», à éléments parfois énormes, sans diversification des faciès (Edwards, 1986; Boulton and Deynoux, 1981). On peut admettre que l'on se trouve, à l'Oued Djouf, à la bordure orientale d'un inlandsis centré au Nord de la dorsale réguibat (Deynoux, 1991). Ceci est confirmé par le fait que, plus à l'Est, dans la chaîne panafricaine, les bassins pro-parte cambriens des Séries pourprées de l'Ahnet ou du Bled El Mass ne présentent plus que des faciès glacio-marins (Caby et Moussu, 1967; Caby et Fabre, 1981; Aït-Kaci-Ahmed et Moussine-Pouchkine, 1987).

L'étude détaillée de la formation carbonatée et gréso-phosphatée de l'Oued Djouf permet de conclure que les calcaires ne se sont pas déposés en milieu glaciaire. En effet, nous les interprétons comme les témoins de la transgression eustatique provoquée par la fonte de l'inlandsis, accompagnée par un important réchauffement climatique. L'émersion qui suit immédiatement cet épisode carbonaté nous semble due au rattrapage de la montée eustatique par le rebond isostatique (Deynoux et al., 1991; Proust et al., 1990). Plus à l'Est donc vers l'intérieur de l'inlandsis, ce rebond de plus en plus important induit une lacune de sédimentation de plus grande durée, la formation des grès de Guettatira étant contemporaine de la partie supérieure de la formation de l'Oued Djouf (fig. 8). En Mauritanie, cette formation se réduit aux seuls carbonates, directement surmontés par les silexites et les argilites du groupe de Téniagouri. Ce rebond isostatique moindre à Fersiga (bordure de l'inlandsis) a permis la conservation d'un bassin marin progressivement comblé par une série régressive à phosphates, argiles blanches et grès (fig. 9).

La formation des pélites de l'Azlaf indique une inondation générale, instaurant sur l'ensemble du craton ouest africain des conditions de sédimentation homogènes, en milieu marin relativement profond. Les faciès de transgression (grès grossiers, conglomérats), là où ils sont conservés, sont très peu épais et témoignent de la rapidité de la remontée relative du niveau marin. L'épaisseur importante de cette formation implique une subsidence tectonique du socle. Il s'agit donc d'un phénomène géodynamique et non plus simplement eustatique.

Ce phénomène géodynamique global, encore mal défini provoque une subsidence différenciée du craton, plus grande dans sa partie orientale que dans sa partie occidentale, au vu des épaisseurs rapportées précédemment. Les pélites de l'Azlaf et les silexites qui leur sont associées ne traduisent donc plus pour nous la transgression eustatique post-glaciaire.





1 - Socle (Basement). 2 - Tillite (tillite). 3 - Calcaires et phosphates (Limestones and phosphates). 4 - Argiles ou grès éoliens [3+4 = formation de l'Oued Djouf = formation de Guettatira](Mudstones or aeolian sandstones [3+4 = Oued djouf formation = Guettatira formation]). 5 - Formation des pélites de l'Azlaf (Pélites de l'Azlaf formation).



Fig. 9 - Coupe temps schématique de la base du Cambrien du Nord du bassin de Taoudenni. (Schematic time section of the lower part of the Cambrien in the North of the Taoudenni basin).

2 - Tillites (Tillites). 3 - Calcaires (Limestones). 4 - Phosphates, argiles et grès des formations de l'Oued Djouf et de Guettatira (Phosphates, mudstones and sandstones of Oued Djouf and Guettatira formations). 5 - Pélites de l'Azlaf (Pélites de l'Azlaf formation). P - Phosphates (Phosphates).

La formation du Kreb En Naga marque par contre la tendance générale du craton à l'émersion par baisse du niveau relatif de la mer. La subsidence du socle continue néanmoins. Cette émersion est parfaitement réalisée dans la zone de Fersiga avec des faciès purement continentaux, mais seulement amorcée plus à l'Ouest, avec des faciès de sebkhas côtières (Trompette, 1973) de basse latitude (Perrin, 1987; Perrin *et al.*, 1988).

Le craton est encore très subsident à l'Est, permettant ainsi la conservation de l'épais épisode dunaire, déposé en contexte climatique chaud. La subsidence ralentit dans l'ensemble fluviatile supérieur, pour cesser complètement lors de l'émersion totale qui induit un épisode de pédogénèse de durée indéterminée avant le dépôt du conglomérat de Sobti et du reste de Grès de l'Erg Chech.

Là aussi, on peut considérer que cette évolution relève encore d'un phénomène global, probablement lié à une baisse eustatique, sans aucun rapport avec la glaciation précédente.

V- CONCLUSIONS

1 - Les faciès de la tillite, encore continentale dans l'Oued Djouf, suggèrent que celle-ci a été déposée ici en bordure de l'inlandsis «éocambrien».

LES FORMATIONS CAMBRIENNES DE FERSIGA (SUD-OUEST DU TANEZROUFT)

2-Du fait de cette position paléogéographique, la transgression glacio-eustatique est beaucoup mieux enregistrée par la sédimentation que dans les zones plus internes de l'inlandsis. En effet, l'amplitude du rebond isostatique est ici moindre que la remontée eustatique, permettant ainsi le dépôt de séries marines inconnues plus à l'Ouest.

3 - Les calcaires qui enregistrent partout le début de la transgression glacio-eustatique ont donné en Guinée un âge atdabannien. De ce fait, la dernière phase glaciaire au moins est également d'âge Cambrien inférieur (Culver *et al.*, 1988).

4 - Ces séries marines comportent des niveaux phosphatés d'épaisseur au moins métrique. Ces phosphates sont déposés dans les mêmes conditions stratigraphiques, paléogéographiques et géodynamiques que les indices et gisements connus dans le bassin des Volta (Affaton, 1990).

5 - Les Pélites de l'Azlaf et les silexites associées, ainsi que la formation du Kreb En Naga ne sont pas liées à la transgression eustatique postglaciaire. Elles témoignent d'une subsidence rapide et généralisée de cette partie du craton ouest africain, liée à un phénomène géodynamique dont la cause serait peut-être à rechercher dans les mouvements tardifs de la chaîne panafricaine. Cette subsidence est la plus importante enregistrée sur le craton pendant le Paléozoïque.

REMERCIEMENTS.

Cette étude a été réalisée dans le cadre du projet de coopération scientifique algéro-français 90.Mi.01, piloté par le Service géologique de l'Algérie (ОRGM) et grace aux moyens logistiques de l'ORGM et de la SONATRACH. L'initiative scientifique de ces travaux appartient à J. Fabre. Nous remercions pour l'assistance sur le terrain MM. Ferri, Hidja, Kaddour, Malla et Tighilt.

BIBLIOGRAPHIE

Affaton, P. 1990. Le bassin des volta (Afrique de l'Ouest): une marge passive d'âge protérozoïque supérieur, tectonisée au Panafricain (600 ± 50 Ma). *Editions de l'ORSTOM*. Etudes et Thèses, Paris, 499 p.

Aït-Kaci-Ahmed, A. 1989. La série de Fersiga (Tanezrouft): jalon cambrien à la bordure est du craton ouest africain. 7e séminaire des Sciences de la Terre, U.S.T.H.B, Alger, Résumés, 8.

Aït-Kaci-Ahmed, A. et Moussine-Pouchkine, A. 1987. Lithostratigraphie, sédimentologie et évolution de deux bassins molassiques intra-montagneux de la chaîne panafricaine: la Série Pourprée de l'Ahnet, Nord-Ouest du Hoggar, Algérie. Journal of African Earth Sciences, 6, 525-535.

BEICIP. 1981. Nouvelles observations géologiques dans le bassin de Taoudenni. *Rapport inédit*, DNGM, Mali, 87 p.

Bertrand-Sarfati, J. 1972. Stromatolites colummaires du Précambrien supérieur du Sabra nordoccidental. Inventaire, morphologie et microstructure des laminations. Corrélations stratigraphiques. *Edition du CNRSCRZA*, Géologie, 14, 245 p.

Bertrand-Sarfati, J., Fabre, J. et Moussine-Pouchkine, A. 1977. Géodynamique des aires sédimentaires cratoniques: quelques exemples sahariens. Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine. Pau, 1, 217-231.

Bertrand-Sarfati, J., Moussine-Pouchkine, A., Caby, R. 1987. Les corrélations du Protérozoïque au Cambrien en Afrique de l'Ouest: nouvelle interprétation géodynamique. Bulletin de la Société géologique de France, 8, 855-865.

Bessoles, B. 1983. Le craton Ouest-Africain ; In: Fabre J.; (éditeur). Afrique de l'Ouest. Introduction géologique et termes stratigraphiques. Pergamon Press, Oxford, 27-34. Biju-Duval, B., Gariel, O. 1969. Nouvelles observations sur les phénomènes glaciaires «éocambriens» de la bordure Nord de la synéclise de Taoudenni, entre le Hank et le Tanezrouft, Sahara occidental. *Paleogéography, Paleoclimatology, Paleoeocology*, 6, 283-315.

Black, R., Fabre, J. 1983. A brief outline of the geology of West Africa. In: Fabre J. (Editeur). Afrique de l'Ouest. Introduction géologique et termes stratigraphiques. Pergamon Press, Oxford. 17-26.

Boulton, G.S. Deynoux, M. 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Research*, 15, 397-422.

BRP. 1956. Rapport de fin de mission 1954-1955-1956, I.F.P. 1274. Inédit.

Caby, R. 1968. Note concernant la découverte de phosphates dans la région de Fersiga. Centre Géologique et Géophysique, Montpellier. Inédit.

Caby, R., 1983. Les molasses panafricaines en Afrique occidentale: synthèse des données stratigraphiques, paléographiques. *Travaux du La*boratoire des Sciences de la Terre, St Jérôme, Marseille, A. 15, 11-12.

Caby, R., Mousu, H. 1967. Une grande série détritique du Sahara: stratigraphie, paléogéographie et évolution structurale de la Série Pourprée dans l'Aseg'rad et le Tanezrouft oriental (Algérie). Bulletin de la Société Géologique de France, 9, 876-882.

Caby, R., Fabre, J. 1981. Late Proterozoic to Early Palaeozoic diamictites, tillites and associated glaciogenic sediments in the Serie pourprée of Western Hoggar, Algeria; In : *Earth's Pre Pleistocene Glacial Record*, (Hambrey and Harland editors). A 22, *Cambridge University Press*, Cambridge, 140-145.

Clauer, N. 1976. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. *Sciences Géologiques*, Mémoire 45, 256 p. Clauer, N., Caby, R., Jeannette, D., Trompette, R. 1982. Geochronology of sedimentary and metasedimentary Precambrian rocks of the West African craton. *Precambrian Research*, 18, 53-72.

Clauer, N., Deynoux, M. 1987. New information on the probable isotopic age of Late Proterozoic glaciation in West African. *Precambrian Research*, 37, 89-94.

Culver, J., Pojeta, J., Repetski, J.E., Robineau, B. 1988. Signification stratigraphique des microfossiles du Cambrien inférieur dans le bassin de Taoudenni, à la frontière Guinée-Sénégal. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences., Paris, 307, II, 651-656.

Culver, J., Pojeta, J., Repetski, J.E. 1988. First record of Early Cambrian shelly microfossil from West Africa. *Geology*, 16, 596-599.

Culver, S.J., Hunt, D. 1991. Lithostratigraphy of the Precambrian-Cambrian boundary sequence in the southwestern Taoudenni Basin, West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 13, 34, 407-413.

Delpy, J., Trompette, R., Villemur, J.R. 1963. Essai de synthèse stratigraphique du Paléozoïque inférieurà la bordure septentrionale de la synéclise de Taoudenni (Sahara occidental). Bulletin de la Société Géologique de France. 7, V, 1068-1062.

Deynoux, M. 1980. Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable. *Thèse Docto*rat d'Etat. Université d'Aix-Marseille., 554 p.

Deynoux, M. 1991. Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'ordovicien en Mauritanie. In: *Géologie de la Mauritanie*, Caruba et Dars (éditeurs), *Institut Supérieur Scientifique de Nouakchott*, 56-78.

Deynoux, M., Proust, J.N., Simon, B. 1991. Late Proterozoïc glacially controlled shelf sequences in Western Mali (West Africa). Journal of African Earth Sciences, 12, 172, 181-198. Fabre, J. 1988. Les séries du Paléozoïque d'Afrique: une approche. *Journal of African Earth Sciences*, 7, 1, 1-40.

Fabre, J., Mainguet, M. 1991. Continental sedimentation and palaeoclimates in Africa during the Gondwanian Era (Cambrian to lower Cretaceous) : the importance of wind action. *Journal of African Earth Sciences*, 12, 1/2, 107-115.

Gévin, P. 1960. Etudes et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. *Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, Alger, Nelle Série, 23,I.

Lucas, J., Ilyin, A.V., Kuhn, A. 1986. Proterozoïc and Cambrian phosphorites deposits: Volta basin, West Africa. In: Cook P.J. and Shergold J.H. (editors) «Phosphates deposits of the world». *Cambridge* University Press London. I, 235-243.

Menchikoff, N. 1945. Observations géologiques d'André Meyendorff dans le Tanczrouft méridional. *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, III, 119-130.

Monod, Th. 1951. Notes géologiques sur le sahara occidental (itinéraires parcourus en 1935-1938, 1940-1942, 1945-1946 et 1949-1951). Inédit. Archives de la Direction des Mines de l'A.O.F., Dakar, 93 p.

Perrin, M. 1987. Palcomagnétisme de séries rouges à aimantations multiples d'âge protérozoïque et paléozoïque d'Afrique et d'Amérique du Nord. Documents et Travaux du Centre Géologique et Géophysique, Montpellier, 11, 365 p. Perrin, M., Elston, D.P., Moussine-Pouchkine, A. 1988. Paleomagnetism of Proterozoïc and Cambrian strata, Adrar de Mauritanie, cratonic West Africa. *Journal of Geophysical Research*, 93, B3, 2159-2178.

Prian, J.P. 1980. Les phosphorites cambriennes du versant septentrional de la Montagne Noire, au Sud du bassin permien de Camarès (AVEYRON). *Thèse Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie,* Paris, 407 p.

Proust, J.N., Deynoux, M., Guillocheau, F. 1990. Effets conjugués de l'eustatisme et de l'isostasie sur les plate-formes stables en période glaciaire. Exemple des dépôts glaciaires du Protérozoïque supérieur de l'Afrique de l'Ouest au Mali occidental. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, VI, 4, 673-681.

Trompette, R. 1973. Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudenni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. *Travaux du Laboratoire des Sciences de la Terre, St Jérôme, Marseille*, B, 7, 573 p.

Trompette, R., Affaton, P., Joulia, F., Marchand, J. 1981. Stratigraphic and structural controls of Late Precambrian Phosphate deposits of the northen Volta basin, Upper-Volta, Niger and Benin, West Africa. *Economic Geology*, 75 62, 70.

Villemur, J.R. 1967. Reconnaissance géologique et structurale du Nord du bassin de Taoudenni. *Mémoires du B.R.G.M., Paris*, 51, 152 p.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE

- a Grainstone à grains phosphatés et plaquettes de phosphate amorphe. Formation de l'Oued Djouf. (Grainstone with phosphatized grains and clasts of amorphous phosphate. Oued Djouf formation).
- **b** Calcaire micritique déformé et brèchifié. Formation de l'Oued Djouf. (Brecciated and contorted micritic carbonate. Oued Djouf formation).
- c Petit bioherme à ministromatolites enveloppant un paléorelief des calcaires brèchiques (les fèches indiquent le contact). Formation de l'Oued Djouf.

(Small bioherm made of ministromatolites, covering a paleorelief constructed by the brecciated carbonates (arrows along the contact). Oued Djouf formation).

d - Grès grossier à obliques, remaniant des éléments blancs en plaquettes (phosphates). Base de la formation des pélites de l'Azlaf.

(Cross-bedded coarse sandstone, with white tabular clasts (phosphorites). Pélites de l'Azlaf formation).

e - Alternance des shales et de lits gréseux, déformée par un glissement synsédimentaire. Partie supérieure des pélites de l'Azlaf.

(Alternating beds of shales and sandstones, deformed by a syn-sedimentary slide.

- · Pélites de l'Azlaf formation).
- f Passage de la formation de l'Azlaf à la formation du Kreb En Naga:
 à la base alternance de shales et de grès puis ensemble gréso-argileux
 à mud-cracks, au sommet grès éolien et dépôts de sebkha.
 (Transition from the Azlaf formation to the Kreb En Naga formation:
 alternating marine shales and sandstone's at the base, then sandstones and shales whit mudcracks, and, at the top, aeolian sandstones and sabkha formations).
- g Sets d'obliques de très grande taille dans un grès fin isométrique, d'origine éolienne. Formation du Kreb En Naga (Mega-sets of cross-bedded isometric sandstone, aeolian origin, Kreb En naga formation).
- h Grès fluviatiles à obliques en gouttières. Sommet de la formation du Kreb En Naga. (Fluviatile sandstone with trough cross-bedding. Top of the Kreb En Naga formation).

LES FORMATIONS CAMBRIENNES DE FERSIGA (SUD-OUEST DU TANEZROUFT)

