

## **Pascal AFFATON**

## LE BASSIN DES VOLTA (AFRIQUE DE L'OUEST) : UNE MARGE PASSIVE, D'ÂGE PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR, TECTONISÉE AU PANAFRICAIN (600 ± 50 Ma)

Volume I

Editions de l'ORSTOM INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION Collection ÉTUDES et THÈSES PARIS 1990 Cet ouvrage a fait l'objet d'une thèse soutenue le 1er octobre 1987, à l'Université d'Aix-Marseille III, Faculté des Sciences et Techniques St-Jérome pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences en Géologie

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ayants cause, est illicite» (alinéa1er de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

**RESUME** : Ce travail concerne une zone (> 202 000 km2) à cheval sur le Ghana, le Togo, le Bénin, le Burkina Faso et le Niger. Il permet une meilleure connaissance de l'évolution du bassin des Volta et des caractéristiques de la tectogenèse panafricaine. La zone étudiée comprend le craton ouest-africain, le bassin des Volta, les unités externes des Dahomeyides et le "craton bénino-nigérian".

L'actuel craton ouest-africain n'est que le bloc occidental d'un méga-craton éburnéen. Le bloc oriental ou "craton bénino-nigérian" est représenté par les unités internes des Dahomeyides.

Le bassin des Volta est composite. Il comporte la portion occidentale d'une marge passive, développée entre 1100 et 600 Ma, et le reste d'un bassin péricratonique d'avant-pays. Cette marge passive y est représentée par les supergroupes de Boumbouaka (1100-700 Ma ?) et de la Pendjari (700-600 Ma). Le supergroupe de Boumbouaka s'est déposé au cours d'une taphrogenèse qui a conduit au "découplage lithosphérique" et finalement à l'individualisation des cratons ouest-africain et bénino-nigérian et d'un proto-océan panafricain. Le supergroupe de la Pendjari comporte à la base une triade constituée par des tillites/mixtites, des dolomies à barytine et des silexites. La formation de la Pendjari, qui repose sur cette triade, est d'âge vendien. Les supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari ont subi une diagenèse modérée. Leur frange orientale a été structurée par une phase de plissement.

Les Dahomeyides résultent d'une collision panafricaine. Elles comprennent des unités structurales externes chevauchantes et des unités internes en nappes sur celles-ci. L'unité structurale du Buem est la plus externe. Elle se compose essentiellement des équivalents des formations du supergroupe de la Pendjari. Elle a subi deux phases tectoniques, de direction générale NNE-SSW, et un anchimétamorphisme de HP-BT. On y décrit des métavolcanites suggérant un paléo-environnement de type plancher océanique dans un contexte de marge passive. L'unité structurale de l'Atacora est constituée principalement par des équivalents des supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari et par des écailles et nappes des unités internes. La tectogenèse panafricaine s'y décompose en quatre phases de direction NNE-SSW . Il en résulte deux schistosités de fracture ou de flux (S1 et S2) et deux métamorphismes (M1 et M2) anchizonaux à épizonaux. Les unités internes représentent notamment le "craton bénino-nigérian" remobilisé au Panafricain" et la zone de suture. Elles comprennent des ensembles ultrabasiques, granulitiques et éclogitiques dans la zone de suture et des ensembles variés à faciès amphibolite ou migmatite. On y rencontre des granitoïdes panafricains. Ces unités internes sont polyphasées, avec un métamorphisme Mn et des déformations Pn antérieurs à la tectogenèse panafricaine.

Dans le modèle géodynamique proposé, le bassin péricratonique d'avant-pays est représenté par le supergroupe de Tamalé, à caractéristiques molassiques et en discordance progressive sur la marge passive voltaïenne.

Cette étude a également permis de situer les Dahomeyides par rapport à l'ensemble des chaînes qui ceinturent le craton ouest-africain.

MOTS-CLES : Afrique occidentale, craton, bassin, taphrogenèse, proto-océan, marge passive, tectogenèse, Panafricain, collision, Dahomeyides, métamorphisme, craton remobilisé.

**ABSTRACT**: This study concerns a zone (ca 200 000 km<sup>2</sup>) spreading over five different countries : Ghana, Togo, Benin, Burkina Faso and Niger. It is intended as a contribution to a better understanding of the evolution Volta basin and of the main characteristics of the Panafrican tectogenesis. The studied zone includes the West African craton, the Volta basin, the external units of the Dahomcyide orogenic belt and the Benino-Nigerian "craton".

The geodynamic model proposed here considers taht the present West African craton constitutes the western block of an Eburnean megacraton whose eastern block, or Benino-Nigerian "craton", is represented by the internal units of the Dahomeyide orogenic belt.

The present Volta basin has a composite structure comprising the western part of a passive margin which developed between 1100 and 600 Ma, and the relic of a foreland pericratonic basin. The passive margin is represented by the Boumbouaka (1100-700 Ma ?) and Pendjari (700-600 Ma) supergroups. The Boumbouaka supergroup deposited during a taphrogenesis which led to a lithospheric decoupling and, eventually, to the individualization of the West African and Benino-Nigerian cratons and to the opening of a Panafrican proto-ocean. The Pendjari supergroup includes, in its lower part, a triad constituted by tillites/mixtites, barite-bearing magnesian limestone and cherts. The Pendjari Formation, directly overlying this triad, has a Vendian age. The Boumbouaka and Pendjari supergroups have experienced a moderate diagenesis and their eastern margin has been structured by a folding phase.

The Dahomeyide orogenic belt is the outcome of a Panafrican collision. It comprises two overthrusting external structural units covered by several internal nappe units. The Buem structural unit is the most external and is essentially composed of formations which are the equivalents of those found in the Pendjari supergroup. It has undergone two tectonic phases, characterized by a NNE-SSW general trend, and a PHP-LT anchimetamorphism. The Buem structural unit comprises metavolcanic rocks which suggest a paleoenvironment of ocean-floor type within a passive margin. The second external structural unit is known as Atacora and is mainly formed by the equivalents of the Boumbouaka and Pendjari supergroups and by the thrusts and nappes of the internal units. In the Atacora structural unit, the Panafrican tectogenesis might be divided into four phases of NNE-SSW general direction. Two asynchronous fracture schistosities (S1 and S2) pass transitionally, and at different times, into two types of flux schistosities. Two anchizonal to epizonal metamorphic events ( $M_1$  and  $M_2$ ) resulted from this tectogenesis. The internal units represent mainly the Benino-Nigerian "craton", reworked during the Panafrican event, and the suture zone. They comprise ultramafic suites, granulitic and eclogitic rocks within the suture zone and various suites comprising amphibolite facies rocks, migmatites and Panafrican granitoids. These internal units are polyphased, with a metamorphism  $M_n$  and foldings  $P_n$  which preceded the Panafrican tectogenesis.

In the proposed geodynamic model, the foreland pericratonic basin is represented by the Tamale supergroup which has molassic characteristics and displays a progressive unconformity over the Volta passive margin.

Finally, this study permits to consider the Dahomeyide orogenic belt with regard to the rest of the orogenic belts surrounding the West African craton.

**KEY-WORDS**: West Africa, craton, basin, taphrogenesis, proto-ocean, passive margin, tectogenesis, Panafrican, collision, Dahomeyide orogenic belt, metamorphism, reworked craton.

A mes parents et beaux-parents et à Marie-Françoise, Luc et Claire. Leurs sacrifices et soutien ont permis la réalisation de cette étude. Qu'ils veuillent bien me pardonner cette longue et périlleuse aventure que m'a fait entreprendre l'Amour de la Science et de mon pays.

Pascal Affaton

## **AVANT-PROPOS**

Cette étude a été présentée sous forme de thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences, à l'Université d'Aix-Marseille III (France) le 1er Octobre 1987, devant une commission d'examen composée des personnalités suivantes :

Dr R. Black, Directeur de Recherche au CNRS, Université P. et M. Curie, Paris. Prof. R. Blanchet, Université de Brest. Dr A. Perrodon, Conseiller de la Société Nationale ELF-Aquitaine, Paris. Prof. J. Rodgers, Yale University, New Heaven, Connecticut, U.S.A. Prof. K.F. Seddoh, Université du Bénin, Lomé, Togo. Prof. J. Sougy, Université d'Aix-Marseille III. Dr R. Trompette, Directeur de Recherche au C.N.R.S., Université d'Aix-Marseille III.

L'impression de ce mémoire a pu être réalisée grâce au soutien des responsables de l'Université du Bénin à Lomé et de la Direction Générale de l'ORSTOM à Paris. Que Messieurs K.F. Seddoh, Recteur de l'Université du Bénin à Lomé, J.L. Lierdeman, Représentant de l'ORSTOM au Togo ainsi que la Commission Scientifique de Géologie-Géophysique de l'ORSTOM soient assurés de ma profonde gratitude.

J'ai tenu à rendre hommage à tous ceux qui ont participé à ce travail en faisant figurer dans cette impression définitive les remerciements qui suivent et que j'avais rédigés au moment de la soutenance.

Au terme de ce travail sur l'Afrique de l'Ouest, je tiens à remercier tous ceux qui ont contribué ou collaboré à sa réalisation.

Un grand merci aux «Anciens de Dakar» qui m'ont initié aux Sciences de la Terre. Je pense en particulier à MM. J. Sougy, R. Dars, H. Faure, P. Elouard, J.P. Lécorché, G. Bronner et O. Dia.

Toute ma reconnaissance au Professeur J. Sougy qui m'a proposé le sujet de cette thèse et a pu m'accompagner sur le terrain. Je lui dois une nette amélioration du manuscrit dans la forme et dans le fond.

Je remercie sincèrement «mon patron et ami» R. Trompette. Nous avons passé de nombreux mois au Bénin, Togo, Burkina Faso et Niger et il m'a initié à la géologie de terrain en Afrique. C'est grâce à son optimisme et à ses encouragements que j'ai rédigé ce mémoire qui doit beaucoup à ses suggestions et critiques. Je lui suis très reconnaissant d'avoir consacré de précieux moments à la lecture de la première version de ce mémoire.

MM. R. Black, R. Blanchet, A. Perrodon, J. Rodgers et K.F. Seddoh ont accepté de faire partie du jury qui va juger l'essentiel de cette «prose africaine». Leur participation à ce jury confirme leur intérêt pour les études géologiques en Afrique et constitue la preuve de la confiance qu'ils m'accordent. J'en suis honoré et leur exprime ma profonde gratitude.

Mes travaux sur le terrain n'auraient pas été possibles sans la compréhension et la collaboration des directeurs généraux des organismes s'occupant de la recherche géologique et/ou minière dans les pays concernés. Toute ma reconnaissance à MM. B.N. Péré, T.L. Lawson et K.F. Seddoh au Togo ; à MM. J. Lalèyè, P. Djossou, J.J. Pereira et G. Tsawlassou au Bénin ; à MM. P. Tapsoba, P. Ouédraogo, E. Gamsoré, P.A. Traoré et J. Ouédraogo au Burkina Faso ; à MM. J. Cudjoe et G.O. Kesse au Ghana ; à MM. O. Diallo et Sori Boubacar au Niger ; et aux Professeurs C. Kogbé, O. Rahaman, B. Ajibadé et M. Woakes au Nigéria. Je les remercie pour l'appui matériel ou logistique que leurs organismes ont pu accorder à mes missions.

Les travaux effectués dans le cadre de cette thèse ont bénéficié d'importants moyens financiers du CNRS. J'en remercie les Professeurs J. Sougy et D. Nahon et toute l'équipe de l'UA 132. Un grand merci à MM. Y. Tardy et M. Deynoux pour le financement qui m'a été accordé par l'ASP-Afrique en 1983.

Les résultats exposés dans ce mémoire sont le fruit d'une collaboration avec plusieurs institutions. Que tous ceux qui ont participé à mes travaux de recherche veuillent accepter mes sincères remerciements. Je pense en particulier aux Professeurs C. Coulon, S. Gueirard, L. Aguirre, J. Dostal, P. Barbey, G. Guieu et à MM. J. Marchand et B. Simon pour leur appui scientifique et les précieuses heures qu'ils ont consacrées à l'étude de mes échantillons ou de mes documents de terrain. Je n'oublie pas MM. F. Colin, I. Kusnir, G. Blant, K.F. Seddoh, A. Blot, K.S. Godonou, P.A. Aregba, N. Clauer, F. Lenoir, O. Rahaman, M. Woakes, B. Ajibadé, J.J. Pereira, C. Migan, S. Apithy, M. Ruhland, G. Hottin, J.L. Lasserre, T.L. Lawson, P.M. Vincent, N. Simpara, K.N. Kounetsron, J.J. Drouet, G. Joseph, P. Magat, J.C. Kogblévi, S. Alidou, W. Sagbohan, A. Socohou et J. Lang. La plupart de ces personnes ont été «mes compagnons et amis de brousse» et leurs encouragements ont été un facteur déterminant tout au long de mes recherches.

Toute ma gratitude à MM. G. Blant, J. Villemin et C. Chanut de la Société Nationale Elf-Aquitaine et à tous les chercheurs des laboratoires Elf de Boussens. Leur appui scientifique et logistique a été précieux au cours de mes travaux de recherche.

Un grand merci à toute l'équipe technique qui s'est dépensée sans compter pour l'aboutissement de mes travaux : M.O. Trensz et J.C. Girard pour les analyses chimiques et les lames minces ; R. Dassulle et J.J. Motte pour le dessin ; C. Tallier pour les photos ; M. Lécorché, A. Grimaldi et N. Pellegrin pour la frappe, les corrections et la mise en page. J'exprime également ma gratitude à Mme A. Gulmezian et à MM. R. Lippi, V. Ginouvier et A. Mattei pour la part qu'ils ont prise dans la réalisation pratique de ce mémoire.

Merci à J. Dalodé, B. Ahounou, J. Oussa, A. Houessou, A. Dadjo, Chabi Mama, Saliou Tiamiyou, Osseni Akibou et à tous les amis de l'Office Béninois des Mines pour leurs encouragements. Je pense également à tous les chauffeurs, guides et cuisiniers qui ont partagé avec moi les exigences de la géologie de terrain.

Enfin, j'exprime ma gratitude à Isa et Alain Blot pour leur amitié, leur hospitalité africaine et pour leur soutien moral.

Première partie

# GÉNÉRALITÉS ET DONNÉES HISTORIQUES

\*

"Il est encore des devoirs d'un autre genre que nous remplissons avec joie ; c'est de rendre hommage à ceux qui nous ont précédés dans ces recherches"

J.L. Giraud-Soulavie (1784)

.

Première partie

## I - PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE

La présente étude peut être considérée comme la suite et l'extension des travaux effectués dans le cadre d'un doctorat de spécialité (Etude géologique et structurale du Nord-Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sud-Est de la Haute-Volta). Ces premiers travaux (Affaton, 1971 ; Affaton, 1975 ; Affaton et al., 1980) couvrent environ 32 200 km<sup>2</sup> et portent notamment sur les parties septentrionales du bassin des Volta et des unités structurales du Buem et de l'Atacora de la chaîne des Dahomeyides. Ils conduisent à l'établissement de la lithostratigraphie du bassin des Volta, à démontrer que les unités structurales du Buem et de l'Atacora résultent du plissement et du métamorphisme d'une portion de ce bassin, et à définir cette chaîne des Dahomeyides, les caractéristiques de ses principales unités structurales et de leurs relations entre elles. Ils permettent également de préciser les nombreux problèmes restés en suspens, tels que les critères de séparation des grands ensembles lithostratigraphiques au sein du Buem et de l'Atacora, la corrélation des phases de déformation et de métamorphisme de ces deux unités structurales, l'évolution géodynamique de la région étudiée...

La présente étude porte sur l'ensemble du bassin des Volta (soit environ 145 700 km2, presque la surface du bassin de Paris qui couvre 160 000 km2), et des unités structurales du Buem et de l'Atacora considérées comme les unités externes des Dahomeyides (soit environ 55 150 km2) et la marge occidentale des unités internes (fig. 1). La plupart des études pétrologiques ou pétrographiques et sédimentologiques antérieures portant sur des secteurs de la région étudiée (Aicard, 1957 ; Pougnet, 1957 ; Vitali et Marchesseau, 1964 ; Henry et Scanvic, 1973 ; Wilhehlm et Henry, 1974 ; Affaton, 1975 ; Affaton et al., 1978 et 1980) ont servi de base à nos travaux qui ne comportent pas d'études pétrologiques détaillées et dont l'objectif principal est de reconstituer la géométrie du bassin des Volta, son évolution géodynamique et ses relations avec les unités externes de la chaîne adjacente. La multiplication des travaux au Togo, Bénin, Burkina Faso et Niger et l'analyse critique des nombreuses données disponibles sur le Ghana nous permettent d'améliorer la lithostratigraphie établie en 1975 et d'aboutir à une meilleure reconstitution du bassin des Volta en démontrant son caractère composite (marge passive + bassin périphérique d'avant-pays). Elles conduisent également à préciser les caractéristiques des principales unités structurales de la chaîne des Dahomeyides, avec les phases principales de déformation et de métamorphisme dues à l'orogenèse panafricaine, et finalement à établir la chronologie des événements marquants du bassin des Volta par le biais d'un modèle de chaîne de collision.

Dans l'exposé qui suit, les termes "Haute-Volta" et "voltaïque" sont respectivement remplacés par "Burkina Faso" et "burkinabé" quand il ne s'agit pas d'une citation bibliographique ou d'une définition antérieure à la création du terme Burkina Faso en 1983. Par ailleurs, certains noms figurant sur les cartes topographiques de l'I.G.N. ont été changés depuis 1975, notamment au Togo, pour rectifier une mauvaise transcription de l'administration coloniale. Par exemple, c'est ainsi que Dapango, Bombouaka et Sansanné-Mango sont devenus respectivement Dapaong, Boumbouaka et Mango. Nous utilisons les nouveaux noms dans ce mémoire tout en mentionnant les anciens quand il s'agit de citations. Par ailleurs, certains âges radiométriques indiqués dans le texte ont été calculés ou recalculés avec les constantes

$$\lambda^{87}$$
Rb = 1,42.10<sup>-11</sup> an<sup>-1</sup>;  $\lambda^{40}$ K<sub>B</sub> = 4,962.10<sup>-10</sup> an<sup>-1</sup>;  $\lambda^{40}$ K = 5,81.10<sup>-11</sup> an<sup>-1</sup>.

## **II - LOCALISATION ET EXTENSION DU BASSIN DES VOLTA**

Le Bassin des Volta est situé sur la bordure sud-orientale de la Dorsale de Léo ou de Man et est limité à l'Est par la chaîne des Dahomeyides (fig. 1). Il a grossièrement la forme d'une demi-poire orientée NNE-SSW, longue de près de 800 km et large d'environ 40 km dans sa partie septentrionale et de plus de 260 km dans sa zone médiane ou méridionale. Il s'étend ainsi sur une partie des territoires ghanéen, togolais, béninois, burkinabé et nigérien, couvrant environ 12 degrés carrés, soit plus de 145 700 km2, dont les deux tiers se trouvent au Ghana et représentent environ la moitié de ce pays.

Le bassin des Volta repose sur un substratum éburnéen appartenant à la dorsale de Léo, largement développé à l'Ouest et au Nord-Ouest, et constitué essentiellement par des faciès variés, plus ou moins plissés, de métavolcanites, de schistes, de quartzites à niveaux de microconglomérats, de migmatites et de granitoïdes. Ce socle pénéplané présente une altitude moyenne de 100 à 400 m au voisinage du bassin tandis que les altitudes de la surface de base de ce bassin s'échelonnent entre 90 et 500 m (fig. 2). Cependant, on rencontre dans ce socle des mamelons ou inselberge dont les hauteurs au-dessus de la surface moyenne vont de 50 à plus de 300 m. D'une façon générale, la pénéplaine éburnéenne est en pente douce vers le SE ou le Sud. Elle constitue une zone privilégiée de latéritisation.

Les principaux reliefs du Bassin des Volta sont gréseux et disposés sur sa périphérie ; ils constituent des plateaux ou cuestas, à surface structurale disséquée et généralement pentée vers l'intérieur du bassin, l'escarpement de falaise étant tourné en direction du socle de la dorsale de Léo. On distingue notamment (fig. 3) :

- Les Highlands méridionaux ou "Kwahu Plateau" dont les sommets les plus élevés peuvent atteindre 850 m d'altitude, avec des "hauteurs de commandement" de 250 à 500 m au-dessus de la pénéplaine éburnéenne ;
- Les plateaux occidentaux formant le Massif de Damongo et dépassant 550 m d'altitude ;
- Le Massif de Gambaga, dont l'altitude peut dépasser 500 m, avec des "hauteurs de commandement" de l'ordre de 250 m;
- Les Massifs septentrionaux de Madjoari et du Gobnangou, dominant la pénéplaine éburnéenne d'une vingtaine à une cinquantaine de mètres et dont l'altitude atteint rarement 350 m.

La partie centrale du bassin voltaïen est plate (fig. 2 et 3). Elle est constituée par une succession de plaines drainées par les rivières Volta, Oti ou Pendjari, Afram, Obosum, Sene, Pru et Daka. Son altitude est relativement basse et s'abaisse de 220 m à la hauteur du Massif du Gobnangou à 30 m près de la confluence de la Volta et de l'Afram.

Les Volta et certains de leurs affluents viennent butter contre la falaise occidentale des cuestas du bassin et donnent lieu à des rivières conséquentes (Sougy, 1971 ; Baritse, 1986). Ils ne traversent les massifs bordiers qu'au droit des paléodépressions (ou paléovallées) en cluses. A l'intérieur du bassin, ils se comportent comme des rivières subséquentes avant de se réunir en une seule Volta. Le barrage d'Akosombo transforme cette Volta en un immense lac artificiel dont la longueur dépasse 500 km, ce qui confirme la platitude de la plaine centrale du bassin des Volta.

### Première partie

L. von AMMON 1905	W. KOERT 1910	A. E. KITSON 1918 et 1919		T. ROBERTSON 1925		W.G.G.COOPER 1926	A. E. KITSON 1927 et 1928
"Oti Formation"	"Oti series"	Volta series	Oti series Basal sand- stones	Volta	Oti series Basal sandstones	<ul> <li>a Groupes des grès siliceux</li> <li>b Groupe des grès finement lités et des shales gréseux</li> <li>c Groupe des pélites</li> <li>d Groupe des grès calcaires</li> <li>e Groupe des shales</li> </ul>	Volta System ?
"Akwapim form	"Buem series" nation"	Akwapin	ı series	Akwa- pim series	Buem series Akwapim formation	Socle ou série du Buem	Akwapim system = Precambrian (or Paleozoic)
Socle		Socle		Socle		Birrimian = Precambrian ?	

**Tableau 1** : Principales études réalisées au Ghana au cours de la période des reconnaissances (1900-1930) (In : Affaton, 1975). Notons que dans ce tableau le terme anglais "series" pourrait se traduire à la fois par les termes français "ensemble" et "sous-ensemble". Il en serait de même dans plusieurs autres lithostratigraphies au Ghana.

<b>H.</b> 1	HUBERT 1911	H. HUBERT 1919		
Jurassique	Série	Jurassique	Série de	
Trias	de	Trias	l'Oti	
Carbonifère	l'Oti	Carbonifère	Grès	
Dévonien	Grès siliceux horizontaux	Dévonien	horizontaux	
Silurien	Roches sédimentaires métamorphiques et schistes cristallins	Algonkien	Schistes et quartzites redressés	
Précambrien	?	Archéen	Schistes cristallins	

Tableau 2 : Principales études en A.O.F. au cours de la période des reconnaissances (1900-1930) (In : Affaton, 1975)

٠

## III - ÉVOLUTION DES IDÉES SUR LA LITHOSTRATIGRAPHIE DU BASSIN DES VOLTA

Ce chapitre a pour objet la remise à jour de la synthèse bibliographique élaborée par l'équipe de Marseille dans les années 1970-1980 (Sougy, 1970 ; Affaton, 1971 et 1975).

La rareté des synthèses géologiques portant sur ce vaste bassin des Volta (145 700 km2) est à noter. Elle est probablement due au fait que ce bassin n'a jusqu'ici présenté que peu d'intérêt minier et qu'il est de plus réparti entre cinq pays, notamment entre une zone anglophone (Ghana) et une zone francophone (Burkina Faso, Togo, Bénin et Niger). Les rares documents existants résultent des travaux locaux, souvent ponctuels, difficiles à relier entre eux. Ils permettent cependant de distinguer trois principales étapes dans la connaissance de ce bassin :

- La période des reconnaissances ou définitions (1900-1930)
- La période des synthèses et de leurs applications (1931-1967)
- L'étape actuelle : la remise en cause des schémas admis.

## A - Période des reconnaissances ou définitions (1900-1930)

Les premières études géologiques sur l'Afrique occidentale datent du début du 20ème siècle. Elles comportent généralement une description pétrographique et une lithostratigraphie comparée ou corrélée avec l'échelle stratigraphique établie en Europe.

Au cours de cette période, la plupart des études géologiques concernant le bassin des Volta sont effectuées sur ce qui est maintenant le territoire du Ghana (ex-Gold Coast). Elles permettent d'y distinguer deux ensembles lithologiques : "Basal sandstones" et "Oti series" (tabl. 1).

Seuls les travaux de reconnaissance de Hubert (1911 et 1919) se sont intéressés au Bassin des Volta dans les pays francophones, définissant eux aussi deux ensembles lithologiques (*Série de l'Oti* et grès siliceux horizontaux), considérés comme des unités chronostratigraphiques (tabl. 2).

Ces études de la période des reconnaissances concluent à l'existence d'une partie inférieure gréseuse, les "basal sandstones" ou les "grès horizontaux", et d'une partie supérieure argileuse appelée la "série de l'Oti". Seul Cooper (1926) complique ce schéma en signalant la présence de grès à la partie supérieure de la "série de l'Oti". D'une façon plus générale, le bassin des Volta est considéré comme reposant à l'Ouest sur les "roches sédimentaires métamorphisées et les schistes cristallins" du socle et à l'Est *sur* les "Buem series" ou "Akwapim series ou system" ou "schistes et quartzites redressés" (tabl. 1). Nous verrons qu'en fait ces dernières entités lithologiques ou stratigraphiques sont en partie des équivalents plissés et métamorphiques d'une portion des formations du bassin des Volta, déversés sur celui-ci (fig. 3).

## B - Période des synthèses et de leurs applications (1931-1967)

Au Ghana, la période de reconnaissance sur le bassin des Volta a normalement conduit à celle des synthèses marquées notamment par les travaux de Junner et Service (1936), Bates (1945) et Junner et Hirst (1946) (tabl. 3), dans le cadre du *Gold Coast Geological Survey*. Bates (1945) subdivise le "Volta system" de Kitson (1928) (tabl. 1) en trois groupes discordants et décrit pour la première fois une *tillite à la base des "Oti beds*" dans lesquels il signale des *spicules d'éponge*. Junner et Hirst, complétant les travaux de Junner et Service (1936), réalisent en 1946 la synthèse de toutes les données accumulées sur le bassin des Volta. Cette synthèse demeure jusqu'à ce jour le document le plus détaillé disponible sur ce bassin. Ces auteurs y décrivent cinq formations à caractères lithologiques bien distincts (tabl. 3 et fig. 4) et signalent, en plus des spicules d'éponges, des *Collenia* au NE de Yendi, des *croissances algaires* (stromatolites?) et des *restes végétaux* (?) dans les *Oti* 

	D.A. BATES (1945)	N.R. JUNNER et T. HIRST (1946)				
		Upper	Upper V <sub>3</sub> b Upper massive sandstone:			
Upper voit	aran	Voltaian	V <sub>3</sub> a	Thin bedded sandstones		
	- Discordance					
Middle	Obosum beds	Lower	V <sub>2</sub> b	Obosum beds		
Voltaian	Oti beds (à spicules d'éponges)	Voltaian	V <sub>2</sub> a	Oti beds		
	Discordance (tillite)					
Lower	/oltaian		$v_1$	Basal sandstones		
	Buem s	eries	•			

Tableau 3 : Principales études réalisées au cours de la période des synthèses sur le bassin des Volta au Ghana (1931-1967).

beds. C'est au cours de cette période qu'apparaît la notion des Grès supérieurs (V3b) qui complique le schéma et demeure une source d'erreur.

Dans les pays francophones, les synthèses de Hubert (1932), Legoux (1939) et Roques (1948), élaborées au cours de cette période, considèrent les "grès horizontaux" ou le "Voltaïen" comme une formation d'âge silurien ou cambrien, en discordance sur les "séries intermédiaires plissées", plus précisément sur le Buem à l'Est. Mais aucune synthèse originale n'y a été effectuée sur ce Voltaïen.

La lithostratigraphie de Junner et Hirst (1946) a été appliquée à la cartographie du Togo et du Bénin (ex-Dahomey) par Aicard (1957 ou 1959), Pougnet (1957) et par Scemama (1957) (tabl. 4) qui distinguent également un ensemble argileux pris en sandwich entre deux séquences gréseuses. Mais d'une part la distinction entre les "schistes" de la Fosse-aux-Lions et les "schistes" et grès de l'Oti et de Sansanné-Mango reste problématique, et d'autre part la position supra des "grès de Boumbouaka" (fig. 5) qui sera admise jusqu'en 1963 (Huot et Lelong, 1963) s'avérera erronée.

C'est à cette époque que l'on avance l'hypothèse de possibles liens entre le bassin de Taoudeni et celui des Volta, hypothèse suggérée par les corrélations proposées par Aicard, Blanchot et Sougy (1958) et Defossez (1962) entre "la série de Sarniéré - Oualo" et "les grès de bordure" ou grès de Firgoun, Ydouban, Labbezenga et Ansongo (tous définis dans la partie malienne du bassin de Taoudeni) et respectivement avec le Voltaïen et le Buem ou l'Akwapimien.

Les travaux d'Aicard (1957 et 1959) au Togo, d'Edmonds (1956), Murray (1960), Mitchell (1960) et Mason (1963) au Ghana sont parmi les nombreuses illustrations de la lithostratigraphie de Junner et Hirst (1946). Ils admettent en particulier que les "grès supérieurs" peuvent également se trouver en discordance sur le socle de la dorsale de Léo, notamment dans les bordures méridionale et septentrionale du bassin des Volta.

#### GÉNÉRALITÉS ET DONNÉES HISTORIQUES

La lithostratigraphie de Junner et Hirst (1946) est donc progressivement devenue classique dans le bassin des Volta. Elle a conduit à n'y voir qu'une série sédimentaire peu épaisse, de moins de 1000 m (fig. 4), comportant de nombreux biseaux stratigraphiques (fig. 6) et reposant en discordance sur le Birrimien, le Tarkwaïen et le Buem (fig. 7 et 8). Elle suppose en particulier que les massifs essentiellement gréseux de la bordure occidentale et méridionale du bassin des Volta (Highlands méridionaux et Massifs de Damongo, Gambaga, Madjoari et Gobnangou) sont constitués en majeure partie ou en totalité par le Voltaïen supérieur (fig. 5).

	Junner	et Hirst 1946 (Ghana)	Aicard 1957 et 1959 (Togo)	Scemama 1957 (Togo et Bénin)		
	V <sub>3</sub> b	Grès supérieurs massifs	s supérieurs massifs			
Voltaïen supérieur	V <sub>3</sub> a	Grès supérieurs lités	Grès de Boumbouaka	Schistes et grès de l'Oti et de Sansanné-Mango		
<b> </b>		Discordance		-		
	v <sub>2</sub> b	Formation d'Obosum	Formation d'Obosum	Schistes de la Fosse-		
Voltaïen	v <sub>2</sub> a	Formation de l'Oti	Schistes de Sansanné- Mango ou de la Fosse- aux-Lions	aux-Lions		
	<b>v</b> <sub>1</sub>	Grès inférieurs	Grès inférieurs = Grès de Dapango	Grès de Dapango		

**Tableau 4** : Principales données lithostratigraphiques sur le bassin des Volta au Togo et au Bénin durant la période1950-1960. Comparaison avec la lithostratigraphie en vigueur au Ghana.

## C - La stratigraphie admise actuellement : la remise en cause du schéma classique (1968-1980)

Des travaux de terrain plus récents ont permis de modifier cette stratigraphie classique du bassin des Volta (Junner et Hirst, 1946). Ils sont dûs en particulier aux géologues travaillant au Ghana d'une part et à l'équipe de l'UA CNRS 132 "Etudes géologiques ouest-africaines" de Marseille d'autre part.

De 1962 à 1965, dans le cadre d'une opération d'assistance technique et en collaboration avec des géologues ghanéens, une importante équipe de géologues soviétiques a levé des coupes et cartes géologiques et réalisé des forages (Nasia, Larabanga, Tibagona, Tamale, Yendi, Bwipe, Yabraso, Prang, Wulasi, Kete-Krachi) dans la partie ghanéenne du bassin des Volta située au-dessus du parallèle 7°30 : ces travaux ont fait l'objet de nombreux rapports inédits synthétisés entre 1968 et 1971 (Sulutiu, 1968 ; Bozhko, 1969 ; Annan-Yorke et Cudjoe, 1971). Ces synthèses aboutissent à une nouvelle échelle lithostratigraphique (fig. 9C) dont on trouvera le détail sur la figure 10.

SA	UNDERS (1	970)	Equipe de Marseill	e (1969-1980)*	Equipe soviéto-ghanéenne (1968-1971)**	
r Voltaian	Obosum be	ds	Groupe de l'Obosum (V <sub>2</sub> b et une petite partie de V <sub>3</sub> de Junner	Grès de Tamale	Voltaïen sup	érieur
Uppei	Formation of	le	et Hirst, 1946)	Couches de l'Obosum		Formation de
L			Discondance		Voltaïen	l'Obosum
[			Discordance	de ravinement	_	
lan	A fram shale	20	Groupe de l'Oti	Formation de la	moven	Formation
Volta	Allan Shak	<i>,</i> ,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	(V <sub>2</sub> a de)	$(660 \pm 9 \text{ Ma})$	moyen	de
Aiddle			•	Formation de Kodiari	(60	1'Oti 4 + 20 Ma)
4			•	(tillite à la base)	(00	+ <u>-</u> 20 May
			Discordance	de ravinement		
	Anyaboni	Grès massifs	tie)	Formation du Panabako		
ian	formation	Grès fine- ment lités	(V1, la par V2a et de V3 de	Formation de Poubogou (993 + 65 Ma)		
Volta	- Discordan	ce ? l	ango ale de partie			
Lower	Kwahu	Quartzites massifs	e de Dap occident majeure J	Formation	Voltovon in fóriour	
	sandstone	Shales	roup la	de	voltaten interieur	
		Grès fine- ment lités	Ū	Tossiégou		
	Unconform	oformity Discordance fondamenta				

\* Leprun et Trompette (1969) - Sougy (1970 et 1971) - Trompette (1972) - Affaton (1975 - Affaton et al. (1980) - Bessoles et Trompette (1980).

\*\* Sulutiu (1968) - Bozhko (1969) - Annan-Yorke et Cudjoe (1971).

**Tableau 5**: Comparaison des résultats acquis par l'équipe de Marseille (1969-1980) avec ceux de Saunders (1970) et de l'équipe soviéto-ghanéenne (1968-1971).

Au cours de la même période (1963-1965), Saunders (1970) procède au levé géologique de la partie sud-est du bassin des Volta au Ghana. Il établit la lithostratigraphie des Highlands méridionaux (ou Kwahu Plateau) (fig. 11) qui sont rattachés au Voltaïen inférieur (fig. 11 et 12, tabl. 5). Ces résultats complètent utilement ceux acquis par l'équipe travaillant plus au Nord, ce qui ressort nettement de l'analyse comparée des figures 10 et 11.

15

#### GÉNÉRALITÉS ET DONNÉES HISTORIQUES

Les travaux de terrain réalisés par l'équipe de Marseille au Burkina Faso, au Togo, au Bénin et au Niger, entre 1968 et 1975, ont conduit à la mise en évidence, au Burkina Faso, d'une paléotopographie d'origine glaciaire jalonnée par une tillite représentant la base du Voltaïen moyen ou série de l'Oti (Leprun et Trompette, 1969). Ils ont abouti à l'établissement d'une lithostratigraphie relativement détaillée de la partie septentrionale du bassin des Volta (tabl. 6). Ces résultats, qui remettent en question la lithostratigraphie établie par Aicard (1959) à partir des idées de Junner et Hirst (1946) (fig. 5 et 13), débouchent sur les synthèses réalisées par Bessoles et Trompette (1980) et Affaton *et al.* (1980).

Ancien (P. 4	nes dénominations Aicard, 1959)		Dénominations utilisées par Affaton (1975)						
	Série de l'Oti =	2	Formation de la Pendjari						
Voltaïen . moyen	Schistes de Sansanné- Mango	Groupe de l Pendjari	Formation de Nayargou et de Poiporga	Formations dc	Formations de .				
		•••••	• Ravin. glaciaire•••••						
Voltaïen supérieur	Grès sup. = Grès de Boumbouaka	ouaka	Formation du Panabako	Tindangou et	Kodjari				
Voltaïen moyen	Schistes de la Fosse-aux- Lions	ungo-Boumb	Formation de Poubogou	d'Arly					
Voltaïen inférieur et supérieur	Grès sup. = "Grès de Tan- sarga" Grès inf. = Grès de Dapango	Groupe de Dape	Formation de Tossiégou		Ravinement glaciaire Formations de Madjoari et de Tansarga				
	Discordance majeure								
SOCLE BIRRIMIEN									

**Tableau 6**: Lithostratigraphie du bassin des Volta au Togo d'après Leprun et Trompette (1969), Sougy (1970 et 1971), Trompette (1972) et Affaton (1975). (Les formations de P. Aicard sont présentées dans l'ordre stratigraphique de cette interprétation).

La comparaison des résultats acquis au Ghana avec ceux de l'équipe de Marseille aboutit à deux conclusions importantes :

- Les formations constituant le bassin des Volta se répartissent en trois groupes discordants correspondant pro parte aux Voltaïens inférieur, moyen et supérieur des anciens auteurs (tabl. 5) ;
- La totalité des formations constituant les massifs de la bordure occidentale et méridionale du bassin des Volta (Highlands méridionaux et Massifs de Damongo, Gambaga, Madjoari et du Gobnangou) appartient au Voltaïen inférieur (fig. 13 et 14) et plongent *sous* la série de l'Oti.

Il faut cependant noter une différence quant à la position de l'Obosum, entre Saunders (1970) et l'équipe de Marseille d'une part et l'équipe soviéto-ghanéenne d'autre part. Cette dernière situe la formation de l'Obosum dans le Voltaïen moyen (tabl. 5) bien que Bozhko (1969) la considère comme une molasse.

Seulement trois âges radiométriques ont été déterminés sur les sédiments du bassin des Volta :

- La glauconite de la partie basale du groupe de l'Oti (Tibagona, Ghana) a révélé un âge de 620 Ma (méthode K/Ar; Bozhko *et al.*, 1974).
- Les illites de la formation de Poubogou (tabl. 5 et 6) (partie médiane du groupe de Dapango-Boumbouaka ou Voltaïen inférieur) ont donné 993+ 65 Ma (méthode Rb/Sr sur illite avec  $\lambda$ 87 Rb = 1,42 x 10<sup>-5</sup>/Ma ; Clauer, 1976 et Clauer *et al.*, 1977).
- Les illites de la partie inférieure de la formation de la Pendjari ou Oti (Bénin et Togo) ont donné  $660 \pm 8$  Ma (méthode Rb/Sr; Clauer, 1976 et Clauer *et al.*, 1977).

Ces chiffres sont interprétés (Clauer, 1976 ; Clauer *et al.*, 1977) comme des âges de diagenèse précoce, assimilables à des âges de sédimentation. Sur la base de ces données radiométriques discutables, Bessoles et Trompette (1980) proposent la chronostratigraphie suivante :

- Le Voltaïen inférieur, ou groupe de Dapango-Boumbouaka, débuterait vers 1100 Ma et s'achèverait autour de 800 Ma. Il serait donc postérieur à la phase tectonique majeure (1300 Ma) du Kibarien (connu au Nigéria ?) et en partie pénécontemporain de la mise en place des granitoïdes (900 Ma) de cette orogenèse (Turner, 1983).
- Le Voltaïen moyen, ou groupe de la Pendjari ou (Oti), serait compris entre 675 et 600 Ma et correspondrait au Vendien de l'échelle stratigraphique soviétique (Chumakov et Semikhatov, 1981).
- Le Voltaïen supérieur, ou groupe de l'Obosum, considéré comme la molasse des Dahomeyides, serait postérieur à 600 Ma et appartiendrait probablement pro parte au Paléozoïque inférieur (Cambrien ?).

On peut donc retenir que, dans le bassin des Volta, si l'équipe de Marseille est arrivée en 1980 à une stratigraphie relativement cohérente, tout n'est pas résolu à l'échelle régionale. Ainsi, Bozhko (1973) et Bozhko et al. (1974) placent la "série de Gambaga" dans le Voltaïen supérieur, alors que nos travaux de terrain (Affaton, 1975 et 1983) montrent que le prolongement septentrional de ce massif au Togo est discordant sous le groupe de l'Oti (ou de la Pendjari) considéré comme le Voltaïen moyen. La lithostratigraphie proposée par Bär en 1977 pour la partie méridionale du bassin au Ghana (fig. 15) remet en question les conclusions acquises à cette date. Il reconnaît sept groupes subdivisés en formations. Toutefois plusieurs de ces formations semblent synchrones et correspondre soit à des variations de faciès, soit à des répétitions par faille. Blay (1983 et 1985) répartit les formations constituant les Highlands méridionaux en deux groupes dits inférieur et supérieur qu'il attribue respectivement aux Voltaïens moyen et supérieur. Ce faisant, il situe les "Afram shales" (équivalent du groupe de l'Oti) à la partie inférieure de la séquence, revenant en partie au schéma classique de Junner et Hirst (1946).

Ces diverses contradictions, auxquelles s'ajoutent des incertitudes quant aux données sédimentologiques et paléogéographiques et quant aux corrélations avec la partie méridionale du bassin de Taoudeni, justifient l'analyse critique de la stratigraphie du bassin des Volta qui suit.

Par ailleurs, si la discordance du bassin des Volta sur le socle birrimien et tarkwaïen de la dorsale de Léo ne fait pas de doute, il n'en va pas de même du contact oriental du bassin avec le Buem et l'Atacora. Longtemps considérés comme des *unités chronostratigraphiques* discordantes sous le bassin (Junner et Hirst, 1946;

### GÉNÉRALITÉS ET DONNÉES HISTORIQUES

Roques, 1948 ; Aicard et Pougnet, 1952), le Buem et l'Atacora sont maintenant considérés comme des *unités* structurales qui sont, au moins pro parte, des équivalents plissés et métamorphiques des Voltaïens inférieur et moyen (Black, 1966 et 1967 ; Grant, 1969 ; Bozhko, 1969 ; Machens, 1967, 1969 et 1973 ; Sougy, 1970 ; Affaton, 1975 ; Affaton *et al.*, 1980 ; Bessoles et Trompette, 1980). Ces idées "nouvelles" constituent un retour aux idées de Malavoy (1932) qui suggérait de considérer le Buem et l'Atacora comme des faciès tectoniques du Voltaïen.

La recherche de corrélations entre le bassin des Volta et les unités structurales des Dahomeyides suppose de prime abord l'établissement d'une lithostratigraphie précise de la séquence du bassin, objet des chapitres suivants.

.

.

Deuxième partie

## LE BASSIN DES VOLTA

"Observer est moins facile que raisonner. Comme on le sait, peu d'observations et beaucoup de raisonnements conduisent à l'erreur; beaucoup d'observations et peu de raisonnements, à la vérité. Mais il y a un plus grand nombre d'esprits capables de faire des syllogismes que de saisir exactement le concret. C'est pourquoi l'humanité s'est toujours plu à jouer avec les abstractions, bien que ces abstractions lui donnent une vision incomplète et parfois totalement fausse de la réalité".

> Alexis Carrel (Réflexions sur la conduite de la vie)

> > 19

•

~			Formation du Kébia					
amal		Groupe	Discordance de ravinement					
de T			Formation de Salaga					
adno		du Kébia	Discordance de ravinement ?Discordance de ravinement ?					
pergn			Formation de Sang					
Ins	د د خ ن در <sub>مر</sub> بن بن بن	Discorda	ance de ravinement					
	Groupe de Yendi							
	Discordance angulaire (après mise en place des Dahomeyides)							
de la l'Oti	Forma	tion de la Pendjari ou o	đe l'Oti (ayant rang de groupe)					
groupe ưi ou đe	pe du anboli	Formation de Barko	bissi					
Super Pendja	Group ad-Ba	Formation du Sud-H	Banboli					
		Discordance	e de ravinement (découpage cratonique)					
	u Mont buaka	Formation du Mont	Panabako					
ouaka	Groupe d Boumby	Formation de Bogo	u					
e Boumb	e de la tx-Lions	Formation du Kotia	ré					
groupe d	Group Fosse-au	Formation de Natal	a Discordance de ravinement					
Super	e de ong	Formation de Dapa	ong					
	Group Dapa	Formation de Korbo	ongou					
	L	SOCLE EBURNEE	N DE LA DORSALE DE LEO OU DE MAN					

Tableau 7 : Les supergroupes, groupes, formations et discordances déterminés dans le Bassin des Volta.

## I - ÉCHELLE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DES VOLTA. MISE EN ÉVIDENCE DE TROIS UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES OU SUPERGROUPES

La synthèse des données acquises sur le bassin des Volta conduit à y distinguer trois unités lithostratigraphiques ou supergroupes discordants (fig. 16), comprenant deux à trois groupes chacun.

C'est en tenant compte des recommandations de Hedberg (1972 et 1979) que nous avons défini des formations dans le bassin des Volta (et même dans l'unité structurale du Buem). Cette définition est fondée essentiellement sur l'homogénéité relative des caractéristiques pétrographiques et sédimentologiques des ensembles considérés, sur l'extension régionale et cartographiable de ces ensembles et finalement sur l'existence d'une discordance à leur base, matérialisant le plan de rupture pétrographique et sédimentologique. Ce dernier critère n'est considéré que comme complémentaire et non nécessaire ; il n'a en effet pas été utilisé pour distinguer les formations de Barkoissi et de la Pendjari (ou de l'Oti). Par contre, chaque formation peut présenter des discordances internes.

Nous avons également réparti les formations en groupes. Une telle répartition est basée sur trois critères qui sont : l'extension cartographique évidente des ensembles considérés ; les caractéristiques lithologiques ou séquentielles permettant de distinguer par exemple deux séquences essentiellement gréseuses (les groupes de Dapaong et du Mont Boumbouaka) et une séquence argilo-silteuse (le groupe de la Fosse-aux-Lions) au sein du supergroupe de Boumbouaka ; et l'existence d'une discordance matérialisant la fin ou l'arrêt des phases principales de l'évolution du bassin des Volta. Ce dernier critère n'a pas servi pour définir la formation de la Pendjari qui a rang de groupe.

Finalement, c'est en considérant d'une part la phase majeure de la taphrogenèse conduisant au "découplage" des blocs cratoniques ouest-africain et bénino-nigérian, et d'autre part la mise en place des principales unités structurales des Dahomeyides comme les deux événements les plus marquants de l'évolution du bassin des Volta que nous avons déterminé les trois supergroupes (fig. 16). Le tableau 7 (ci-contre) donne une idée d'ensemble de ces supergroupes et de leurs subdivisions en groupes et formations ainsi définis dans le bassin des Volta.

## II - LE BASSIN DES VOLTA AU TOGO, BENIN, BURKINA FASO ET NIGER

Nos travaux au Togo, Bénin et Burkina Faso permettent de distinguer neuf formations dans la partie septentrionale du bassin des Volta. Ces formations sont réparties en cinq groupes réunis en un supergroupe inférieur (ou de Dapaong-Boumbouaka ou de Boumbouaka) et un supergroupe supérieur (ou de la Pendjari ou de l'Oti), ce dernier correspond en fait au supergroupe moyen de l'échelle lithostratigraphique générale du bassin des Volta.

Aucune coupe n'est assez complète pour permettre de présenter toutes ces formations avec leurs faciès types. Nous avons donc choisi de les étudier par le biais de sept coupes principales, quatre pour le supergroupe inférieur et trois pour le moyen. Le supergroupe supérieur (dit de Tamalé ou de Yendi-Tamalé) n'est en effet représenté qu'au Ghana.

## A - Etude du supergroupe inférieur au Nord-Togo. Séquence type

Les quatre coupes principales qui concernent le supergroupe inférieur ou "supergroupe de Boumbouaka" synthétisent les données de nombreuses coupes détaillées partielles, proches les unes des autres et pouvant aisément être corrélées. Ces quatre coupes sont (fig. 17) :

- la coupe de Dapaong à Galangachi (C1) que l'on peut considérer comme la coupe type (fig. 18) ;
- la coupe du Mont Tanbamointi à Kaditiéri (C4) qui apporte de nombreuses informations complémentaires (fig. 21) ;
- la coupe de Ponio à Bagaré (C6) qui souligne l'importance de la plupart des discordances, déjà montrées dans les deux coupes précédentes, et particulièrement la réduction de l'épaisseur totale du supergroupe inférieur (fig. 24);
- la coupe de Tami à Diapa (C8) qui dénote des variations latérales de faciès et permet des corrélations avec le Massif de Gambaga au Ghana (fig. 26).

Chacune de ces quatre coupes débute par les faciès du socle éburnéen de la dorsale de Léo et s'achève dans les formations inférieures du supergroupe de la Pendjari. Ces coupes donnent ainsi une première idée de ce supergroupe et permettent notamment de présenter l'ensemble des caractéristiques du supergroupe inférieur ou de Boumbouaka dans la partie septentrionale du bassin des Volta.

### 1 - Coupe type de Dapaong à Galangachi (C1)

La coupe générale de Dapaong à Galangachi permet de synthétiser la plupart des données recueillies le long des routes Dapaong-Galangachi via Boumbouaka et Pana, dans les secteurs de Dapaong et Poubogou, et dans les Monts Boumbouaka et Panabako ; elle montre du NNW au SSE (C1, fig. 18) :

Stat.	Puiss.(m)	Ech.	Dén.	CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET MICROSTRUCTURALES
1			Socle	<i>Granitoïdes</i> variés, gris sombre ou roses à rougeâtres, à grain moyen ou grossier, à débit en boules ou blocs. Ils sont sub-affleurants au marché et à l'hôpital de Dapaong.
2a	1-5		n de Korbongou	<i>Microconglomérats</i> de base et grès microconglomératiques en discordance fondamentale sur les granitoïdes. Ils se composent de granules et graviers subarrondis de quartz, très abondants à la base où ils constituent une semelle microconglomératique, centimétrique à décimétrique, à matrice gréseuse et ciment argilo-ferrugineux ; de teinte rose ou rouge ou violine ; d'une abondante matrice sableuse à grain fin à moyen ; et d'un ciment argilo-ferrugineux ou kaolinique ou ferrugineux . Ils comportent de fines lentilles kaoliniques blanchâtres ou argilo-ferrugineuses rouges à noirâtres. Les granules et graviers se raréfient vers le haut où l'on passe à de véritables grès à dragées de quartz, en gros bancs d'aspect massif, poreux, bruns à rouges, et à rares stratifications obliques et à fines pastilles argileuses. Ils présentent généralement de faibles ondulations et se terminent par une surface durcie de type "hard ground".
2b	15- 25		Formatic	Siltstones argileux et shales silteux, plus ou moins feldspathiques et micacés, à rares graviers de grès et argilite (notamment vers la base), à mince lentille de grès fins, plus ou moins argileux, et de siltstones siliceux. Ils affleurent en lits millimétriques à centimétriques, avec de fines stratifications obliques d'axes N45° à 85° subhorizontaux et présentent des teintes verdâtres à altération brunjaune ou brune bariolée de blanc, et un débit en plaquettes ou esquilles. Ils renferment de fins interlits ferrugineux ou argilo-ferrugineux, rouge foncé à noirâtres.

Deuxième partie

Stat.	Puiss.(m)	Ech.	Dén.	CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET MICROSTRUCTURALES
3a	15- 25	1268	aong	Alternances irrégulières ou lenticulaires, décimétriques à plurimétriques de grès- quartzites et de siltstones et shales, de teinte verdâtre, en discordance faiblement angulaire sur la formation précédente. Il s'agit de : grès argileux, plus ou moins micacés, fins à moyens, renfermant des graviers et galets de grès, des galets mous argileux et de fines lentilles d'argilite, se présentant en bancs centimétriques, irréguliers et généralement lenticulaires, ou en miches ; grès-quartzites siliceux ou argilo-siliceux, fins à moyens, en bancs centimétriques à métriques, également lenticulaires ; siltstones plus ou moins argileux, à fines passées millimétriques à centimétriques ou lentilles de shales. Ils présentent des stratifications obliques très planes ; des ripple-marks asymétriques de direction N100° à 140°, avec les plus fortes pentes vers le NE ou le S ; des slumps et des plis synsédimentaires d'axes subhorizontaux N65° ; des ondulations d'axes N38°-7°SW, et des plis plurimétriques d'origine tectonique. On n'observe pas de conglomérat au-dessus du plan de discordance mais les galets sont relativement abondants vers la base. Des mudcracks et des figures de charge se rencontrent dans la succession.
3b	20- 40		Formation de Dapa	Grès et grès-quartzites à fines paillettes de muscovite, à grains généralement fins, à ciment siliceux ou kaolinique ou argilo-ferrugineux, renfermant des graviers de grès et des pastilles argileuses, des ripple-marks et stratifications obliques, et des interlits ou placages ferrugineux rouge foncé à noirâtres. Ils sont de teintes jaunâtres à rosâtres, en bancs centimétriques à métriques, et se débitent en dalles formant un paysage ruiniforme, ou se présentent en buttes ou "champignons géants".
3с	20- 30	3948		Grès très fins à fins, riches en micropaillettes de muscovite, de teintes blanchâtres à jaunâtres ou roses, à altération grise à rouille , présentant des laminations obliques et deux familles de ripple-marks (N32° et N144°) avec les plus fortes pentes vers le SE ou le NE. Ils sont finement lités, à débit en plaquettes et présentent de minces interlits silto-argileux ou argilo-ferrugineux grisâtres à rouge foncé.
3d	10- 15	3988		<i>Grès très fins ou siltstones</i> très finement lités, micacés et kaoliniques, jaunâtres à bruns ou rouge foncé, à débit en plaquettes et altération rouille à noirâtre. Ils portent généralement un sol ferralitique ou latéritique plus ou moins évolué.
4a	5-8	3947 3989 3987 3990	Formation de Natala	<sup>a</sup> Microconglomérats et grès microconglomératiques en discordance de ravinement sur le niveau précédent. Les microconglomérats sont constitués par des granules et graviers plus ou moins arrondis de quartz, silexite (ou rhyolite), quartzite, grès et shale, dans une matrice de grès moyen à grossier, kaolinique, poreux, parfois ferrugineux, de teinte jaunâtre à rouge foncé. Les grès sont très grossiers, microconglomératiques, kaoliniques, poreux, de teinte gris-rosâtre. De structure généralement massive, à débit en blocs, ces faciès présentent parfois un discret granoclassement, des lentilles de grès fin, de rares ripple-marks. A la faveur des fossés de la route, on peut observer la discordance de ravinement sur 3d. (C <sub>2</sub> ; fig. 19).

•

.

.

Stat.	Puiss.(m)	Ech.	Dén.	CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET MICROSTRUCTURALES
4b-c 4b	40-	3972	atala	Shales et siltstones variés reconnus dans les parties inférieures des coupes de Poubogou et du Mont Panabako (Affaton, 1975) et affleurant d'une façon quasi continue dans un des ravins septentrionaux du Mont Boumbouaka (C3 ; fig. 20) : <i>Shales</i> très finement lités, à fines lentilles de <i>siltstones et de calcaires argileux</i> ,
	50		ation de Na	finement lités. Ces roches sont plus ou moins riches en micropaillettes de muscovite et de teintes verdâtres ; elles se débitent en plaquettes ou rondelles esquilleuses présentant une altération brun-moutarde à rouge foncé ou rouille.
4c	30-	3975	Forma	Shales plus ou moins silteux, très finement lités, à fines lentilles de siltstones argileux ou calcaires, de calcaires argileux ou argilo-silteux et de grès très fins et calcaires. Ces roches sont généralement riches en micropaillettes de muscovite, de teinte verte à altération brun-jaune à multicolore, à débit en plaques, plaquettes et rondelles ; certains faciès ont une structure massive avec un litage discret et fin.
5a	5- 10			<i>Microconglomérats</i> en lits ou bancs lenticulaires, centimétriques à pluridéci- métriques, composés de granules et graviers subarrondis à arrondis de quartz et rares grès, siltstone, shale et silexite, et d'un ciment argilo-ferrugineux peu abondant. <i>Concrétions ou nodules ferrugineux</i> , centimétriques à décimétriques. <i>Siltstones argileux et shales silteux</i> finement lités. Ces roches présentent de fines stratifications obliques, des ondulations et un débit en plaques, blocs ou ovoïdes.
5b	60- 70	3976	Kotiaré	Siltstones argileux, à fines passées de shales silteux, à minces lentilles de calcaires argileux ou argilo-silteux (parfois microconglomératiques) et plus rarement de grès très fins. Ils sont généralement finement lités, renfermant des micropaillettes de muscovite, des pastilles argileuses, et de rares galets et graviers de grès et siltstone avec de fines stratifications obliques, des microripple-marks et des figures de charge. Ils sont de teintes grises à vertes et s'altèrent en brun à rouille.
5c	10-		Formation du	<i>Grès fins à moyens, argileux, feldspathiques</i> et micacés, parfois carbonatés, en gros bancs décimétriques à métriques, à fines <i>intercalations argilo-silteuses</i> micacées, à rares graviers et galets de grès-quartzite fin à moyen, présentant des figures de charge abondantes vers la base. De teinte généralement verte à taches : roses à noirâtres, ils s'altèrent en brun foncé et se débitent en plots, boules, grosses miches ou ovoïdes.
5d	30- 40	3977		<i>Grès fins feldspathiques micacés</i> , argilo-ferrugineux, finement lités, à minces lentilles de <i>siltstones feldspathiques</i> micacés et argilo-ferrugineux, à rares lentilles microconglomératiques à pastilles argileuses et rares granules de quartz, de teinte rougeâtre à mauve, à altération brune ou rouille tachetée. On y observe de fines stratifications obliques, des microripple-marks, des figures de charge et des pseudo-nodules ferrugineux.

Stat.	Puiss.(m)	Ech.	Dén.	CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET MICROSTRUCTURALES
6a	10- 15			Alternances irrégulières ou lenticulaires de grès feldspathiques micacés argilo- ferrugineux, finement lités, rougeâtres, et de grès feldspathiques argilo-siliceux, en bancs centimétriques à décimétriques, gris clair à rouges. Ces roches comportent de nombreuses pastilles argileuses, des granules et graviers empruntés aux faciès précédents. Elles se débitent en plaques exhibant des figures de charge.
бЪ	25-	3974 3978	Formation de Bogou	Grès fins à moyens feldspathiques argilo-ferrugineux, plus ou moins micacés, de teintes rougeâtres à mauves, en bancs décimétriques à métriques, massifs, avec de fines lentilles argilo-ferrugineuses noirâtres, renfermant de rares graviers ou galets de quartz, grès, quartzite ou argilite. Ils présentent, notamment dans leur partie supérieure, des ripple-marks et des stratifications obliques ainsi que des figures de charge. Souvent des teintes brunes ou rosâtres y alternent avec des teintes rouges à mauves leur donnant un aspect rubané ou moucheté. Ils se débitent en grandes dalles ruiniformes.
бс	20- 25			Grès et grès-quartzites fins à moyens feldspathiques, siliceux ou argilo-siliceux, à rares graviers de quartz et grès, en bancs centimétriques à décimétriques, à ripple-marks et nombreuses stratifications obliques planes ou rebroussées (= contournées ou pliées = "overturned cross-bedding" ou "stratifications entrecroisées renversées" selon Pettijohn et Potter, 1964) ou disposées en gouttières, de teinte jaunâtre à moutarde, à débit en plaques et dalles. Les grains de feldspaths, plus ou moins kaolinisés, s'y présentent sous forme de taches blanches à brunâtres ou rouille.
7a	150- 200	802	du Mont Boumbouaka	Grès et grès-quartzites moyens, plus rarement fins ou grossiers, feldspathiques, plus ou moins siliceux, riches en fines paillettes de muscovite, renfermant de rares scolithes et des graviers de grès, à grandes stratifications obliques planes ou rebroussées, et ripple-marks. Ils se présentent en gros bancs décimétriques à métriques, massifs à débit en dalles ou blocs, poreux, avec des teintes jaunâtres à brunâtres tachetées de blanc ou rosé. On y observe des plis et bourrages synsédimentaires.
7b	8-10	803	Formation	Siltstones et shales ferrugineux, plus ou moins siliceux, riches en micropaillettes de muscovite, finement lités, rouge foncé à passées noirâtres, à débit en plaquettes et portant une cuirasse latéritique gravillonnaire, rouge à noirâtre.
8a			d-Banboli	<i>Calcaires dolomitiques</i> et <i>diamictites</i> (= <i>tillites</i> ), lenticulaires sous les silexites de Barkoissi ; ils sont observables dans le secteur de Nagbéni (Coupes C4 et C5 ; fig. 21 et 22).
8b	> 80	159 160 786	Groupe du Su	Silexites argileuses, parfois argilo-calcaires et pyriteuses, très finement litées, de teinte gris clair à bleuâtres ou vertes à rosâtres, à altération en auréoles concentriques brunes à rouge foncé, à débit parallélépipédique. Elles comportent des lentilles centimétriques à décimétriques de <i>calcaires argilo-siliceux</i> gris clair à verdâtre, en bancs centimétriques, à altération brun foncé, des niveaux de

Stat.	Puiss.(m)	Ech.	Dén.	CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET MICROSTRUCTURALES
			Groupe du Sud-Banboli	silexites argileuses à concrétions calcaires de teinte grise à verte avec des taches millimétriques blanchâtres à roses, et de shales plus ou moins silteux et siliceux de teinte verte, à altération brun-jaune, à débit en rondelles esquilleuses et en plaquettes. Le puits foré près du marché de Barkoissi par le BRGM en 1982 a recoupé ces roches sur 55,6 m avant d'atteindre les grès et grès-quartzites de la formation du Mont Panabako. Le sondage de prospection exécuté par la Direction Régionale du BNRM en 1983, à environ 1 km au Nord de Galangachi, a recoupé les silexites sur environ 80 m sans atteindre leur mur.
9	260	359 4068 4648	Fm. Pendjari	Shales silteux et siltstones argileux, à micropaillettes de muscovite, très finement lités, de teinte gris-bleu à verdâtres, à débit en rondelles esquilleuses et plaquettes. Ils comportent des lentilles, d'épaisseur centimétrique à métrique, de grès fins à moyens parfois grossiers microconglomératiques, feldspathiques, argileux, généralement massifs, de teinte grise à verte, à débit en boules ou blocs et de véritables microconglomérats. On y trouve également de fines lentilles de calcaires argileux ou argilo-silteux.

Cette coupe principale C1 de Dapaong à Galangachi est prise comme coupe type pour le "Voltaïen inférieur" ou supergroupe de Boumbouaka. Elle permet d'y distinguer six formations réparties par deux en trois groupes (tabl. 8) dits de Dapaong, de la Fosse-aux-Lions et du Mont Boumbouaka. La coupe C1 montre aussi les trois premières formations du supergroupe moyen ou de la Pendjari.

Les principales caractéristiques de ces six formations du supergroupe de Boumbouaka (p. 40 à 46) apparaissent clairement à travers les descriptions de cette première coupe, la plus complète. Ces caractéristiques sont précisées par les coupes synthétiques qui suivent. Par ailleurs, une attention particulière sera accordée aux diverses discordances à la fin de l'étude de l'ensemble de ces coupes synthétiques.

Finalement, rappelons que les illites des shales et siltstones des stations 4b-c et 5b ont donné un âge radiométrique (isochrone Rb/Sr sur 3 points) de 993  $\pm$  65 Ma (Clauer, 1976; Clauer et al., 1977 et 1982). Cet âge est généralement considéré comme celui d'une diagenèse précoce ou, par défaut, comme celui de la sédimentation (Clauer et al., 1982).

#### 2 - Coupe du Mont Tanbamointi à Kaditiéri (C4)

La coupe générale du Mont Tanbamointi à Kaditiéri synthétise des observations effectuées dans les secteurs de Tossiégou, Namoundjoga, Nataré, Sawaga, Konkon et Nagbéni et le long de la route Korbongou-Kaditiéri. Elle permet de décrire les formations constituant le supergroupe de Boumbouaka et la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari au Nord-Togo. Elle montre du Nord au Sud (C4 ; fig. 21) :

	SU	BDIVISIONS		PUISS. ST (m)		CARACTERISTIQUES LITHOLOGIQUES		
endjari	Formation de l'OTI ou de la Pendjari			150	9	Shales silteux et siltstones argileux, à fines passées de grès feldspathiques argileux, plus ou moins microconglomératiques et à lentilles de calcaires argileux ou argilo-silteux		
S. Pe	C S	Broupe du Bud-Banboli	н	80	8b	Silexites argileuses ou argilo-calcaires, à lentilles de shales et calcaires		
	ouaka	Formation du	F <sub>2</sub>	10	7b	Siltstones argileux et shales silteux, micacés et ferrugineux		
	oumbc	Mt Panabako	F <sub>1</sub>	150	7a	Grès et grès-feldspathiques, massifs Discordance cartographique		
	EB		Ea	25	6c	Grès et grès-quartzites feldspathiques argileux finement lités		
	du M	Formation de	E <sub>2</sub>	25	6b	Grès feldspathiques, argilo-ferrugineux, mauves		
	Groupe	Bogou	E <sub>1</sub>	10	ба	Grès feldspathiques, micacés, argilo-ferrugineux ; grès et grès-quartzites argileux ; microconglomérats		
		Formation du Kotiaré	п,	30	5d	Grès feldenathiques micacés argilo ferrugineux		
	S		D4 D3	10	50 50	Grès massifs, argileux, feldspathiques et micacés		
g	io,							
boual	aux-L		D <sub>2</sub>	75	5Ъ	Siltstones argileux, micacés, à passées ou lentilles de shales et carbonates		
le Bour	a Fosse-		D <sub>1</sub>	5	5a	Microconglomérats, siltstones, shales avec des nodules ferrugineux Discordance de ravinement		
groupe d	upe de la	Formation de Natala	с <sub>2</sub>	55	4b-c	Shales plus ou moins silteux et micacés, à lentilles de siltstones argileux		
Super	Gro		с <sub>1</sub>	5	4a	Microconglomérats et grès grossiers à microcon- glomératiques		
			В3	10	3d	Discordance de ravinement Grès très fins et siltstones, micacés, kaoliniques à argilo- ferrugineux		
	paong	Formation de Dapaong	B <sub>2</sub>	45	3b-c	Grès et grès-quartzites très fins à moyens, kaoliniques ou argilo-siliceux		
	e de Da		. B <sub>1</sub>	15	3a	Grès et grès-quartzites fins à moyens, kaoliniques ou argileux et siltstones argileux		
	Group	Formation de	А2	15	2b	Siltstones argileux et shales silteux		
		Korbongou	A <sub>1</sub>	10	2a	Conglomérats et grès kaoliniques ou argilo-ferrugineux		
	Substratum : granitoïdes variés, amphibolites, pegmatites et schistes d'âge birrimien (?)							



Stat.	Puiss.(m)	Ech.	Dén.	CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET MICROSTRUCTURALES
1		790 791	Substratum	Granitoïdes roses, granodiorites ou diorites quartziques gris sombre, et amphibolites variées, verdâtres à noirâtres, à passées rosâtres. Ce socle se termine par une <i>paléosurface très plane et altérée</i> .
2a	4-5	787 412	tion de Korbongou	Microconglomérats et grès microconglomératiques : <i>microconglomérat</i> basal à granules et graviers de quartz subarrondis à arrondis, à matrice gréseuse fine et à complexe argilo-ferrugineux ; cette semelle microconglomératique est rose à rouge foncé et d'épaisseur centimétrique à rarement métrique. Elle passe progressivement à un <i>grès microconglomératique</i> , ou grès à dragées de quartz, composé de granules et graviers de quartz, arrondis, baignant dans un grès fin, ferrugineux ou argilo-ferrugineux, à <i>lentilles microconglomératiques argileuses</i> . Ces roches se débitent en plaques ou dalles et blocs.
2b	15- 17	788	Forma	Siltstones argileux et shales silteux généralement feldspathiques et micacés, très finement lités, à fines lentilles ou concrétions calcaires, de teinte verdâtre et à altération brune ou moutarde. Ils renferment des interlits ferrugineux rouges à noirâtres, de très fines laminations obliques, et de rares graviers et galets de grès rouges et des pastilles argileuses.
3a	10- 15	789 511		Grès et grès-quartzites fins à moyens, siliceux, plus ou moins kaoliniques, à pastilles argileuses, à <i>scolithes</i> parfois bifides, à rares minces interlits silto-ferrugineux (rouges à noirâtres), et à stratifications obliques et ripple-marks. Ils se présentent en bancs décimétriques à métriques, d'aspect massif mais poreux, et se débitent en dalles donnant un paysage ruiniforme.
3b	12-		de Dapaong	Grès et grès-quartzites fins à moyens, plus ou moins kaoliniques, à rares horizons ferrugineux, à rares micropaillettes de muscovite, à stratifications obliques décimétriques à métriques (en gouttière, souvent d'axes opposés ; fig. 22), à nombreux ripple-marks dissymétriques de direction N90° à 100° indiquant un courant en provenance du Nord (avec la plus forte pente vers le Sud ou le SW) ou N125° avec un courant dirigé vers le NE. Ils forment des bancs décimétriques à métriques, massifs, de teinte blanchâtre à jaunâtre, et à débit en dalles et gros blocs induisant un paysage ruiniforme.
3с	8-10	411 414	Formation	Grès et grès-quartzites fins, rarement moyens, peu différents des faciès précédents, à passées décimétriques à métriques de siltstones kaoliniques ou d'argiles kaoliniques silteuses. Ce faciès silteux finement lité renferme de fines lentilles ferrugineuses et présente de fines laminations obliques. Généralement en bancs centimétriques, il se débite en plaquettes. Ces roches, qui forment souvent des abris sous roche, affleurent très bien dans la carrière située à proximité de l'école de Namoundjoga.
4a	25- 30	3949		Grès et grès-quartzites fins à moyens, plus ou moins kaoliniques, à rares et fines paillettes de muscovite, en bancs massifs centimétriques à métriques vers la base et centimétriques à décimétriques vers le sommet, à fins interlits argilo-silteux

Stat.	Puiss.(m)	Ech.	Dén.	CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET MICROSTRUCTURALES		
4b	15- 20	139	Formation de Dapaong	plus ou moins ferrugineux, rosâtres à rouge foncé ou noirâtres, formant des placages cuirassés sur les surfaces structurales. Ils renferment de nombreuses stratifications obliques en cuillères ou gouttières métriques (souvent d'axes opposés ; fig. 22), des ripple-marks de directions variées : N15°, N40°, N53°. Ils se débitent en grandes dalles et gros blocs donnant un paysage ruiniforme ou se présentent en buttes façonnées en énormes champignons par l'érosion. <i>Grès très fins</i> , micacés, kaoliniques ou argilo-ferrugineux, finement lités, de teinte rose à rougeâtre, se débitant en plaques et plaquettes et à minces passées ou lentilles ferrugineuses rouge foncé à noirâtres.		
5	40- 45	792	Formation de Natala	Shales plus ou moins silteux et riches en micropaillettes de muscovite, très finement lités, à minces passées de siltstones argileux ou argilo-siliceux ou argilo- calcaires, gris-verdâtres, à débit en plaques ou plaquettes et à altération brunâtre et à fines lentilles de calcaires argileux ou argilo-silteux, grisâtres. Ces shales ont une teinte verdâtre à violine, un débit en plaquettes et rondelles esquilleuses et une altération brun-moutarde à rouille. La partie inférieure de cette formation n'est pas observée dans le secteur concerné par cette coupe générale.		
ба	7- 10	3950 793	ıré	Le sommet des buttes de "shales et siltstones à lentilles calcaires" est constitué, dans le secteur de Nataré, par des <i>siltstones argileux</i> et <i>shales silteux</i> , micacés, très finement lités, à fines laminations obliques, à nombreuses <i>lentilles</i> <i>microconglomératiques</i> (granules et graviers subarrondis à arrondis de quartz et rarement de grès et silexites dans un ciment argilo-ferrugineux ou silto- ferrugineux) en bancs centimétriques à décimétriques montrant parfois un granoclassement, à <i>concrétions, miches et nodules ferrugineux</i> , d'épaisseur centimétrique à métrique, à fins <i>horizons carbonatés</i> plus ou moins silteux et microconglomératiques et à minces <i>interlits ferrugineux</i> ou argilo-ferrugineux. Ils présentent des microripple-marks, une stratification souvent ondulée, et se débitent en plaquettes, blocs ou ovoïdes.		
бь	70- 80	1209 à 793	Formation du Kotia	Siltstones argileux et shales plus ou moins silteux en alternances centimétriques à décamétriques. Il s'agit de roches finement litées, plus ou moins riches en paillettes de muscovite, à minces passées de siltstones argilo-calcaires également riches en muscovite, finement lités, à fines lentilles de shales silteux, généralement gris-bleu, à débit en plaques ou plaquettes et à altération brunâtre et à lentilles centimétriques à décimétriques de calcaires argileux ou argilo- ferrugineux généralement silteux et micacés, en lits ou bancs millimétriques à décimétriques, de teinte gris-bleu à verdâtre, à débit en plaques et plaquettes et à altération brun foncé à rouille.		
бс	15- 20	3951		Grès feldspathiques, argileux, plus ou moins micacés, parfois calcaires, à grain fin (rarement moyen), en bancs décimétriques à métriques, d'aspect massif, à débit en plots, grosses miches, boules ou ovoïdes, de teinte verdâtre à fines taches brunes résultant de l'altération des feldspaths. Ces gros bancs gréseux alternent		

Stat.	Puiss.(m)	Ech.	Dén.	CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET MICROSTRUCTURALES
6d	30- 35	3952	Formation du Kotiaré	<ul> <li>avec de minces passées de siltstones argileux, feldspathiques et micacés, finement lités, à débit en plaquettes. Ces grès et siltstones constituent un ressaut continu à mi-pente des falaises de la région, et notamment un remarquable bourrelet ceinturant le sommet du Mont Kotiaré.</li> <li>Les grès feldspathiques argileux du niveau 6c passent progressivement à des grès feldspathiques micacés (ou psammites), argilo-ferrugineux, parfois calcaires, à grain fin rarement moyen, finement lités, à teinte brune à rouge foncé ou mauve et à structure finement rubanée ou mouchetée. Ces grès alternent avec des siltstones argileux, micacés, plus ou moins ferrugineux et feldspathiques, très finement lités et à débit en plaquettes. Ces roches renferment des pastilles argileuses et des pseudo-nodules centimétriques à décimétriques. Les grès se débitent en plaques et s'altèrent en brun à rouille avec de fines taches dues à la kaolinisation des feldspaths.</li> </ul>
7	30- 35	804	Formation de Bogou	La partie sommitale du Mont Dalango et la partie inférieure du plateau de Konkon comprennent des grès feldspathiques, argilo-ferrugineux ou argileux, fins à moyens, plus ou moins riches en paillettes de muscovite, de teinte brunâtre à rouge ou mauve, finement lités, en bancs centimétriques à décimétriques vers la base, mais massifs et en bancs décimétriques à métriques vers le sommet. Ils renferment des galets, graviers et granules de grès et d'argilite, surtout abondants vers la base, présentent des stratifications obliques plancs ou rebroussées décimétriques à plurimétriques, des ripple-marks, et se débitent en plaques et grandes dalles déterminant un paysage ruiniforme.
8	20- 25		Fm. du Kotiaré	Grès argileux feldspathiques et grès feldspathiques micacés affleurant sur les buttes et dans les falaises des environs de Sawaga, surmontant des siltstones et shales à lentilles carbonatées, faciès voisins de 6b qui affleurent mal mais ont été recoupés par trois puits forés en 1982 par le BRGM dans ce secteur. Ces puits ont atteint des profondeurs de 78, 86 et 100 m, sans atteindre le mur de ces siltstones et shales.
9	50- 55	361 363	Fm. du Mont Panabako	Grès et grès-quartzites feldspathiques ou kaoliniques, fins à moyens, à fines paillettes de muscovite, poreux, gris-blanc à jaune-brun, parfois rougeâtres, généralement à fines taches blanchâtres à roses résultant de la kaolinisation des feldspaths, altérés, friables, à rares <i>scolithes</i> , à stratifications obliques planes ou rebroussées et à ripple- marks. Ils se présentent en gros bancs massifs à débit en grandes dalles ou gros blocs. A Konkon, où ces roches pendent de 6 à 10° vers le SE, un puits profond de 68 m, foré par le BRGM en 1982, y a rencontré de fines passées silteuses et micacées, jaunâtres à gris-vert.
10a		377 805	du Sud-Banboli	Blocs, galets épars (anguleux à subarrondis, parfois en forme de fer à repasser) de quartz, grès, grès-quartzite, quartzite, arkose, granito-gneiss, amphibolite, dolérite et pegmatite. Ces éléments exotiques proviennent probablement du niveau de tillite qui en général coiffe le supergroupe de Boumbouaka, mais qui n'affleure pas au niveau de cette coupe.

Stat.	Puiss.(m)	Ech.	Dén.	CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET MICROSTRUCTURALES
10b	0- 15	3945	Formation	<i>Calcaires dolomitiques à barytine</i> , en bancs décimétriques plus ou moins bréchifiés, à graviers et galets exotiques de grès et granito-gneiss, et à fines lentilles gréso- calcaires ; ce niveau est probablement lenticulaire (C5 ; fig. 23), des stromatolithes y sont signalés.
10c	30-	360 3946	Fm. Barkoissi	Silexites argileuses, rarement calcaires ou pyriteuses, très finement litées, en bancs centimétriques à décimétriques, à débit parallélépipédique, à fines lentilles de shales plus ou moins silteux et de calcaires argilo-siliceux. Rares passées de shales beiges à rouge foncé, à lentilles d'épaisseur décimétrique à métrique de minerai de manganèse (Dempster, 1966; Godonou, 1980; Ouassane, 1983). Cet ensemble porte généralement un sol ferralitique gravillonnaire ou une cuirasse latéritique vacuolaire.
11	70-	161	Formation de la Pendjari (ou de l'Oti)	<ul> <li>Shales et siltstones à fines lentilles de calcaires et de silexites, affleurant au Sud de Nagbéni et recoupés à Kaditiéri par un puits de 27 m foré en 1974. Il s'agit de :</li> <li>shales plus ou moins silteux, à paillettes de muscovite, très finement lités, de teinte gris-vert ou bleuâtre à rouge, renfermant parfois des cristaux de pyrite ou des microorganismes de type Acritarche ; ils se débitent en rondelles esquilleuses et présentent une altération brun-moutarde ;</li> <li>siltstones argileux ou argilo-siliceux ou argilo-calcaires, finement lités, à débit en plaquettes, à micropaillettes de muscovite, de teinte grisâtre à verdâtre ou parfois rougeâtre ;</li> <li>calcaires argileux ou argilo-siliceux, parfois silteux, finement lités, en bancs centimétriques à rarement décimétriques, de teinte grise à verdâtre, à débit en plaquets et à altération brune plus ou moins foncée.</li> <li>silexites argileuses, très finement litées, vert foncé à patine brunâtre, à fines lentilles argileuses verdâtres à rouge-ocre, à débit en plaquettes et rondelles esquilleuses.</li> <li>On y rencontre également des passées lenticulaires, centimétriques à métriques, de grès-argileux feldspathiques, fins à moyens, rarement microconglomératiques, à structure massive et à débit en boules ou ovoïdes.</li> </ul>

•

	SUBDI	VISIONS		Puiss. (M)		Stat.	CARACTERISTIQUES LITHOLOGIQUES		
ıdjari	Formation ( (ou de la Pendjari)	de l'Oti	I	70	11		Shales silteux et siltstones argileux à fines passées de grès feldspathiques argileux et à lentilles de calcaires argileux et de silexites argileuses		
e de la Per	Groupe du	Formation de Barkoissi	Н	30		10c	Silexites argileuses ou argilo-calcaires à passées ou minces lentilles de shales, à fines lentilles de calcaires et de minerai de manganèse		
upergroupe	Sud- Banboli	Formation du Sud-Banboli	G <sub>2</sub>	10		10Ъ	Calcaires dolomitiques à barytine, à lentilles gréso-calcaires et rares galets		
			G <sub>1</sub>			10a	Diamictite ou tillite représentée par des éléments exotiques		
	Groupe	Formation du Mt Panabako	 F <sub>1</sub>	50		9	Grès et grès-quartzites feldspathiques, siliceux, massifs		
	du Mont						Discordance cartographique (?)		
	Boum- bouaka	Formation de Bogou	Е	30		7	Grès feldspathiques variés		
							Discordance de ravinement (?)		
		Formation	$D_4$	30		6d	Grès massife argileux feldenathiques et micacée à fines		
a k a	Groupe		-3	15		00	passées de siltstones argileux		
mþon	de la	du Kotiaré	D <sub>2</sub>	80		6b et 8	Siltstones argileux et shales silteux à lentilles calcaires		
Bou	Fosse-		D <sub>1</sub>	10		6a	Microconglomérats, siltstones, shales à nodules ferrugineux et carbonates		
de ]	aux-Lions								
0		Formation de		40		5	Discordance de ravinement Discordance de ravinement		
dn		Natala	•	-10			siltstones argileux et à lentilles calcaires		
g r o							Discordance de ravinement (?)		
er			B <sub>3</sub>	15		4b	Grès très fins, argilo-ferrugineux, micacés		
d n s	Groupe	Formation de	ъ2	45		30- 4a	ou argilo-siliceux		
		Dapaong	B1				Grès et grès-quartzites fins à movens kaoliniques ou		
	de		-1	10		3a	argilo-siliceux, à passées de siltstones kaoliniques		
	Danaong						Discordance angulaire (?)		
	Dupuong	Formation de	A <sub>2</sub>	15		2b	Siltstones argileux et shales silteux		
		Korbongou	A <sub>1</sub>	<5		2a	Conglomérats et grès argilo-ferrugineux		
	Substratum : granitoïdes birrimiens (?) (altitude : 290 m)								

Tableau 9 : Lithostratigraphie du supergroupe de Boumbouaka et de la base du supergroupe de l'Oti le long de la coupe synthétique du Mont Tanbamointi à Kaditiéri (C4 ; fig. 21)

Cette coupe (C4 ; fig. 21) précise en partie les caractéristiques des neuf formations traversées du Mont Tanbamointi à Kaditiéri et qui peuvent être réparties en cinq groupes (tableau 9). Cette lithostratigraphie est très voisine de celle définie entre Dapaong et Galangachi (tabl. 8). Cette coupe permet notamment :

- de remarquer que, contrairement à la coupe précédente, les formations de Natala et de Bogou n'ont pu être subdivisées et que le membre supérieur (F2) de la formation du Mont Panabako n'affleure pas dans cette zone (ou n'y existe pas);
- de préciser la description de la discordance de ravinement existant entre les formations de Natala et du Kotiaré, et de la discordance de ravinement pro parte glaciaire séparant les supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari;
- et de donner une première idée de la lithologie de la formation du Sud-Banboli (niveaux 10a-b) absente dans la coupe C1 précédente. Bien que sa partie inférieure, probablement représentée par une diamictite lenticulaire, soit masquée par des recouvrements, sa présence est suggérée par les nombreux blocs, galets anguleux à subarrondis, de quartz, grès, grès-quartzite, arkose, quartzite, amphibolite, dolérite, pegmatite et granito-gneiss reposant sur la surface topographique. Le membre supérieur G2 de la formation du Sud-Banboli est constitué de calcaires dolomitiques à barytine, également lenticulaires, très lourds, à grain fin, à rares galets et graviers de grès et granito-gneiss, à fines lentilles gréso-calcaires. Ces calcaires dolomitiques se présentent en bancs décimétriques, plus ou moins bréchifiés et à diaclases cicatrisées, à structure massive ou de type cone-in-cone ou radiaire et simulant alors des structures stromatolitiques. Ils renferment de véritables stromatolithes et sont de teinte gris clair à brunâtre avec de rares lentilles noirâtres. Ces données concernant le supergroupe de l'Oti seront reprises et détaillées plus loin.

## 3 - Coupe de Ponio à Bagaré (C6)

De Ponio à Bagaré on recoupe les trois groupes constituant le supergroupe infratillitique de Boumbouaka dans le Nord-Togo. Cependant certaines formations y sont incomplètes. En effet, la coupe C3 montre de l'WNW à l'ESE (fig. 24) :

Stat.	Puiss. (m)	Ech.	Dén	CARACTÉRIST. PÉTROGRAPHIQUES ET MICROSTRUCTURALES
1			Substrat	<i>Amphibolites</i> à grain fin, vert foncé à noirâtres, finement foliées, à débit en plaques. Ce faciès est bréchifié ou mylonitisé dans le lit de la Sansargou où une faille met en contact les roches du socle avec les grès de la couverture.
2	110	4003 4002 4005 4006 4004	Groupe de Dapaong	Affleurement presque continu de grès, grès-quartzites et siltstones depuis Ponio jusqu'aux environs de Yabdouré : Grès kaoliniques ou argilo-silteux, à fines paillettes de muscovite, très finement lités, de teinte jaunâtre à rosâtre, à patine brune à rouille et débit en plaques ; grès-quartzites siliceux, légèrement kaoliniques, plus ou moins riches en fines paillettes de muscovite, généralement poreux, gris-blanc ou gris clair à jaunâtres ou gris-brun à rosâtres, à altération grise ou brune à rouille ; à structure massive ou litée, à stratifications obliques et ripple marks et à débit en dalles ; siltstones kaoliniques ou argilo-ferrugineux, à abondantes paillettes de muscovite, finement lités, rosâtres à rougeâtres ou noirâtres, à débit en plaquettes. On y trouve des interlits silto-ferrugineux ou argilo-ferrugineux rouges à noirâtres, des fentes de dessication, des traînées d'hydroxydes de fer recoupant la stratification, ainsi que des placages de silicification, ces deux dernières manifestations étant probablement diagénétiques. Les observations faites au NE de Ponio montrent que ces grès, grès-quartzites et siltstones, constituant le niveau 2, reposent en accordance sur des siltstones argileux et shales qui eux-mêmes reposent sur des grès de base à semelle conglomératique en discordance fondamentale sur le socle.

Stat.	Puiss. (m)	Ech.	Dén	CARACTÉRIST. PÉTROGRAPHIQUES ET MICROSTRUCTURALES
3		4612	Substrat	Orthogneiss à grain moyen et foliation fruste, à biotite, feldspaths subautomorphes, de teinte gris sombre à lenticules noirâtres. Ce socle est ramené à la surface par une faille normale.
4	70- 80	4001 3955 4000	Groupe de Dapaong	Grès, grès-quartzites et siltstones peu différents des faciès du niveau 2 : Grès fins, jaunâtres à rosâtres, à altération brune, à structure massive ou litée ; Grès- quartzites fins à moyens, gris-jaune à rosâtres, légèrement kaoliniques ou ferrugineux, poreux, lités ou massifs, à altération rouille, à débit en dalles ou plaques ; siltstones kaoliniques ou argilo-ferrugineux, finement lités, à débit en plaques ou plaquettes, de teinte rosâtre à rouge. On y note de fines paillettes de muscovite, des interlits ferrugineux ou argilo-silteux rougeâtres à noirâtres, des stratifications obliques décimétriques à métriques et des ripple-marks. La partie inférieure de ce niveau, constituée de grès de base à semelle micro- conglomératique et siltstones et shales, n'a pu être directement observée.
5	20- 50	3959	Fm. Natala	Shales et siltstones argileux provenant d'un puits profond de 2,50 m, foré à 200 m au SE d'un affleurement du niveau 4, au Sud de Koundjouaré (au km 3 du croisement de la route de Mandouri) : il s'agit de shales très finement lités, rouge- ocre, à débit en rondelles esquilleuses, à rares et fines passées ou lentilles de siltstones argileux, finement lités.
6	30- 40	4605 3956 4614 4610	Fm. du Mont Panabako	Grès et grès-quartzites variés, affleurant de Niali jusqu'au Sud de Banboli (C7 ; fig. 25) et comprenant des grès argilo-ferrugineux, feldspathiques, fins, brunâtres à taches rouges, à structure massive et altération brun foncé ; des grès-quartzites moyens, gris clair à brun, à altération brunâtre à noirâtre, en gros bancs massifs ; des grès-quartzites fins à grossiers, feldspathiques, poreux, à alvéoles d'altération, à intercalations microconglomératiques, de teinte gris clair à brun foncé ou rosâtre, à patine grise à brune avec des taches roses à rouille et à structure massive. Ces roches, qui se débitent en dalles ou blocs parallélépipédiques, montrent des stratifications obliques planes et des plis synsédimentaires ou slumps métriques.
7	15-	4608 4609 4611 4607 3957	Groupe du Sud-Banboli	Diamictites, calcaires dolomitiques et silexites affleurant au Sud de Banboli et en partie à Niali : diamictites (qui seront interprétées comme une tillite s.s.) probablement lenticulaires, non observées en place, mais dont proviennent des blocs sub-en-place de grès argileux moyens, massifs, verdâtres à brunâtres, à altération gris foncé, de grès argilo-calcaires, fins à moyens, massifs, à altération brunâtre, de microconglomérats feldspathiques, à graviers et granules de quartz, feldspath et rhyolite, à litage discret, de teinte rose, à altération brune ; et des blocs et galets centimétriques à décimétriques de rhyolite, de granites variés, gris à roses, et de grès-quartzites feldspathiques ou kaoliniques ou argilo-siliceux. Calcaires dolomitiques à barytine, bleuâtres à fins lits gris clair, à patine brunâtre, en lits millimétriques à centimétriques, à débit en petits parallélépipèdes. Silexites plus ou moins argileuses, très finement litées, gris foncé à rouges ou verdâtres, à altération concentrique allant du gris-brun à rouille, à débit parallélépipédique et à fines lentilles argileuses verdâtres à rouges.
8	16	3958	Fm. Pendjari	Puits foré en 1977 au village de Bagaré par le FED (Fonds Européen de Développement), profond de 15,90 m, montrant des shales très finement lités à paillettes de muscovite, de teinte verte, à altération jaune-moutarde, débit en rondelles esquilleuses avec de très fines lentilles argilo-silteuses, ou calcaires, parfois granoclassées. Ce puits n'a pas atteint le toit des silexites.

La coupe générale de Ponio à Bagaré (C6 ; fig. 24) ne recoupe que sept formations (tabl. 10). Il est pratiquement impossible d'y subdiviser la formation de Dapaong constituée de grès et grès-quartzites relativement homogènes. On remarque l'absence du membre supérieur F2 de la formation du Mont Panabako comme dans la coupe précédente du Mont Tanbamointi à Kaditiéri (C4 ; fig. 21). Par ailleurs nos observations, trop imprécises, ne permettent pas de subdiviser la formation de Natala.

La comparaison des tableaux 8 à 10 fait ressortir que depuis C1 (fig. 18) jusqu'à C6 (fig. 24), c'est-à-dire de l'WSW à l'ENE, la formation du Mont Panabako repose successivement sur des termes de plus en plus anciens de la succession. L'érosion est particulièrement importante entre C4 et C6, avec la disparition de la totalité des formations de Bogou et du Kotiaré plus, peut-être, l'érosion de la partie sommitale de la formation de Natala dont l'épaisseur est réduite dans C6. Au total, c'est près de 200 m de sédiments qui sont érodés le long des 50 km qui séparent C1 et C6, ce qui souligne bien l'importance de la discordance qui jalonne la base de la formation du Mont Panabako.

	SUBDIVISI	ONS		Puiss. (m)	Stat.	CARACTERISTIQUES LITHOLOGIQUES			
	Formation de l	'Oti							
	(ou de la Pend	jari)	Ι	50	8	Shales à lentilles de siltstones et calcaires			
. <u>.</u>		Formation de	H			Silexites argileuses à fines lentilles de shales			
dji	Groupe du	Barkoissi		40	7				
Pe			G <sub>2</sub>	5	7	Calcaires dolomitiques			
S.	Sud-Banboli	Formation du Sud-Banboli	G <sub>1</sub>		7	Blocs de "grès grossiers" et galets exotiques considérés comme diamictites			
	Crowns du	Ecomotion du	Б.	20	6	Crès et grès quartrites folderathiques siliceur			
	Mont	Mont	г1	50	0	ou argilo-siliceux massifs			
	Boumbouaka	Panabako							
						Discordance cartographique			
lka	Groupe de	Formation de	C	20	5	Shales à lentilles de siltstones argileux			
ous	la Fosse-aux-	Natala							
h	Lions		L			Discordance de ravinement (?)			
Bol		Formation de	В			Grès et grès-quartzites très fins à movens, kaoliniques			
de				50	2	ou argilo-siliceux, à lentilles et interlits de siltstones			
npe		Dapaong			et 4	kaoliniques ou argilo-ferrugineux			
01g	Groupe				с				
per	de					Discordance angulaire (?)			
Su	Dapaong								
		Formation de	A2	15	(2)	Siltstones argileux et shales silteux			
		Korbongou							
			A1	5	(2)	Congiomerais el gres argno-ientigmentale			
		Substratum : an	nphibo	lites et gr	neiss bir	rimiens (?) (altitude : 160 m)			

Tableau 10 : Lithostratigraphie dégagée de la coupe synthétique de Ponio à Bagaré (C6 ; fig. 24)
C'est dans cette coupe C6 que le groupe et la formation du Sud-Banboli sont définis ; leurs membres y sont bien représentés à la station 7 (C7 ; fig. 25). Le groupe du Sud-Banboli y est composé, de bas en haut, par les formations du Sud-Banboli (diamictites équivalentes d'une tillite ; calcaires dolomitiques à barytine) et de Barkoissi (silexites argileuses à lentilles de shales).

C'est la coupe C6 que l'on retiendra comme coupe type montrant la formation du Sud-Banboli qui comprend (coupe C7 ; fig. 25) :

- Un membre inférieur lenticulaire diamictitique, représenté par des blocs sub-en place de grès argileux ou argilo-calcaires, fins à moyens, n'affleurant pas, massifs, de teinte verdâtre à brune, de microconglomérats feldspathiques, à graviers et granules de quartz, feldspaths et rhyolite, et à litage discret ; et par des galets épars de rhyolites, granitoïdes variés, et grès-quartzites variés. Les blocs de grès plus ou moins grossiers tout comme les galets associés représentent probablement des morceaux d'un niveau constitué au moins pro-parte par des diamictites que nous aurons l'occasion de montrer être d'origine glaciaire (tillite s.s.).
- Un membre supérieur également lenticulaire, composé de calcaires dolomitiques (ou dolomies plus ou moins calcaires) et à barytine, en lits millimétriques à centimétriques, de teinte bleuâtre à lentilles gris clair, et à débit en blocs.

La formation de Barkoissi n'est représentée que par des *silexites argileuses*, très finement litées, mais en bancs centimétriques à décimétriques, à fines lentilles argileuses, et à débit parallélépipédique caractéristique.

## 4 - Coupe de Tami à Diapa (C8)

La coupe C8 synthétise les observations effectuées dans les secteurs de Nioukpourma, Tanpialème, Dassouti, Nano, Bogou, Yembouré, Nayargou et Diapa. Elle montre de bas en haut (fig. 26) :

Stat.	Puiss (m)	Ech.	Dén.	CARACTERES LITHOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURAUX
1		-	Socle	Granitoïdes rosâtres, à grain moyen à grossier, s'altérant en une arène sableuse jaunâtre.
2	10- 12		Fm. de Korbongou	Siltstones argileux et shales silteux à fines lentilles gréseuses ou argilo- ferrugineuses, généralement riches en paillettes de muscovite et en feldspaths, à fin litage, de teinte verdâtre, à altération brun-moutarde et à débit en plaquettes. Ils sont peu différents de ceux de Dapaong (coupe C1 ; fig. 18). Les lentilles gréseuses microconglomératiques, figurées à la semelle de ces siltstones et shales, sont hypothétiques ; elles n'ont pas été observées dans ce secteur mais sont largement représentées dans la zone.
3a 3b	30	3961 3962	Fm. de Dapaong	Grès et grès-quartaites fins à moyens, plus ou moins kaoliniques ou siliceux, en gros bancs massifs à litage discret, présentant parfois un granoclassement, de teinte gris clair à jaunâtre, à taches brun foncé parfois évidées par altération, à fines stratifications obliques centimétriques et à stratifications obliques métriques planes. Ils présentent des interlits ou placages ferrugineux ou argilo-ferrugineux rouges à noirâtres et pendent de 5 à 10° vers l'Est. Grès et grès-quartaites, fins à moyens, kaoliniques ou siliceux, gris-blanc à

Stat.	Puiss. (m)	Ech.	Dén.	CARACTERES LITHOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURAUX
3c	20 15- 18	3965 3963 3964	Formation de Dapaong	jaunâtres ou rosâtres à rouge foncé, à paillettes de muscovite, en bancs centimétriques à décimétriques, à stratifications obliques métriques planes, à débit en dalles ou donnant un paysage de buttes en champignons géants. Ils portent généralement des ripple- marks orientés N90° et N125°. Grès très fins à fins et siltstones : grès kaoliniques ou siliceux ou argilo- ferrugineux, riches en paillettes de muscovite, en lits millimétriques à centimétriques, à stratifications obliques métriques planes, de teinte jaunâtre à rouge foncé ou noirâtre, à altération rouille à noire et débit en plaques et plaquettes ; siltstones kaoliniques ou siliceux ou argilo-ferrugineux, généralement micacés, finement lités, à fines stratifications obliques, de teinte jaunâtre à rouge foncé, à altération rouille à noirê et débit en plaquettes. Ces roches, qui portent généralement une cuirasse latéritique caverneuse, pendent de 5 à 10° vers l'Est.
4	70- 80		Fm. de Natala	Shales silteux et siltstones argileux à fines passées ou lentilles carbonatées constituant la plaine de la rivière Nouat et la partie inférieure de la cuesta qui domine cette plaine. Il s'agit de roches micacées, très finement litées, de teinte verdâtre à rougeâtre, à débit en plaquettes et rondelles esquilleuses et à altération jaune-moutarde. Elles affleurent mal dans ce secteur.
5a	70- 75	354 1270	otiaré	Fines alternances de shales et siltstones, avec des lentilles de calcaires, affleurant dans la partie inférieure des cuestas situées autour de Bogou. Il s'agit de : shales très finement lités, plus ou moins riches en paillettes de muscovite, parfois calcaires ou silteux, de teinte verte à brune, présentant de très fins ripple-marks et un débit en plaquettes et rondelles esquilleuses ; siltstones argileux ou argilo- calcaires, rarement siliceux, généralement riches en paillettes de muscovite, finement lités, passant parfois à des grès très fins, argileux, massifs, se débitant en plaques ou ovoïdes ; calcaires argileux, finement lités, gris clair à vert foncé, parfois micacés, à fines passées ou lentilles de calcaires microconglomératiques, à granules et graviers sub-arrondis de calcaire, à altération généralement brun foncé et à débit en plaques
5b	15- 20	353	Formation du Ko	Grès formant autour de Bogou un ressaut continu à mi-pente des cuestas. Il s'agit de grès fins, rarement moyens, argileux, feldspathiques, micacés, parfois calcaires, en gros bancs massifs séparés par de minces intercalations de siltstones argileux, feldspathiques et micacés, finement lités, à débit en plaquettes ou plaques, de teinte verdâtre à taches brunes correspondant à l'altération des feldspaths, à débit en plots, boules ou ovoïdes.
5c	40- 45			Grès fins à moyens, feldspathiques, micacés, argilo-ferrugineux, parfois calcaires, finement lités, brunâtres à rougeâtres, généralement rubanés ou mouchetés, à fines passées de siltstones argileux, verdâtres à rouges, à altération brune à rouille, feldspathiques et micacés, à débit en plaquettes, présentant de fines stratifications obliques planes ou en gouttières et des micro-ripple marks. On y rencontre des pastilles argileuses et des figures de charge.
6	50- 60			Grès feldspathiques, fins à moyens, en discordance de ravinement sur les grès feldspathiques micacés du niveau 5c. Ils se subdivisent en trois niveaux :

٠

.

Stat.	Puiss. (m)	Ech.	Dén.	CARACTERES LITHOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURAUX
6a 6b	8- 12 20- 25	3980 3979	Formation de Bogou	Le niveau inférieur conglomératique est constitué d'alternances irrégulières de grès fins à moyens, feldspathiques, argileux, plus ou moins ferrugineux, micacés et conglomératiques, en bancs centimétriques à décimétriques, massifs, de teinte verdâtre ou brunâtre à rougeâtre et de grès fins feldspathiques, argileux, micacés et conglomératiques, généralement ferrugineux, finement lités, de teinte brune à mauve plus ou moins tachetée. Ces roches renferment d'abondants galets, graviers et granules de grès et d'argilite, et se débitent en plaques et plaquettes. Le niveau médian comprend des grès moyens feldspathiques, un peu micacés ou argileux, généralement ferrugineux, en bancs décimétriques à métriques, massifs, à rares galets, graviers et granules de quartz, argilite, grès et quartzite, présentant, notamment dans la partie supérieure, des ripple-marks, des stratifications obliques et des figures de charges. L'alternance de teintes brunes à rosâtres et mauves à rouge foncé leur confère un aspect rubané ; ils se débitent en grandes dalles donnant un paysage ruiniforme.
6c	20- 25	3981		Le niveau supérieur se compose de grès fins à moyens, feldspathiques, siliceux, peu argileux, à rares graviers et granules de quartz et grès, de teinte jaunâtre à moutarde, comportant de nombreuses stratifications obliques planes et des rides, généralement en bancs décimétriques et se débitant en dalles ou plaques.
7		3966 3982 4615 358	Fm. du Mont Panabako	Grès et grès-quartzites fins ou moyens, rarement grossiers, feldspathiques ou kaoliniques, plus ou moins siliceux, à rares paillettes de <i>muscovite</i> , parfois argilo- ferrugineux, généralement massifs et poreux. Ils ont des teintes jaunâtres à brunâtres, à taches de kaolin blanc à rose provenant de l'altération des feldspaths, et de fines passées ferrugineuses roses à rouges, cuirassées sur les surfaces structurales. Certains faciès présentent des zones de silicification et ferruginisation (anneaux concentriques dits de Liesegang) obliques sur la stratification. On y trouve des <i>scolithes</i> et de rares graviers et galets de grès- quartzite. D'une façon générale, ils présentent de grandes stratifications obliques (métriques à décamétriques) planes ou en cuillers souvent rebroussées, des plis et bourrages synsédimentaires dûs au slumping, des ripple-marks et de profondes figures de dissolution. Ils sont friables par suite de l'altération et se débitent en grandes dalles épaisses ou en gros blocs donnant un paysage chaotique.
8	100- 150	356 357 3967 à 3971	Formation de Barkoissi	Silexites variées à fines intercalations de shales et à rares lentilles de calcaires : Silexites très finement litées, plus ou moins argileuses, silteuses et pyriteuses, parfois calcaires, à paillettes de muscovite, de teinte très variable, grisâtre, verdâtre, bleuâtre, rosâtre à rougeâtre ou brunâtre ; elles se présentent en bancs centimétriques à pluri-décimétriques montrant fréquemment des dendrites de manganèse et séparés par des intercalations centimétriques de <i>shales</i> plus ou moins silteux et micacés, très finement lités, verdâtres à rougeâtres, à débit en plaquettes ou rondelles. Ces silexites peuvent passer à des <i>calcaires</i> plus ou moins argilo-siliceux, finement lités ou en bancs massifs ; on y trouve également des <i>marnes</i> . A l'exception des shales, ces divers faciès présentent un débit parallélépipédique et une altération concentrique grisâtre à rouge foncé.
9	20- 30		Fm. Pendjari	<i>Shales</i> sub-affleurant au Sud de Diapa, à fines paillettes de muscovite détritique, à lentilles silteuses ou gréseuses ; verdâtres, à débit en plaquettes et rondelles esquilleuses, parfois en boules, et à altération brun-jaune.

÷

	SUBDIVISIC	DNS		Puiss. (m)	Stat.	CARACTERISTIQUES LITHOLOGIQUES
djari	Formation de l'O la Pendjari	ti (ou de	Ι	20	9	Shales à lentilles de siltstones et grès
S. Pen	Groupe du Sud-Banboli	Formation de Barkoissi	Н	100	8	Silexites variées à lentilles de shales, calcaires et marnes Discordance de ravinement glaciaire (?)
		Formation du Mont Panabako	F1	200	7	Grès et grès-quartzites feldspathiques, siliceux, massifs
	Groupe du Mont		E3	25	6с	Grès feldspathiques siliceux ou argilo-siliceux
	Boumbouaka	de Bogou	E <sub>2</sub>	25	6b	Grès feldspathiques, argilo-ferrugineux et mauves
uaka		50500	E <sub>1</sub>	12	6a	Grès feldspathiques, micacés, argilo-ferrugineux ; grès feldspathiques argilo-siliceux ; microconglomérats Discordance de ravinement
ımbo		,	D <sub>4</sub>	40	5c	Grès feldspathiques micacés, argilo-ferrugineux, à lentilles de siltstones
Bot	Groups	Formation du	D3	15	56	Grès massifs, argileux, feldspathiques et micacés
upe de	de la Fosse- aux-Lions	Kottale	D <sub>2</sub>	70	5a	Siltstones et shales à lentilles de grès, calcaires et microconglomérats
pergro		Formation de Natala	с <sub>2</sub>	70	4	Discordance de ravinement (?) Shales silteux à fines passées de siltstones argileux et à lentilles carbonatées - Discordance de ravinement
Su	Groupe		B3	15	3c	Grès et siltstones micacés, kaoliniques et siliceux ou argilo-siliceux ou argilo-ferrugineux
	de	Formation de	B <sub>2</sub>	50	3Ъ	Grès et grès-quartzites fins à moyens, kaoliniques ou de argilo-siliceux, en petits bancs
	Dapaong	Dapaong	B <sub>1</sub>	30	3a	Grès et grès-quartzites fins à moyens, argilo-siliceux, en gros bancs Discordance angulaire (2)
		Formation de Korbongou	A <sub>2</sub>	25	2	Siltstones argileux et shales silteux à fines lentilles gréseuses ou argilo-ferrugineuses
		Substratu	n : gr	anitoïdes	roses, c	l'âge birrimien (?) (altitude : 290 m)

**Tableau 11** : Lithostratigraphie du supergroupe de Boumbouaka et de la base du supergroupe de l'Oti le long de la coupe synthétique de Tami à Diapa (C8; fig. 26)

\$

Le log lithostratigraphique (tabl. 11) qui résume la coupe synthétique C8 (fig. 26) est assez comparable à celui (tabl. 8) obtenu à partir de la coupe C1 (fig. 18).

Toutes les formations constituant les trois groupes "infra-tillitiques" y ont été identifiées. Par contre un certain nombre de membres, comme A1 dans la formation de Korbongou, C1 dans celle de Natala, D1 dans celle du Kotiaré et F2 dans celle du Mt Panabako, n'ont pas été retrouvés. A1, C1 et D1, qui se composent d'horizons conglomératiques surmontant des discontinuités, sont probablement lenticulaires. Quant à F2, on peut penser qu'il a disparu suite à l'érosion ayant précédé le dépôt du supergroupe de la Pendjari.

## 5 - Caractéristiques des différentes formations du supergroupe de Boumbouaka au Nord-Togo

Les observations pétrographiques, sédimentologiques et stratigraphiques, faites le long des quatre coupes synthétiques (fig. 18 à 26) que nous venons de décrire, permettent de définir seize membres dans le supergroupe de Boumbouaka au Nord-Togo (pl. 1). Ces membres peuvent être répartis en six formations discordantes les unes sur les autres (tabl. 12 page suivante) : il s'agit de bas en haut des formations de Korbongou, de Dapaong, de Natala, de Kotiaré, de Bogou et du Mont Panabako, comprenant de deux à quatre membres chacune. Ces formations sont elles-mêmes subdivisées en trois groupes dénommés de Dapaong, de la Fosse-aux-Lions et du Mont Boumbouaka, dont les caractéristiques pétrologiques sont bien distinctes : les groupes de Dapaong et du Mont Boumbouaka sont essentiellement gréseux alors que celui de la Fosse-aux-Lions se compose surtout de shales et siltstones.

La planche 1 permet de corréler les différents groupes, formations et membres individualisés dans les quatre coupes synthétiques. Elle fait ressortir en particulier l'importance variable et le caractère souvent régional des différentes discordances décrites dans le cadre de ce travail (p. 46 à 48).

A ce stade, il nous paraît nécessaire de synthétiser les principales caractéristiques des différentes formations composant le supergroupe de Boumbouaka au Nord-Togo.

## a - Le socle éburnéen de la dorsale de Léo

Le socle éburnéen de la dorsale de Léo, substratum du bassin des Volta, est constitué, dans le secteur étudié, par des orthogneiss à loupes centimétriques, noires, de biotite, à foliation fruste et de teinte grisâtre ; des granites moyens ou grossiers, gris clair à gris sombre, rosâtres à rouges, à débit en boules ou blocs ; des pegmatites à quartz, feldspaths et muscovite ; des granodiorites ou diorites quartziques gris sombre et des amphibolites verdâtres à noirâtres, à passées rosâtres, à grain fin à grossier, à structure massive et débit en boules ou blocs, ou finement foliée et à débit en plaques. D'une façon générale, ce socle est très altéré et son toit sous la couverture du bassin des Volta est relativement plan.

## b - La formation de Korbongou (8-30 m)

La formation de Korbongou, en discordance fondamentale sur le socle éburnéen de la Dorsale de Léo, affleure tout au long de la première cuesta nord-occidentale du bassin des Volta au Nord-Togo. Elle comprend un membre inférieur gréseux, assez souvent microconglomératique (A1), et un membre supérieur silto-argileux (A2).

Le membre inférieur gréseux A1 se décompose localement en une semelle constituée de microconglomérats et de grès microconglomératiques ou "grès à dragées de quartz" et en un horizon sommital constitué par des grès fins à moyens :

- La semelle microconglomératique est d'ordre centimétrique à décimétrique. Elle est formée par d'abondants (≤60%) graviers et granules arrondis à subarrondis de quartz, de rares et fines pastilles argileuses, d'une matrice gréseuse fine à grossière et d'un ciment argilo-ferrugineux ou argilo-siliceux. Elle comprend de fines lentilles argileuses ou argilo-ferrugineuses. Elle est poreuse, de teinte brune à rouge ou noirâtre, avec une stratification plane ondulée, de très rares stratifications obliques et se débite en plaques ou blocs.

Lithostratigrap en 1975	bhie présentée et 1980	L	ithostratigraphi en 1983 et	e proposée 1984	Lithostratigraphie résultant de la présente étude			
Formation de			Groupe de	Formation de		Groupe du	Formation du	
Panabako			Boumbouaka	Yembouré		Mont	Mont Panabako	
				Discord		Boumbou-	Disc. cartogr	
				Formation de		aka	Formation de	
		Super-		Bogou	a		Bogou	
	Groupe			-	ıak	D'		
<b>T</b> . 1		groupe	Disco	rdance	poi	Disc. cart	ogr./ravin	
Formation de	de	infratil-		Formation du	um	Groupe de	Formation du	
			Groupe de la	Kotiaré	Bo	la Fosse-	Kotiaré	
			<b>F</b>	Discord	de	aux-Lions	Disc. ravin	
	Dapango-	litique	Fosse-aux-	Formation de	ō	(993±62 Ma)	Formation de	
Poubogou			Lions	Nataré	em		Natala	
		du			féri			
	Boum-		·		in		<i>,</i> .	
				-Discordance	dn	Disc. carto	gr./ravin	
	bouaka	Nord-		Enumerican do	OL D		Formation do	
Formation			Groupa	Dencong	Ser	Groupe	Danaong	
ronnauon		Togo	Gioupe	Discord	Sul	Groupe	Disc. angul	
de		1050	de	Formation de		de	Formation de	
				Korbongou			Korbongou	
				_		Dapaong	- ,	
Tossiégou			Dapaong					
		l	Discordanc	 e fondamentale		L		
	SOCLE	BIRR	RIMIEN			SOCLE E	BURNEEN	

Tableau 12 : Evolution de nos idées sur la lithostratigraphie du supergroupe inférieur ou de Boumbouaka (Affaton, 1975 et 1983 ; Affaton et al., 1980 ; Drouet et al., 1984). Dans la présente lithostratigraphie, la plupart des discordances observées sont caractérisées.

- Cette semelle passe, vers le haut ou latéralement, à des grès microconglomératiques ou "grès à dragées de quartz". Ces grès sont composés de granules et graviers arrondis à subarrondis de quartz et de rares pastilles argileuses (<25%), d'une abondante matrice gréseuse à grain fin à moyen, rarement grossier, et d'un ciment argilo-ferrugineux ou argilo-siliceux, rarement kaolinique, siliceux ou ferrugineux. Ils renferment de fines passées ou lentilles kaoliniques ou ferrugineuses ou argilo-ferrugineuses blanchâtres à noirâtres et des stratifications obliques. Ils se présentent en gros bancs massifs mais poreux et se débitent en dalles ou blocs. On y observe de faibles ondulations de la stratification et des ripple-marks.</p>

- Les dragées de quartz se raréfient à la partie supérieure où l'on passe à des grès-quartzites fins à moyens, rarement grossiers, en bancs centimétriques à métriques, ou à des grès argilo-siliceux et finement lités, comme à Korbongou notamment.

<\_

*Ce membre inférieur gréseux*, granoclassé, se termine par une surface durcie de type "hard-ground". Son épaisseur est très variable, 10 à 30 cm dans les environs de Pognoa-Tikonti, 2 à 3 m à Kankanti, 10 à 15 m à Korbongou, 2 à 3 m à Dapaong. Les variations de puissance traduisent probablement de petites irrégularités du toit du socle éburnéen. Elles pourraient également souligner le caractère lenticulaire de A1.

Le membre supérieur de la formation de Korbongou (A2) est constitué par des alternances de lits d'épaisseur variable, parfois lenticulaires, de siltstones argileux et de shales plus ou moins silteux. Ces roches sont généralement feldspathiques et micacées, en lits millimétriques à centimétriques. Elles renferment de minces lentilles gréseuses ou silteuses, de fins horizons et minces interlits ferrugineux ou argilo-ferrugineux rougeâtres à noirâtres, de fines lentilles ou concrétions calcaires et, notamment vers la base, des galets et graviers de grès rouge et d'argilite. Elles présentent de très fines stratifications obliques en gouttières, d'axes horizontaux N45° à 85°, des teintes verdâtres à brun-jaune, de faibles ondulations de la stratification vers le sommet et un débit en plaquettes et rondelles esquilleuses. L'épaisseur du membre supérieur silto-argileux est de 8 à 20 m ; elle dépasse rarement 25 m d'après les sondages signalés par Baritse (1986). Les galets et graviers rencontrés vers sa base et la présence d'un "hard ground" au toit de A1 suggèrent une possible érosion partielle de ce membre A1 qui rendrait compte des variations d'épaisseur constatées.

## c - La formation de Dapaong (40 - 100 m)

La formation de Dapaong repose en discordance angulaire faible sur la formation de Korbongou. Elle est dépourvue de conglomérat de base et, dans le secteur de Dapaong, peut être subdivisée en trois membres distincts :

- Le membre inférieur (B1) est constitué par des alternances irrégulières ou lenticulaires, métriques à décamétriques, de grès ou grès-quartzites et de siltstones associés à des shales. Les faciès gréseux sont fins à moyens, plus ou moins argileux ou argilo-siliceux, à paillettes de muscovite, à rares galets et graviers de grès et fines pastilles argileuses. Ils présentent de fines passées ou lentilles microconglomératiques ou argilo-silieuses, des stratifications obliques planes, des ripple-marks symétriques, orientés N100° à 140°, des fentes de dessication, des figures de charge, des plis synsédimentaires d'axes subhorizontaux N65° et des ondulations d'axes N38° plongeant de 7° vers le SW. Ces ondulations sont probablement liées aux réajustements isostatiques du substratum, par failles, ou à la taphrogenèse. Ces faciès gréseux affleurent en bancs lenticulaires, centimétriques à métriques, ou en miches, et sont de teinte grisâtre à rosâtre. Les siltstones sont argileux et les shales plus ou moins silteux . Ils sont généralement micacés, finement lités, verdâtres à fines passées rougeâtres, et peu différents du A2 de la formation de Korbongou.

En dehors du secteur de Dapaong, ce membre B1 est essentiellement représenté par des grès affleurant en escaliers, à débit en grandes dalles donnant un paysage ruiniforme. On y observe des plis plurimétriques postsédimentaires près de Dapaong. Ces plis seraient liés au rejeu des fractures du substratum ou à de nouvelles failles normales.

- Le membre médian (B2) se compose de grès et grès-quartzites à passées silteuses et interlits argilo-ferrugineux. Il s'agit de grès et grès-quartzites fins à moyens, à ciment kaolinique ou argilo-siliceux ou parfois argilo-ferrugineux, à paillettes de muscovite, à très rares graviers gréseux et pastilles argileuses. Ils sont en lits ou bancs centimétriques à métriques, massifs mais poreux et parfois granoclassés, à litage discret. Ils comportent des passées ou lentilles centimétriques à métriques de siltstones kaoliniques ou argilo-ferrugineux, finement lités et à débit en plaquettes et des interlits silto-ferrugineux ou argilo-ferrugineux rouges à noirâtres. On y observe des stratifications obliques planes, centimétriques à métriques ; des gouttières ou cuillers d'axes souvent opposés (fig. 22) ; des ripple-marks asymétriques dont les directions (N15° à 20°, N40° à 50°, N90° à 125°, N140° à 170°) se recoupent souvent sur une même surface structurale, avec les plus fortes pentes vers le NE ou le SE ou le NW ou le SW ; de rares scolithes parfois bifides ; des auréoles de ferruginisation et de silicification diagénétique et de rares fentes de dessication. Ces grès et grès-quartzites sont gris-blanc, jaunâtres

à rosâtres, avec parfois des taches brunes. Ils se débitent en plaques, dalles et blocs donnant naissance à un paysage ruiniforme avec des buttes en forme de champignons géants.

Le membre supérieur (B3) comprend des grès très fins à rarement fins et des siltstones micacés, kaoliniques ou argilo-ferrugineux, parfois siliceux, en lits millimétriques à centimétriques, avec de fines lentilles ferrugineuses. Ces grès et siltstones sont finement laminés, avec des stratifications obliques planes, métriques. Ils présentent des teintes jaunâtres, roses à rouge foncé, parfois noirâtres, et se débitent en plaques ou plaquettes. Ce membre supérieur est souvent masqué par des couvertures latéritiques.

## d - La formation de Natala (20 - 80 m)

La formation de Natala repose en discordance de ravinement ou en discordance faiblement angulaire sur la formation de Dapaong (fig. 19). Elle se compose d'un membre basal gréseux et microconglomératique (C1) et d'un membre supérieur argilo-silteux (C2).

- Le membre basal (C1) est constitué par des grès très grossiers à microconglomératiques, kaoliniques, grisrosâtre, et des microconglomérats à granules et graviers arrondis à subarrondis de quartz, silexite, grès, quartzite et shale, à matrice à grain moyen à grossier et à ciment kaolinique parfois ferrugineux. Ces roches sont jaunâtres à rouge foncé, à structure massive et poreuse, avec des lentilles de grès fin kaolinique, parfois un discret granoclassement, de rares "ripple-marks" et un débit en blocs donnant un paysage chaotique.

Un seul affleurement de ce membre basal est connu sur la piste Dapaong-Pana, à environ 12 km du carrefour principal du marché de Dapaong. Sa faible épaisseur (3 à 5 m) suggère qu'il s'agit d'un membre discontinu.

- Le membre supérieur (C2) comprend essentiellement des shales plus ou moins silteux ou silto-calcaires, renfermant d'abondantes lentilles de siltstones argileux ou argilo-calcaires ou argilo-siliceux, et de rares lentilles de grès très fins argilo-calcaires et de calcaires argileux ou argilo-silteux. Tous ces faciès sont plus ou moins micacés, en lits lenticulaires millimétriques, rarement décimétriques, à dendrite de manganèse et de teinte verdâtre à brun-chocolat ou rouge-ocre à rouge foncé. Ils se débitent en plaquettes et rondelles esquilleuses ou rarement en plaques. On y note de faibles ondulations de la stratification et une altération bariolée.

Ce membre supérieur argilo-silteux affleure bien dans le secteur de Nataré et plus généralement sous les premiers replats situés au pied de la falaise de la Fosse-aux-Lions. Il est masqué par des alluvions ou colluvions partout ou cette falaise est surbaissée.

## e - La formation du Kotiaré (0 - 150 m)

La formation du Kotiaré, qui repose en discordance de ravinement sur la formation de Natala (ou de Nataré), comprend un membre basal microconglomératique (D1), un membre silto-argileux à passées argileuses ou carbonatées (D2), un membre gréseux massif (D3) et un membre gréso-feldspathique micacé (D4).

- Le membre basal microconglomératique (D1) affleure à la sortie de Nataré, en direction du Mont Kotiaré, et aux sommets des premiers replats situés au pied de la falaise de la Fosse-aux-Lions. Il est constitué par des siltstones argileux, plus ou moins micacés, finement lités ; des microconglomérats argilo-ferrugineux, en bancs lenticulaires, centimétriques à pluridécimétriques, à graviers et galets plus ou moins arrondis de quartz, grès, silexite ou rhyolite, shale et siltstone, et à matrice gréseuse et ciment argilo-ferrugineux peu abondant ; des lentilles de shales silteux, très finement lités, et des concrétions et nodules ferrugineux ou argilo-ferrugineux, centimétriques à métriques. On y observe de fines lentilles carbonatées, plus ou moins silteuses et microconglomératiques ; des interlits ferrugineux ou silto-ferrugineux ; des laminations obliques ; des microripple-marks ; de faibles ondulations de la stratigraphie ; et un débit en plaques et plaquettes, parfois en miches, ovoïdes ou blocs. Sa faible épaisseur (3 à 5 m) laisse supposer qu'il s'agit d'un membre discontinu.

- Le membre silto-argileux (D2) affleure d'une façon pratiquement continue, formant les principaux talus au pied de la falaise de la Fosse-aux-Lions, et notamment l'essentiel de la partie inférieure du Mont Kotiaré. Il se compose principalement de siltstones argileux ou argilo-calcaires ou rarement siliceux, parfois ferrugineux, plus ou moins feldspathiques, en lits millimétriques à décimétriques ; d'épaisses passées ou minces alternances de shales silteux ou silto-calcaires, très finement lités ; de fines lentilles de calcaires argileux ou argilo-silteux, parfois microconglomératiques, finement lités et de grès fins à très fins, argileux, plus ou moins feldspathiques, finement lités et de grès fins à très fins, argileux, plus ou moins feldspathiques, massifs. Tous ces faciès sont généralement micacés et l'on y rencontre de rares graviers et galets de grès et siltstone et des pastilles argileuses, de fines stratifications obliques planes, des microripple-marks, des figures de charge et des enduits de dendrites de manganèse. Ils présentent par ailleurs des teintes verdâtres ou gris-bleu à rouge foncé ou violines avec parfois de fines taches brunâtres dues à l'altération des feldspaths, une altération multicolore et un débit en plaques, plaquettes et rondelles esquilleuses, rarement en boules ou ovoïdes. Ce membre silto-argileux micacé D2 a un faciès voisin de celui du membre supérieur argilo-silteux micacé C2 de la formation de Natala. Il s'en distingue cependant par la plus grande abondance des siltstones, par sa position supra et par son passage progressif au membre gréseux massif sus-jacent.

- Le membre gréseux (D3) est massif et forme un ressaut continu à mi-pente de la falaise de la Fosse-aux-Lions et un bourrelet autour du sommet du Mont Kotiaré. Il est constitué par des grès fins ou moyens, très rarement grossiers, argileux, feldspathiques, micacés, parfois calcaires, rarement ferrugineux, massifs ou en bancs décimétriques à métriques et à débit en plots, grosses miches, boules ou ovoïdes. Les gros bancs gréseux sont séparés par de minces passées ou fines lentilles de siltstones argileux ou argilo-calcaires, micacés, plus ou moins feldspathiques, finement lités et à débit en plaquettes. On y observe de rares graviers et galets de grès ou grès-quartzite, des figures de charge relativement abondantes vers la base, des stratifications obliques et des ripple-marks. De teinte généralement verdâtre, ce membre s'altère en brun à rouge foncé, avec de fines taches noires ou rosâtres correspondant alors à la kaolinisation des feldspaths. Malgré la faiblesse de son épaisseur, presque partout inférieure à 20 m, ce membre gréseux massif présente une continuité remarquable dans toute la région étudiée, à l'exception du secteur nord-est de Borgou où D3 et D2 sont très mal caractérisés.
- Le membre gréso-feldspathique (D4) est micacé et forme un talus relativement constant au Nord-Togo et notamment la partie sommitale du Mont Kotiaré. Il se compose essentiellement de grès fins, rarement moyens, feldspathiques, micacés, argilo-ferrugineux, et parfois calcaires, finement lités ; de minces lentilles de siltstones feldspathiques, micacés, ferrugineux ou argilo-calcaires ou argilo-ferrugineux, de teinte verdâtre à rougeâtre, à débit en plaquettes ; et de très rares et minces lentilles microconglomératiques, argilo-ferrugineuses à galets mous aplatis ou pastilles argileuses, granules et graviers de quartz, rarement de grès, à matrice gréseuse et à ciment argilo-ferrugineux. Ils présentent de fines stratifications obliques planes ou en gouttières, des microripple-marks, des figures de charge et des pseudo-nodules gréso-ferrugineux centimétriques à décimétriques. Ces grès sont de teinte brunâtre à rouge ou mauve, avec de fines taches brun foncé ou rougeâtres résultant de l'altération des grains de feldspaths. Leur structure est finement rubanée ou mouchetée et ils se débitent en plaquettes.

Enfin, rappelons que ce sont les échantillons provenant des membres C2 et D2 des formations de Natala et du Kotiaré qui sont datés de  $993 \pm 65$  Ma par la méthode d'isochrone Rb/Sr sur illites, avec  $Rb^{87} = 1.42x10^{-5}$ Ma (Clauer, 1976). Les scolithes signalés dans la formation de Dapaong, considérés comme des tubulures verticales et rectilignes d'Annelides (Sougy, 1964), seraient antérieurs à 1000 Ma alors que ceux de la formation du Mont Panabako seraient un peu plus jeunes. L'existence des Métazoaires vermiformes de cet âge nous paraît problématique, bien que des organismes collectifs soient reconnus dans le Précambrien au Mali et en Mauritanie (Boureau, 1976 ; Boureau et Dars, 1979), que des Acritarches soient signalés dans la formation d'Atar datée de  $890 \pm 35$  Ma (Clauer, 1976 ; Amard, 1984 et 1986) et qu'une flore continentale soit reconnue dans le Francevillien du Gabon daté de 1700 Ma (Bonhomme *et al.*, 1966 ; Weber, 1968). Les scolithes sont largement représentés dans le supergroupe inférieur du bassin de Taoudeni (Dars, 1961 ; Simon, 1979 ; Keita, 1984) ; c'est donc finalement le problème de l'origine de ces "traces fossiles" ou de l'existence des Métazoaires au Protérozoïque supérieur, qui est ainsi à nouveau posé.

#### f - La formation de Bogou (0 - 80 m)

La formation de Bogou affleure presque partout dans le talus de la falaise de la Fosse-aux-Lions. Elle repose en discordance de ravinement sur la formation du Kotiaré. Elle se compose d'un membre basal à tendance conglomératique (E1), d'un membre médian gréso-feldspathique et ferrugineux (E2) et d'un membre supérieur gréso-feldspathique et jaunâtre (E3).

Le membre basal (E1) semble, à première vue, constituer une zone de transition entre la partie sommitale de la formation du Kotiaré (D4) et les grès feldspathiques ferrugineux de E2, donnant l'impression d'une accordance qui ne se vérifie pas à l'échelle régionale. Il est constitué d'alternances irrégulières de grès fins feldspathiques micacés, argilo-ferrugineux, finement lités, brunâtres à rouges ou mauves, plus ou moins rubanés ou tachetés, et de grès fins à moyens, feldspathiques argilo-siliceux, plus ou moins micacés et ferrugineux, en bancs centimétriques à décimétriques massifs, de teinte gris clair à brunâtre ou parfois rougeâtre. Ces grès renferment de minces et très nombreux horizons conglomératiques à galets mous aplatis ou pastilles argileuses, granules, graviers et galets de quartz et de grès et à ciment gréseux ou silto-argileux. Ils présentent de faibles ondulations de la stratification vers le sommet et des figures de charge.

Le membre médian (E2) gréso-feldspathique, ferrugineux, ne comprend pratiquement que des grès feldspathiques généralement ferrugineux ou argilo-ferrugineux, plus ou moins riches en paillettes de muscovite. Ils comportent de rares granules, graviers et galets de quartz, grès, quartzite, argilite et granitoïde, et de très fines lentilles ou interlits ferrugineux ou argilo-ferrugineux, rouge foncé à noirâtres. Ces grès présentent des stratifications obliques, planes, rebroussées ou en gouttières décimétriques à plurimétriques, des ripple-marks et des figures de charge, abondantes notamment dans la partie supérieure. Ils sont brunâtres à rouge foncé ou mauves, à structure grossièrement rubanée ou mouchetée, avec de fines taches grises à rosâtres résultant de l'altération des feldspaths. Ils se présentent en bancs centimétriques à métriques, d'aspect massif, à débit en plaques et dalles donnant un paysage ruiniforme.

Le membre supérieur (E3) gréso-feldspathique jaunâtre n'est constitué que de grès et grès-quartzites fins à moyens, feldspathiques, parfois argilo-siliceux, à rares granules et graviers de quartz et grès. Ces roches présentent des ripple-marks, de nombreuses stratifications obliques planes ou rebroussées, et des teintes jaunâtres à moutarde avec de fines taches blanchâtres ou grisâtres correspondant aux feldspaths plus ou moins kaolinisés. Elles forment des lits ou bancs centimétriques à décimétriques et se débitent en plaques.

## g - La formation du Mont Panabako (30-200 m)

La formation du Mont Panakabo, constituée essentiellement de grès et grès-quartzites, forme la partie sommitale de la falaise de la Fosse-aux-Lions et plonge au Sud sous le supergroupe de l'Oti. Elle se subdivise en un puissant membre inférieur gréso-feldspathique siliceux (F1) et un membre supérieur silteux (F2).

Le membre inférieur (F1) se compose en effet de grès et grès-quartzites moyens rarement fins ou grossiers, feldspathiques, rarement argilo-ferrugineux, à rares paillettes de muscovite, à rares et minces lentilles ferrugineuses, roses à rouge foncé ou noirâtres, se cuirassant sur les surfaces structurales. Les déblais des puits permettent d'y repérer de minces lentilles silteuses, argileuses et micacées, jaunâtres à gris-vert. On y observe de rares graviers et galets de grès-quartzite ; de rares scolithes ; de grandes stratifications obliques métriques à décamétriques, planes, rebroussées ou arrangées en gouttières ; des bourrages et plis métriques synsédimentaires dûs au slumping ; des ripple-marks ; et des auréoles ou bandes de ferruginisation et silicification. D'une façon générale, ces grès forment des bancs décimétriques à métriques massifs mais poreux, de teinte gris-blanc à jaune-brun, parfois rougeâtres, avec de petites mouches rosées constituées de feldspaths plus ou moins kaolinisés. Par altération ils deviennent très friables. Dans le secteur de Niali (fig. 24 ; C6), ces faciès sont légèrement argileux ou argilo-ferrugineux, à grain moyen à grossier, à fines lentilles microconglomératiques et

reposent directement sur la formation de Natala. Ceci suppose une très importante érosion associée à la discordance cartographique ou de ravinement, localisée au mur de F1.

Le membre supérieur (F2) de la formation du Mont Panabako n'est présent qu'au sommet du Mont Panabako où il est constitué de siltstones argilo-ferrugineux et shales ferrugineux. Généralement riches en paillettes de muscovite et très finement litées, ces roches sont rouge foncé à passées noirâtres et à débit en plaquettes. Leur partie supérieure est cuirassée.

# 6 - Synthèse des caractéristiques des principales discordances observées dans le supergroupe de Boumbouaka au Nord-Togo

Comme le souligne R. Trompette (1973) dans l'étude du Bassin de Taoudéni, la plupart des coupures stratigraphiques effectuées dans le bassin des Volta jusqu'à ces dernières années étaient d'ordre purement lithologique, alors qu'il existe des marqueurs d'arrêts de sédimentation de longue durée et des tendances à l'émersion, et des faciès significatifs d'importants remaniements, notamment plusieurs variétés de conglomérats que nous avons tenté d'utiliser (Drouet et al., 1984) comme critère de coupure stratigraphique du supergroupe de Boumbouaka au Nord-Togo. Les quatre coupes synthétiques que nous venons de décrire permettent d'utiliser ces marqueurs ou faciès de remaniements pour démontrer l'existence de discordances d'importance régionale au sein du bassin des Volta. Elles conduisent également à affirmer que l'apparente concordance entre certains groupes ou formations masque parfois des discordances cartographiques. Il paraît donc intéressant de synthétiser les caractéristiques des différentes discordances observées au cours de cette étude (pl. 1) et de souligner leur importance relative ou leur origine.

#### a - La discordance fondamentale entre le substratum éburnéen et le bassin des Volta

Elle est indiscutable. Elle est visible à maints endroits, notamment dans les secteurs de Dapaong, Korbongou et Ponio. Elle correspond à une paléosurface subhorizontale, plane ou légèrement irrégulière, séparant un socle subvertical (à faciès épi à mésozonaux ou granitoïdiques) de la formation subhorizontale de Korbongou. Dans le détail, la paléosurface du socle éburnéen du Togo se trouve à des altitudes très variables, comme au Ghana (fig. 2) : son altitude est d'environ 330 m à Dapaong, 290 m au Sud de Tami et dans le Mont Tanbamointi, et 160 m à Ponio. La formation de Korbongou se compose essentiellement d'une semelle conglomératique centimétrique à décimétrique, de grès fins à grossiers généralement monogéniques, et de shales et siltstones. On y observe des fentes de dessication et des surfaces durcies de type "hard ground", des stratifications obliques en petites gouttières et un litage millimétrique à décimétrique. Les faciès détritiques y présentent un grain bien arrondi et trié et peu de matrice kaolinique. Nous avons donc une formation à faciès "matures" déposés dans un paléoenvironnement continental, pénéplané, à paléosols relativement évolués et fournissant des sédiments fins ayant subi un transport plus ou moins long.

## b - La discordance angulaire (?) entre les formations de Dapaong et de Korbongou

La discordance séparant les formations de Korbongou et de Dapaong n'a été observée et décrite qu'à Dapaong. Elle est légèrement angulaire (environ 10°) et ne comporte pas un niveau conglomératique franc. Cependant les horizons inférieurs de la formation de Dapaong sont riches en galets mous résultant du remaniement probable du membre supérieur A2 de la formation de Korbongou. Dans les environs de Korbongou, on observe des galets d'argilites, de grès et même de roches de socle dans les éboulis masquant partiellement A2, et non un véritable niveau conglomératique pouvant matérialiser la discordance sommitale de A2. En attendant des études plus détaillées, nous pensons que cette discordance pourrait n'avoir qu'une importance limitée et que les formations de Korbongou et de Dapaong se trouveraient souvent en accordance. Cette hypothèse est renforcée par la présence d'une surface durcie de type "hard ground" au sommet du membre A1 de la formation de Korbongou et de galets gréseux et très oxydés provenant de ce "hard ground", dans la partie basale du membre A2 de cette formation. Par ailleurs, de nombreuses surfaces structurales à fentes de

dessication sont signalées dans le membre moyen B2 de la formation de Dapaong, alors que des scolithes, habituellement interprétés comme des terriers de vers dans un environnement marin (Sougy, 1964), y sont observés. Ainsi les diverses traces d'émersions rencontrées dans tout le groupe de Dapaong, sans traces majeures de remaniement en milieu aérien, suggèrent le caractère hésitant de la subsidence au cours du dépôt de ce groupe considéré comme une séquence essentiellement gréseuse, à faciès fins et généralement matures, déposée dans un paléoenvironnement marin en bordure d'un socle pénéplané, sans reliefs marquants pouvant fournir des sédiments immatures et grossiers, mais supportant des paléosols relativement évolués. De tels faciès peuvent également résulter de sédiments ayant subi un long transport dans une zone sans obstacles montagneux.

#### c - La discordance de ravinement entre les formations de Dapaong et de Natala

La formation de Natala (C1 et C6 ; fig. 18 et 24), essentiellement argilo-silteuse, repose sur la formation de Dapaong par l'intermédiaire d'une discordance de ravinement. Celle-ci est matérialisée par des grès très grossiers et des microconglomérats (à éléments millimétriques à centimétriques de quartz et rarement de silexites et à granoclassement discret). Le mur de cet ensemble gréso-conglomératique (membre C1 de la formation de Natala) ravine le sommet du membre supérieur B3 de la formation de Dapaong. Il n'a été observé qu'à la faveur d'un fossé de route où affleure C1, au SE de Dapaong, sur la piste Dapaong-Pana, à environ 12 km du carrefour principal du marché de Dapaong (fig. 19). L'ensemble gréso-conglomératique C1 supporte le membre supérieur C2, essentiellement argileux, de la formation de Natala. Son caractère lenticulaire est démontré par son apparente absence le long des coupes C4 et C6 (fig. 21 et 24). Cette absence deviendrait une raison de plus pour confirmer l'existence d'une discordance cartographique ou de ravinement entre les formations de Dapaong et de Natala si C1 était rattaché à la formation de Dapaong. La nature essentiellement argileuse de la formation de Natala et son fin litage prouvent qu'elle s'est déposée dans un paléoenvironnement sous-aquatique, transgressif et plus subsident que celui du groupe de Dapaong. L'absence de B3 et C1 dans les coupes C4 et C6 pourrait donc résulter soit d'une importante érosion et du caractère lenticulaire du C1, soit d'un recouvrement par transgression suggérant ainsi une discordance cartographique à la base de la formation de Natala. Trangression et discordance cartographique sont couramment associées et c'est cette hypothèse que nous retenons, bien que de nombreux niveaux conglomératiques, équivalents de C1, soient signalés au Nord-Ghana par Edmonds (1952 et 1956), Hutton (1957) et Murray (1960) (fig. 47). Ainsi, le net changement lithologique entre les groupes de Dapaong (essentiellement gréseux) et de la Fosse-aux-Lions (surtout argilo-silteux) est accompagné par une discordance cartographique ou de ravinement d'importance régionale.

## d - La discordance de ravinement entre les formations de Natala et du Kotiaré

Nous considérons comme produit d'une discordance de ravinement le *membre inférieur* D1 (essentiellement conglomératique et à miches, concrétions et interlits ferrugineux) de la *formation du Kotiaré* : la présence de nombreuses lentilles de conglomérats à graviers et galets subarrondis de quartz et d'argilites, et rarement de grès et silexites, y souligne un important remaniement ; l'abondance des miches, concrétions et lits ferrugineux matérialiserait une nette tendance à l'émersion ou tout au moins une réduction du taux de sédimentation de longue durée, ce qui correspondrait au début de la régression au sein du groupe de la Fosse-aux-Lions. D1 et ses caractéristiques sont étudiés dans les coupes C1 et C4, plus précisément à Nataré et au pied du Mont Boumbouaka (fig. 18 et 21). D'une façon générale, D1 constitue la partie sommitale des premiers replats situés au pied de la falaise de la Fosse-aux-Lions ; il est également observé au Nord-Ghana par Edmonds (1952 et 1956), Hutton (1957) et Murray (1960) comme un niveau conglomératique silicifié et ferruginisé. Nous le considérons comme le témoin d'une discordance de ravinement à caractère régional au sein du groupe de la Fosse-aux-Lions.

Il est également possible de reconnaître des discordances de ravinement à caractère local au sein de la formation du Kotiaré, notamment aux murs des membres D3 et D4 dont les horizons inférieurs sont plus ou moins riches en galets et reposent sur des surfaces nettement définies et planes.

#### e - La discordance cartographique ou de ravinement entre les formations du Kotiaré et de Bogou

Le membre E1 de la formation de Bogou est conglomératique dans sa partie inférieure. Il y présente en effet de très nombreux galets provenant de la formation du Kotiaré. Il peut être distingué dans les coupes C1 et C8. Dans le Mont Potangon, au Nord de Borgou (Nord-Togo), la formation de Bogou repose directement sur la formation de Natala, par l'intermédiaire d'une semelle microconglomératique (constituée de granules et graviers de quartz, de pastilles argileuses et d'une abondante matrice gréseuse à grains grossiers), ce qui suppose qu'au moins l'ensemble de la formation de Kotiaré a été préalablement érodé. Nous considérons E1 comme produit d'une discordance de ravinement matérialisée par le mur de la formation de Bogou et nous corrélons celle-ci avec les "thin bedded sandstones" (V3a ou Pz1Vt3a) des géologues travaillant au Ghana et que ces géologues (Bates, 1945 ; Junner et Hirst, 1946 ; Sulutiu, 1968) supposaient en discordance de ravinement sur la fameuse "série argileuse V2a" qui n'est autre que l'équivalent méridional du groupe de la Fosse-aux-Lions dans les massifs bordiers du bassin des Volta (p. 74 à 95). La discordance de ravinement mentionnée entre les formations du Kotiaré et de Bogou a donc un caractère régional et est suivie par un net changement lithologique, bien que localement il y ait convergence de faciès entre E1 et D4, avec E1 apparaissant comme un membre de transition.

#### f - La discordance cartographique entre les formations de Bogou et du Mont Panabako

Les coupes synthétiques décrites (pl. 1) ne montrent nulle part une surface d'érosion ou un niveau conglomératique à la base de la formation du Mont Panabako. Elles démontrent par contre que l'épaisseur de la formation de Bogou est progressivement réduite de l'WSW à l'ENE : elle passe d'environ 80 m dans les coupes C1 et C8 à 35 m dans la coupe C4, à 25 m dans le Mont Potangon et finalement s'annule à l'Ouest du Sud-Banboli. Dans la coupe C6, *le membre inférieur F1 de la formation du Mont Panabako* repose directement sur *celle de Natala* dont l'épaisseur est réduite à environ 25 m. Ainsi, la formation du Mont Panabako se trouve en discordance cartographique sur celles de Bogou et de Natala, en reposant indifféremment sur les divers membres de la formation de Bogou et sur le membre supérieur C2 de celle de Natala.

Le mur du membre F2 de la formation du Mont Panabako n'est pas connu. C'est donc à titre d'hypothèse que nous supposons F2, essentiellement silto-argileux et représentant probablement un faciès de transgression, en discordance de ravinement sur F1, constitué de grès moyens feldspathiques témoignant d'un environnement moins profond.

## g - La discordance cartographique ou de ravinement pro parte glaciaire au mur du groupe du Sud-Banboli

Le mur du groupe du Sud-Banboli correspond à une discordance de ravinement, à caractère cartographique, permettant à ce groupe de reposer indifféremment sur les diverses formations du supergroupe de Boumbouaka et même sur le socle à environ 10 km au NE de la coupe C6 (pl. 1). Cette discordance, pro parte glaciaire, est fossilisée par des mixtites du membre G1 de la formation du Sud-Banboli. Le caractère régional de cette discordance a été souligné dans des synthèses antérieures (Sougy, 1970 et 1971 ; Trompette, 1972 ; Affaton et al., 1980), mais nous y reviendrons.

## h - Conclusions partielles

Cette étude des caractéristiques des principales discordances du supergroupe inférieur permet de dégager quelques conclusions partielles :

- La discordance fondamentale du bassin des Volta sur le socle éburnéen correspond en fait à la paléosurface résultant de la longue phase d'érosion installée sur le craton ouest-africain, probablement depuis la fin de l'orogenèse éburnéenne (2500 - 1650 Ma) jusqu'à la genèse de la synéclise voltaïenne (1100 Ma ?). La genèse d'une telle synéclise "affamée" est donc probablement pénécontemporaine du dépôt des premiers niveaux de la formation de Korbongou.

- La phase d'érosion qui se développe sur le bassin des Volta, à la fin du premier cycle sédimentaire représenté par le groupe de Dapaong, aboutit à la discordance de ravinement au mur de la formation de Natala. Les discordances cartographiques ou de ravinement correspondant au mur et au toit de la formation du Kotiaré représentent respectivement la fin des phases transgressive et régressive du cycle de dépôt du groupe de la Fosse-aux-Lions : la phase transgressive (C1 et C2) s' y achève par des tendances à l'émersion ou un long arrêt de sédimentation matérialisés par des faciès ferrugineux ou conglomératiques ; la phase régressive (D1-D4) se termine par une importante phase d'érosion. Les discordances cartographiques matérialisant le mur et le toit de la formation du Mont Panabako représentent également la fin des phases transgressive et régressive du cycle de dépôt du groupe du Mont Boumbouaka : la formation de Bogou représenterait une phase transgressive de comblement d'un paléoenvironnement moins profond que celui du groupe de la Fosse-aux-Lions ; la formation du Mont Panabako correspondrait à la phase régressive de ce cycle de dépôt ; il pourrait également s'agir du témoin d'un comblement plus rapide commandé par un accroissement important de l'instabilité du bassin. Ainsi, le supergroupe de Boumbouaka serait élaboré au cours de trois cycles sédimentaires à caractéristiques pétrographiques, sédimentologiques et environnementales distinctes.
- La genèse et l'évolution de chacun de ces trois cycles semblent correspondre à des étapes d'évolution d'une taphrogenèse dont l'intensité croît avec le temps et se traduit successivement par une subsidence hésitante, une phase subsidente franche et une phase de comblement (p. 245 à 249). La discordance matérialisant le toit de la formation du Mont Panabako, c'est-à-dire le toit du supergroupe inférieur, serait donc principalement liée à la phase majeure de cette taphrogenèse. Par exemple, la planche 1 montre que le secteur de Ponio, qui est à la plus faible altitude (environ 160 m) du Nord-Togo, présente la plus mince séquence du supergroupe inférieur et que la plupart des discordances décrites y sont de ce fait amplifiées : tout se passe comme si ce secteur avait fonctionné comme un véritable horst au cours du dépôt de ce supergroupe ; la disparition de tout ou partie des formations de ce supergroupe y serait donc due aux principales phases d'érosion ayant précédé la glaciation du Protérozoïque supérieur dans le bassin des Volta. Cette conclusion pourrait s'appliquer aux quatre secteurs occupés par les "paléovallées" (Sougy, 1971) séparant les massifs bordiers du bassin des Volta. Dans ces conditions, les effets du ravinement dû aux glaciers vendiens eux-mêmes seraient de moindre importance.

# B - Compléments apportés par l'étude du supergroupe inférieur au Burkina-Faso

## 1 - Coupe de Tanbarga à Tanli (C9)

Le Massif de Madjoari est le premier plateau gréseux important que l'on rencontre en bordure du bassin des Volta lorsque, partant de l'extrémité orientale du Massif de Dapaong-Boumbouaka, on chemine vers le NE (fig. 17) (Legrand, 1968 ; Francisque, 1968 ; Sougy, 1970 et 1971 ; Affaton, 1975) : il s'agit d'une cuesta à l'escarpement tourné vers le Nord-Ouest et qui s'ennoie régulièrement sous la plaine de la Pendjari. La coupe effectuée à la latitude de Tanbarga (fig. 27) permet d'y reconnaître (voir page suivante):

Si l'on généralise les données de cette coupe (C9 ; fig. 27), le Massif de Madjoari se composerait essentiellement de grès-quartzites fins à moyens, rarement grossiers, généralement feldspathiques ou kaoliniques, à rares paillettes de muscovite. Ces grès-quartzites comportent des microfractures cicatrisées par de la silice, de fins nids et rosettes de silicification, de très nombreux ripple-marks, des stratifications obliques indiquant des sens de courant variés, souvent opposés (fig. 28). Ce massif présente de grandes failles subméridiennes, comme dans les environs de Tanbarga et de la vallée de la Kadéga, auxquelles sont probablement associées les flexures méridiennes observées ; des fractures conjuguées N60° et N135°, cicatrisées par du matériel gréseux relativement meuble lors de leur apparition ; et des fractures d'orientations variées décelées sur les photos aériennes. II est fort probable que les grès massifs de la station 6 représentent la semelle des formations qui constituent la plaine de la Pendjari à l'Est de Tanli, c'est-à-dire du supergroupe de la Pendjari (ou de l'Oti).

Stat.	Ech.	Puiss. (m)	Dén.	CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET MICROSTRUCTURALES
1	4061 à 4064		Socle	Socle éburnéen représenté par des faciès variés <i>d'orthogneiss</i> à grain fin à grossier, à biotite, sphène, épidote, avec ou sans amphibole, présentant une foliation fruste, des teintes gris clair à rosâtres ou verdâtres, avec des lenticules noires, et une altération grise à brune ou rouille.
2	4007 à 4009	60- 70	oouaka	Grès-quartzites feldspathiques ou kaoliniques, fins à moyens, grossiers vers la base, à paillettes de muscovite, parfois à granoclassement discret, en lits millimétriques à centimétriques associés en bancs décimétriques à métriques, d'aspect plus ou moins massif ; ils sont poreux, comportent de fines strati- fications obliques planes constituant des gouttières, métriques à décamétriques. On y observe des ripple-marks symétriques N116° ou asymétriques N45° indiquant un courant en provenance du NW, des rides linguloïdes centimétriques, subperpendiculaires à de fines rides rectilignes, des microfractures silicifiées N138°-76°W et localement des flexures d'axe N2°-6°S.
3	4010 4011	150- 170	abako ou groupe du Mont Bouml	Grès-quartzites fins à moyens, à paillettes de muscovite, à nids de silicification sphériques, millimétriques à centimétriques, donnant un aspect variolé aux surfaces grises à jaunâtres. Ils s'altérent en brun-rouille, à rosettes de sable (anciens cristaux de gypse) centimétriques silicifiées, des stratifications obliques planes, métriques ou arrangées en gouttières décamétriques, à pentes relativement fortes, d'axes ENE à NE plongeant de 10 à 15° vers l'Ouest ou l'Est et NNE plongeant de 5 à 15° vers le SSW. Ces gouttière d'orientations variées donnent des structures d'interférence complexes dans la masse gréseuse. On y observe également des rides linguloïdes montrant que les courants venaient de l'Est, des rides symétriques N45° à N60°; des rides asymétriques orientées N10° à N160° indiquant des courants venant de l'Est et de l'Ouest.
4			Mont Pan	Zone plane occupée par un sol sablo-argileux dont le soubassement serait constitué de roches relativement tendres ou de brèches tectoniques, apparaissant sous forme de blocs, qui jalonneraient une fracture majeure subméridienne.
5	4012	150-	Formation du	Grès-quartzites fins à moyens, feldspathiques ou kaoliniques, à fins nids sphériques de silicification, à fines stratifications obliques planes, métriques ou arrangées en gouttières décamétriques. Ces gouttières sont d'orientations variées et indiquent que les courants venaient du SE, de l'Ouest et du NW. Ces grès- quartzites sont de teintes gris-blanc à rosâtres et à altération brunâtre. Ils se présentent en gros bancs massifs et se débitent en dalles ou blocs parallélépipédiques. On observe, dans la marge orientale de l'affleurement, des dykes subverticaux constitués par les mêmes faciès que l'encaissant et de direction N60° et N135°.
6 7	10- 20	4013	SG Pendjari	Grès ou Grès-quartzites moyens, poreux, saccharoïdes, massifs, durs en surface mais très friables à la cassure, donnant un paysage moutonné et à multiples "dos de tortue". Ils sont de teintes grises à rosâtres et à patine brune. Ils paraissent reposer en discordance de ravinement sur les faciès de la station 5. Ces roches pourraient représenter la semelle du supergroupe de la Pendjari compte tenu de la limite photogéologique de celui-ci (fig. 17). Plaine à sol argilo-sableux, gris foncé à brunâtre, parfois latéritique.

•

Ainsi, au stade actuel de nos connaissances, rien ne permet de subdiviser en plusieurs membres les grèsquartzites du Massif de Madjoari qui, par leurs caractéristiques lithologiques et sédimentologiques se rapprochent des faciès du groupe du Mont Boumbouaka, notamment du membre inférieur (F1) de la formation du Mont Panabako définie au Nord-Togo (p. 45). Ces grès-quartzites se seraient déposés dans un paléoenvironnement tidal, caractérisé par des paléocourants divaguants et favorables à la formation des évaporites de type gypse en rosettes. Si l'on retient la corrélation proposée entre les grès du Massif de Madjoari et ceux de la formation du Mont Panabako ou de tout le groupe du Mont Boumbouaka, la discordance cartographique décrite à la base de cette formation ou de ravinement à la base de ce groupe au Nord-Togo serait d'ampleur régionale. Elle permettrait à la formation du Mont Panabako ou à tout le groupe du Mont Boumbouaka de se déposer directement sur le socle éburnéen en territoire burkinabé et d'y constituer les seuls témoins du supergroupe de Boumbouaka en bordure du bassin des Volta.

Si au Nord-Togo (fig. 21 et 24), le supergroupe de la Pendjari repose en discordance de ravinement *pro parte* glaciaire sur le supergroupe de Boumbouaka, la situation n'est pas aussi claire dans les environs de Tanli où l'attribution du niveau 6 au supergroupe de la Pendjari reste hypothétique.

## 2 - Caractéristiques lithologiques, sédimentologiques et microstructurales du Massif du Gobnangou

Le Massif du Gobnangou (fig. 17), constitué par la "formation des grès de Tansarga" coiffée par des lambeaux appartenant au supergroupe de la Pendjari, a fait l'objet d'études détaillées à la suite de deux découvertes : d'abord la découverte d'une *tillite (s.s.)* associée à un plancher glaciaire au mur du supergroupe de la Pendjari (Leprun et Trompette, 1969), puis la mise en évidence et l'étude, à une cinquantaine de mètres audessus de cette tillite, d'un important *niveau phosphaté* (Affaton, 1973 et 1975 ; Pourtal, 1973 ; Trompette et al., 1980). La synthèse de ces travaux et de ceux qui ont suivi permet d'apporter un certain nombre de précisions sur le supergroupe inférieur dans le Massif du Gobnangou.

Ce massif est constitué par environ 500 m de grès-quartzites à lentilles de siltstones. Il s'agit de grèsquartzites moyens, parfois fins, rarement très grossiers ou microconglomératiques, généralement feldspathiques ou kaoliniques, parfois argilo-ferrugineux. Ils présentent quelquefois de fines mouchetures ou minces interlits ferrugineux, des scolithes, des pustules de silicification leur donnant un aspect variolé et de rares rosettes de sable silicifiées (anciens cristaux de gypse). Les lentilles de *siltstones* feldspathiques kaoliniques ou argiloferrugineux, à très rares galets (<10 cm) de grès-quartzites très arrondis, forment des lits millimétriques à décimétriques. Ces deux faciès se présentent sous forme de bancs décimétriques à métriques, parfois massifs et ruiniformes ou donnant un paysage moutonné à multiples "dos de tortue". Localement une quartzification diagénétique ou météorique, en effaçant la trace de la stratification, suggère la présence de ravinement, en fait simple apparence traduisant le caractère discontinu du phénomène de silicification. D'une façon générale, les grès-quartzites à lentilles silteuses du Massif du Gobnangou sont de teinte et patine variées et se débitent en dalles, blocs parallélépipédiques, ou rarement en miches, engendrant un paysage chaotique.

La stratification y est faiblement ondulée par des plis comparables à ceux observés dans le supergroupe de la Pendjari à Kodjari (p. 57) et d'axes N86°- 4°W et N144°- 8°SE. Elle porte des ripple- marks symétriques ou asymétriques de direction N0° à N100°. Ces grès-quartzites présentent également des stratifications obliques en grandes cuillers métriques à décamétriques ( $\leq 60$  m) ou en petites gouttières décimétriques imbriquées. Les axes définis par ces structures obliques montrent que la source des matériaux gréseux se situait dans le secteur NNE à NNW (fig. 29) dans la partie méridionale du massif, au SE dans les environs de Tansarga (fig. 30) et au NE dans le secteur de Kodjari (fig. 34). Ces paléocourants d'orientations variées, parfois opposées, suggèrent un environnement tidal qui s'accorde bien avec la probable cristallisation de gypse aujourd'hui entièrement épigénisée par des silicifications. L'environnement de dépôt des "grès de Tansarga" est donc très voisin de celui proposé pour les grès-quartzites de Madjoari (p. 49).

Les microfractures mesurées au Sud de Tansarga sont relativement dispersées sur le stéréogramme (fig. 30) ; elles correspondent en fait à un système de fracturation orthogonale probablement de type cubique.

Par leurs caractères pétrographiques et sédimentologiques, les grès-quartzites à lentilles silteuses, dits grès de Tansarga et qui forment l'armature principale du Massif du Gobnangou, sont très voisins de ceux du Massif de Madjoari et du groupe du Mont Boumbouaka (notamment de la formation du Mont Panabako) au Nord-Togo. Nous considérons ces trois séquences comme équivalentes. Toutefois, l'épaisseur de ces grès-quartzites dans le Massif du Gobnangou (environ 500 m) représente plus de la moitié de l'épaisseur totale du supergroupe de Boumbouaka au Nord-Togo, ce qui permet de suggérer une autre hypothèse : les grès-quartzites des Massifs de Madjoari et du Gobnangou représenteraient l'équivalent septentrional condensé de l'ensemble du supergroupe de Boumbouaka ; ils se seraient déposés dans un environnement tidal comparable à celui de tout le groupe du Mont Boumbouaka ou comparable seulement à celui du membre inférieur de la formation du Mont Panabako. Aucune de ces deux hypothèses n'est étayée par des données sûres. La première hypothèse paraît cependant la plus en accord avec les observations lithologiques. C'est celle que nous retiendrons.

Dans cette discussion, nous n'avons pas tenu compte des observations de Scemama (1957) qui signale, dans le Massif du Gobnangou, des schistes verts qu'il rapproche du groupe de la Fosse-aux-Lions. Ces schistes n'ont pas été retrouvés dans les nombreuses coupes effectuées. On peut alors se demander si ce ne sont pas les buttestémoins de siltstones argileux, appartenant à la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari, qui ont été à tort rattachées au supergroupe inférieur.

Le Massif du Gobnangou est coiffé, notamment autour de Kodjari, de petites buttes-témoins constituées par la partie la plus inférieure du supergroupe de la Pendjari : *tillite (s.s.)*, reposant localement sur des planchers glaciaires, puis calcaires, silexites, siltstones argileux et niveaux phosphatés.

Autour de Kodjari, la tillite (s.s.) ravine à l'échelle décamétrique, voire hectométrique, les grès du Massif du Gobnangou (fig. 32 et 33). A l'échelle de ce massif (fig. 17), le caractère ravinant du supergroupe de la Pendjari apparaît clairement dans la région d'Arly où la tillite probablement et les silexites sûrement viennent reposer directement sur le socle éburnéen (Francisque, 1968; Pascal, 1972; Affaton, 1973 et 1975; Pourtal, 1973).

La figure 31 donne une idée de l'extension vers le NE des grès-quartzites du Massif du Gobnangou. Elle pose le problème de la corrélation de ces grès-quartzites avec ceux du Massif du Meydyaga, des gorges de la Mékrou et du "W" du Niger, et celui du devenir du supergroupe de la Pendjari au Niger. Ces problèmes seront abordés dans les paragraphes qui suivent. Toutefois on peut remarquer que, d'après Trompette *et al.* (1980), les trois ensembles lithologiques (groupes) constituant le supergroupe de Boumbouaka se retrouveraient au Niger où ils sont connus sous le nom de "groupe de la Mekrou".

#### 3 - Données complémentaires apportées

Cette brève étude du supergroupe inférieur au Burkina Faso montre que les Massifs de Madjoari et du Gobnangou sont constitués essentiellement par des grès et grès-quartzites fins à moyens, rarement grossiers à microconglomératiques, généralement feldspathiques, à rares niveaux ferrugineux et à lentilles silteuses. Ces roches présentent des ripple-marks et des stratifications obliques de formes et d'orientations variées, de rares scolithes et cristaux de gypse épigénisés par de la silice et des traces d'une intense silicification diagénétique. Elles reposent en discordance fondamentale sur un socle éburnéen dont les faciès sont comparables à ceux du Nord-Togo. Ces grès et grès-quartzites sont probablement déposés dans un paléoenvironnement marin, peu profond, de type tidal, à courants divaguants. Leurs caractéristiques pétrographiques et sédimentologiques les rapprochent des grès et grès-quartzites du groupe du Mont Boumbouaka défini au Nord-Togo, ce qui suppose que le supergroupe de Boumbouaka n'est représenté au Burkina Faso que par l'équivalent septentrional du groupe du Mont Boumbouaka. Dans cette hypothèse, la discordance cartographique ou de ravinement correspondant au mur de la formation de Bogou (ou de celle du Mont Panabako) au Nord-Togo arrive au

substratum éburnéen en territoire burkinabé. On peut alors se demander si des équivalents septentrionaux des groupes de Dapaong et de la Fosse-aux-Lions (et de la formation de Bogou dans le pire des cas) s'y sont déposés et ont été entièrement érodés avant le dépôt des grès et grès-quartzites des Massifs de Madjoari et du Gobnangou. Il nous paraît fort probable que de tels équivalents ne s'y soient jamais déposés : cette zone burkinabée se serait comportée comme une véritable pénéplaine, zone haute pourvoyeuse de sédiments, pendant que les groupes de Dapaong et de la Fosse-aux-Lions comblaient les parties méridionale et centrale de l'actuel bassin des Volta. Ainsi, ce bassin n'aurait présenté sa plus grande extension qu'après le dépôt du groupe de la Fosse-aux-Lions.

Cette brève étude permet également de souligner la fréquence des fractures d'orientations variées, parfois conjuguées, dans les Massifs de Madjoari et du Gobnangou. Ces fractures reflètent l'importance des déformations cassantes dont le bassin des Volta a été le siège probablement pendant et après le dépôt des sédiments dont résultent les différents faciès constituant ces massifs. De telles déformations cassantes seraient liées à une phase taphrogénique majeure et/ou aux réajustements isostatiques utilisant des fractures antérieures.

## C - Etude du supergroupe moyen ou de la Pendjari

Par le biais des coupes synthétiques  $C_1 \ge C_8$  (fig. 18 à 26) au Nord Togo, notamment grâce aux observations faites dans les parties orientales de ces coupes, nous avons défini le groupe du Sud-Banboli comprenant les formations du Sud-Banboli et de Barkoissi. Ce groupe constitue la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari (ou de l'Oti) et supporte en concordance la formation de la Pendjari (ou de l'Oti) qui en représente la partie supérieure.

## 1 - Coupe au SW de Kodjari (C10)

La description de la coupe effectuée au SW de Kodjari (C10; fig. 32) permet de résumer les principales observations faites dans ses environs immédiats et de préciser les caractéristiques du groupe du Sud-Banboli. Cette coupe montre de bas en haut (voir pages suivantes) :

Le tableau 13 (page 57) résume la lithostratigraphie qui se dégage de la coupe du SW de Kodjari (C10 ; fig. 32). Il permet des comparaisons avec la lithostratigraphie élaborée au Nord-Togo :

- 1) La présence de plusieurs planchers glaciaires fait du secteur de Kodjari Tansarga un cas unique dans le bassin des Volta. Ces planchers, outre les figures d'érosion linéaires, portent des figures d'arrachement montrant que les glaciers se déplaçaient d'WNW vers l'ESE (fig. 33).
- 2) La tillite ou la séquence glaciogénique de Kodjari est spectaculaire, comparée aux rares témoins de diamictites polygéniques, probablement d'origine glaciaire, observés au Nord-Togo (fig. 21 et 24 ; pl. 1). Il s'agit de diamictites polygéniques, mais débutant souvent par un mince horizon monogénique, avec des éléments hétérométriques pouvant dépasser 2 m, montrant un granoclassement grossièrement négatif. Les éléments, souvent polyédriques, sont de natures très variées, à surfaces généralement polies et/ou striées, parfois en forme de fer à repasser et enrobés dans une abondante matrice gréseuse ou microconglomératique. La structure de ces diamictites est massive, fluidale, quelquefois nettement foliée ou nettement stratifiée ; elle présente parfois de rares et fines stratifications obliques linguloïdes et des slumps.

Stat.	Ech.	Puiss. (m)	Dén.	CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES, SÉDIMENTOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURALES
1	4021 à 4027	≤500	G. Mt Boumb.	<i>Grès-quartzites feldspathiques</i> à lentilles silteuses, dénommés "Grès de Tansarga". Ils sont décrits dans le chapitre précédent (p. 49 à 53).
			+	Discordance de ravinement <i>pro parte</i> glaciaire
2			d-Banboli	Les grès-quartzites de la station 1 montrent par endroits des planchers glaciaires, portant des figures d'érosion linéaires [rainures légèrement divergentes, de direction générale N100°-120° (86 % des mesures) à N130°-160° (fig. 33) ; petites rigoles dissymétriques ; sortes de "crochons" de failles ; escarpements de même direction que les rainures] et des figures d'érosion, d'extension limitée, perpendiculaires aux figures linéaires et représentées par des "broutures concaves" ou "en croissants" subparallèles, à convexité tournée vers l'ESE et d'axe N100° à N140°, considérées comme des empreintes de "broutage de la glace" assimilée à un outil et se dirigeant à la surface d'un grès (Deynoux, 1980). On peut observer des ripple-marks développés sur les grès de Tansarga (station 1), recoupés par les rainures. Par endroits, ces différentes figures d'érosion sont fossilisées par de minces placages (<1 m) de "grès moyens à grossiers", parfois microconglomératiques et polygéniques, à granules, graviers et rares petits galets de grès, quartz, feldspaths, argilites rouges et gneiss, généralement ferrugineux et légèrement argileux, présentant de fines lentilles d'argilites silteuses, de rares ripple-marks linguloïdes, une patine gris brun et une altération brune à rouille. Ces placages gréseux se retrouvent souvent sous la tillite (s.s.) et correspondraient à des diamictites (aucun galet strié n'y étant
3	939 42	3-15 <1	Formation du St	Séquence glaciogénique comprenant souvent de bas en haut : Une "brèche monogénique" grossière, lenticulaire, hétérogranulaire. Elle renferme des éléments de 2 mm à 1 m de grès-quartzite (de forme polyédrique et à surface parfois striée) et plus rarement de quartz, de gneiss et de schiste. Ces éléments sont enrobés dans une matrice et un ciment composés de sable moyen et d'un complexe ferrugineux ou argilo-ferrugineux et carbonaté. On y observe une "foliation" sédimentaire fine et discrète (Deynoux, 1980), une patine verdâtre à noirâtre et un cuirassement lorsqu'elle forme des buttes-témoins sur les grès-quartzites de la station 1.
	938 943 à 946	<14		Diamictites interprétées comme des tillites (s.s.), c'est-à-dire d'origine continentale, grossières, hétérogranulaires, à éléments de 2 mm à plus de 2 m de quartz, feldspaths, grès-quartzites, quartzites, gneiss, granites, rhyolites, silexites, dolérites, schistes, amphibolites et pyroxénites. Les galets, parfois en forme de fer à repasser, sont enrobés dans une matrice et un ciment sableux et argilo-calcaires ou composés de sable moyen à grossier et de complexes ferrugineux ou argilo-ferrugineux et parfois calcaires. Ces diamictites comportent, notamment vers le sommet, des lentilles de "grès conglomératiques" polygéniques, poreux, à structure massive, fluidale ou nettement stratifiée, à slumps. Elles présentent un aspect caverneux dans les

- -

Stat.	Ech.	Puiss. (m)	Dén.	CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES, SÉDIMENTOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURALES
4	967 93 LM	0-3	du Sud-Banboli	zones fortement altérées où les éléments figurés, riches en feldspaths, ont été kaolinisés et érodés. Elles ont des teintes gris clair à vertes, rarement rougeâtres, s'altèrent en brun foncé à rouille, avec des taches grises, et se débitent en boules et blocs à cassure conchoïdale. <i>Calcaires dolomitiques à barytine</i> , lenticulaires, renfermant de rares graviers et galets de quartz et de socle et de fins horizons glauconieux et ferrugineux. Ils sont recounés par des disclases partiellement cicatrisées par de la calcite de la
			Formation	sont recoupes par des diactases particilement cicatisees par de la calcie, de la barytine ou des oxydes de fer. Ils présentent une structure massive ou fluidale, avec un banc supérieur ondulé et assez souvent bréchique. Il s'agit d'une brèche diagénétique dont l'origine reste mal expliquée, avec des teintes gris clair à jaunâtres, parfois brunes à rousses, un débit en dalles ou blocs et une altération brune à rouille.
5	94 LM 122 949 à 951 953 956 à 960 965 968 973 986 1001 1003 1017 995	10-35 à	n de Barkoissi	Silexites argileuses, finement à très finement litées, parfois massives, et de teintes variées (vertes, rosées, grises à rouges, noirâtres, brun foncé, rarement bleuâtres). Elles présentent un débit en plaques, plaquettes ou petits blocs parallélépipédiques et une altération grise à rosée ou brune à rouille, concentrique, résultant de la diffusion des oxydes et hydroxydes de fer à partir des diaclases. Cette altération conduit au développement d'un sol latéritique gravillonnaire ou à de véritables cuirasses ferrugineuses. Ces silexites comportent des horizons centimétriques à décimétriques de calcaires silteux ou argilo-silteux, à altération brune donnant également un faciès allégé ; de fines lentilles rouges à noirâtres, riches en hématite ; de fins horizons à pseudo-oolithes phosphatés, brunâtres ou gris clair, dispersés dans la masse siliceuse ou regroupés en fines lentilles ; et des intercalations centimétriques, rarement décimétriques, de siltstones argileux et de shales silteux, très finement lités, plus ou moins siliceux et/ou ferrugineux ou calcaires, à débit en plaquettes ou rondelles esquilleuses, à teintes verdâtres à rouges ou grises à brunes. Ces silexites présentent de fines diaclases partiellement cicatrisées par de la silice. Elles passent progressivement vers le haut à des shales et siltstones pué pais dans cette àcoupe (<6 m), plus ou moins siliceux et/ou phosphatés. L'altération de ces shales et siltstones donne une roche argilo-siliceuse blanchâtre, à structure massive et débit en boules qui peut être aisément reconnue sur les photos aériennes. Ils passent progressivement aux faciès de la station 6.
6	969 LM	20-40	Formation	Siltstones argileux peu ou pas phosphatés, finement lités, rarement massifs, parfois riches en muscovite détritique, comportant des horizons à pseudo- oolithes millimétriques phosphatés (à coeur phosphaté gris blanchâtre et à cortex siliceux) et des horizons de phospharénites fines, poreuses, massives, de teintes grises à bleuâtres, à débit en dalles ou boules, et à altération concentrique brune. L'ensemble est recoupé par des diaclases plus ou moins cicatrisées par de la silice et par de la calcite. Il présente des teintes variées, jaunâtres ou grises à bleuâtres, parfois brunâtres, rosées ou rouges, avec des taches gris-brun. Il se débite en plaques et plaquettes et s'altère en brun à rouille. Ces siltstones argileux passent progressivement vers le haut aux phospharénites de la station 7.

Stat.	Ech.	Puiss.	Dén.	CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES,
		(m)	•	SEDIMENTOLOGIQUES ET MICKOSTRUCTURALES
7	954 LM	10-30	Formation de Barkoissi	Phospharénites argileuses et siliceuses, à grain fin rarement moyen, à paillettes de muscovite détritique, et à rares granules et graviers de silexite. Elles se présentent en bancs centimétriques à métriques, finement lités, à débit en plaques, plaquettes, dalles, blocs parallélépipédiques ou plots. Elles comportent de fines intercalations de siltstones argileux, à rares pellets phosphatés, qui peuvent alterner avec les phospharénites, et des interlits millimétriques, essentiellement argileux ou argilo-ferrugineux et brunâtres. L'ensemble est recoupé par des diaclases partiellement cicatrisées par de la silice. Il présente des stratifications obliques, centimétriques à décimétriques, et des teintes gris clair à gris foncé, verdâtres à bleuâtres ou brunâtres avec parfois des taches millimétriques brun foncé à rouille. Il s'altère en brun à noirâtre ou gris à rouille donnant des faciès alvéolaires ou profondément transformés et comportant de nombreux canalicules tapissés de complexes ferrugineux.
8	996		Formation de la Pendjari	<ul> <li>Shales, siltstones et grès affleurant rarement et observés surtout dans des déblais de puits. Il s'agit de :</li> <li>grès fins à moyens, feldspathiques et argileux, parfois micacés, massifs, à débit en blocs, boules et plots, de teintes grises à vertes et à altération brunâtre ;</li> <li>siltstones argileux et feldspathiques, finement lités, présentant des diaclases partiellement cicatrisées par de la silice et/ou de la calcite, un débit en plaquettes, des teintes verdâtres et une altération brun-jaune ;</li> <li>shales plus ou moins silteux, très finement lités, à débit en plaquettes ou rondelles esquilleuses.</li> <li>Ces roches sont généralement recouvertes par des sols bruns ou latéritiques rouges et, parfois, par de véritables cuirasses ferrugineuses.</li> </ul>

- 3) Les *calcaires dolomitiques à barytine* sont, dans ce secteur, lenticulaires et peu épais, comme ceux du Nord-Togo (fig. 21 et 24). Ils comportent de rares graviers et galets de socle. La présence de glauconie souligne leur origine franchement marine.
- 4) Les silexites argileuses, à fines intercalations de shales et siltstones et rares horizons calcaires ou ferrugineux, de ce secteur, sont comparables à celles qui constituent la formation de Barkoissi au Nord-Togo (p. 71). Mais elles ont la particularité de comporter des pellets phosphatés et vers le sommet des shales et siltstones siliceux et phosphatés. Par contre, elles semblent dépourvues d'intercalations manganésifères et passent progressivement vers le haut à des siltstones phosphatés. Par ailleurs, au Nord de Kodjari, ces silexites argileuses passent latéralement à des siltstones argileux phosphatés et, vers le sommet, à des phospharénites argilo-siliceuses (fig. 34).
- 5) La présence de phospharénites argilo-siliceuses et de siltstones argileux phosphatés au-dessus des silexites de Kodjari est un fait exceptionnel, inconnu au Nord-Togo. Il s'agit de roches à grain fin, rarement moyen, finement litées, à fines intercalations argileuses, renfermant de rares granules et graviers de silexites, et présentant de fines stratifications obliques. Par endroits, notamment au sommet de la séquence phosphatée, ces roches se transforment par altération en un latéritoïde blanchâtre, à structure massive ou pseudo-

Stat.	Lithologie	Formation ou groupe				
8	Shales, siltstones et grès (à lentilles phosphatées ?)	Formation de la Per l'Oti)	ndjari (ou de			
7	Phospharénites argileuses et siliceuses (< 30 m)	Formation				
6	Siltstones argileux peu ou pas phosphatés (≤ 40 m)	de	Groupe			
5	Silexites argileuses (≤35 m)	Barkoissi	du			
4	Calcaires dolomitiques à barytinc (≤ 3 m)	Formation du				
3 et 2	Séquence glaciogénique à semelle bréchique, comprenant brèches, tillites (s.s.), diamictites et "grès" ( $\leq 16$ m)	Sud-Banboli	Sud-Banboli			
1	Grès-quartzites feldspathiques à lentilles silteuses (≤500 m)	Grès de Tansarga co l'équivalent du grou Boumbouaka	onsidérés comme upe du Mont			

**Tableau 13**: Lithostratigraphie déduite de la coupe du SW de Kodjari (fig. 33). La séquence glaciogénique y est épaisse et l'équivalent de la formation de Barkoissi correspond à une triade silexites-siltstones-phospharénites.

conglomératique ou pisolithique, essentiellement argilo-siliceux et phosphaté, à fines lentilles et rognons de silex, de teintes blanchâtres à brun clair ou grisâtres, généralement poreux, à débit en boules et à cassure conchoïdale. Les différents faciès de cette altérite sont parfois dénommés phosoncolithes et conglomérats (Ouédraogo, 1982). Les résultats d'analyse des "phosphates de Kodjari" (tabl. 14) montrent que ces roches renferment 20 à 38,50% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 16 à 55% de CaO et 0,5 à 29,5% de SiO<sub>2</sub>. Leurs teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (< 3,31%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (< 1,70%) et MgO (< 2,11%) sont faibles. Les "phosphates" d'Arly et d'Aloub Djouana (Burkina Faso), de la Tapoa (Niger), de la Mékrou (Bénin), de Bassar et de Pagala (Togo) sont considérés comme des équivalents latéraux, pénécontemporains de ceux de Kodjari (Trompette *et al.*, 1980 ; Lucas *et al.*, 1986 ; Slansky, 1986 ; Blot *et al.*, 1987). D'autres équivalents sont connus dans le bassin de Taoudeni ou dans les unités externes des Mauritanides (Parenti Couto, 1984 ; Lécorché, 1985).

Compte tenu de son importance économique, le gîte phosphaté de Kodjari a fait l'objet de travaux de cartographie et de sondages (Affaton, 1973 et 1975 ; Pourtal, 1973 ; Trompette et al., 1980 ; Ouédraogo, 1982). La synthèse des résultats de ces travaux et de coupes sériées inédites, levées en 1975 en collaboration avec R. Trompette, conduit à l'établissement d'un log stratigraphique (fig. 35) et d'une carte géologique détaillée du secteur de Kodjari et Tansarga (fig. 34). Cette carte montre l'extension des différentes séquences décrites dans la coupe C10 (fig. 32).

Du point de vue structural, la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari est monoclinale et s'ennoie régulièrement sous les recouvrements récents de la plaine qui se développe au SE de Kodjari. Toutefois, ce monoclinal est affecté de plis hectométriques d'axes NNE à NE au Nord de Kodjari et d'ondulations, peu ou pas visibles sur le terrain, mises en évidence par le report sur diagramme de Wulff des pôles des plans de stratifica-

Réf	Prove-	Nº éch.	PoOs	CaO	SiOn	AlaOa	FeaOa	MoO	NapO	KaO	COa	SOn	F	CaO	F
	nance		- 2- 5		5102		10203		nuzo	1120	002	503	•	P <sub>2</sub> 05	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
				-							1,32	8,19	2,55	1,254	0,087
		KA	29,30	36,75	17,60			0,23	0,22						
		KB	25,40	34,72	25,20			0,59	0,18		1,54	6,86	2,10	1,367	0,083
		КС	26,20	41,70	16,45			0,88	0,18		5,47	4,89	2,35	1,592	0,090
Α	Kodjari	K63-a	38,41	52,68	0,24			0,07	0,12			2,97	4,70	1,372	0,122
		K63-b	38,37	54,64	0,36			0,02	0,05			0,24	3,60	1,424	0,093
		DD-K29a	32,20	16,92	15-25			tr				0			
	(Burkina	DD-K30a	26,70	15,92	15-25			tr				0,92			
	Faso)	M6	27,83	40,00	24,07	2,42	1,30	0,19	0,17	0,20			2,70		
В		M4SC	28,35	41,45	20,90	3,18	1,38	0,39	0,16	0,50			2,88		
		M8S	19,70	34,56	29,24	3,31	1,70	2,11	0,23	0,60			1,98		
[	Arly	M5A	28,54	43,38	21,72	1,06	0,90	0,13	0,22	0,10			3,10		
		APP	26,80	39,40	34,00	1,40	1,35	0,11							
С	(Burkina	APR	32,10	44,30	29,00	0,67	0,98	0,12							
	Faso)	M13A	29,60	41,65	29,10	1,07	1,04	0,13							
A		TAP	31,70	44,40	13,70			0,30	0,50		1,20	1,80	3,10	1,40	0,097
	Тароа	T1	31,30	44,40	24,70	0,80	1,00	0,30	0,50	0,40	1,20		3,10		
D		T2	27,10	42,80	20,10	1,30	1,30	0,10	0,80	0,80	1,80		2,70		•
	(Niger)	T3	21,70	32,20	40,70	0,40	0,30	0,20	0,30	0,20	1,20		1,60		
		T4	8,60	12,10	61,10	5,60	3,20	1,70	0,70	3,40	3,40		0,40		
		TCA	35,00	47,60	3,85	1,53	1,99	0,40	0,40	0,30	1,48		3,04		
		ТСВ	35,90	48,80	2,80	1,15	2,39	0,30	0,60	0,20	1,84		3,23		
Е	Mékrou	MEK	28,25	38,55	24,65	1,28	2,14	0,08	0,18	0,10	1,12		2,60	1,36	0,092
	(Bénin)														
	Aloub-	AD-1	20,90	25,80	34,90			0,25	0,12		0,85	10.60	1.45	1.234	0.069
	Djouana	AD-2	24,20	32,80	28,80			0,30	0,16		1,25	7,35	1,75	1,355	0,072
Α	(Burkina	AD-3	19,60	25,80	32,20			0,35	0,15		1,00	13,75	1,32	1,281	0,067
	Faso)													-	
		BA1	35,16	52,20	4,70	1,10	1,40								
	Bassar	AB795	39,52	53,36		-	-						2.31		
F		BA2	35,21	51,20	6,20	1,20	1,20								
	(Togo)	PB12B	40,79	47,70	6,31	2,07	1,01						2,38		
		PB14	40,31	51,35	2,36	0,91	0,80						3,13		

**Tableau 14**: Résultats d'analyses de quelques échantillons de phospharénites du bassin des Volta (Arly, Kodjari, Tapoa et Mekrou) et des unités structurales du Buem (Aloub-Djouana) et de l'Atacora. Avec : M6 = moyenne de 6 échantillons de surface ; M4SC = moyenne de 4 échantillons de sondage ne renfermant pas de carbonates ; M8S =moyenne de 8 échantillons renfermant des carbonates ; M5A = moyenne de 5 échantillons ; APP = échantillon le plus pauvre en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ; APR = échantillon le plus riche en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ; M13A = moyenne de 13 échantillons ; TCA et TCB = échantillons de concentrés. Références des résultats : A = Barthelet (1975) et Ouédraogo (1982) ; B = Lucas et *al.* (1980) ; C = Affaton (1973) ; Pourtal (1973) ; Trompette et *al.* (1980) ; D = Lucas et *al.* (1980) ; F = Blot et *al.* (1986).

tion mesurés dans les formations du Sud-Banboli et de Barkoissi. Les axes de ces plis et ondulations sont N154° et N160°, avec des plongements respectifs vers le SE de 7° et 14°. La plupart de ces plis correspondent probablement aux témoins les plus occidentaux du plissement subi par la frange orientale du bassin des Volta, même s'ils semblent non-conformes à la direction structurale générale, NNE-SSW, des Dahomeyides.

- 6) Les calcaires dolomitiques, les silexites argileuses et les phospharénites argilo-siliceuses décrits à Arly (Pascal, 1972 ; Affaton, 1973 ; Pourtal, 1973) sont les équivalents de ceux de Kodjari. Cette association lithologique présente la particularité de se trouver directement transgressive sur le socle éburnéen, à la faveur d'une importante paléodépression empruntée par les glaciers responsables du dépôt de la tillite (s.s.). L'origine d'une telle dépression a été envisagée (p. 130).
- 7) Les shales, siltstones et grès de la formation de la Pendjari reposent en accordance sur la formation de Barkoissi, représentée par les silexites et la séquence phosphatée de Kodjari, comme nous l'avons démontré près de Tindangou (Affaton, 1975) et dans les coupes synthétiques C1 à C8 (pl. 1). Les coupes qui suivent (C11 à C16; fig. 36 à 38) nous permettront une meilleure caractérisation de la formation de la Pendjari.

## 2 - Coupe schématique de Galangachi à Naboulgou (C11)

Les roches constituant la plaine de l'Oti, au Nord-Togo, affleurent généralement très peu : nulle part nous n'avons pu observer d'affleurement continu sur une transversale de 3 à 4 km. Aussi avons-nous projeté orthogonalement sur une coupe schématique (fig. 36) les principales observations ponctuelles ou locales faites dans une zone ayant la route Galangachi - Naboulgou comme médiane. Ceci nous permet de dégager une vue d'ensemble sur la nature et les caractères sédimentologiques et structuraux des formations constituant cette zone. Cette coupe schématique fait suite et complète les coupes synthétiques de Dapaong à Galangachi et du Mont Tanbamointi à Kaditiéri (C1 et C4 ; fig.18 et 21). Elle montre du NW au SE :

Stat.	Ech.	Puiss. (m)	Dén.	CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES, SÉDIMENTOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURALES
1	359		Affaton, 1983)]	Siltstones argileux et shales silteux finement lités, verdâtres, à altération brune, affleurant dans le puits de Galangachi. A 2,5 km au SE du croisement de Galangachi, subaffleurent des grès feldspathiques fins à moyens, massifs, à fines pastilles argileuses, de teinte grise à verte, à altération brune. Ces grès renferment des niveaux de microconglomérats feldspathiques, argileux, vert foncé, à granules et graviers subanguleux de shale, quartz et feldspaths, massifs et à débit en boules ou ovoïdes, à altération brun rouille.
2			on de la Pendjari upe de Mango;	Shales et siltstones verdâtres à brunâtres, à fines paillettes de muscovite, finement lités, affectés de faibles ondulations d'axe N152°-3°SE, à débit en miches ou fines esquilles; et grès argileux feldspathiques ou arkosiques plus ou moins microconglomératiques, à débit en boules, sub-affleurant dans les champs.
3	4069		Formatic ti (ou gro	<i>Shales</i> à fines lentilles silto-argileuses, de teinte verdâtre, à débit esquilleux et en rondelles, visibles dans les déblais d'un puits.
4		14	[ou de l'O	Affleurement du domaine Gravillou (Affaton, 1975) présentant de bas en haut : a) Puits de 1,5 à 2 m, à déblais de <i>shales silteux</i> ; b) Puits de 2 à 2,5 m creusé dans des <i>shales silteux</i> , à fines paillettes détritiques de muscovite, vert, à altération jaune brun, à fines diaclases, à débit en

-

Stat.	Ech.	Puiss. (m)	Dén.	CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES, SÉDIMENTOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURALES	
				<ul> <li>plaquettes et en nodules esquilleux, à fines intercalations argileuses ou silteuses, avec un niveau de shales silteux calcaires, à dendrites de manganèse.</li> <li>c) Shales silteux verdâtres, à altération moutarde ou brune.</li> <li>d) Cuirasse latéritique sur plus de 2 m d'épaisseur.</li> </ul>	
5	818 LM		]	Affleurement de Tontondi : alternances de <i>shales silteux</i> , très finement lités ; <i>siltstones argileux</i> , à fines paillettes de muscovite ; <i>grès argileux</i> , fins, finement lités ou massifs ; <i>grès argilo-calcaires</i> , fins à moyens, lités. Ces faciès sont gris foncé à bleuâtres, parfois verdâtres et s'altèrent en brun ou jaune moutarde.	
6	821 LM à 823 824a 824b		roupe de Mango ; Affaton, 1983)	Affleurements de la route Sadori-Koumangou, du km 3 à l'Est de Sadori et du puits de Païokou : <i>shales</i> vert brun ou jaunâtres, très finement lités, à très fines passées ou laminations argilo-silteuses, plus ou moins silicifiées, à abondants <i>microdébris organiques</i> bruns et dendrites de manganèse et localement à traces de carbonates, à débit en rondelles et plaquettes ; <i>siltstones</i> bleuâtres, à fines paillettes détritiques de muscovite, à fin litage et à débit en plaquettes et altération brune ; <i>calcaires argileux</i> gris foncé, à fin litage et altération jaunâtre à brun foncé, à débit en plaques. Ces roches sont faiblement ondulées (N127 à 165° - 3 à 5°SE) et présentent des fractures subverticales N120°. Des <i>acritarches et microdébris végétaux</i> y ont été découverts dans les faciès argileux, notamment dans les échantillons 821, 823 et 824 (Blant, 1978).	
7	916 918 919 1221 1222 1224 à 1231 1223	>200	Formation de la Pendjari [ou de l'Oti (ou g	Affleurement de Ségou : c'est le plus représentatif de tout le secteur de Mango. Il est constitué essentiellement d'alternances de shales et siltstones à fines passées gréseuses et à lentilles calcaires : <i>shales</i> riches en fines paillettes de muscovite détritique, très finement lités, de teinte verdâtre, à altération jaune moutarde à brunâtre, à débit en rondelles esquilleuses ou en plaquettes ou réglettes, renfermant souvent de fines laminations silteuses ou calcaires ; <i>siltstones argileux</i> , à fines paillettes de muscovite, finement lités, bleu vert à vert foncé, à altération jaunâtre à brunâtre et à débit en rondelles et plaquettes ; <i>calcaires argileux</i> , finement lités, verdâtres à bleuâtres ou gris foncé, à altération brun foncé et débit en plaques ou plaquettes ; <i>grès argileux</i> , feldspathiques, plus ou moins micacés, à grain fin, gris vert, à altération brun jaune et débit en boules ou dalles. Ces shales et siltstones comportent souvent de fines taches brun foncé à noirâtres pouvant être des microfossiles ou de la matière organique. On observe à cet affleurement de nombreux plis d'axe N40 à 45° plongeant de 4 à 15° vers le SW.	
8	4617		- -	<i>Shales</i> verdâtres ou vert kaki, à altération moutarde, de direction N176° et pendage 24°NE, affleurant sur environ 100 m.	
9	4617	> 50		Shales et siltstones argileux finement lités, verdâtres, à passées centimétriques à métriques de grès argileux, fins, micacés, plus ou moins feldspathiques. Ces faciès encadrent une passée de silexites affleurant sur près de 300 m avec une direction N15 à 40° et un pendage de 35 à 60°SE ; il s'agit de silexites gris bleu à verdâtres, plus ou moins bréchifiées, à altération brune et débit parallélépipédique. La stratification présente des pendages variés dénotant un important plissement.	

\*

60

.

Stat.	Ech.	Puiss. (m)	Dén.	CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES, SÉDIMENTOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURALES
10	838			Shales finement lités, de teinte verte, à altération jaunâtre à brunâtre, à débit en rondelles et à passées de grès fins à moyens.
11	815			Affleurements de Gando, Djé-Djabou et Datori, et le long de la route Mango- Naboulgou après la bifurcation menant à Gando. Il s'agit d'alternances de shales,
	810			suitsiones et gres : <i>shales</i> à fines paillettes de muscovite, verdaires à brunaires, avec de très fines taches noires, très finement lités, à débit en plaquettes ou rondelles ; <i>siltstones argileux</i> verdâtres à bleuâtres, à fin litage et altération
	409			brune ; grés feldspathiques fins à moyens, argileux, poreux, à fines paillettes de muscovite, de teinte verte, à patine brune , massifs et à débit en boules ou dalles, souvent diaclasés et coiffés par une épaisse cuirasse latéritique. Ces roches
	4619			dessinent des plis donnant lieu à des répétitions de couches.
12	826 827			Shales et siltstones argileux, à intercalations de grès fins, à fines paillettes de muscovite et dendrites de manganèse, à fin litage affecté de plis d'axe N34° plongeant de 20° vers le NE.
13	839			Affleurement du km 6 au SW de Naboulgou : grès fins, argileux riches en fines paillettes de muscovite détritique, de teinte verte à patine brunâtre, et à débit en dalles ; microconglomérats polygéniques ou grauwackes grossiers à éléments de quartz, feldspaths, shales, silexites et volcanites. L'ensemble est très diaclasé et affecté de plis métriques.
14	232 LM 847 828 832 à 835 829 à 831			Affleurement d'une vaste dépression située au km 4 à l'Est de Pagou (ou Ossacré), dans le puits et les environs de Naboulgou et le long de la route de Tankpapiéni : <i>shales et siltstones argileux</i> riches en muscovite, vert brun, finement lités, à débit en rondelles esquilleuses ou plaquettes, à passées de <i>grès argileux</i> fins, affectés de diaclases souvent cicatrisées par de la silice ou calcite, rarement lités, à débit en dalles ou blocs. Les échantillons 833 et 834 renferment des <i>microdébris organiques</i> et des traces de pyrite. Ces roches dessinent des plis donnant lieu à des répétitions de couches.
15	836 LM 4070	et		<i>Grès tufacés</i> , fins à moyens, argileux, feldspathiques, riches en muscovite, verdâtres, à taches blanchâtres, à patine brune à noirâtre, massifs et plus ou moins diaclasés, à altération brun foncé ou rouille.
16	837		****	<i>Grès argileux</i> , fins, feldspathiques et micacés, verdâtres à bleuâtres, diaclasés, à débit en blocs ou dalles, à plis d'axe N25°- 40°SW.
17	4072			Grande entaille dans une importante butte cuirassée montrant des <i>shales</i> riches en muscovite, finement lités, à diaclases verticales serrées, à fines passées silteuses, de teinte gris brun à verdâtre ou violine et altération grise à brune ; des <i>siltstones micacés ou chloriteux</i> ou argilo-micacés, à fin litage, verdâtres, à altération brune à rouille et débit en plaques ou plaquettes ; des <i>grès argileux</i> , micacés, fins, en lits millimétriques à centimétriques, verdâtres, à altération brune et débit en plaques ou plaquettes, à rares galets ou miches centimétriques de grès arkosiques. Les bancs gréseux sont souvent boudinés avec des lentilles

.

Stat.	Ech.	Puiss. (m)	Dén.	CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES, SÉDIMENTOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURALES	
			ш	de grès arkosiques. Les bancs gréseux sont souvent boudinés avec des lentilles subconcordantes de quartz. L'ensemble des caractéristiques de ce niveau rappelle les faciès de l'unité structurale du Buem.	
18	4075		e du Bue	<i>Grès argilo-feldspathique</i> , à rares microgalets, à fine schistosité de fracture, de teinte jaunâtre à brunâtre, à passées métriques de <i>shales</i> verts ou violines.	
19	4077		Unité structural	Affleurement de l'ancien dispensaire du lieu-dit Pessidé : Silexites rouge foncé, à patine rose, finement litées, d'apparence massive, avec du quartz blanc formant des veinules ou cicatrisant des diaclases, affleurant sous des grès- quartzites feldspathiques, à schistosité de fracture et abondantes veinules de quartz parfois boudinées. Ces faciès sont surmontés par des shales et siltstones alternant avec des grès. Il s'agit des faciès caractéristiques du Buem avec une stratification orientée N120 à 180° et un pendage de 40 à 70° vers le NE ou l'Est.	

La coupe C11 (fig. 36) permet ainsi de distinguer deux zones : une zone occidentale (stations 1-16) où aucune trace de métamorphisme n'est observée, et une zone orientale (stations 17-19), plus intensément tectonisée et où un dynamo-anchimétamorphisme ou un léger métamorphisme régional est souligné par la présence de chlorite, de lentilles et veinules de quartz et par une discrète schistosité de fracture liée à la seule phase de plissement P1 observée.

- La zone occidentale (stations 1-16) est occupée par la formation de la Pendjari (ex-groupe de Mango; Affaton, 1983), constituée par des shales, siltstones, grès, lentilles de calcaires, microconglomérats et silexites.

Les shales, plus ou moins silteux et riches en paillettes de muscovite détritique, parfois calcaires ou siliceux, sont très finement lités et généralement verdâtres, rarement bleuâtres ou grisâtres. On y trouve des plages à dendrites arborescentes de manganèse, des microfossiles de type Acritarches, des microdébris organiques (le plus souvent des végétaux). Certains horizons présentent également des concrétions calcaires millimétriques gris blanc à brun foncé dont l'altération laisse des vacuoles ou alvéoles sphériques. Ces shales se débitent en fines plaquettes et rondelles esquilleuses et ont une altération jaune moutarde ou parfois brune.

Les *siltstones*, plus ou moins argileux ou argilo-siliceux, parfois argilo-calcaires, rarement siliceux, renferment de fines paillettes de muscovite détritique, de fines concrétions calcaires et des enduits à dendrites de manganèse. Finement lités et de teinte grise à verdâtre, ces siltstones se débitent généralement en plaquettes ou réglettes et s'altèrent en jaune moutarde, gris brun ou rouille.

Les grès argileux, fins à grossiers, feldspathiques ou arkosiques, rarement argilo-calcaires ou tufacés, parfois microconglomératiques, et renfermant des paillettes de muscovite, sont généralement massifs ou peu stratifiés, de teinte grise à verdâtre, à débit en dalles ou boules et à altération grise à brun jaune.

Les *calcaires*, plus ou moins argileux, rarement argilo-siliceux, finement lités et de teinte grise à noirâtre, à dendrites arborescentes de manganèse et à débit en plaques ou plaquettes, se présentent en fines lentilles dans les shales et siltstones.

Les *microconglomérats* argilo-gréseux, feldspathiques et plus ou moins micacés se composent de granules et graviers subarrondis de quartz, feldspaths, shale, siltstone, et rarement de grès, enrobés dans une matrice gréseuse fine à grossière, à ciment généralement argileux et plus ou moins riche en paillettes de muscovite

détritique. Ces microconglomérats se présentent en lentilles d'épaisseur décimétrique à métrique, massives et poreuses, dans des grès, shales et siltstones. Ils sont de teinte grise à verdâtre, se débitent en boules ou ovoïdes, et s'altèrent en brun rouille.

Les *silexites*, plus ou moins argileuses ou argilo-ferrugineuses, très finement litées, se présentent en bancs centimétriques à décimétriques, plus généralement en très fines lentilles dans les shales et siltstones, mais exceptionnellement elles forment une épaisse passée ( $\geq 50$  m) au km 16 à l'Est de Mango. De teinte gris clair à verdâtre, ces silexites présentent une altération jaunâtre à rouge, parfois en auréoles concentriques et un débit parallélépipédique caractéristique.

Lithostrat établie er	igraphie n 1975	Lithostratigraphie proposée en 1983			Lithostratigraphie proposée dans la présente étude		
Formation	Groupe de	Supergroupe	Groupe	Formation	Supergroupe	Formatio	on de la
de la Pendiari			de	de Gando	moyen	Pendiari	(ou de
ou	la Pendjari	moyen ou		Formation			•
de l'Oti			Mango	de Mango	ou de la	1'0	ti)
Formation			Groupe	Formation	Pendjari	Groupe	Formation
	ou	supratillitique					de
de			du	de Barkoissi		du	Barkoissi
Navanaan	de l'Oti	dy Nord Togo	Nord- Nachóni	Ecrmation	(ou de	Banholi	Formation
Ivayargou ou	del Ou	au Nora-Togo	INAgueill	du Nord-	100)	Daliboli	du
de Poiporga				Nagbéni			Sud-Banboli
]	Discordance de	ravinement glaciaire			Disc. ravin	pro parte	glaciaire
Groupe de	/ Socle	Supergrou	pe	Socle /	Supergroup	e	/ Socle
Dapaong-	/ birrimien	infratillitique d	lu /	birrimien	de Boumboua	ika /	éburnéen
Boumbouaka	/	du Nord-Togo			/		

Tableau 15 : Evolution de nos idées sur la lithostratigraphie du supergroupe de la Pendjari ou l'Oti au Nord-Togo (Affaton, 1975 et 1983). Au stade actuel de nos connaissances, la "formation de Gando" doit être considérée comme un équivalent latéral, plus gréseux, de la partie inférieure de la formation de la Pendjari ou l'Oti. Par ailleurs, la discordance cartographique correspondant au mur du supergroupe de la Pendjari ou l'Oti matérialise en fait une phase majeure d'érosion suivie par un ravinement glaciaire de moindre importance.

La répartition géographique de ces divers faciès nous avait conduits à définir "deux formations au sein du groupe de Mango" (Affaton, 1983) : la formation de Mango dont la majeure partie est constituée par des shales et siltstones (stations 1 à 10) et au-dessus la formation de Gando à dominante gréseuse ou gréso-silteuse (stations 11 à 16). Des travaux de détail nous amènent à modifier sensiblement ce schéma. Notre formation de Gando est en réalité l'équivalent latéral, plus gréseux, de la partie inférieure de notre formation de la Pendjari. Etant donné le caractère peu détaillé de notre échelle lithostratigraphique, nous proposons d'abandonner l'appellation de "formation de Gando" et d'adopter pour l'ensemble du supergroupe "supra-tillitique" du Nord-Togo une nouvelle nomenclature (tabl.15).

Il est également intéressant de noter que la formation de la Pendjari se plisse progressivement d'Ouest en Est : c'est ainsi que les shales et siltstones des environs de Sadori ou Mango sont faiblement ondulés avec des pendages de 3 à 5° vers le SW ; les shales affleurant au km 10, à l'Est de Sadori, sont quant à eux franchement plissés et présentent des pendages de 24° vers le NE ; le plissement est intense au km 16 à l'Est de Sadori où

l'on a relevé un pli décamétrique, dissymétrique d'axe N24°-10°SSW, avec des pendages SE et NW atteignant respectivement 60° et 80°; dans le secteur de Ségou, on observe de nombreux plis métriques à hectométriques, d'axes N40 à  $45^{\circ}$  - 4 à  $15^{\circ}$  SW; enfin à Paboualé, nous avons observé une zone de fracture, à forts pendages (N45-56°E) dans un environnement à pendages subhorizontaux (N5 à  $55^{\circ}$  - 3 à 8°E ou W). Il est probable que de telles grandes fractures soient fréquentes dans la plaine de la Pendjari et de l'Oti et qu'elles soient généralement masquées par les recouvrements superficiels dérivant des roches essentiellement argileuses du substratum de cette plaine.

- La zone orientale (stations 17-19), légèrement métamorphique, est occupée par des faciès de l'Unité structurale du Buem, unité la plus externe de la chaîne panafricaine des Dahomeyides. Son étude sera reprise plus loin, lorsque nous aborderons la description de cet orogène (p.119).

## 3 - Coupe schématique de Tindangou à Dassari (C12)

Au SE du Burkina Faso comme au NW du Bénin, les assises constituant la plaine de la Pendjari affleurent très mal et nulle part nous n'avons pu observer d'affleurements continus dépassant quelques centaines de mètres. Aussi avons-nous complété et projeté les principales observations ponctuelles antérieurement faites dans cette zone (Affaton, 1975) sur une coupe schématique (C12, fig. 37) située le long de la route menant de Tindangou à Dassari, ce qui nous permettra d'avoir une idée approximative sur la nature et l'épaisseur de ces assises. Cette coupe précisera en particulier l'épaisseur de la formation de la Pendjari et le cadre stratigraphique des shales datés de  $660 \pm 9Ma$  (Clauer, 1976) et dans lesquels ont été récemment découverts des *Chuaria circularis* d'âge vendien (Amard et Affaton, 1984) ; elle montre du NW au SE :

			SÉDIMENTOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURALES
1 408 LM 1071 391 LM		Substratum	Granites alcalins ,à grain moyen, composé essentiellement de quartz, de feldspaths roses et de rares biotites, à altération jaune orangé recoupés par des filons d'épidotites quartzeuses, microgrenues, massives, gris-vert, diaclasées et à altération brune.
2 1066 1067 941 1070 4065 1069 4066	0-5 2,5 1 10	Formation du Sud-Banboli et moyen	Grès, tillites, calcaires dolomitiques à barytine et silexites affleurant à environ 15 km au NE de Tindangou (C13, fig. 38A) : Grès feldspathiques grossiers, gris-clair à jaunâtres, massifs, poreux et à stratifications obliques (Ces grès appartiennent au supergroupe inférieur). Tillites se présentant sous forme de diamictites peu grossières, polygéniques, à granules et galets (1-4 cm) de quartz, quartzites, granites, gneiss et rhyolite, de teintes brun-rouge à rouge foncé, d'aspect massif et poreux supportant une cuirasse latéritique ; et sous forme de diamictites un peu plus grossières, polygéniques, à matrice gréseuse grossière et à graviers et galets subarrondis (< 6 cm) de quartz, quartzite, rhyolite et granite ayant, rarement, la forme de mini- fer à repasser. Ce dernier faciès n'a été vu qu'en puits (Boulet et Leprun, 1969). Calcaires dolomitiques à barytine massifs, bréchiques, à éléments < 1 cm, de teintes grisâtres à rosées, à lentilles verdâtres ou noirâtres, parcourus par des diaclases cicatrisées par de la calcite ou de la barytine. Silexites argileuses, très finement litées, parfois massives, grises à rosâtres, à altération brune ou rouille, et à débit parallélépipédique. Elles comportent de fines intercalations argileuses ou argilo-silteuses.

64

Stat.	Ech.	Puiss.	Dén.	CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES,
		(m)		SEDIMENTOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURALES
3	334	165- 175	Mélan-	Silexites, shales et grès, affleurant à 15 km au SE de Tindangou, constituant probablement la partie sommitale des silexites du niveau 2, avec de bas en haut (Affaton, 1975) (C14, fig. 38B) :
			ssi	3a) Silexites argilo-ferrugineuses, rouge foncé, finement litées, à débit en rondelles esquilleuses et en plaquettes.
	335 940		. Barkoi	3b) Silexites noires, en gros bancs, à débit parallélépipédique, à altération brune associée à des auréoles concentriques (anneaux de Liesegang) dues à la diffusion du for à partir des discloses et parfois à concrétions calcaires. Elles formant cinq
	LIVI		Fm.	ressauts séparés probablement par des intercalations plus tendres, argileuses ou argilo-silteuses, à lentilles calcaires.
	336			<b>3c</b> ) Cc niveau comprend plusieurs faciès : - <i>Shales</i> silteux, verdâtres ou rougeâtres, finement lités, à débit en rondelles et
	370 1355b			<ul> <li>- Calcaires ferrugineux, lenticulaires, à structure cone-in-cone, à diaclases cicatrisées par de la silice ou calcite, à patine brun foncé et à débit en plaquettes de 1 à 2 cm d'épaisseur.</li> </ul>
			ri	<ul> <li>Shales silteux à concrétions calcaires, noirs, en gros bancs, à débit parallé- lépipédique, à altération en auréoles concentriques brunes. Les concrétions calcaires sont gris blanc et donnent naissance par dissolution à de fines vacuoles.</li> <li>Silexites argileuses en lentilles gris verdâtres avec de nombreuses concrétions calcaires altérées, brun foncé, à diaclases cicatrisées par de la silice, à patine noire ou brun foncé (épaisseur : 3 à 5 cm) et à nombreuses cavités d'altération.</li> <li>Grès fins, argileux, verts, poreux, à débit en boules, peu différents du faciès de</li> </ul>
			ndja	3d) <i>Cuirasse</i> latéritique sur 1 à 1,5 m d'épaisseur.
1	318 352 Anal. 109 LM.	5-6	on de la Pei	Shales silteux et siltstones argilo-calcaires, à fines paillettes de muscovite détritique, finement lités, verts, à débit en plaquettes et en rondelles esquilleuses, alternant avec des grès fins, argileux, en gros bancs (12 à 20 cm), verts, à débit en "coussinets" et en boules.
5	KX 390 LM 403	16	Formati	Shales silteux, finement lités, gris-vert, onctueux au toucher, à altération grise, à débit en esquilles et plaquettes recouvertes de dendrites de manganèse. Grès très fins à fins, argileux, feldspathiques, vert gris, massifs, à intercalations de shales silteux.
6	75 4018 à	65		Shales, siltstones, calcaires et grès (C15; fig. 38C) : - Shales variés, à séricite, finement lités, à débit en plaquettes et en esquilles vertes ou gris orangé, à altération jaune moutarde. Ces shales, qui ont donné un âge radiométrique Rb/Sr de $660 \pm 9Ma$ [(Clauer, 1976; avec $\lambda(87Rb) = 1,42 x$
	4020 RX			<ul> <li>10<sup>-5</sup>/Ma], renfermant des Chuaria circularis d'âge vendien (Amard et Affaton, 1984) dont les caractéristiques sont présentées à la page</li> <li>Calcaires noirs, à structure cone-in-cone fréquente, à débit en plaquettes. Certaines strates sont entièrement silicifiées, passant à de véritables silexites.</li> <li>Calcaires argileux ou marnes finement lités, gris à brunâtres ou verdâtres, à</li> </ul>

.

Stat.	Ech.	Puiss. (m)	Dén.	CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES, SÉDIMENTOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURALES
7				fines lentilles noirâtres, à interlits argileux brunâtres, à structure lenticulaire mais se présentant en bancs centimétriques à décimétriques, à débit en plaques et à altération brune. On y observe deux familles de microfractures subverticales et parfois cicatrisées par de la calcite ou silice et des microplis d'axe N45° subhorizontal, à plan axial N40° subvertical (Affaton, 1975). - grès fins à moyens, feldspathiques, argileux, verdâtres, à altération brun foncé et à débit en miches. Shales, siltstones et grès affleurant dans la région de Gouandé et Pouri : 1) Gouandé : a) Puits de l'Ecole Publique, profond de 30 m (et sondage de 258 m effectué en
				<ul> <li>a) l'uns de l'École l'abilité, protoin de 56 m (et sondage de 256 m offectué en 1957, et étudié par Slansky) montrant des shales silteux, bleu-vert, finement lités avec alternance de lits argileux et de lits argilo-silteux et calcaires, à altération brune et à débit en plaquettes et des shales verts, finement lités, à débit en rondelles esquilleuses.</li> <li>b) Puits du marché, profond de 205 m avec des shales calcaires bleus à vert</li> </ul>
				foncé, finement lités, alternant avec des <i>shales silteux</i> à séricite, à débit en rondelles esquilleuses et en plaquettes.
	368 395 LM 115		a Pendjari	c) Butte près des quartiers Pourporga et Kandéhoun (C16; fig. 38D) (Affaton, 1975) où affleurent des <i>shales silteux</i> et grès très fins, feldspathiques, argilo- calcaires, vert brun, finement lités, à débit en plaquettes et à altération brune; des grès fins à moyens, argileux, feldspathiques, à débris de roches et de micas, massifs, vert gris ou vert foncé, à altération brun jaune ou brun noir, à débit en dalles ou en boules et des grauwackes feldspathiques, argileuses, à fines muscovites détritiques, vert clair, à taches blanchâtres et à altération brun foncé.
	34 LM 321 LM	14,45	mation de l	2) Puits de 14,45 m à Pouri montrant des sultstones argileux, verts, finement lités, avec une alternance de lits silteux et de lits argilo-silteux, à dendrites de manganèse, à fine muscovite et à débit en plaquettes ; des grès très fins, feldspathiques, argileux, verts, finement lités, granoclassés, à fines paillettes de muscovite et à débit en plaquettes ; et des shales micacés et silteux, finement lités, bleuâtres, à patine grise à brunâtre et à débit en plaquettes.
8	1501		For	<i>Shales silteux</i> , vert gris, et <i>siltstones argileux</i> , verdâtres, plissotés, affleurant sur la route de Toubounyindi.
9	317 1500 331 LM	16-18		<i>Grès feldspathiques</i> , argilo-sableux, microconglomératiques, verts, à granules et graviers plus ou moins arrondis de shales silteux micacés, quartz, siltstones, feldspaths, silexites, quartzites, grès et calcaires ; et <i>grès</i> fins, argileux, à fines paillettes de muscovite.
10	320 319 LM	13		Grès fins feldspathiques, argilo-calcaires, à fines paillettes de muscovite, finement lités, avec alternance de lits silteux et argileux de couleur verte. Grès moyens calcaires, vert-bleu, très compacts, à grain anguleux, granoclassés, massifs.
11				Shales et siltstones argileux, verts, à altération brune à grise, affleurant dans le ruisseau de Daboka.

Deuxième partie

Stat.	Ech.	Puiss. (m)	Dén.	CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES, SÉDIMENTOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURALES
12	332 LM 333			Shales silteux, vert-clair, très finement lités, à débit en rondelles esquilleuses, interstratifiés avec des grès fins, feldspathiques et argileux, brun foncé, à fines paillettes de muscovite et en gros bancs.
13	32 LM 31 316 LM	12,85	. de la Pendjari	<i>Grès</i> très fins, feldspathiques, argileux, à fines paillettes de muscovite, verts, à filonnets de quartz ; <i>shales</i> silteux, à fines paillettes de muscovite, verts, finement lités à débit en rondelles esquilleuses et à altération brune ; <i>calcaires</i> argilo-silteux, à fines paillettes de muscovite, finement lités, gris vert, à altération brune et à débit en plaquettes.
14	401 LM 402	15,65	Fm.	<i>Grès feldspathiques</i> , grossiers, argileux, à débris de quartzites, silexites, micaschistes et shales, massifs, diaclasés, vert brun ; <i>grès argileux</i> fins, à fines paillettes de muscovite détritique, massifs, vert-brun.
15	326			<i>Siltstones argileux</i> , à fines paillettes de muscovite détritique, diaclasés, très altérés, brun-jaune.
16			Buem	Limite orientale en surface du bassin des Volta d'après les études photogéologiques (voir p. 146 à 148) : frange occidentale de la chaîne des Dahomeyides.

Stat.	Principaux faciès	Formation ou groupe		
15 à 3c	Shales, siltstones, grès et grauwackes, à lentilles calcaires ou tufacées ou siliceuses, et à <i>Chuaria circularis</i> d'âge vendien	Formation de la Pendjari (ou de l'Oti) ( $660 \pm 9 \text{ Ma}$ )		
3bà 2	Silexites argileuses, à lentilles argilo-silteuses ou calcaires	Formation de Barkoissi	Groupe du	
2	Calcaires dolomitiques à barytine Diamictites interprétées comme des tillites	Formation du Sud-Banboli Sud-Banboli		
	- Discordance de ravinement pro parte glaciaire			
2	Grès-quartzites feldspathiques	Groupe du Mont Boumbouaka		
	Discordance fondamentale			
1	Granites alcalins	Substratum éburnéen		

Tableau 16 : Lithostratigraphie établie le long de la coupe schématique de Tindangou à Dassari (fig. 37)

w

ċ.

La coupe schématique de Tindangou à Dassari (C12, fig. 37) conduit à formuler les conclusions (tabl. 16) et remarques suivantes :

1 - L'ensemble des stations 2 à 5 de la portion non ou très peu plissée de cette coupe représente une séquence d'environ 2500 m d'épaisseur ; cette épaisseur est pratiquement celle du supergroupe de la Pendjari à cette latitude.

2 - Les grès feldspathiques infratilitiques signalés (coupe C13; fig. 38A) sont l'équivalent des niveaux inférieurs des formations de Tansarga et de Madjoari (fig. 27 et fig. 32). La tillite et les calcaires dolomitiques à barytine de cette coupe sont donc des équivalents de ceux de Kodjari et d'Arly.

3 - Au SE de Tindangou (fig. 38B), la base du supergroupe de la Pendjari est représentée par une séquence de silexites variées à intercalations de shales, siltstones et lentilles calcaires (station 3). : les équivalents de la tillite et des calcaires dolomitiques à barytine, observés à 15 km au NE de Tindangou (fig. 38A), y sont absents ou masqués par le développement d'un sol argilo-sableux, tout comme les grès infratillitiques dont la présence devrait normalement se marquer dans la morphologie par une petite cuesta. Un important ravinement, pro parte glaciaire, fait reposer le supergroupe de la Pendjari directement sur le socle à Tindangou comme à Arly.

4 - Les silexites argileuses, à intercalations de shales, siltstones et lentilles calcaires décrites aux stations 2 et 3 (fig. 37), sont comparables à celles de Kodjari et d'Arly (fig. 17 et fig. 32). Elles passent vers le haut aux shales et siltstones, à passées et lentilles de grès et calcaires, de la formation de la Pendjari et non à des phospharénites comme dans les secteurs d'Arly et de Kodjari. Ces silexites représentent la formation de Barkoissi.

5 - Les faciès essentiellement argileux de la formation de la Pendjari, localisés dans le lit de cette rivière à la frontière du Bénin et du Burkina Faso au SE d'Arly (fig. 38C), sont datés de  $660 \pm 9$  Ma, par la méthode du Rb/Sr sur illite avec l (87Rb) =1,42x10<sup>-5</sup>/Ma (Clauer, 1976 ; Clauer *et al.*, 1977 et 1982). Ces mêmes faciès renferment notamment des microfaunes ou microflores pélagiques de type *Chuaria circularis* d'âge vendien (Amard et Affaton, 1984). Nous aurons l'occasion de revenir sur les caractéristiques de cette formation, notamment sur celles de ses shales microfossilifères (p. 125).

6 - L'ensemble des formations constituant le bassin des Volta au SE du Burkina Faso et au NW- Bénin est monoclinal dans la marge nord-occidentale de ce bassin. Vers le SE, ces formations ont subi un plissement P<sub>1</sub> dont l'intensité croît vers l'Est (Affaton, 1975), c'est-à-dire au fur et à mesure que l'on s'approche de l'unité structurale du Buem, l'unité la plus externe des Dahomeyides.

## 4 - Caractéristiques de la partie la plus septentrionale du bassin des Volta

Ce sont les zones du "W" du Niger, des gorges de la Mékrou et de Tapoa-Boucle de la Mékrou (fig. 31) qui représentent la partie la plus septentrionale du bassin des Volta à l'affleurement. Elles sont constituées par les équivalents probables de la plupart des formations reconnues dans le secteur de Kodjari-Tansarga.

Les grès et grès-quartzites du "W" du Niger et de la portion NE-SW de la Mékrou (fig. 31) affleurent sur plus de 80 m d'épaisseur au campement de la Tapoa (Niger). Il s'agit de grès et grès-quartzites très fins à moyens, rarement grossiers et à feldspaths kaolinisés, présentant des rides, des stratifications obliques, des chenaux métriques, une semelle de galets et graviers de grès argileux, et des teintes grises à rosâtres. Ils forment de gros bancs (10-60 cm) et sont recoupés par des failles subméridiennes (verticales ou à fort pendage vers l'Est) et de nombreuses diaclases subverticales (N18°-85°W). Leur pendage varie de 8 à 25°E, avec des directions de N0° à N40°. D'après la géométrie des stratifications obliques, les matériaux provenaient du SSE ou SSW (fig. 39). Pour Machens (1969), les grès et grès-quartzites du "W" du Niger ont une épaisseur d'au moins 400 m et comportent des intercalations argileuses.

.

0

Pour Trompette et al. (1980), les zones du "W "du Niger et des gorges de la Mékrou sont constituées par deux séquences gréseuses prenant en sandwich une séquence argilo-silteuse considérée comme l'équivalent septentrional du groupe de la Fosse-aux-Lions. Ces séquences gréseuses correspondraient donc aux groupes de Dapaong et du Mont Boumbouaka. C'est donc finalement tout le supergroupe de Boumbouaka qui serait représenté dans ce secteur. En considérant le fait que les shales et siltstones variés, à semelle conglomératique, appartenant à la séquence argilo-silteuse, occupent généralement le coeur des synclinaux (Brunnschweiler et al., 1972; Trompette et al., 1980) dont les armatures sont formées par les grès et grès-quartzites que nous venons de décrire, il nous semble fort probable que cette séquence argilo-silteuse soit plutôt l'équivalent septentrional du supergroupe de la Pendjari ou de sa partie inférieure. La séquence gréseuse supérieure ne serait donc que le dédoublement par pli de la séquence gréseuse inférieure. Dans cette hypothèse, ces grès et grès-quartzites seraient l'équivalent de ceux des Massifs du Meydyaga et du Gobnangou que nous corrélons avec le groupe du Mont Boumbouaka (p. 40). C'est cette hypothèse que nous retenons à cette étape de nos connaissances sur la partie la plus septentrionale connue du bassin des Volta. Notons par ailleurs qu'une telle hypothèse est implicitement soutenue par Lucas et al. en 1986.

Les conglomérats de la semelle de la séquence argilo-silteuse affleurent sur environ 12 m d'épaisseur à l'embarcadaire du fleuve Niger dans le Parc National (Niger) : ils se composent généralement d'éléments centimétriques ( $\leq 40$  cm) de quartzite, grès-quartzite, silexite rouge ou noire, siltstone, shale rouge, rhyolite et d'une matrice gréseuse abondante, plus ou moins ferrugineuse, où l'on observe des stratifications obliques. Les blocs sont arrondis tandis que les petits galets sont subanguleux. Ces conglomérats sont polygéniques mais ne présentent pas de caractères franchement glaciaires : ils sont probablement d'origine fluviatile ou fluvio-glaciaire et peuvent donc être corrélés avec la séquence glaciogénique de Kodjari qui représente la semelle du supergroupe de la Pendjari.

Dans la séquence argilo-silteuse de la Tapoa et de la Mékrou (fig. 40 et 41), se rencontrent des phospharénites considérées comme des phosphates de la Tapoa et de la Mekrou et qui sont des équivalents latéraux de ceux d'Arly, Kodjari et d'Aloub Diouana. Ces phospharénites ont fait l'objet de nombreuses études (Dion, 1967; Pascal, 1972; Kusnir et al., 1974; Donnot, 1975; Kuhn et Zajaczkowski, 1975; Atger, 1977; Atger et al., 1977 ;Trompette et al., 1980 ; Lucas et al., 1986). Elles constituent une réserve de plus de 120 000 000 t de minerai dont la teneur atteint 18 à 40 % de P205 (tabl. 14). Elles se présentent généralement sous forme de "grès phosphatés" poreux, fins à moyens, parfois grossiers, à lentilles de shales et siltstones plus ou moins phosphatés. Elles renferment des grains de quartz détritique ( $\leq 20$  %), et un ciment phosphaté, plus ou moins siliceux et ferrugineux, pouvant représenter 15 à 20 % de la roche. Elles forment des lentilles et des passées métriques à pluridécamétriques (≤70 m) de grès phosphatés (en gros bancs, à débit en plaques et dalles, ou finement lités et à débit en plaques et plaquettes) dans une épaisse séquence argileuse composée de silexites, shales et siltstones plus ou moins phosphatés (1 à 15 % de P205) (fig. 40 et 41). Elles sont généralement de teintes brun jaune ou gris foncé à bleuâtres ou noirâtres, à passées vert clair et s'altèrent en gris blanc à brunâtre. Elles se sont déposées dans un environnement marin, peu profond, à la partie inférieure d'une séquence transgressive (le supergroupe de la Pendjari) et en liaison avec un volcanisme acide, dont on trouve des traces tufacées dans les silexites et à quelques mètres au-dessus de la tillite (s.s.) identifiée à Kodjari. Les liens de cette phosphatogenèse avec le volcanisme d'une part et avec la glaciation du Protérozoïque supérieur d'autre part restent mal définis. Rappelons simplement que la solubilité des phosphates étant plus forte dans les eaux froides, leur localisation à quelques mètres au-dessus d'une tillite (s.s.) n'est pas surprenante. Des phosphates en gros synchrones sont connus au Sénégal (Giot et Pascal, 1978) et en Mauritanie (Deynoux, 1968; Parenti Couto, 1984; Lécorché, 1985; Slansky, 1986).

On a déjà vu que les grès et grès-quartzites du "W" du Niger et des gorges de la Mékrou constituent les armatures des synclinaux, à coeur argilo-silteux, et des anticlinaux de direction NNE-SSW. Ces plis sont généralement déversés vers l'WNW, avec des flancs occidentaux des synclinaux larges et à faibles pendages (10-30°E) et des flancs orientaux courts et à forts pendages atteignant 30-50°W dans la zone attribuable au

bassin des Volta (et 60-88°W dans le Buem). L'intensité du plissement croît d'Ouest en Est, comme celle de la fracturation. Les shales et siltstones occupant le coeur des synclinaux affleurent mal. Cependant, compte tenu de l'incompétence relative de ces faciès par rapport aux grès et grès-quartzites, il paraît probable qu'il existe un plan de disharmonie ou de décollement dans leur partie inférieure. Ces shales et siltstones semblent d'ailleurs plus intensément plissés que les grès et grès-quartzites sous-jacents. Dans cette hypothèse, les conglomérats polygéniques constituant la semelle de ces faciès argileux pourraient jouer par endroits le rôle d'un tégument puisque leur compétence serait plus proche de celle des faciès gréso-quartzitiques. Ceci suppose un plan de disharmonie ou de décollement au-dessus de ces conglomérats (notamment au voisinage et au sein de l'unité structurale du Buem). L'existence d'un autre plan de décollement à la base des grès et grès-quartzites infratillitiques du "W" du Niger et des gorges de la Mékrou paraît encore plus probable. En effet, le substratum de ces grès et grès-quartzites du Protérozoïque supérieur est constitué (Machens, 1967 et 1973 : Masclanis, 1958 : Brunnschweiler et al., 1972b) par un socle de migmatites, ortholeptynites et amphibolites appartenant à l'Antébirrimien ; par des granitoïdes variés, svn-, post- et tardi-tectoniques éburnéens (≥ 1800 Ma), dont le volume peut atteindre 60 % de l'ensemble des complexes métasédimentaires, métavolcaniques ou métavolcanosédimentaires d'âge birrimien : par des métasédiments d'origine détritique attribués au Tarkwaïen : et enfin par des filons de dolérites. Au cours du plissement panafricain, un tel substratum a dû se comporter comme un môle relativement rigide, avec déplacement de certains blocs en touches de plano et rejeu de leur schistosité réputée subverticale.

C'est probablement à la faveur de certaines grandes fractures délimitant des blocs du substratum, et au cours du plissement des grès et grès-quartzites infratillitiques, que se sont produites les intrusions de gabbro-dolérites signalées par Machens (1969b) dans le secteur de la Tapoa. Ainsi, la *couverture gréseuse se serait décollée* au cours de ce plissement et se serait conduite comme une pellicule relativement indépendante au cours de l'écaillage chevauchant signalé au voisinage de l'unité structurale du Buem et qui la caractérise.

#### 5 - Caractéristiques des différentes formations du supergroupe de la Pendjari

Les différentes coupes décrites (fig. 18 à 38) permettent d'estimer que la séquence sédimentaire constituant la partie septentrionale du bassin des Volta a une puissance d'environ 3000 (Nord-Bénin et Burkina Faso) à 4500 m (Nord-Togo). Le supergroupe de la Pendjari y est représenté par 2500 à 3800 m de roches sédimentaires à dominante argileuse à très rares intercalations volcaniques (fig. 42). A la faveur d'un important ravinement dont la surface a été ultérieurement façonnée par les glaciers vendiens, ce supergroupe s'est même déposé directement sur le socle éburnéen dans les secteurs de Tindangou et d'Arly (fig. 17 et 43). Il présente à la base un *groupe-repère*, celui du *Sud-Banboli*, constitué par la triade tillites-calcaires dolomitiques à barytine-silexites, et dans lequel deux formations ont été individualisées : à la base, la formation du Sud-Banboli (tillites et roches carbonatées auxquelles s'ajoutent localement des siltstones et des shales) et, au sommet, la formation de Barkoissi constitué de silexites argileuses, à intercalations argilo-silteuses, pouvant passer latéralement ou vers le haut à des siltstones et/ou phospharénites (tabl. 13, 15 et 16). La relative continuité de ses différents faciès font du groupe du Sud-Banboli un groupe-clef pour définir la stratigraphie du bassin des Volta. En outre, les niveaux de shales manganésifères et phospharénites y constituent un attrait économique particulier.

Au-dessus de ce groupe, nous n'avons encore trouvé aucun repère significatif permettant de subdiviser l'ensemble des roches que nous attribuons à la formation de la Pendjari. A ce stade de notre étude, il nous semble intéressant de synthétiser les principales caractéristiques des différentes formations ainsi définies du supergroupe de la Pendjari (fig. 32, 37 et 43; tabl. 13, 15 et 16).

## a - Caractéristiques de la formation du Sud-Banboli

La formation du Sud-Banboli est lenticulaire. Elle se rencontre sporadiquement au Nord-Togo, notamment au Sud de Banboli et Poiporga et au NE de Borgou et Nagbéni. Mais elle affleure plus largement dans les secteurs de Kodjari, Arly et Tindangou en territoire burkinabé. Elle se compose de deux membres (fig. 35) : un complexe glaciogénique ( $G_1$ ) et des carbonates à barytine ( $G_2$ ).

Le membre inférieur  $G_1$  est constitué par des diamictites lenticulaires que l'on peut montrer localement être formées partiellement par une tillite (s.s.) polygénique. Ces diamictites ne sont pas observées en place au Nord-Togo. Cependant, elles y seraient la source d'une part des blocs, galets et graviers exotiques (de quartz, rhyolites, granito-gneiss, grès, grès-quartzites, quartzites, arkoses, amphibolites, dolérites et pegmatites) et d'autre part des morceaux de bancs de grès argileux ou argilo-calcaires et de microconglomérats représentant le liant de ces éléments exotiques.

Dans le secteur de Kodjari, G<sub>1</sub> est représenté par une séquence glaciogénique relativement épaisse ( $\leq 15$  m). Cette séquence comprend des "grès" polygéniques moyens à grossiers, parfois microconglomératiques, plus ou moins ferrugineux, argileux et carbonatés ; des "microconglomérats" polygéniques, à matrice sableuse moyenne ; et des diamictites à valeur de *tillite (s.s.)* polygéniques, d'apparence monogénique vers la base, à éléments pouvant atteindre 2,2 m de diamètre, à fines lentilles d'argilites silteuses ou de grès polygéniques microconglomératiques. Ces roches comportent des éléments figurés de natures très variées : quartz, feldspaths, grès, grès-quartzites, quartzites, argilites, schistes, silexites, rhyolites, granites, gneiss, dolérites, amphibolites, pyroxénites. Ces éléments sont généralement polyédriques, parfois en forme de fer à repasser, et à surface souvent polie et plus ou moins striée. Ces roches ont une matrice polygénique abondante composée de sable moyen à grossier, rarement microconglomératique, et un ciment composé d'un complexe argilo-ferrugineux parfois carbonaté. Elles présentent un "feuilletage" (Deynoux, 1980) ou un litage fin et discret, ou une structure massive ou fluidale, parfois nettement stratifiée, avec de rares slumps.

Le membre supérieur  $G_2$  de la formation du Sud-Banboli est également lenticulaire. Il est représenté par des calcaires dolomitiques (ou des dolomies et dolomies calcaires) à barytine, généralement très denses, en lits millimétriques à centimétriques ou en bancs décimétriques irréguliers, renfermant parfois de fines lentilles de grès calcaires, des horizons glauconieux et ferrugineux et de rares graviers, galets ou petits blocs de grès, quartzites, granites et gneiss. Ces carbonates présentent généralement des figures d'érosion en peau de chagrin, des structures radiaires, probablement dues à l'épigénisation de cristaux de barytine, et simulant des structures stromatolitiques et, plus rarement, des structures cone-in-cone ou parfois bréchiques. Leur épaisseur peut atteindre 15 m. De rares stromatolithes y sont signalés au Nord-Togo (Godonou, 1980; Drouet, 1986).

## b - Caractéristiques de la formation de Barkoissi

La formation de Barkoissi affleure bien au Nord-Togo, notamment à Barkoissi et Nayargou, au NE de Nagbéni, au Sud de Poiporga, Boilougou et Banboli, et à l'Est de Niali. Elle est très largement représentée dans les secteurs de Kodjari, Arly et Tindangou au Burkina Faso. Elle est constituée essentiellement par des silexites variées, à minces intercalations ou lentilles argileuses ou argilo-silteuses, à rares et fines lentilles calcaires, et à rares et minces horizons de minerai de manganèse. A Kodjari, ces silexites passent latéralement et vers le haut à des siltstones argileux phosphatés et/ou à de véritables phospharénites argilo-siliceuses.

Les silexites sont plus ou moins argileuses ou argilo-calcaires, parfois silteuses et feldspathiques, rarement pyriteuses et riches en paillettes de muscovite. Certains niveaux de silexites argileuses renferment de très fines concrétions calcaires, gris blanc à brun foncé, ou de fins pellets de phosphates. D'une façon générale, ces silexites sont très finement litées, se présentent en bancs centimétriques à pluridécimétriques et se débitent en fins blocs parallélépipédiques, du fait d'une diaclasation très serrée.

Les shales sont plus ou moins silteux et siliceux, parfois calcaires, rarement ferrugineux ou micacés. Ils sont très finement lités et se présentent généralement en fines intercalations ou lentilles centimétriques à décimétriques au sein des silexites.

Au Sud de Boilougou et Poiporga se rencontre une passée décamétrique de shales brun-chocolat à brun violacé ou rouge foncé. C'est au sein de cette passée argileuse que l'on trouve des lentilles décimétriques à métriques de minerai de manganèse ferrugineux, noir métallique, très dense, à structure noduleuse plus ou
moins concentrique ou en fines strates, à débit en plaquettes ou petits blocs. Ce niveau manganésifère, tout comme son homologue phosphaté, est exceptionnel.

Les calcaires sont plus ou moins argileux ou argilo-siliceux, parfois silteux, mais ne passent que rarement à de véritables marnes. Ils sont en lentilles centimétriques à décimétriques et finement litées, ou en minces bancs, à débit en plaques et plaquettes.

Les silstones argileux sont plus ou moins phosphatés, ferrugineux ou calcaires et à paillettes de muscovite détritique. Ils comportent rarement de fins horizons riches en *pellets phosphatés* et des bancs ou horizons de *phospharénites* fines. Ils présentent des fissures partiellement cicatrisées par de la silice et/ou de la calcite, une structure finement litée ou parfois d'aspect massif, et des teintes grises à verdâtres.

Les *phospharénites* sont argilo-siliceuses, lenticulaires, à muscovite détritique et rares granules et graviers de silexite. Elles ont un grain fin, rarement moyen et une structure finement litée, en bancs centimétriques à métriques, et à stratifications obliques. Elles se débitent en plaques, plaquettes, dalles, blocs parallélépipédiques ou boules. Elles comportent de fines intercalations de siltstones argileux, pauvres en pellets phosphatés, et des interlits millimétriques, argilo-ferrugineux, brunâtres. On y observe des diaclases partiellement cicatrisées par la silice et/ou de l'apatite. Elles présentent, localement une cuirasse d'altération blanchâtre à rouille, massive ou conglomératique ou pisolithique, essentiellement argilo-siliceuse et phosphatée, à lenticules et rognons de silex, généralement poreuse et à débit en boules.

La formation de Barkoissi a une épaisseur qui varie de 20 m au SE de Banboli à près de 150 m au Sud de Nayargou (fig. 24 et 26). Elle passe plus ou moins progressivement vers le haut aux shales et siltstones appartenant à la formation de la Pendjari.

## c - Caractéristiques de la formation de la Pendjari

La formation de la Pendjari (ou de l'Oti) affleure dans une large plaine qui se développe entre les reliefs discontinus formés par le supergroupe de Boumbouaka au NW et les collines de l'unité structurale du Buem au SE. Dans cette plaine, parcourue par la rivière Pendjari (qui est dénommée l'Oti au Togo et au Ghana) et où la végétation est relativement dense, les affleurements sont rares et souvent limités aux lits des rivières. Dans ces conditions, il est très difficile de reconstituer la succession lithostratigraphique de la formation de la Pendjari à partir d'affleurements ponctuels ou peu étendus ; le log présenté (fig. 42) est donc en partie hypothétique.

#### c1-Principaux faciès de la formation de la Pendjari

La formation de la Pendjari se compose essentiellement de *shales*, *siltstones* et *grès* à intercalations ou lentilles de *grauwackes*, *calcaires* et *silexites*. Nous résumerons rapidement les caractéristiques de ces principaux faciès :

Les *shales* renferment souvent des paillettes détritiques de micas, de très fins débris de quartz et feldspaths, des substances ferrugineuses, et parfois de la calcite micritique et /ou de la silice cryptocristalline. Ils présentent par endroits des concrétions calcaires millimétriques et des lentilles, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, de calcaires argileux ou argilo-ferrugineux à structure en cone-in-cone. On y rencontre également des passées ou lentilles de silexites plus ou moins argileuses ou argilo-calcaires, généralement à concrétions calcaires. Ces shales sont riches en dendrites arborescentes de manganèse et se présentent en lits millimétriques à centimétriques, à débit en rondelles ou esquilles, parfois en réglettes, en parallélépipèdes ou en plots, boules et ovoïdes. Au microscope, on peut distinguer des shales silteux, siliceux, à concrétions calcaires. A environ 15 km au SE d'Arly, sur la rive droite de la Pendjari, à la frontière du Bénin et du Burkina Faso (fig. 38C), c'est-à-dire à environ 1000 m au-dessus du toit du groupe du Sud-Banboli (fig. 45), ces shales renferment des *microfossiles* de nature carbonée, souvent hématitisés ou pyritisés. Ces microfossiles sont fragiles et se détruisent très facilement en ne laissant que leur empreinte. C'est parmi ces microfossiles qu'ont été déterminées (Amard et

Affaton, 1984) des *Chuaria circularis* Walcott. La fraction argileuse de ces shales, et des siltstones associés comprend 35 à 70 % d'illite, 0 à 65 % de montmorillonite et 0 à 50 % de chlorite ; de rares échantillons renferment de la kaolinite ( $\leq 10$  %) et des interstratifiés illite-montmorillonite ( $\leq 20$  %) et montmorillonite-chlorite ( $\leq 45$  %). L'étude de la cristallinité des illites alumineuses de ces shales et siltstones montre que ces roches n'ont subi qu'une faible diagenèse (fig. 44), ce qui ne suppose qu'un faible enfouissement. Des datations radiométriques sur illites (méthode Rb/Sr avec  $\lambda$  87 Rb = 1,42 x 10<sup>-5</sup>/Ma) provenant des mêmes shales indiquent un âge de 660 ± 9 Ma (Clauer, 1976; Clauer *et al.*, 1977) considéré comme l'âge de la sédimentation, ou d'une diagenèse précoce (Clauer *et al.*, 1982) et représentant alors un âge de sédimentation par défaut.

Les siltstones alternent généralement avec des shales ou des grès. Ils sont argileux ou argilo-calcaires, plus ou moins feldspathiques, et renferment de fines paillettes détritiques de micas. Ils sont finement lités et se débitent en esquilles, réglettes ou plaquettes portant des dendrites arborescentes de manganèse. Généralement de teintes verdâtres, ils s'altèrent en jaune moutarde à brun foncé.

Les grauwackes sont très grossières à conglomératiques, hétérogéniques, sablo-argileuses et plus ou moins micacées. Elles se composent de débris de quartz, feldspaths, micas, quartzites, silexites, shales, siltstones, grès, roches vertes, granito-gneiss et calcaires et d'une matrice sablo-argileuse, verdâtre et à altération brun foncé. Elles sont généralement massives et se débitent en blocs ou boules. De rares grès tufacés y sont également associés.

Les *silexites* sont argileuses, grises à verdâtres et rarement bleuâtres et affleurent en minces lentilles ou sous forme de très rares passées. Elles sont finement litées ou d'aspect massif, plus ou moins bréchiques, à débit en petits blocs parallélépipédiques. Des *calcaires argileux*, plus ou moins ferrugineux ou siliceux, parfois silteux et micacés, y forment des lentilles d'épaisseur millimétrique à décimétrique, de teintes grises à brunâtres, rarement bleuâtres. Ils se débitent en plaques ou plaquettes et ont une altération brune à rouille.

#### c2-Les Chuaria circularis Walcott de la formation de la Pendjari

.

*Chuaria circularis* Walcott (1899), considérée comme un microfossile caractéristique des formations du Protérozoïque supérieur à travers le monde, a été décrite en Afrique, dans la formation d'Atar en Mauritanie (Amard, 1984 ; 1986). Mais elle n'a été identifiée pour la première fois dans le bassin des Volta, plus précisément dans les shales de la formation de la Pendjari, que récemment (Amard et Affaton, 1984). L'appartenance phylogénétique de Chuaria est encore discutée : les uns considèrent le genre comme un Acritarche sphéromorphe et le rattachent à la famille des Leiosphaeridiae (Ford et Breed, 1973) ; les autres y voient une Cyanophycée (Knoll et Calder, 1983).

D'après Amard et Affaton (1984), les *Chuaria circularis* Walcott de la Pendjari (fig. 45A-B) se présentent sous forme de disques ellipsoïdaux, probablement sphériques à l'origine. Les individus sont isolés ou regroupés en amas de plusieurs unités, parfois en contact ou même se recouvrant légèrement (fig. 45C). La compaction du sédiment, dont résulte l'aplatissement de l'organisme, est également responsable de la formation de *replis concentriques*, plus ou moins réguliers, observés à la *périphérie des Chuaria*. On y observe également des replis secondaires de formes variées, généralement localisés à la partie centrale des individus. Quelques spécimens présentent des ruptures de paroi en forme de V interprétées comme des fentes de déhiscence.

En lame mince, il est très rare d'observer des spécimens entiers, d'une part à cause de la fragilité de la matière carbonée qui constitue ces microfossiles, et d'autre part du fait de leur adhérence précaire à la roche. Cependant, on peut noter la nature organique isotrope de la paroi, de couleur orangée à brun foncé, parfois envahie par des pyritosphères.

Les diamètres d'environ 240 individus, mesurés sur un plan de stratification d'un échantillon de 14 cm2 s'échelonnent entre 300 et 780 mm, avec une moyenne de 523 mm et un groupe modal de 480-510 mm. L'écarttype est assez faible (80,9 mm ou 15,46 % de la moyenne) et l'histogramme de répartition des diamètres est unimodal (fig. 45D). Il s'agit là des critères significatifs d'une population relativement homogène (Schopf, 1976).

En tenant compte de leur morphologie, de leur état de conservation et des effets de compaction, mais en négligeant la taille, facteur très variable chez les méga-Acritarches, nous constatons que les *Chuaria* de la formation de la Pendjari sont comparables en particulier à celles du Chuar Group du Grand Canyon (Arizona, USA) d'où provient l'espèce-type, des Chapaghlu Shales (Ouest Elburg, Iran), du Central Mt Stuart Beds en Australie centrale (Ford et Breed, 1973) et de l'Hector Formation (Alberta, Canada) décrites par Gussow en 1973.

#### c3 - Valeur stratigraphique des Chuaria circularis Walcott de la formation de la Pendjari

Chuaria circularis est connue dans de nombreuses localités à travers le monde, dans les formations datées du Riphéen supérieur  $(1000 \pm 50 \ a 650 \pm 20 \ Ma \ ou/et du Vendien (650 \pm 10 \ ou \pm 20 \ a 590 \pm 10 \ ou \pm 20 \ Ma (Chumakov et Semikhatov, 1981 ; Keller et Krasnobaev, 1983 ; Sokolov et Fedonkin, 1984). En effet, Ford et Breed (1973) en ont déterminé et décrit en Arizona, Iran et Australie ; Hofmann (1977) en Utah et Sibérie ; Goussov (1973) en Alberta ; Hofmann et Aitken (1979) dans les Mackenzie Mountains ; Vidal (1976, 1979, 1981) en Suède, en Groënland et en Finnmark ; Jankauskas (1982) en Oural ; Suresh et Sundara Raju (1983) en Inde ; Knoll et Calder (1983) au Svalbard ; et Amard (1984) en Mauritanie. Des Chuaria récemment signalées en Chine ne présentent pas de plis concentriques caractéristiques et ont été prudemment déterminées au niveau du genre seulement. Elles sont localisées dans des formations datées d'environ 1800 Ma (Hofmann et Chen Jinbiao, 1981). Elles constituent donc une exception, à moins qu'elles appartiennent à une$ *nouvelle espèce de Chuaria*ayant une répartition stratigraphique différente de celle de*Chuaria circularis*.

Ces données sur la répartition stratigraphique des *Chuaria circularis* dans le monde, jointes aux datations radiométriques mentionnées (Clauer, 1976), concourent à assigner un âge *vendien* à la formation de la Pendjari, du moins à sa partie inférieure fossilifère.

## III - ÉTUDE DU BASSIN DES VOLTA AU GHANA

## A - Remarque préliminaire : "Mudstone" considéré comme "pélite"

Dans le bassin des Volta, la plupart des roches essentiellement argileuses ou silteuses sont finement laminées ou fissiles. C'est donc en tenant compte de la proportion relative des argiles par rapport aux silts et de cette fissilité que nous avons considéré les unes comme des "shales" et les autres comme des "siltstones", en ajoutant parfois les qualificatifs "silteux" ou "argileux". Dans la littérature géologique du Ghana, le terme siltstone, bien qu'anglo-saxon, est pratiquement absent dans la désignation des roches du bassin des Volta, alors que les termes comme shale, sandstone, gritstone et mudstone y sont d'usage courant. On est donc tenté de considérer "*mudstone*" comme l'équivalent de notre "*siltstone*". Sans prendre en compte la fissilité, qui n'a forcément pas une signification génétique, et pour éviter toute restriction du champ d'application de ce terme mudstone, nous le traduisons par "pélite" dans un sens général (Foucault et Raoult, 1980) désignant ici "toute roche sédimentaire détritique à grain fin, fissile ou massive, pouvant renfermer de 30 à 75% de minéraux argileux ou 25 à 70 % de particules détritiques de natures variées (quartz, feldspaths, micas, chert, ...) et de tailles rarement supérieures à celles des silts ( $\leq 62,5 \mu m$ ). Une telle définition est proche de celle d'un "mudrock" ou "mudstone" de composition moyenne (12,5 % d'argile ; 75 % de silt ; 12,5 % de sable) selon Leeder (1982). Les définitions d'Ingram (1953) et de Pettijohn (1975), basées sur la prédominance des minéraux argileux par rapport aux silts dans les mudstones et sur le caractère massif de ces roches, paraissent restrictives et peu pratiques dans le bassin des Volta.

Pour Dunham (1961), le terme mudstone ne s'appliquerait qu'à des roches carbonatées à textures et compositions précises. En effet, il désignerait une "roche carbonatée, à texture sédimentaire reconnaissable, à composants organiques non liés entre eux durant le dépôt, à grains non jointifs et renfermant plus de 10 % de boue". Par contre, Michel et Fairbridge (1980) considèrent "mudstone" comme un terme peu précis désignant des roches sédimentaires constituées d'argiles et de limons (2-20  $\mu$ m) et pouvant être appelées soit des argilites, des limons, des shales, des pélites ou des "schistes argileux" ; soit des pélites indurées ; soit des micrites ou des calcilutites. Trop précis (Dunham, 1961) ou à la fois restrictif sur la taille des grains et trop vague sur la nature de la roche (Michel et Fairbridge, 1980), le terme mudstone ne saurait être maintenu dans le cadre de notre travail. Il nous semble préférable de le traduire par "*pélite*" pour les raisons exposées plus haut, tout en réalisant qu'en anglais ce mot a un tout autre sens, puisqu'il concerne surtout des roches métamorphiques.

## B - Le supergroupe inférieur et le passage au supergroupe moyen

## 1 - Le Massif de Gambaga

## a - Données lithostratigraphiques sur le secteur de Gambaga au Ghana

Le secteur de Gambaga est le prolongement occidental du Massif de Dapaong-Boumbouaka où, rappelons-le, a été établie la coupe type (fig. 18) du supergroupe de Boumbouaka. A la suite des travaux de reconnaissance effectués par McGregor (1929), la première échelle lithostratigraphique du Massif de Gambaga est due à Junner et Service (1937). Ils décrivent, de haut en bas (fig. 46) :

D - une séquence gréseuse massive, feldspathique et/ou kaolinique, à ripple-marks et stratifications obliques ;

C - une séquence gréseuse finement litée, feldspathique et micacée, à taches de carbonate, de teinte verte et à altération jaune clair ;

B - une séquence argileuse constituée par des shales verts, pourpres, bruns et gris, à minces intercalations de grès arkosiques et de calcaires impurs, et à rares niveaux de grès grossiers ferrugineux ;

A - une séquence gréseuse inférieure, finement litée, à galets mous et débutant par une mince semelle grésoconglomératique.

Dans la synthèse de Junner et Hirst (1946), les séquences gréseuses, l'une massive et l'autre finement litée (D et C), sont respectivement attribuées aux formations V3b et V3a constituant le "Voltaïen supérieur" ; la séquence argileuse (B) est considérée comme l'équivalent de la partie supérieure (V2) du "Voltaïen inférieur"; et la séquence gréseuse inférieure (A) comme l'équivalent de la partie inférieure (V1) du "Voltaïen inférieur". Ceci revient à dire que seul A serait à rattacher au supergroupe de Boumbouaka ; B serait considéré comme la "série de l'Oti" (notre supergroupe de la Pendjari) et D et C seraient attribués aux "couches de l'Obosum" (notre supergroupe de Tamale). En outre, McGregor (1929) signale que les épaisseurs de V2 et V3b croissent d'Ouest en Est et que V3a s'enrichit en shales silteux dans la partie ouest du Massif de Gambaga. Malgré le caractère sommaire de cette lithostratigraphie, on peut y reconnaître les groupes définis dans le supergroupe de Boumbouaka au Nord-Togo (fig. 46). Ces données schématiques peuvent être précisées à l'aide d'études ultérieures que nous allons examiner rapidement.

## b - Etude de la partie orientale du Massif de Gambaga

Les travaux d'Edmonds (1956) débouchent sur une lithostratigraphie détaillée de la partie orientale du Massif de Gambaga, immédiatement adjacente au Massif de Dapaong-Boumbouaka. En effet, ils conduisent à y distinguer 23 niveaux (fig. 47 et 48).

De nombreuses variations latérales de faciès ont été soulignées par Edmonds qui, par ailleurs, a précisé que le "Voltaïen moyen" (V2) n'est représenté dans la marge septentrionale du bassin des Volta que par sa partie inférieure (V2a) considérée comme l'équivalent de la "série de l'Oti".

Une étude photogéologique détaillée de la partie du Massif de Gambaga, située à cheval sur la frontière Ghana / Togo, permet de montrer que les six formations individualisées dans le supergroupe de Boumbouaka au Nord-Togo se retrouvent du côté ghanéen. Il est ainsi possible de comparer la lithostratigraphie d'Edmonds (1956) avec le log type établi au Nord-Togo (fig. 48). De cette comparaison, retenons les points suivants :

1 - Le membre inférieur gréseux (A1) de la formation de Korbongou est lenticulaire : pratiquement inexistant dans le secteur de Nioukpourma (fig. 26), il a une épaisseur supérieure à 14 m au Nord de Gambaga (fig. 47). Par contre, le membre supérieur silto-argileux de cette formation (A2) présente une continuité remarquable, même si l'on note une certaine variation de son épaisseur (7-25 m).

2 - La subdivision de la *formation de Dapaong* en trois membres, lithologiquement bien distincts au Nord-Togo, devient incertaine au Nord-Ghana où sa partie inférieure est essentiellement gréseuse (fig. 49). La coupe de Tami à Diapa (fig. 26) laissait prévoir une telle évolution. On peut donc compléter la remarque d'Edmonds en disant que la partie supérieure de son V1 (ou plus précisément le groupe de Dapaong) devient de plus en plus gréseuse de Gambaga vers l'Est ou l'Ouest et de Dapaong vers l'Ouest (fig. 50). La colonne stratigraphique des "grès de base", décrite par l'équipe des géologues soviétiques au Nord de Sakogu (fig. 51), confirme en particulier le caractère gréso-conglomératique de la formation de Korbongou dans la partie orientale du Massif de Gambaga. La formation de Dapaong y comporte deux membres pélitiques et un membre gréso-conglomératique dans sa moitié supérieure. Il faut cependant retenir que les pélites du membre 8 de la figure 48 correspondent aux siltstones et grès très fins (membre B3) de la formation de Dapaong.

3 - Le membre inférieur conglomératique, ou gréso-conglomératique (C1) de la formation de Natala (fig. 48), est largement représenté au Nord-Ghana. Le membre supérieur (C2), essentiellement argilo-silteux au Nord-Togo, passe à des grès et pélites (à fines passées de shales et à horizons silicifiés) au Nord-Ghana.

4 - Le membre moyen inférieur (D2) de la formation du Kotiaré, silteux à l'Est, devient gréseux vers l'Ouest, rendant difficile la distinction du ressaut continu qui, au Nord-Togo, correspond aux grès argileux, feldspathiques et micacés. Ce ressaut serait représenté au Nord-Ghana par des pélites et siltstones "silicifiés" qui marquent un net affinement de la sédimentation.

5 - Les formations de Bogou et du Mont Panabako sont remarquablement représentées au Nord-Ghana. Le contraste entre les grès feldspathiques massifs (E3 et F1) et les grès finement lités (E1 et E2) a de tous temps retenu l'attention des géologues travaillant au Ghana. Par contre, c'est la première fois que des roches tendres (F2) sont signalées au sommet des grès feldspathiques massifs, notamment dans la région de Sakogu et Nakpanduri (fig. 47). Il s'agit de shales et siltstones (fig. 48; membre 24) latéritisés que Junner et Hirst (1946) supposaient intercalés dans la partie sommitale des grès feldspathiques massifs du secteur de Gambaga. Pour nous, il ne s'agirait pas d'intercalations, mais d'un véritable membre (ou niveau) argilo-silteux représentant des dépôts presque entièrement érodés mais correspondant probablement à la semelle du supergroupe de l'Oti.

#### c - Etude de la partie occidentale du Massif de Gambaga

S'appuyant en partie sur les travaux antérieurs d'Edmonds (1952 et 1956) et de Hutton (1957), Murray (1960) dégage une lithostratigraphie de la partie occidentale du Massif de Gambaga, avec de haut en bas (fig. 52):

Dans le détail (tabl. 17), on peut noter quelques différences mineures entre les lithostratigraphies proposées par Edmonds (1952 et 1956), Hutton (1957) et Murray (1960) pour la partie occidentale du Massif de Gambaga.

.

	Formations	Niveaux	CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES
) érieur	Grès sup. massifs et feldspath.	18 17	Grès feldspathiques massifs, moyens, considérés comme de véritables arkoses, à grandes stratifications obliques plongeant vers le Nord. Grès fins, micacés, lités, dits de transition.
Voltaïen suj	Grès inf. finement lités	16	<i>Grès fins</i> , micacés, mouchetés d'oxydes de fer, finement lités, parfois à grain moyen et massifs. Ils renferment des galets mous, des intercalations de shales, siltstones et pélites. Ils présentent des structures de slumping et des galets de grès vers la base.
	(80 m)	15	Grès lités dits de transition
		14	<i>Grès</i> argileux, feldspathiques, micacés, passant vers l'Est à des grès argileux micacés, des shales et des pélites (20-25 m)
		13	Grès et pélites argileuses (5-6 m)
		12	Shales variés, à intercalations de grès fins argileux et de siltstones argileux. Ils comportent de fins nodules et lentilles de calcaires argileux et des nodules ferrugineux vers la base.
		11	<i>Grès</i> fins à moyens, massifs, argileux et micacés ou feldspathiques
ieur		10	<i>Grès-quartzites</i> en plaques, à nombreuses passées et lentilles grossières et ferrugineuses
fér		9	Nodules ferrugineux épars
in		8	Grès-quartzites et grès grossiers
n n		7	Shales silteux à niveau gréseux à la partie médiane
aïe		6	Shales et siltstones
olt		5	Pélites, shales et siltstones
>		4	Grès grossiers et conglomérats (3 m)
	Grès	3	Grès moyens, massifs, graveleux au sommet, silicifiés et à
	de	2	grain fin vers la base Grès feldspathiques, à galets mous, ripple-marks et rares stratifications obliques
	base	1	Conglomérats et grès grossiers de base
<b>⊢</b>	L	L	Discordance majeure
		Roches va	riées du socle de la dorsale de Léo

Mais l'important est de remarquer la grande différence d'interprétation qui existe avec le Nord-Togo. Dans cette dernière zone, le supergroupe inférieur ou de Boumbouaka correspond au "Voltaïen inférieur"; il comprend deux ensembles gréseux prenant en sandwich un ensemble argilo-silteux et supporte le supergroupe de la Pendjari considéré comme le "Voltaïen moyen". Dans le cas du Massif de Gambaga, c'est l'équivalent de la

Pendjari considéré comme le "Voltaïen moyen". Dans le cas du Massif de Gambaga, c'est l'équivalent de la partie argilo-silteuse du "Voltaïen inférieur" du Nord-Togo qui est corrélé avec le supergroupe de la Pendjari. L'ensemble gréseux supérieur est alors considéré comme un "Voltaïen supérieur" à faciès molassique, non représenté au Togo et Bénin. Nous retrouverons, tout au long de l'étude du bassin des Volta au Ghana, cette divergence d'interprétation héritée des premiers travaux et notamment de Junner et Hirst (1946). Même les synthèses des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne (Bozhko, 1964 et 1969 ; Sulutiu, 1968 ; Annan-Yorke et Cudjoe, 1971) n'ont pas résolu ce problème. Il faudra attendre la réinterprétation des résultats de ces travaux (Sougy, 1970 et 1971 ; Affaton et al., 1980 ; Bessoles et Trompette, 1980) pour qu'une claire distinction soit faite entre la séquence silto-argileuse et peu épaisse du "Voltaïen inférieur" et la séquence plus franchement argileuse et souvent très épaisse du "Voltaïen moyen" ou supergroupe de la Pendjari. A partir de ce moment-là, la lithostratigraphie du bassin des Volta au Ghana devient très voisine de celle proposée pour le Togo-Bénin, à la différence près qu'au Ghana la colonne stratigraphique se complète par l'adjonction d'un "Voltaïen supérieur", généralement grossier et rougeâtre, dénommé "Obosum beds" et inconnu ailleurs.

EDMONDS (1952 et 1956)		HUTTON (1957)					MURRAY (1960)	
Voltaïen	V <sub>3</sub> b	Grès supé	massifs	Voltaïen	V <sub>3</sub> b	Grès feldspathiques massis à stratifications obliques		
supérieur	V3a	Grès inférieurs finement lités			supérieur V3a		Grès fins, micacés, finement lités	
	v <sub>2</sub>	Groupe	V <sub>2</sub> b	"Série" arénacée	X7.14	¥7 -	0	
					voitaien	v <sub>2</sub> a	Groupe argineux	
Voltaïen moyen		argileux	V <sub>2</sub> a	"Série de l'Oti		V <sub>1</sub> b	Argiles	
					infáriour			
Voltaïen inférieur	Voltaïen V <sub>1</sub> Grès de base inférieur			micieu	v <sub>1a</sub>	Grès		

**Tableau 17**: Corrélations proposées par Murray (1960) pour la partie occidentale du Massif de Gambaga. Selon Edmonds (1956), seul V<sub>2</sub>a est représenté dans la falaise septentrionale du Massif de Gambaga

Par ailleurs, la colonne stratigraphique de la partie occidentale du Massif de Gambaga (fig. 52) est pratiquement superposable à celle de la partie orientale de ce massif (fig. 47). En effet, on y retrouve les équivalents des formations définies dans le Massif de Dapaong-Boumbouaka affectés de menues différences que nous allons souligner à partir de la figure 52 :

1 - Le membre supérieur, silto-argileux (A2) de la formation de Korbongou passe à des grès vers l'Ouest (niveau 3).

2 - Dans la partie ouest, l'équivalent de la *formation de Dapaong* peut être à nouveau subdivisé en deux ensembles. B1 y est essentiellement argilo-silteux et à rares intercalations gréseuses (niveaux 4-7). La

persistance du niveau conglomératique 4 exclut la possibilité d'attribuer les niveaux 4-7 à la partie supérieure de la formation de Korbongou, les seuls niveaux 8-11 étant alors assignés à la formation de Dapaong. La présence de B3 reste incertaine : il peut soit être représenté par les grès massifs du niveau 11, soit avoir été érodé, le niveau 11 devant alors être rattaché à B2. Quoi qu'il en soit, nous remarquons de nombreuses variations latérales de faciès dans le groupe de Dapaong quand on passe d'Est en Ouest.

3 - La formation de Natala (niveau 12) devient essentiellement argilo-silteuse vers l'Ouest, en même temps qu'elle tend à s'amincir. Par contre, celle du Kotiaré (niveaux 13-15) devient surtout gréseuse tout en s'amincissant également.

4 - Les formations de Bogou (niveaux 16-17) et du Mont Panabako (notamment les grès feldspathiques massifs du niveau 18) restent très constantes à travers tout le Massif de Gambaga. Notons également la présence probable du membre supérieur (F2) de la formation du Mont Panabako sous forme de petites buttes-témoins (niveau 19).

# d - Etude de la partie méridionale du Massif de Gambaga : le passage au supergroupe moyen ou de la Pendjari

Avec la description du versant sud du Massif de Gambaga, nous aborderons essentiellement l'étude du supergroupe de la Pendjari.

Dans sa synthèse sur les carbonates du Ghana en 1960, Mitchell a accordé une attention particulière à la partie méridionale du Massif de Gambaga, notamment à la crête constituée par des "pélites variées, plus ou moins silicifiées, et des silexites variées finement litées". Ces pélites et silexites sont attribuées à la "série de l'Oti", V2a (Junner, 1936) ou à sa partie supérieure (Tevendale, 1949b). Junner et Hirst (1946) les attribuent à la partie supérieure (V2a) du "Voltaïen inférieur" alors que Edmonds (1956) les considère comme la partie inférieure du "Voltaïen moyen".

Cette crête, à escarpement tourné vers le Nord, est un important trait topographique continu depuis Du à l'Ouest (près de la Volta blanche) jusqu'à la frontière du Togo (près de Bongpulugu) (fig. 53). Elle est le prolongement occidental de la crête décrite au Sud de Nayargou au Togo (fig. 26). Sa hauteur de commandement est généralement de 10 à 50 m, sauf dans les environs de Kankadina et de Diani-Nachiahi où elle est pratiquement inexistante (fig. 53).

De la synthèse de Mitchell (1960) nous pouvons tirer les renseignements suivants qui ne constituent pas une coupe mais une liste des principaux affleurements de la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari (fig. 53):

Les carottes provenant de l'un des sondages exécutés en 1960 à Bongo Da (fig. 53), dans le cadre de la mission de Mitchell, ont été succinctement décrites par Sougy et Trompette en 1975 (fig. 55). On y voit clairement que les carbonates de Bongo Da reposent sur les grès-quartzites feldspathiques appartenant au Massif de Gambaga. Cette disposition est comparable à celle observée au Sud-Banboli (fig. 24).

Hormis les grès feldspathiques massifs, qui représentent le membre F1 de la formation du Mont Panabako (fig. 52 et 53), cinq principaux faciès constituent la petite cuesta, à escarpement tourné vers le Nord, qui limite le Massif de Gambaga au Sud et dont les assises s'ennoient faiblement vers le Sud. Il s'agit de :

- "Calcaires dolomitiques" renfermant de 5,3 à 17,3 % de MgO, avec une moyenne de 13,22 % (tabl. 18). La plupart des échantillons analysés, reportés dans le diagramme de Martinet et Sougy (1961), correspondent en fait à des dolomies calcaires (fig. 56). Il s'agit généralement de carbonates plus ou moins siliceux ou silicifiés, parfois à barytine (Junner, 1938) et rarement gréseux. Ils présentent des veines de silice, notamment de calcédoine et d'opale ou de calcite, des taches ou veines noires d'oxyde de manganèse et de rares géodes renfermant des nids de cristaux de quartz. Ils comportent des interlits lenticulaires de shales et silexites. Généralement à grain très fin à fin, ils ont une structure massive, rarement en fins lits. Ils sont souvent

LIEU	ECH. ANAL.	CARACTERES LITHOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURAUX
Jakasi		<i>Pélites, silexites et shales</i> variés, reposant sur des granites gris, à biotite et à passées pegmatitiques, du socle éburnéen.
Du	J 1740 J 1745 MT434	"Calcaires dolomitiques", siliceux, à veines de calcédoine et d'opale et à barytine. Ils présentent des cavités renfermant des nids de cristaux de quartz, de teintes gris clair, et une structure massive ou en gros bancs. Leur épaisseur varie de 2 à 4 m. Ils sont intercalés dans des pélites "silicifiées", roses à rouges, et des silexites verdâtres, ou dans des shales calcaires et peu silicifiés. Les shales sous-jacents, qui correspondent au niveau de Jakasi, renferment de l'agate, de l'opale et des nids de cristaux de quartz. Ces "calcaires" pendent de 10 à 20° vers le SE.
Nord- Walewale	MT 437	Deux bancs de "calcaires dolomitiques" finement diaclasés, épais de 30 et 60- 90 cm et séparés par environ 1,5 m de pélites.
		"Calcaires dolomitique", siliceux, à grain fin, de teintes grisâtres et bleuâtres, à altération jaune à brun. Ils présentent des veines de silice et des taches noires d'oxydes de manganèse. Ils sont intercalés dans des pélites roses à brunes, non calcareuses, et des silexites grises, finement laminées.
NE- Selenvoya		<i>Calcaires dolomitiques</i> , siliceux, à grain fin, de teinte grise, à minces intercalations de <i>pélites</i> , affleurant sous près de 50 m de <i>pélites siliceuses et silexites</i> .
Tamboko		<i>"Calcaires dolomitiques"</i> siliceux, à grain fin, de teinte grise à gris sombre, affleurant sous plus de 15 m de <i>silexites</i> finement litées, gris sombre à verdâtres.
SE- Binduri		"Calcaires dolomitiques" siliceux, à grain fin, finement lités, de teinte grise, à veines d'oxydes de manganèse noir et à altération gris sombre. Ils reposent sur des silexites et supportent à leur tour plus de 15 m de silexites gris-vert à brunjaune et de pélites siliceuses brunes.
Kpalvaka		<i>"Calcaires dolomitiques"</i> , siliceux, finement lités, à grain fin, à altération brunâtre à jaune, affleurant sous des silexites grises, finement litées. Ils se présentent sous forme de plaques et blocs dans une séquence de 15 m.
Sihene		"Calcaires dolomitiques" affleurant sous plus de 30 m de silexites gris clair.
Nord- Lonwiri		"Calcaires dolomitiques", très silicifiés, épais d'environ 50 cm, de teinte bleue, comportant un fin interlit de shales jaune-vert (fig. 54). Ils reposent sur des silexites blanchâtres et supportent des pélites et shales vert-jaune, non calcareux, puis des silexites noires ou bleues et des pélites silicifiées rouges, à rares fins interlits de shales. Ils pendent de 0-5° vers le NE ou le SE.
Nord- Bongo Da		Petits fragments épars de " <i>calcaires</i> " verts, chamois ou bruns, très altérés, et de <i>silexites</i> rouges à noires, finement litées.

.

LIEU	ECH. ANAL.	CARACTERES LITHOLOGIQUES ET MICROSTRUCTURAUX
Bongo Da		Silexites gris-bleu, finement litées, et pélites siliceuses, non calcareuses, finement litées. Ces roches présentent un léger gauchissement avec des pendages de 0-5° vers le SE.
Sud- Gambieni		"Calcaires silicifiés" à grain fin, à veine de calcite, de teinte gris clair, associés à des "calcaires gréseux", à veines de silice. Ces calcaires sont très légèrement magnésiens.
SW- Kakuruge	MT 497	<i>"Calcaires dolomitiques"</i> , siliceux, à grain fin, finement lités, épais d'au moins 1,5 m, de teintes jaune-brun à grises. Ils affleurent, sur plus de 1600 m de distance, sous plus de 30 m de <i>silexites et pélites siliceuses.</i>
Maje d'environ	MT 487	<i>"Calcaires dolomitiques"</i> , à grain fin, peu stratifiés, à veines de calcite, épais 1,5 m et de teinte blanchâtre à grise ou jaune.
SW- Bisitinga	MT 491	"Calcaires dolomitiques", très silicifiés, stratifiés, présentant de fines lentilles siliceuses, grises à noires, parallèles à la stratification, et des teintes blanches à rougeâtres ou brun-jaune. Epais de plus de 60 cm, ils affleurent sur 320 m et passent latéralement à des grès feldspathiques, calcareux et bruns, sur 160 m; puis ils réapparaissent sous forme de "calcaires très silicifiés", à veines de calcite, de teinte jaune clair à brunâtre, visibles sur plus de 300 m (les grès feldspathiques calcareux pourraient correspondre en fait à une intercalation dans une séquence calcaro-dolomitique plus ou moins siliceuse). Des silexites grises à vertes, en fragments, sont observées au-dessus de ces "calcaires" et grès. Les grès feldspathiques massifs sous-jacents, affleurant le long de la route au Nord de Bisitinga, pendent de 2 à 10° vers le NE ou le SE.
SW- Bumbuna		<i>"Calcaires dolomitiques"</i> , siliceux, à grain très fin, gris sombre, à altération brun clair
Bong- pulugu	MT 455	Nombreux affleurements et blocs de "calcaires dolomitiques", siliceux, à grain fin, de teinte grise, à altération gris-blanc. Seul l'échantillon MT 455 est un calcaire magnésien pauvre en MgO. Les grès feldspathiques massifs sous- jacents, affleurant à Kinkongo et Lare ou Kago, ont un pendage de 0 à 70° vers le NE ou le SE.

diaclasés et de teinte blanchâtre, gris-blanc à bleu, jaune clair à verdâtre, brune à rouge. Ils présentent un débit en plaques et blocs et une altération jaune-blanc à brun foncé ou gris sombre. Ils constituent un membre carbonaté, probablement continu de Du à Bongpulugu, affleurant généralement au pied nord de la petite cuesta, avec une épaisseur décimétrique à, rarement, décamétrique (environ 15 m à Kpalvaka) et un pendage de 0 à 20° vers l'Est, le NE ou le SE.

- *Silexites variées*, communément appelées "cherts" au Ghana, finement litées, de teintes blanchâtres à noirâtres, à débit en petits blocs parallélépipédiques.

Echantillons	J.1740	J.1745	MT.434	MT.437	MT.487	MT.491	MT.497	MT.455
SiO <sub>2</sub>	3,66	4,87	4,90	22,27	10,62	4,53	5,40	9,87
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	0,96	1,75	1,53	3,40	2,20	2,41	3,00	4,76
MgO CaO HoO+	17,27 33,03 0.95*	14,54 34,86 0.14*	16,56 33,26	11,59 27,51	14,37 31,38	16,03 32,73	10,14 39,57	5,29 40,71
H <sub>2</sub> O-	0,38*	0,31*						
TiO <sub>2</sub>	tr.	0,05						
CO <sub>2</sub>	43,60	42,30	45,13	35,33	40,93	42,00	40,52	37,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,22						
SO3	0,14	0,35						
MnO BaO	0,16	0,33 0,62						
Total	100,23	100,34	101,38	100,10	99,50	97,70	98,63	98,50
		Valeurs	s moyennes	de quelqu	es élément:	s		
SiO <sub>2</sub> = 8,27	N	/IgO = 13,22		CaO = 34	,13	CO	2 = 40,96	

**Tableau 18**: Analyses des carbonates de l'équivalent du membre supérieur de la formation du Sud-Banboli sur la bordure méridionale du Massif de Gambaga d'après Mitchell (1960). La localisation des échantillons est précisée dans les pages qui précèdent (p. 69 à 70). Le tableau original a été légèrement modifié. Les 6 premiers échantillons sont des dolomies calcaires, MT 455 est un calcaire dolomitique, alors que MT 497 est à la limite entre ces deux faciès (fig. 56). (MT = Mitchell ; J = Junner ; \* y compris la matière organique).

- Pélites plus ou moins siliceuses ou silicifiées, parfois calcareuses, à fines intercalations de shales, de teintes roses à rouges ou brunes, parfois vert-jaune. Elles sont le plus souvent finement litées. Ces pélites sont communément appelées "mudstones" au Ghana ; il s'agit généralement d'un mélange d'argiles et de silts, voire de silice et/ou de sablons (p. 74).
- Shales plus ou moins siliceux ou calcareux ou silto-gréseux, et pouvant renfermer de l'opale, de l'agate et des nids de cristaux de quartz. Ils sont de teinte grise à vert-jaune.
- Grès feldspathiques, calcareux, brunâtres, rares et considérés comme l'équivalent latéral des "calcaires dolomitiques". Il pourrait s'agir de lentilles détritiques associées à des niveaux de mixtites n'affleurant pas dans la partie méridionale du Massif de Gambaga.

Notons également que Mitchell (1960) a observé de fines *lentilles de carbonates* dans les silexites, pélites et shales situés *au-dessus des "calcaires dolomitiques.*". Il s'agit de carbonates à grain fin, parfois siliceux, en petits bancs ou finement laminés, de teintes grises, bleues ou rouges et présentant une altération jaune clair à brune. L'épaisseur de ces lentilles est de quelques centimètres à un mètre. On y observe des cavités de dissolution. Leur teneur en MgO est de 1,4 à 4,2 % (tabl. 19). Ils correspondent à des *calcaires dolomitiques* ou des *calcaires magnésiens* (fig. 57).

Les dolomies, calcaires, silexites, pélites et shales à lentilles de calcaires magnésiens et les rares grès feldspathiques calcareux sont l'équivalent d'une partie du groupe du Sud-Banboli décrit au Togo, plus

E	chantillons	MT320	MT445	MT448	MT463				
Si	iO <sub>2</sub>	23,66	3,33	5,16	3,55				
A	$l_2O_3 + Fe_2O_3$	n,đ	1,43	3,09	1,22				
M	IgO	3,80	1,51	4,17	1,41				
C	aO	34,67	51,42	46,42	51,56				
C	0 <sub>2</sub>	30,56	40,87	42,53	40,93				
Т	otal	>92,69	98,57	101,37	98,67				
	Valeurs moyennes de quelques éléments								
SiO <sub>2</sub> = 8,93		MgO = 2,72	CaO = 46,	02	CO <sub>2</sub> = 38,72				

Tableau 19 : Analyses des lentilles carbonatées de l'équivalent de la formation de Barkoissi dans le secteur de Bongo Da d'après Mitchell (1960). Ces calcaires dolomitiques ou magnésiens (fig.) sont situés au-dessus des dolomies analysées dans le tableau 18.

précisément de la formation du Sud-Banboli, amputée de sa mixtite basale, et de la formation de Barkoissi. Une telle corrélation confirme la continuité cartographique observée et bien mise en évidence par Sougy (1970 et 1971) sur l'ensemble du Massif de Gambaga au Togo comme au Ghana. Toutefois, cette continuité ne doit pas masquer certaines variations mineures que nous allons examiner :

- a Des pélites et shales se rencontrent en intercalations dans les dolomies calcaires auxquelles ils sont intimement associés. En première approximation, ils paraissent donc n'avoir aucun lien avec la glaciation.
- b Les pélites et shales sous-jacents aux dolomies calcaires pourraient représenter la partie supérieure d'une séquence glaciogénique qui, dans cette région, ne montrerait aucun caractère de sédiments déposés directement ou indirectement par des glaciers. Il est aussi probable que ces pélites et shales constituent, avec les dolomies calcaires et leurs intercalations argilo-pélitiques, l'équivalent d'un complexe glaciogénique comme celui observé à l'Est du Massif de Damongo (fig. 77). Autre hypothèse, les pélites et shales sous-jacents aux dolomies calcaires pourraient par ailleurs correspondre à l'équivalent du membre F2 de la formation du Mont Panabako et représenter ainsi la partie sommitale du supergroupe de Boumbouaka.

Entre Kankadina et Diani Nachiahi (fig. 53), le supergroupe de la Pendjari est directement au contact du groupe de la Fosse-aux-Lions. Dans ce secteur limité, les pélites et shales sous-jacents aux dolomies calcaires pourraient être l'équivalent de l'un des membres de ce groupe qui s'ennoie sous celui du Sud-Banboli.

- c La majeure partie des silexites, pélites, shales et leurs rares lentilles carbonatées correspondent à la formation de Barkoissi (H) au Nord-Ghana.
- d Le groupe du Sud-Banboli repose directement sur les granitoïdes de la dorsale de Léo à Jakasi et sur une mince séquence gréseuse appartenant probablement à la partie inférieure du groupe de Dapaong au Sud de Du (fig. 53). Sa présence au dos des grès feldspathiques massifs, dans les environs de Bisitinga et Bongpulugu, est bien conforme aux observations faites au Sud-Banboli, à Poiporga et Nayargou (fig. 21-25). Nous admettons ainsi que la petite cuesta, qui se suit de Du à Bongpulugu, correspond bien à la limite nord du supergroupe de la Pendjari au Ghana. Une telle conclusion réfute l'hypothèse d'une faille Est-Ouest, passant au Nord de la petite cuesta (Bozhko, 1964) et "ramenant, par un mouvement descendant du bloc nord, les formations Vtl,

Vt2/2 et Vt3/2 - qui constituent le supergroupe de la Pendjari au Sud du Massif de Gambaga - au contact des formations Vt3 - c'est-à-dire notre groupe du Mont Boumbouaka - qui leur serait sus-jacentes" (fig. 58 à 60). L'erreur vient du fait que la plupart des géologues travaillant dans le bassin des Volta au Ghana (comme Bozhko, 1973) ont adopté a priori la stratigraphie de Junner et Hirst (1946) qui confond la séquence argilosilteuse du groupe de la Fosse-aux-Lions (appartenant au supergroupe inférieur) et celle de la Pendjari qui appartient au supergroupe moyen. Il semble que, sans l'avoir publié, certains géologues travaillant au Ghana (notamment Bozhko, 1969a et b ; Bozhko et al., 1974) ont plus récemment admis que les séquences constituant les massifs bordiers de Gambaga et Damongo s'ennoient sous la séquence de la Pendjari, comme cela a été clairement démontré plus au Nord (Sougy, 1971 ; Trompette, 1972 ; Affaton, 1975 ; Affaton et al., 1980 ; Bessoles et Trompette, 1980). Cette dernière séquence peut d'ailleurs reposer directement sur le socle après l'érosion de la totalité du supergroupe de Boumbouaka.

- e Le groupe du Sud-Banboli, notamment sa formation inférieure constituée par une séquence glaciogénique et des dolomies calcaires à barytine, peut reposer indifféremment sur chacun des membres des formations constituant le supergroupe de Boumbouaka. C'est ce qui se passe clairement dans le secteur compris entre la Volta blanche et la rivière Gambaga (fig. 53). Cette relation est une source possible d'erreur, notamment lorsque le groupe du Sud-Banboli est au contact direct du groupe de la Fosse-aux-Lions, comme entre Kankadina et Diani Nachiahi.
- f Comme corollaire des conclusions qui précèdent, nous pouvons avancer que les formations reposant sur le groupe du Sud-Banboli, notamment sur les silexites de la formation de Barkoissi (fig. 18 à 26), ne peuvent pas être corrélées avec des formations tendres localisées sous les "grès feldspathiques massifs" (formation du Mont Panabako) et qui constituent la partie médiane des Massifs de Gambaga, Damongo et Kwahu (fig. 53).

#### 2 - Le Massif de Damongo

La synthèse des données géologiques existantes sur le Massif de Damongo permet d'y reconnaître les équivalents des principaux groupes définis au Nord-Togo. Elle conduit en particulier à préciser que le supergroupe de la Pendjari repose, en discordance de ravinement *pro parte* glaciaire, sur les grès-quartzites feldspathiques constituant la partie supérieure de ce massif. Avant d'étudier le revers oriental de ce massif, on tentera de dégager les principales caractéristiques des équivalents des groupes de Dapaong, de la Fosse-aux-Lions et du Mont Boumbouaka dans ce massif.

#### a - L'équivalent du groupe de Dapaong dans la marge occidentale du Massif de Damongo

Le rebord occidental du Massif de Damongo (pl. 2; fig. 61) est constitué par des grès et grès-quartzites fins à moyens, des grès grossiers à microconglomératiques ou à galets mous, et parfois des grès feldspathiques ou calcareux. Junner et Bates (1942) et Junner et Hirst (1946) ont étudié plusieurs coupes de ce rebord qu'ils considéraient comme constitué par les "Grès de base" V1. Ces grès sont en fait l'équivalent de notre groupe de Dapaong. Les observations de ces auteurs permettent donc d'étendre vers le SW nos conclusions à propos du Massif de Gambaga (fig. 48) :

Ils décrivent des grès-quartzites ferrugineux, conglomératiques, peu épais, reposant sur le socle birrimien dans les environs de Isiasi (fig. 61, n° 1) et supportant des shales renfermant des silexites et carbonates. Ce sont ces shales et silexites à lentilles carbonatées qui, nous l'avons vu, reposent indifféremment sur les divers groupes et formations constituant le Massif de Gambaga, et même sur le socle éburnéen entre le SW de Du et le NE de Isiasi. Ces shales et silexites comportent généralement un membre carbonaté inférieur, à lentilles de dolomies calcaires à barytine. Les grès-quartzites décrits dans les environs de Isiasi représentent une faible portion, la portion la plus inférieure, du groupe de Dapaong.

A l'Est de Tantali et Sumbisi (fig. 61, n° 2), affleurent des grès quartzeux rouges, souvent calcareux, à stratifications obliques et ripple-marks, comportant un niveau conglomératique vers la base. Ils sont épais de 23 m et reposent en discordance majeure sur le socle. Il s'agit d'un équivalent latéral des grès-quartzites conglomératiques d'Isiasi.

La coupe de Grumbele à Bantala (fig. 61, n° 3) permet de distinguer trois principaux niveaux gréseux sur la marge occidentale du Massif de Damongo : des grès feldspathiques (13 m), comportant des galets mous vers la base, en discordance fondamentale sur le socle ; des grès quartzeux, à intercalations de grès grossiers et à lits microconglomératiques dans la partie inférieure (20 m) ; et des grès fins, quartzeux, massifs (22 m). Le groupe de Dapaong est donc représenté ici par environ 55 m de grès variés.

Les observations faites dans les environs de Bele, Bungweli, Mbolebi, Kahampe et Fumbo (fig. 61, n° 4) montrent des grès variés sur environ 60 m : la partie inférieure se compose de grès fins à passées de grès grossiers et reposant sur le socle par une semelle conglomératique (25 m) ; la partie supérieure est constituée par des grès quartzeux et grès grossiers, souvent micacés, renfermant parfois des galets mous (36 m). Des grèsquartziques fins, à muscovite, à rares galets et comportant un horizon de grès grossiers, affleurent sur une épaisseur d'environ 55 m à l'Ouest de Konkori (fig. 61, n° 5). Ils sont des équivalents des grès décrits ci-dessus.

De ces observations, nous pouvons retenir le caractère essentiellement gréseux du groupe de Dapaong sur la marge occidentale du Massif de Damongo. Cette tendance à l'accroissement du volume des grès vers le SW a déjà été signalé dans le Massif de Gambaga (fig. 50). Il devient donc pratiquement impossible de subdiviser le groupe de Dapaong en deux formations - les formations de Korbongou et de Dapaong individualisées au Nord-Togo (tabl. 9) - dans la marge occidentale du Massif de Damongo. On comprend alors aisément pourquoi le terme "Basal sandstones" y a été adopté depuis près de 50 ans.

D'après Sulutiu (1968), les forages effectués par l'équipe des géologues soviétiques, entre 1962 et 1965 (pl. 2 et 3) à l'Ouest de Larabanga (sondage SGST-4) et à Tibagona (sondage SGST-1), ont recoupé respectivement 180,3 m et 258,75 m de "Basal sandstones". Remarquons que le forage de Tibagona n'a cependant pas atteint le mur de ces grès et que ces épaisseurs représentent au moins trois à quatre fois les épaisseurs connues en affleurement à la bordure occidentale.

On assisterait donc à un très fort épaississement des "Basal sandstones" (ou l'équivalent du groupe de Dapaong) vers l'Est. Toutefois, une analyse détaillée des logs de sondage permet de proposer une hypothèse toute différente. Dans le cas du sondage proche de Larabanga (SGST-4), les "Basal sandstones" ne sont peut-être représentés que par les quatre vingts mètres inférieurs, le reste étant constitué par les équivalents des formations de Natala et du Kotiaré qui constituent le groupe de la Fosse-aux-Lions (pl. 3). La colonne stratigraphique de Tibagona (SGST-1) n'est pas assez détaillée pour que l'on puisse tenter d'y retrouver les différentes subdivisions de la coupe type du Nord-Togo. Cependant, il semble que les 360 m inférieurs de ce log représentent le supergroupe de Boumbouaka sans sa partie inférieure.

#### b - L'équivalent du groupe de la Fosse-aux-Lions dans le Massif de Damongo

Dans la cuesta principale du Massif de Damongo, Junner et Hirst (1946) ont signalé une séquence médiane tendre (V2) peu épaisse, constituée de shales, pélites et grès feldspathiques argileux, le plus souvent micacés. Cette séquence a cependant une épaisseur supérieure à 30 m dans le secteur de Larabanga, où elle est représentée par des pélites et shales surmontés par des arkoses peu différentes de celles de la formation de l'Obosum, ensemble lithostratigraphique le plus supérieur du bassin des Volta. Son épaisseur est d'environ 30 à 45 m à Konkori et Bantala, où elle comprend surtout des pélites micacées, à débit en dalles vers le sommet, de teinte jaune clair à verdâtre.

D'après Sulutiu (1968), l'équipe des géologues soviétiques n'a pas accordé une attention particulière à l'étude de cette séquence dans la cuesta principale du Massif de Damongo. A notre avis, les 135 premiers mètres (à partir du haut) du forage de Larabanga (SGST-4, pl. 2 et 3) appartiennent à cette séquence dénommée "série des pélites gréseuses" ou "série inférieure gris verdâtre". Sa *partie inférieure*, essentiellement argileuse, qui comporte des passées gréseuses vers la base et le sommet, correspond à la *formation de Natala. Sa partie supérieure*, qui débute par des conglomérats épais d'environ 7 m et comprend notamment des grès arkosiques à

minces passées argileuses ou conglomératiques, représente l'équivalent des membres inférieur et médian inférieur de la *formation du Kotiaré* définie au Nord-Togo. Les membres médian supérieur et supérieur de cette formation sont classiquement considérés comme la partie inférieure des "Grès finement lités" V3a du "Voltaïen supérieur" (V3a + V3b) au Ghana.

Le groupe de la Fosse-aux-Lions est donc largement représenté dans la cuesta principale du Massif de Damongo. Il y présente des caractéristiques comparables à celles observées dans le Massif de Gambaga (p. 75).

## c - L'équivalent du groupe du Mont Boumbouaka dans le Massif de Damongo

Pour Junner et Hirst (1946), la partie sommitale du Massif de Damongo est constituée par les grès de V3a et V3b, c'est-à-dire par l'unité la plus élevée dans la stratigraphie du bassin des Volta ou "Voltaïen supérieur".

Selon ces auteurs, V3b y est représenté par des grès feldspathiques (où les feldspaths sont souvent kaolinisés) massifs, à stratifications obliques, renfermant par endroits de fines passées de grès grossiers conglomératiques. Son épaisseur est d'environ 76 m près de Konkori et de 140 m à Bantala. L'étude des stratifications obliques y montre que les matériaux proviennent du NW à Yabum, du Sud à Konkori et du SW à Damongo.

Les caractéristiques lithologiques du V3a varient d'un point à un autre :

- A Bantala, il se compose de grès variés : la partie inférieure est représentée par des grès fins, argileux, micacés, finement lités, jaune clair, et à débit en dalles vers la base ; elle passe progressivement à la partie supérieure constituée par des grès moyens feldspathiques, micacés et gris sale. L'épaisseur de V3a y est d'environ 70 m.
- A Konkori, il est constitué de grès micacés, à débit en dalles, à passées de pélites gréseuses micacées et de siltstones ; il présente de fines intercalations de grès massifs et des galets mous dans certains niveaux. Son épaisseur dépasse à peine 60 m.
- A Damongo, il est représenté par des grès feldspathiques argileux, micacés, à galets mous, à fins interlits de shales et à niveaux arkosiques dans la partie inférieure. Son épaisseur varie de 45 à 65 m.
- De Fumbo à Boakipe et Bwipe, il comprend une partie supérieure, constituée de grès feldspathiques micacés, et une partie inférieure représentée par des grès quartzeux, fins, peu feldspathiques, peu ou pas micacés. Bates (1945) a souligné qu'à Fumbo la partie inférieure de V3a, épaisse de moins de 30 m, se compose de deux ensembles : un membre inférieur, relativement épais, représenté par des grès à taches kaoliniques et à plages d'oxydes de manganèse ; et un niveau supérieur métrique de grès moyens quartzeux, à stratifications obliques et ripple-marks, à fines intercalations de grès grossiers et à semelle de grès quartzeux fins.

D'une façon générale, les grès du "V3a et V3b" pendent modérément (0 à 8°) vers l'ESE.

En résumé, nous retrouvons dans le Massif de Damongo les caractéristiques du V3a et V3b du Massif de Gambaga. Les corrélations proposées dans l'étude du Massif de Gambaga (fig. 48) restent donc valables pour le Massif de Damongo, à savoir que les V3a et V3b de Junner et Hirst (1946) sont des équivalents latéraux du groupe du Mont Boumbouaka, constitué par les formations de Bogou et du Mont Panabako, et des membres supérieur et médian supérieur de la formation du Kotiaré. Il faut cependant noter, dans les grès feldspathiques massifs du Massif de Damongo, l'abondance relative des niveaux ou passées de grès grossiers conglomératiques, à graviers, galets et grains de quartz parfaitement ronds.

#### d - Le revers oriental du Massif de Damongo : le passage au supergroupe moyen

La carte géologique (fig. 62) établie par Levin (1974) montre à nouveau que la position stratigraphique des grès feldspathiques massifs, constituant la partie supérieure du Massif de Damongo, reste très discutée au Ghana. L'étude des carbonates dans la région de Bwipe (ou Buipe; fig. 63) permet en particulier de préciser que les grès mentionnés ci-dessus (V3a; V3b) reposent, comme l'ont suggéré Sougy (1971) et Donnot (1975), sous la discordance de ravinement, *pro parte* glaciaire, remblayée par le complexe glaciogénique et les dolomies calcaires qui constituent la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari.

Deuxième partie

			SEC	FEUR DE	BWIPE				
Echantillons	MT.291	MT.304	MT.310	MT.312	MT.318	MT.321	MT.324	MT.325	MT.328
SiO2 AlaOa - FeaOa	33,06	3,57 2,52	3,06	4,00 2 37	4,00 2.76	3,18 2,71	2,59	3,22	5,24 3 13
MgO	11.49	18.18	18.30	18.49	17.67	17.64	17 93	18 15	8 10
CaO	20.77	31.05	30.78	30.59	30.83	31.56	31.65	31 43	37 83
CO <sub>2</sub>	25,71	41.88	44.07	42.44	42.84	44.88	44.18	43.55	42.72
Total	91,57	97,20	96,21	97,89	98,10	99,97	96,35	96,35	97,02
Echantillons	MT.329	MT.335	MT.337	MT.352	MT.360	MT.372	MT.379	MT.398	MT.402
SiO2	2.82	3.31	40.04	3.47	3.94	3.53	6.36	3.80	3 31
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	2,44	2,81	5,86	2,58	2,74	3,36	3,64	2,90	3,50
MgO	17,85	18,61	9,23	18,79	17,86	18,26	16,64	18,95	18,06
CaO	31,49	30,01	17,80	30,10	30,75	30,39	31,26	29,51	31,71
CO <sub>2</sub>	45,16	42,28	23,80	43,24	42,40	44,00	41,34	44,28	42,27
Total	99,76	97,02	96,73	98,15	97,69	99,54	99,24	99,44	98,85
		[	SI	ECTEUR	DE KOLE	NSO ET I	DE DABO	YA	
Echantillons	15938			12361		]	MT.408		
SiO <sub>2</sub>	4,35			27,90	24,70				
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	1,88			2,15			1,55		
MgO	19,09			14,17			13,17		
CaO	30,77			22,22			25,19		
Н <sub>2</sub> О-	0,18								
$PF + CO_2$	44,22			n,d			34,80		
Total	100,49			> 66,44			99,41		
	<u> </u>	Val	eurs moye	nnes de qu	elques élén	nents			
SiO <sub>2</sub> = 9	MgO =	16,51	С	aO = 29,41		CO <sub>2</sub> = 41,00			

**Tableau 20**: Analyses des carbonates de la bordure orientale du Massif de Damongo au Ghana (in : Mitchell, 1960). La plupart des échantillons sont des dolomies ou des dolomies calcaires. Certains échantillons sont à la limite de ces deux faciès (fig. 65). Les échantillons MT 408 et 12361 proviennent respectivement des secteurs de Daboya et de Kolenso.

En effet, les dolomies calcaires du secteur de Bwipe - Baka (fig. 63 et 64) affleurent entre la Volta Noire et le parallèle de Baka, sur un peu plus de 40 km et une largeur de 800 m à 12 km, avec un pendage de 0 à 7° vers le NE ou l'Est. Elles reposent soit sur des tillites lenticulaires soit sur les grès feldspathiques qui couronnent le Massif de Damongo. Elles supportent des "pélites, siltstones et shales à fines lentilles calcaires". Il s'agit de

dolomies et dolomies calcaires, renfermant de 8,1 à 19,1% de Mg0 (tabl. 20, fig. 65) et, en moyenne, un peu plus magnésiennes que leurs homologues du Massif de Gambaga. Elles sont parfois siliceuses ou légèrement argileuses ou gréseuses à grain généralement fin, rarement moyen. Elles comportent de nombreuses veines de calcite (parfois parallèles à la stratification) et des taches, veines et dendrites d'oxydes de manganèse ou de bitume. Elles présentent des intercalations de shales, plus rarement de grès finement lités, de fines lentilles de diamictites, et, parfois, des lentilles et veines siliceuses. Elles sont finement litées à massives, généralement diaclasées, et présentent des teintes allant du blanc au rouge ou brun foncé. On y observe souvent une altération plus poussée suivant les plans de stratification creusés de cuvettes et cavités de dissolution. Elles ont une épaisseur de 8 m au NE de Kapakuli, de 12 m au SE de Kapakuli et de 15 m au SE ou NE de Bwipe (fig. 63). Elles font partie d'un ensemble carbonaté dont l'épaisseur peut atteindre 40 m selon Mitchell (1960). D'après les travaux de subsurface effectués par l'équipe soviéto-ghanéenne (fig. 66 et 67), ces dolomies et dolomies calcaires reposent sur une tillite lenticulaire mais pouvant atteindre 150 m par endroits. J. Sougy et R. Trompette (inédit, fig. 68) ont décrit une tillite, épaisse de plus de 120 m, à partir des carottes conservées à Tamale et provenant d'un sondage exécuté à Bwipe dans le cadre de la mission de Mitchell (1960).

Les pélites, siltstones et shales sus-jacents comportent de fines lentilles carbonatées. Ces carbonates sont représentés par des calcaires et des calcaires magnésiens (ou très rarement dolomitiques) (tabl. 21, fig. 69). Ils sont donc nettement différents des autres carbonates, c'est-à-dire des dolomies et des dolomies calcaires étudiées ci-dessus. Ils sont par contre comparables aux carbonates du secteur d'Asuboni (fig. 70). Toutes ces roches (pélites, siltstones, shales et calcaires) sont parfois siliceuses, généralement à fin litage et de teintes allant du blanc au rouge foncé ou vert. Elles constituent une petite cuesta dont l'escarpement tourné vers l'Ouest domine généralement les affleurements de dolomies et dolomies calcaires.

Echantillons	MT376	MT357	MT358	MT427	15943	MT294	MT296
SiO2	28,24	21,44	25,29	15,32	16,57	53,55	25,26
Al2O3 + Fe2O3	5,28	4,87	5,53	3,00	2,18	n,d	n,d
MgO	1,16	1,56	1,43	1,16	0,79	2,23	0,91
Ca0	34,68	38,47	36,08	46,19	44,57	17,62	17,42
CO2	29,00	33,40	29,72	34,13	35,47	16,08	28,95
H2O-					0,38		
Total	98,36	99,74	98,05	99,80	99,96	>89,48	>72,54
SiO <sub>2</sub> = 26,52	М	IgO =1,32	1	CaO = 33,5	58	CO <sub>2</sub> = 5	29,54
-		-				-	

Tableau 21 : Analyses des lentilles calcaires de la formation de l'Oti (ou Pendjari) dans la région de Baka-Kabalipe (in : Mitchell, 1960). La plupart des échantillons sont des calcaires dolomitiques ou des calcaires (fig. 69).

Les grès moyens à grossiers, feldspathiques, parfois calcareux, de teinte blanche à grise ou brun jaune, supportant en discordance la tillite et les dolomies et dolomies calcaires de Bwipe, appartiennent à l'équivalent de la formation du Mont Panabako. Ces grès occupent en effet la même position stratigraphique que ceux de Tansarga (fig. 32), de Tanli (fig. 27) et de Konkon (fig. 21) ou de Gambaga (fig. 53).

A l'Est de la petite cuesta, notamment dans les secteurs de Baka et Kabalipe, et le long des rivières Sorri et Lie (fig. 63 et 64), on observe des shales, pélites et siltstones à lentilles calcaires et fines passées de grès et silexites (Whitelaw, 1926b in Mitchell, 1960, 1927c ; Mitchell, 1960 ; Sulutiu, 1968). Les shales sont silteux, parfois calcareux, finement laminés ou lités et de teintes grises, vertes, brunes ou blanches. Les pélites sont plus ou moins silteuses, finement litées et de teintes vertes, brunes, rouges, jaune-brun à chocolat ou grises. Les siltstones sont argileux et jaune clair à bruns. Les calcaires et calcaires magnésiens sont à grain fin, rarement moven à grossier, et parfois siliceux. Ils renferment des veines de calcite noire et des dendrites d'oxydes noirs probablement de manganèse. Ils se présentent en fins lits ou petits bancs, en fines lentilles, ou rarement en bancs massifs. Ils sont généralement diaclasés, de teintes jaunes, brunes, bleues, rouges, grises ou vertes, et présentent un débit esquilleux, une cassure conchoïdale et une altération jaune clair. Leur teneur en Mg0 varie de 0,8 à 2,2% (tabl. 21; fig. 69); elle est comparable à celle des carbonates intercalés dans les silexites de la formation de Barkoissi dans le secteur de Bongo Da (tabl. 19; fig. 57) mais nettement inférieure à celle des dolomies et dolomies calcaires constituant le membre supérieur de l'équivalent de la formation du Sud-Banboli (tabl. 18 et tabl. 20). Nous pouvons donc en retenir que l'on trouve au-dessus de la tillite un niveau de dolomies calcaires/dolomies et, plus haut, des lentilles de calcaires à calcaires magnésiens/dolomitiques. Les grès sont fins à moyens, feldspathiques ou arkosiques, rarement microconglomératiques et de teintes brunes. Les silexites sont grises, en petits bancs centimétriques et généralement diaclasés ; elles constituent de rares lentilles d'épaisseur centimétrique à plurimétrique ( $\leq$  70 cm selon Mitchell, 1960).

Toutes ces couches sont horizontales ou présentent un léger pendage (de 2 à 5°) vers l'Est, le NE ou le SE, à l'exception des zones faillées marquées par de forts pendages (50-70°). Elles représentent l'équivalent de la formation de l'Oti dans le secteur de Bwipe. Elles supportent, probablement en discordance de ravinement, le conglomérat de Kabalipe (Whitelaw, 1926).

Cette séquence conglomératique affleure à l'Est et SE de Kabalipe (fig. 63 et 64), notamment au sommet de petites collines constituées par les faciès précédents. Elle se compose d'alternance de conglomérats, constitués d'un empilement de galets jointifs dans une matrice gréseuse ou arkosique et verte, et de grès arkosiques vert sale renfermant de petits galets. Les galets sont arrondis et ont un diamètre moyen d'environ 5 cm ; il s'agit de fragments de quartzites et schistes quartzeux attribuables à l'Akwapimien (Atacorien), de roches du socle éburnéen, de volcanites provenant du Buem, de jaspes et silexites, de shales verts et de quartz d'origine inconnue ou discutée. Cette séquence conglomératique polygénique est épaisse d'environ 5 m. Les épandages de galets de nature variée et les grès feldspathiques graveleux (galets de quartzites, silexites et quartz) observés au SE de Baka seraient la prolongation du conglomérat de Kabalipe. Il en est de même des arkoses conglomératiques affleurant au SE de Chutadi. Ce conglomérat de Kabalipe et ses équivalents sont considérés comme une formation glaciaire ou fluvio-glaciaire (Junner et Hirst, 1946) dont les matériaux proviendraient du démantèlement de la chaîne des Dahomeyides ; par contre, les matériaux grossiers de la tillite de Bwipe proviennent de la dorsale de Léo (Junner et Hirst, 1946 ; Sougy, 1970 et 1971 ; Trompette, 1972). Le conglomérat de Kabalipe représente la semelle du groupe de Kebia, encore connu sous le nom d' "Obosum beds" (Junner et Hirst, 1946). Ce groupe de Kebia représente en fait la partie supérieure du supergroupe de Tamalé. Il sera donc étudié plus loin (p. 106 à 114).

En résumé, l'étude du Massif de Damongo permet d'y reconnaître les diverses composantes des supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari et d'aborder l'étude de la partie occidentale du supergroupe de Tamale, unité lithostratigraphique supérieure du bassin des Volta absente au Bénin, Togo, Burkina Faso et Niger. En outre, elle démontre clairement que le supergroupe de la Pendjari repose en discordance de ravinement, pro parte glaciaire, sur le supergroupe de Boumbouaka qui constitue le Massif de Damongo.

## 3 - Le Massif ou Plateau du Kwahu

En dehors de la synthèse de Junner et Hirst (1946) qui attribuent l'ensemble des formations constituant le Massif ou Plateau du Kwahu au "Voltaïen supérieur V3", aucun travail d'ensemble n'a été tenté sur ce massif bordier méridional. L'analyse des données publiées sur celui-ci fait apparaître qu'il est inégalement connu sur le

plan géologique suivant les régions, ce qui est un handicap de premier ordre dans une tentative de corrélation. L'étude des parties nord-occidentale, centrale et sud-orientale est très intéressante à ce sujet.

#### a - La partie nord-occidentale du Plateau du Kwahu

La partie nord-occidentale du Plateau du Kwahu est mal connue au point de vue géologique et les travaux de l'équipe des géologues soviétiques (Bozhko, 1964 et 1969b) n'ont pas sensiblement modifié les conclusions de Junner et Hirst (1946). Selon ces travaux (fig. 71), le fameux "Voltaïen supérieur ou V3" serait discordant directement sur le socle birrimien tout au long de la bordure méridionale et occidentale du Plateau du Kwahu.

Dans le secteur de Wenchi et Techiman, on distingue des grès ferrugineux, plus ou moins grossiers, associés à des grès micacés et à quelques fins horizons de pélites et shales gréseux ou calcareux, siliceux à leur partie inférieure. Ils reposent en discordance fondamentale sur le socle. Ils sont surmontés par une importante (environ 180 m) séquence gréseuse qui comprend des grès quartzeux, à stratifications obliques, de teinte crème et blanche, renfermant quelques intercalations de grès grossiers conglomératiques.

Dans le secteur de Kintampo et de Yabraso (fig. 71 ou pl. 2), le plateau serait constitué par une séquence gréseuse à "trois membres" selon Bozhko (1964) et Sulutiu (1968) (fig. 72) :

- Un "membre inférieur" (Vt 1/1), épais de 80 à 130 m, comprenant des grès quartzeux, finement lités, souvent micacés et parfois quartzitiques ; des grès quartzeux grossiers et des grès tachetés, à veines de calcédoine, agrégats de cristaux de quartz et renfermant quelques placages d'oxydes de fer et de manganèse qui constituent la semelle basale de cette séquence. Ce membre inférieur (Vt1/1) correspondrait aux "Basal sandstones" (V1) de Junner et Hirst (1946) ou à notre groupe de Dapaong, tant par analogie de faciès que par la position
- stratigraphique.
  Un "membre médian" Vt (2-3)/2, épais de 120 à 170 m, composé de grès finement lités. Les 60 m supérieurs de ce membre médian comprennent des faciès micacés, parfois feldspathiques vers le haut et à pastilles
- de ce membre médian comprennent des faciès micacés, parfois feldspathiques vers le haut et à pastilles argileuses vers le bas. Ce membre Vt (2-3)/2 (ou V3a de Junner et Hirst, 1946) serait l'équivalent de notre groupe de la Fosse-aux-Lions, compte tenu de ses faciès et des variations latérales de faciès signalées dans l'étude des Massifs de Gambaga et de Damongo.
- Un "*membre supérieur*" Vt3 (ou V3b de Junner et Hirst, 1946) dont l'épaisseur peut atteindre 230 m et qui est représenté par des grès quartzeux feldspathiques, à stratifications obliques. Ce membre supérieur Vt3 correspondrait au groupe du Mont Boumbouaka, tant par ses caractéristique pétrographiques que sédimentologiques.

D'après Junner (1945), Junner et Hirst (1946), Bozhko (1964) et Sulutiu (1968), les grès du V3 peuvent atteindre 305 à 525 m d'épaisseur dans les environs de Kintampo. Par ailleurs, l'étude des paléocourants dans le V3b ou Vt3 de toute la partie nord-occidentale du Plateau du Kwahu montre que les matériaux provenaient du Sud.

Même s'il semble clair que le V3b (= Vt3) de Junner et Hirst (1946) représente la formation du Mont Panabako dans la partie nord-occidentale du Plateau du Kwahu, il n'est guère possible d'y retrouver les subdivisions effectuées dans le Massif de Dapaong-Boumbouaka au Nord-Togo. Retenons simplement que le Nord-Ouest du Plateau du Kwahu est constitué par un équivalent du supergroupe de Boumbouaka ayant subi de substantielles variations de faciès, comme le suggèrent les "trois membres" que nous venons de décrire.

#### b - La partie centrale du Plateau du Kwahu

D'après Mason (1963) et Moon et Mason (1967), six entités, formations ou groupes, constituent le Massif du Kwahu. Il s'agit, de bas en haut (fig. 73 et 74), du groupe argileux de l'Afram, de la formation gréseuse à pastilles argileuses d'Agogo, des formations argilo-silteuse et gréseuse massive de Dente, et des formations silto-argileuse et arkosique de Chirimfa.

b1 - Le "groupe de l'Afram" y serait constitué par des argilites ou shales durs, homogènes, non micacés, de teinte gris-blanc et à altération gris-brun. Il n'a été observé que dans un puits creusé juste au Nord de l'Ongwam, au voisinage du méridien 1°15W (fig. 73), et son épaisseur reste inconnue. Il reposerait directement en discordance fondamentale sur les formations birrimiennes et tarkwaïennes de la partie méridionale du Ghana. Il supporterait, par l'intermédiaire d'une discordance cartographique liée à une transgression, la formation gréseuse à pastilles argileuses d'Agogo.

Nous rediscuterons la position du "groupe de l'Afram" (p. 100). Mais il paraît important d'affirmer dès maintenant que ces shales n'occupent vraisemblablement pas la position lithostratigraphique qui leur est assignée par Mason (1963) et Moon et Mason (1967) : il s'agirait de l'équivalent du membre A2 de la formation de Korbongou ou de tout autre groupe ou formation du supergroupe inférieur.

b2 - La "formation d'Agogo" y est essentiellement gréseuse et comporte de très nombreuses pastilles argileuses de 1,5 cm de diamètre moyen. Elle affleure sur une largeur de 3 à 10 km, avec un pendage faible (inférieur ou égal à 8°) vers le NE ou NW. Son épaisseur maximale est estimée à 260 m et diminuerait vers le NE ; les forages d'Agogo l'ont recoupée sur 180 à 240 m. Elle repose sur le socle précambrien par l'intermédiaire d'une discordance fondamentale marquée par une surface bosselée dont l'altitude varie de 275 à 490 m. Sa partie inférieure est généralement très mince et de composition variée. Dans le secteur d'Amantana, elle est constituée par des grès grossiers conglomératiques ou des brèches quartzeuses à fragments anguleux de quartzites et de phyllades. Elle se compose de 3 m de shales gris-bleu dans la vallée d'Owiri et d'une alternance de shales et grès sur 3 m à Nsuta. Enfin, il s'agit d'alternances de grès fins verdâtres à pastilles argileuses et de shales et siltstones micacés, bleus ou verts, dans les environs de Wiawso. Cette partie inférieure de la formation d'Agogo ou les shales qu'elle comporte ne pourraient représenter le "groupe de l'Afram" (fig. 74 ; tabl. 22).

La colonne lithostratigraphique décrite par Mason (1963) à Fwidiem (au Sud d'Agogo) précise les caractéristiques de la formation d'Agogo et notamment celles de sa partie inférieure (tabl. 22), directement transgressive sur le socle.

Le reste de la formation d'Agogo, c'est-à-dire sa presque totalité, comprend des quartzites à grain fin ; des grès arkosiques ; des grès quartzo-feldspathiques très grossiers ou microconglomératiques ; des microconglomérats à pastilles argileuses ; des grès fins à moyens et à pastilles argileuses ; et des grès riches en oxydes de fer. Le tableau 22 donne une idée de l'agencement de ces divers faciès dans la partie inférieure de cette formation. En général, ces roches sont de teinte verdâtre et à altération pourpre ; elles renferment souvent des pastilles argileuses de 1,5 cm de diamètre moyen et présentent des dendrites de manganèse. Les grains de quartz des grès sont subarrondis, généralement bien triés, enrobés dans une matrice et un ciment siliceux rarement feldspathique. Les faciès grossiers comportent une matrice quartzeuse fine. D'une façon générale, les roches de la formation d'Agogo ont une faible porosité ( $\leq 20$  %) due à un haut degré de compaction et une forte cimentation. On y observe des fentes de dessication et des ripple-marks asymétriques et symétriques, ces derniers étant interprétés comme d'origine éolienne ; la formation d'Agogo se serait donc déposée dans un paléo-environnement littoral, très peu profond, où se conjuguent les effets des marées et de fréquentes émersions. Les fractures N80-90° et N150° y sont les plus fréquentes.

b3 - La "formation argilo-silteuse de Dente" reposerait en concordance sur la formation d'Agogo et passe progressivement à la "formation gréseuse massive de Dente" sus-jacente. Elle est constituée de fines alternances de shales très micacés et de siltstones micacés, à ciment siliceux ; de lentilles de grès fins, peu micacés, gris-verdâtre ; et de rares bancs lenticulaires de grès grossiers. Les shales et siltstones sont de teinte grise à vert clair. Cette formation présente des paléochenaux, des ripple-marks, des fentes de dessication et de fréquentes empreintes de gouttes de pluie. L'irrégularité des plans de stratification paraît y traduire une compaction hétérogène.

۰.

Grès riches en feldspaths ou en pastilles argileuses, à ripple-marks occasionnels (35 m). Grès fins, finement lités, à pastilles argileuses vertes disposées en lits lenticulaires. Grès moyens, finement lités, à pastilles argileuses, de teinte brun-rougeâtre (7 m). Grès-quartzites fins, à ripple-marks, de teinte blanchâtre (3 m). Grès moyens, finement lités, à pastilles argileuses et taches blanches de kaolinite (1 m). Lacune d'affleurement. Grès fins à moyens, à pastilles argileuses et de teinte blanche à pourpre (1 m). Lacune d'affleurement. Grès moyens, finement lités et à pastilles argileuses (30 cm). Grès movens blanc-jaunâtre (30 cm). Grès finement lités à pastilles argileuses (3 m). Grès fins, massifs, pourpres (30 cm). Grès fins, finement lités et à pastilles argileuses (1 m). Grès moyens, blancs, à grosses pastilles argileuses et à grains subarrondis (30 cm). Grès fins à moyens, rouge sombre (30 cm). Grès fins, pourpres, à pastilles argileuses pourpres et centimétriques (2,5 m). Grès fins à moyens, à pastilles argileuses (8 m). Shales gris-bleu (3 m) Lacune d'affleurement (15 m) -----Discordance fondamentale -----Discordance fondamentale Socle éburnéen représenté par des quartzites du Tarkwaïen.

Tableau 22 : Succession lithologique de la partie inférieure de la formation d'Agogo observée au Sud de Fwidiem d'après Mason (1963). L'épaisseur totale de la séquence est de 90 m, la partie basale correspondant à une lacune d'affleurement étant de 15 m.

La formation argilo-silteuse de Dente, avec une épaisseur maximale de 75 m, n'a pas été reconnue partout sur la marge méridionale du Massif de Kwahu. Ceci peut être dû soit à des recouvrements récents, soit à une éventuelle lacune de sédimentation. Cette formation pourrait aussi passer latéralement à des grès ou grèsquartzites difficiles à distinguer des faciès adjacents.

- b4 La "formation gréseuse massive de Dente" est essentiellement constituée par des grès-quartzites moyens à grossiers, à grains de quartz ronds, à matrice quartzeuse fine et à ciment siliceux. Ces faciès comportent des horizons lenticulaires de conglomérats quartzeux, monogéniques, où les galets de quartz n'atteignent que rarement 5 cm. Ils présentent des stratifications obliques et des teintes blanches à brun-rosâtre. L'épaisseur de la formation varie de 76 m au SW de Kwamang à 90 m dans la falaise de Dentebuom et atteint son maximum (110 m) dans la "Kumasi Hill".
- b5 La "formation silto-argileuse de Chirimfa" repose, par l'intermédiaire d'une importante discordance de ravinement (Blay, 1983), sur la formation gréseuse massive de Dente et même sur des formations plus anciennes, notamment dans les vallées de l'Ongwam et de la Boumfoum. Elle se compose de siltstones feldspathiques ou arkosiques et micacés, à feldspaths plus ou moins kaolinisés, de teinte brun-jaune ou gris

foncé à jaune-rougeâtre, à minces passées de shales micacés verts ou pourpres. L'abondance des micas détritiques dans les plans de stratification et au sein des siltstones massifs, la richesse en minéraux ferriques et la teinte gris foncé ou rouge sombre font que cette formation est aisément identifiable sur le terrain. Son épaisseur moyenne est de 60 m, avec une tendance à l'épaississement vers le NE et à l'amincissement vers le Sud et le SW.

b6 - La "formation arkosique de Chirimfa" repose en discordance sur la formation argilo-silteuse sous-jacente. Elle comprend essentiellement des grès arkosiques ou feldspathiques, fins à moyens, de teinte rouge foncé ou pourpre, et à taches blanches dues à la présence de feldspaths kaolinisés. Elle présente des stratifications généralement obliques et des "stratifications de dunes" dans le Nord. Son épaisseur maximale est estimée à environ 140 m.

En première approximation, les caractéristiques des différentes formations ainsi définies dans le Massif de Kwahu, où elles dépassent 600 m d'épaisseur totale (Mason, 1963 ; Moon et Mason, 1967), ne permettent pas une corrélation fiable avec la lithostratigraphie définie au Nord-Togo. Et ce d'autant plus que nous montrerons que le "groupe de l'Afram" (notre supergroupe de l'Afram ou de l'Oti, p. 100) ne se trouve pas sous la formation d'Agogo. Il nous semble cependant possible d'y retrouver (fig. 74) les équivalents méridionaux des groupes de Dapaong, de la Fosse-aux-Lions et du Mont Boumbouaka définis dans le supergroupe de Boumbouaka au Nord-Togo.

## c - La partie sud-orientale du Plateau du Kwahu

L'étude de Saunders (1970) va nous permettre entre autre de revenir sur l'épineuse question de la position stratigraphique des "Shales de l'Afram". Dans le SE du Plateau du Kwahu (fig. 75), cet auteur distingue un ensemble gréseux inférieur ou "Grès du Plateau du Kwahu", considéré comme "Voltaïen inférieur" et subdivisé en deux formations (tabl. 23, page suivante). Cet ensemble inférieur, essentiellement gréseux, est recouvert par les "Shales de l'Afram". Même si le contact entre ces deux unités lithostratigraphiques ne peut être observé sur le terrain, la *position supra des shales de l'Afram* ne fait aucun doute. En effet, si l'on admet que ces shales de l'Afram représentent la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari (ou de l'Oti), leur position supra, et probablement discordante sur les "Grès du Plateau du Kwahu" comparables au supergroupe de Boumbouaka, apparaît comme tout à fait logique et en accord avec les données tirées de l'étude des Massifs de Gambaga et de Damongo.

Par ailleurs, les travaux de Blay (1983 et 1985) permettent de proposer une corrélation entre d'une part les lithostratigraphies de Mason (1963) et Moon et Mason (1967), et d'autre part les résultats des travaux de Saunders (1970) localisés dans la partie SE du Plateau du Kwahu (tabl. 24, page 95). Cette corrélation implique que l'ensemble des formations du Plateau du Kwahu représente l'équivalent de notre supergroupe inférieur (ou de Boumbouaka) et que les fameux "Afram Shales", correspondant à notre supergroupe de la Pendjari, sont stratigraphiquement situés *au-dessus* des "Grès du Plateau du Kwahu". Une telle conclusion a pour conséquence de remettre en cause la subdivision classique du Voltaïen au Sud du bassin des Volta.

#### 4 - Le supergroupe de l'Oti ou de l'Afram au Ghana

L'étude de la partie méridionale du Massif de Gambaga (p. 79 à 84) et de la bordure orientale du Massif de Damongo (p. 86 à 89) a démontré que le supergroupe de la Pendjari repose, par l'intermédiaire d'une discordance de ravinement pro parte glaciaire, sur l'ensemble des formations constituant ces massifs bordiers. La paléosurface de cette discordance de ravinement, pro parte glaciaire, peut atteindre le substratum du bassin des Volta et est partiellement remblayée par des séquences glaciogéniques. Ceci est en accord avec les observations effectuées au Nord-Togo et au Burkina Faso (p. 21 à 74). A la bordure septentrionale du Massif du Kwahu, nous avons vu que les "Afram shales", longtemps considérés comme constituant la semelle des "Grès du Plateau du Kwahu" (équivalents du supergroupe inférieur dit de Boumbouaka), représentent en réalité (Saunders, 1970) un équivalent méridional des "Oti series" (notre supergroupe de la Pendjari) et que nous

iien ieur	Ling Couches de l'Obosum			Grès et conglomérats				
Voltz supér	Série d	Shales de l'Afram		Shales, calcaires, silexites, grauwackes et conglomérats				
<b></b>				Contact non observé				
١٢	_	ıyaboni km)	250-300 m	Grès moyens feldspathiques, en bancs massifs, à stratifi- cations obliques, de teinte rosâtre ou pourpre tachetée de blanc, se terminant parfois par des grès blancs (Blay, 1983)				
e I	ahı	1'Aı 12		- Fins lits ferrugineux assurant la transition				
inféri	au du Kw	Formation c (sur 75x	130 m	Grès fins micacés, finement lités, à débris de roches, à intercalations de niveaux de shales et siltstones à la base, et à altération jaune clair				
ïen	plate		10 m	Siltstones et quartzites finement lités				
01ta	ès du	athu artz tion	300 m	Quartzites massifs à stratifications obliques				
>	ū	Kw Kw che)	30-130 m	Shales				
400-500 m Grès quartzeux, finement lités, avec localement d intercalations argileuses, et à semelle arkosique								
<b></b>	Discordance fondamentale							
		BIR	RIMIE	N OU DAHOMEYEN				

#### Tableau 23 : Lithostratigraphie du Sud-Est du Plateau du Kwahu selon Saunders (1970)

dénommons le "supergroupe de l'Afram". Ainsi, les dénominations comme "formation de l'Afram" ou "groupe de l'Afram" ou "Afram Shales" seront uniformément remplacées par "le supergroupe de l'Afram" sauf s'il s'agit de rapporter les dénominations des anciens auteurs. A ce stade de notre étude, il est intéressant de synthétiser les données sur les composantes de ce supergroupe de la Pendjari ou de l'Afram et d'apporter, par ce biais, les éléments qui confirment les conclusions de Saunders (1970) généralisées par Sougy (1971) à l'ensemble du bassin.

#### a - La tillite de Bwipe

La tillite de Bwipe, définie au Sud de Bonipe par Bates (1945), affleure sporadiquement (fig. 63) sous des dolomies et dolomies calcaires dans le secteur de Bwipe et en fenêtres dans les zones d'affleurement de ces carbonates, notamment au Sud de Bonipe et le long de la rivière Lie à l'Est de Bwipe (fig. 63, 64, 66, 67 et 76). Ses caractéristiques ont été décrites dans l'étude du revers oriental du Massif de Damongo (p. 86 à 89). Il n'est pas exclu que certains affleurements de tillite autour de Bonipe reposent sur des carbonates comme l'a suggéré Bates (1945).

En effet, il y décrit de petits fragments de granites, roches vertes, shales et quartz dans une matrice calcaire au sommet des "calcaires impurs, lités, à grain fin et à craquelures en damiers". Le complexe tillitique de Daboya est un exemple de l'intrication des carbonates et des mixtites (fig. 77) :

La tillite de Bwipe est lenticulaire et parfois représentée en surface par des cailloutis polygéniques, notamment à blocs de granite et d'arkose rose. Elle y déborde vers l'Ouest la limite occidentale d'affleurement des carbonates. Son épaisseur est de 0 à 150 m. Il s'agit d'une diamictite massive, non ou discrètement stratifiée, non triée ni granoclassée, constituée par des galets et blocs ( $\leq 90$  cm) enrobés dans une matrice argileuse à gréso-conglomératique. Ces galets et blocs, dont les plus gros sont subarrondis, sont souvent à facettes, parfois striés, et de nature variée : il s'agit d'éléments de grauwackes, phyllades, phyllades silicifiées noires, granites roses, rhyolites à microcline, microgranites ou porphyres gris, micaschistes quartzeux. La matrice est une argile graveleuse ou un grès conglomératique, gris-vert, à grains anguleux de quartz et feldspaths, et à petits fragments de phyllades et grauwackes. Pour Junner (1946), les matériaux constituant cette tillite proviennent de la bordure occidentale du bassin des Volta, ou plus précisément de la dorsale de Léo, certains galets et blocs ayant un cachet franchement birrimien.

MASON (1963) et MOON et MASON (1967)		ON (1963) et MOON (ASON (1967)	SAUNDERS (1970)			Coupe-type du Nord-Togo		
hirimia	F	Formation arkosique de Chirimia	Grès moyens feldspathiques	ı groupe əni		Formation du Mont Panabako	de uaka	
Groupe de C	Е	Formation silto- argileuse de Chirimia	Grès fins micacés	ormation ou d'Anyab	hu	Formation de Bogou	Groupe Boumbou	
te (		Discord. de ravin	Discord. probable -	<u> </u> [⊥+	[wa	Disc. de ravinement	a l	
le Den	D	Formation gréseuse de Dente	Quartzites massifs	hu	u de K	Formation du Kotiaré	e de la x-Lio	
Groupe d	С	Formation argilo- silteuse	Shales	du Kwal	lu Platea	Formation de Natala	Group Fosse-au	
gogo (	в	Formation gréseuse d'Agopo	Grès quartzeux	ou groupe	Grès (	-Discordance de ravin Formation de Dapaong	apaong	
ď'A		-Disc. de ravinement	- a schene	rès		Discordance angulaire	e D	
Groupe	А	par erreur au groupe ou formation de l'Afram	arkosique	Ū		Korbongou	Groupe d	
			Discordance fondan	hentale	;			
			SOCLE EBUI	RNE	EN			

Tableau 24 : Essai de corrélation des lithostratigraphies définies par Mason (1963), Moon et Mason (1967)

d'une part, et Saunders (1970) d'autre part, dans le Massif du Kwahu avec celle établie au Nord-Togo pour le supergroupe inférieur (ou de Boumbouaka). N.B. : Ces corrélations impliquent un certain nombre de variations faciologiques au sein du supergroupe de Boumbouaka. Par ailleurs, les "Shales de l'Afram" (Mason, 1963; Moon et Mason, 1967) sont à rattacher au supergroupe moyen (ou de la Pendjari).

La "tillite" affleurant en fenêtres le long de la rivière Lie comprend deux parties : *la partie inférieure* est constituée de galets et blocs anguleux de granite rose, de grauwacke birrimienne, de quartzite, de chert et de quartz dans une matrice argileuse. *La partie supérieure* est gréseuse à grains et fragments de quartz, feldspaths, granite et grauwacke. Cette tillite repose sur des shales verts et son épaisseur ne dépasse pas 9 m.

La tillite affleurant à l'Est de Tulundo (fig. 63) est constituée par des diamictites polygéniques à blocs et galets de nature variée (quartz, cherts, grès sous-jacents, grauwackes, phyllades, phyllades silicifiées noires, granites roses, rhyolites à microcline, microgranites ou porphyres gris et micaschistes quartzeux), passant vers le haut à des grès arkosiques, gris sale et à petits fragments de granites, phyllades et shales. Cette tillite reposerait sur des "calcaires", qui correspondent probablement à des dolomies et dolomies calcaires, et serait surmontée par des grès quartzeux vert clair.

Junner et Hirst (1946) ont également signalé de vastes affleurements de diamictites polygéniques, considérées comme une tillite, au Sud de Chutadi (fig. 76). Cette tillite est composée de petits blocs de carbonates et de granites roses et de galets centimétriques de quartz, silexites, calcaires siliceux et cornéennes noires. Elle repose en discordance de ravinement, probablement *pro parte* glaciaire, sur des grès ou grès-quartziques feldspathiques, moyens à grossiers, à passées arkosiques conglomératiques, équivalents du groupe du Mont Boumbouaka. Elle est surmontée par des shales verdâtres représentant la formation de la Pendjari. Ces shales supportent à leur tour, également en discordance de ravinement, des arkoses à passées conglomératiques sont l'équivalent des conglomérats de Kabalipe que nous avons considérés comme la semelle du groupe de Kébia (p. 88 à 89). La tillite de Chutadi occupe donc la même position stratigraphique que celles de Bwipe et de Tulundo.

Les grès feldspathiques grossiers, gris sale, et les grès calcareux, grossiers, vert clair, à lentilles microconglomératiques ou conglomératiques qui sont signalés dans le secteur de Daboya (fig. 63), sont probablement un équivalent de la tillite de Bwipe. Ils renferment en effet des blocs pouvant atteindre 60 cm de diamètre et dont la nature est variée : granites à biotite, gneiss à hornblende, cornéennes noires, quartzites, grès quartzeux, grès blancs ou verdâtres.

L'examen des berges de la Volta Blanche aux environs de Daboya montre qu'au km 5,6 au Nord de cette localité (Junner, 1937), le complexe glaciogénique repose, probablement en discordance de ravinement, sur des grès quartzeux feldspathiques (Donnot, 1975 ; fig. 77). Il comprend des "sédiments calcareux" à la base et supporte des shales calcaires, vert pale et gris-jaune. Il se compose de grès grossiers, de grès calcareux et de dolomies et dolomies calcaires à *barytine* en veines et agrégats concentriques à structure radiaire. Ces faciès comportent des galets disséminés, centimétriques à décimétriques ( $\leq$  30 cm), notamment de granites, gneiss et roches vertes. Il s'agit d'un équivalent de la formation du Sud-Banboli.

Les brèches carbonatées, à veines de barytine, calcédoine et quartz et à matrice de carbonates et calcédoine, associées à des sources de saumure dans la Volta au SW de Kandinga (Junner et Hirst, 1946) appartiennent probablement au complexe glaciogénique du secteur nord de Daboya.

#### **b** - Les dolomies et dolomies calcaires

En plus des dolomies et dolomies calcaires du secteur de Bwipe, trois affleurements du même type de carbonates ont été signalés au Sud de Kolenso (Teale and Whitelaw, 1924 ; fig. 71). Il s'agit de dolomies et/ou dolomies calcaires, crème et verdâtres, à silicification secondaire, à structure massive ou en petits bancs. Elles renferment environ 14,2 % de MgO (tabl. 20 ; fig. 65) et semblent intercalées dans des shales calcareux verts (Mitchell, 1960).

Des dolomies et dolomies calcaires affleurent largement à maints endroits dans le secteur de Daboya (Junner et Hirst, 1946 ; Mitchell, 1960 ; Sulutiu, 1968) et nous en avons donné les principales caractéristiques dans l'étude du revers oriental du Massif de Damongo (p. 86 à 89). Ce sont généralement des carbonates renfermant environ 13 % de MgO, siliceux (éch. MT 408), crème, blancs, jaunâtres à brunâtres, argileux à la base, à structure massive et à grain moyen à grossier. Ils renferment de la *barytine* sous forme de veines et d'accidents parallélépipédiques ou sphériques et à structure radiale concentrique, semblables à des méga-concrétions dont le diamètre peut atteindre 60 cm. On y observe de minces lentilles carbonatées ou faites d'un complexe tendre, non calcareux, brunâtre, *pro parte* constitué de matière organique, et de rares galettes de pélites vertes. Ils présentent des plis ou ondulations d'axes plongeant faiblement vers N60°. Des pélites vert-gris surmontent ces carbonates ou s'y intercalent, comme dans le secteur de Bwipe (fig. 78).

Finalement, nous pouvons retenir que toutes ces dolomies et dolomies calcaires correspondent bien au membre supérieur de la formation du Sud-Banboli. Leurs caractéristiques sont distinctes de celles des calcaires pauvres en MgO qui sont intercalés dans les formations de Barkoissi et de la Pendjari.

#### c - Le supergroupe de l'Afram

Nous désignerons sous le terme de "supergroupe de l'Afram" l'ensemble des formations qui, au Ghana, ont été jusqu'ici regroupées sous les dénominations "Afram shales" ou "Afram series" ou "Afram formation" ou "Afram group". Rappelons que l'Afram est une rivière subséquente coulant de l'WNW vers l'ESE, le long du revers septentrional de la portion orientale du Plateau du Kwahu, et drainant un ensemble essentiellement argileux (les "Afram shales") en gros équivalent du supergroupe de la Pendjari. Ainsi le terme "supergroupe de la Pendjari" (ou de l'Afram) a une valeur générale et désigne, à l'échelle de tout le bassin des Volta, le supergroupe moyen.

Selon Kitson (1926), Bates (1929) et Junner et Hirst (1946), la partie basale du supergroupe de l'Afram est constituée par des conglomérats intercalés dans des grès feldspathiques calcaires, avec quelques niveaux de pélites et des lentilles de carbonates et de silexites. Elle est surmontée par une puissante séquence de pélites et de shales nodulaires, vert-olive et gris, à altération brun-jaune, à fines intercalations de grès feldspathiques et plus rarement de conglomérats et de calcaires. Les grès et carbonates sont abondants ou dominants dans les parties inférieure et supérieure de ce supergroupe, mais rares dans la partie médiane. Les lentilles carbonatées y atteignent 24 m d'épaisseur dans le secteur d'Asuboni. Elles sont partiellement silicifiées dans les environs d'Anyaboni et d'Apinso. Les conglomérats sont confinés à la base.

D'après les travaux de Mitchell (1960), le supergroupe de l'Afram comprend deux membres (tabl. 25) : Le membre supérieur est gréso-pélitique, à minces passées silteuses, à rares lits conglomératiques, avec parfois de minces horizons calcareux, de teintes grises à vertes ou rouges . Le membre inférieur est constitué par des shales brun-rouge à rouges, à rares intercalations de carbonates et de pélites ou grès variés. Ces deux membres sont séparés par une discordance mineure locale, surmontée par des grès argileux, des pélites à blocs et lentilles carbonatées et des argiles gréseuses, graveleuses et calcareuses, dont l'épaisseur peut atteindre 3 à 7,5 m.

Compte tenu de la présence de carbonates économiquement importants (Kitson, 1919 et 1926 ; Hugues, 1952 ; Mitchell, 1960), la partie inférieure du supergroupe de l'Afram, connue au Ghana sous la dénomination de "Asuboni limestone horizon", a reçu une attention particulière. Mitchell (1960) y a décrit deux coupes dans le secteur d'Asuboni (tabl. 26) ; ces coupes sont caractérisées par une alternance de carbonates et de shales.

Les carbonates y sont légèrement siliceux, à grain fin, à interlits d'oxydes de manganèse, à fines intercalations de shales, notamment dans leur partie inférieure, à veines de calcite et dendrites de manganèse. Ils sont de teintes grisâtres, bleuâtres, brun-jaune à rouge sombre et se présentent en fins lits ou en bancs centimétriques à pluridécimétriques, généralement très diaclasés. Leur altération donne un recouvrement argilocalcaire gris et jaune. Ces carbonates ne renferment que 1,2 à 4% de MgO (tabl. 27 ; fig. 70). Il s'agit de véritables calcaires et calcaires magnésiens, très rarement dolomitiques. On pourrait les opposer aux dolomies et dolomies calcaires liées à la tillite (tabl. 18 et 20 ; fig. 56 et 65). Par contre, ils sont comparables aux calcaires localisés dans les formations de Barkoissi et de la Pendjari (tabl. 19, fig. 57). Les horizons calcaires peuvent atteindre 30 m d'épaisseur.

Ces calcaires sont généralement associés à des shales brun-rouge et gris, à des pélites à fines laminations silteuses de teintes gris-vert à verdâtres, à altération jaune clair et à des grès moyens à grossiers, parfois calcareux, en bancs moyens parfois massifs, de teinte jaune clair et parfois grise.

La partie inférieure du supergroupe de l'Afram présente une grande extension sur la marge méridionale du bassin des Volta (fig. 79). Les carbonates, silexites, shales, grauwackes et conglomérats signalés dans l'extrême SE du bassin des Volta (Saunders, 1970) doivent lui être rattachés. Ces faciès sont en effet comparables à ceux du groupe du Sud-Banboli, groupe constituant la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari (ou de l'Afram).

"Membre supérieur"	Grès et pélites jaune clair et gris, à minces passées de siltstones dans le lit de l'Afram Non-vu Grès rouges à rares lits de conglomérats Grès calcareux gris Non-vu Grès calcareux gris Pélites gris-verdâtre Grès chamois Grès calcareux gris Pélites gris-verdâtre Grès jaune clair, développés au NW d'Asuboni, s'amincissant vers Asuboni et passant latéralement à des pélites renfermant parfois des débris ou blocs calcaires	
"Membre inférieur"	Shales brun-rouge Carbonates supérieurs (environ 20 m) affleurant dans l'Afram à 2 km à l'WNW d'Asuboni, disparaissant vers le SE, et réapparaissant à l'Est d'Asuboni Shales brun-rouge passant latéralement à des pélites à l'Est d'Asuboni (75 m) Carbonates inférieurs (10-50 m), affleurant dans l'Afram à 2 km à l'WNW d'Asuboni, disparaissant vers le SE et réapparaissant à l'Ouest d'Asuboni Shales brun-rouge, présentant sa plus grande épaisseur à l'Est d'Asuboni (35 m) et disparaissant à l'Ouest de ce village Grès jaune clair Shales brun-rouge Non-vu	

Tableau 25 : Caractères lithologiques du supergroupe de l'Afram dans le secteur d'Asuboni d'après Mitchell (1960)

Asuboni (dans l'Afram)	ENE d'Asuboni
Non-Vu	Pélites Discordance mineure Shales brun-rouge
Carbonates, épais de 20,5 m	Carbonates supérieurs
Shales gris et <i>pélites</i> finement lités <i>Carbonates</i> médians, épais de 1 m <i>Pélites</i> gris-vert à interlits de grès grossiers jaune clair	Shales brun-rouge (76,2 m)
<i>Carbonates</i> inférieurs, épais de 10,5 m (éch. MT 737)	Carbonates inférieurs (15,24 m)
?	Shales rouges (30,5 m)
Grès grossier, jaune clair, représentant probablement le complexe glaciogénique	?

Tableau 26 : Lithologies de l'horizon carbonaté décrit par Mitchell (1960) dans le secteur d'Asuboni. Cet horizon appartient au supergroupe de l'Afram (probablement à sa partie inférieure)

Deuxième partie

Echantillons	18589	13532	MT737	18590	13570	18607	MT74(	) 18573	MT742	
SiO <sub>2</sub>	12,64	8,04	9,73	10,31	9,55	10,48	6,43	7,90	26,58	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,08	2,26	3,18	3,82	2,73	3,78	2,92	1,70	6,83	
MgO CaO	1,70 42,86	1,54 47,95	1,16 48,60	1,62 45,30	3,99 43,51	1,45 45,35	1,22 50,65	1,92 48,40	2,07 36,91	
CO <sub>2</sub>	35,04	37,77	n,d	36,60	37,26	36,32	n.d	n.d	n.d	
Divers	3,66	2,19	1,41	2,71	2,15	3,11				
Total	99,98	99,75		100,36	99,19	100,49				
		-Valeurs n	noyennes	de quelqu	es élémei	nts —				
SiO <sub>2</sub> = 11,30		MgO =	1,9		CaO =	45,50	CO2 = 36,60			

Tableau 27 : Analyses des carbonates du secteur d'Asuboni d'après Mitchell (1960). Tous les échantillons analysés proviennent du supergroupe de l'Afram. La plupart des échantillons sont des calcaires ou des calcaires magnésiens (fig. 7). Seul l'échantillon 13570 correspond à un calcaire dolomitique. Les carbonates du secteur d'Asuboni sont donc bien différents de ceux qui sont généralement associés à la séquence glaciogénique (fig. 56 à 65). Ils sont par contre comparables à ceux que l'on rencontre dans les formations de Barkoissi et de la Pendjari (fig. 57 et 69).

L'ensemble du supergroupe de l'Afram est plissé, notamment dans le secteur oriental. Il supporte, en discordance angulaire et de ravinement, les faciès arénacés, conglomératiques et argileux de la partie inférieure du supergroupe de Tamalé (p. 103 à 114). Cette partie inférieure peut atteindre 120 m d'épaisseur dans sa portion méridionale. Cela peut être vérifié en plusieurs points, notamment près de Bonkrom (fig. 79) où l'on observe des arkoses à semelle conglomératique, appartenant au supergroupe de Tamalé, reposant en discordance de ravinement sur les shales et pélites du supergroupe de l'Afram. La partie sommitale de la colline de Pabrebo est constituée par 21 m de conglomérats grossiers, présentant les mêmes caractéristiques que les conglomérats de Sang, subhorizontaux ou faiblement pentés vers l'Ouest, reposant en discordance angulaire ou de ravinement sur des shales intensément plissés du supergroupe de l'Afram. Au Sud de Mankrong, Junner et Hirst (1946) décrivent des conglomérats polygéniques, épais d'environ 10 m et renfermant notamment des galets de roches vertes et de gneiss à biotite dans une matrice calcareuse, et des grès grossiers conglomératiques, associés à des shales pourpres et chocolat, reposant sur des shales. Ces derniers comportent des lentilles de conglomérats calcareux et de calcaires impurs dans la partie supérieure. Ils sont micacés et de teinte chocolat à la partie inférieure. Il s'agirait de la butte-témoin la plus méridionale montrant la discordance du supergroupe de Tamalé sur le supergroupe de l'Afram (cette butte d'extension limitée n'a pas été représentée sur la carte de la figure 79).

Dans le secteur d'Afrante, des shales rouges à lentilles calcaires renferment des conglomérats à blocs et galets de carbonates, de silexites et de quartzites. Cet ensemble correspondrait également à une butte-témoin du supergroupe de Tamalé reposant sur le supergroupe de l'Afram. Il pourrait en être de même de la colline de Kochimbo près de Nkwantanang. Toutefois, pour toutes ces buttes-témoins d'extension limitée et qui transgressent largement vers le Sud la limite principale entre les supergroupes de Tamalé et de l'Afram (fig. 79), il est possible de proposer une autre interprétation. Il pourrait tout simplement s'agir de la partie inférieure du supergroupe de l'Afram, avec des intercalations grossières et/ou conglomératiques. Nous ne pouvons cependant pas opter pour l'une ou l'autre des hypothèses au stade actuel de nos connaissances.

#### d - Discussion de la position lithostratigraphique du supergroupe de l'Afram

Une grande confusion règne, dans la littérature géologique du Ghana, au sujet de la position stratigraphique du supergroupe de l'Afram : Kitson (1928) a attribué la "formation de l'Afram" à la "série du Buem", unité structurale la plus externe de la chaîne des Dahomeyides. Junner et Hirst (1946) l'ont considérée comme un équivalent latéral de la "série de l'Oti" et reposant, comme celle-ci, sous la "formation de l'Obosum". Les dites formations de l'Afram et de l'Obosum sont alors incluses dans le "Voltaïen inférieur" et placées sous les "grès V3" qui constituent le "Voltaïen supérieur", avec la possibilité pour la "formation de l'Afram" de reposer sur les "grès de base" (V1) ou directement sur le socle birrimien et tarkwaïen, comme la "série de l'Oti" (fig. 80). C'est également l'opinion de Mitchell (1960 ; fig. 81A).

En 1957, Tevendale confirme l'équivalence entre les "formations de l'Oti et de l'Afram" et leur position sous-jacente à la "formation de l'Obosum". Ces données n'ont plus été ultérieurement remises en question.

Pour Mason (1963) et Moon et Mason (1967), la "formation de l'Afram" constitue la partie basale du "Voltaïen inférieur" et se trouve en discordance fondamentale sur le socle éburnéen (fig. 81B). La "formation de l'Afram" est incluse par Crook (1963 et 1970) dans le Voltaïen supérieur, alors que Grant (1967) la situe à la base de ce Voltaïen supérieur.

Pour Saunders (1970), la "formation de l'Afram" repose sur la formation d'Anyaboni jusque-là considérée comme la partie sommitale du Voltaïen supérieur (tabl. 5; fig. 75 et 81C). On rejoint là les conclusions des travaux menés au Bénin, Togo et Burkina Faso par l'équipe de Marseille (Leprun et Trompette, 1969 ; Sougy, 1970 et 1971 ; Trompette 1972 ; Affaton, 1975 ; Affaton et al. 1980). Ces travaux ont en effet démontré la nécessité, dans le bassin des Volta, d'opérer une claire séparation des formations argileuses médianes des Massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Gambaga, de Damongo et du Plateau du Kwahu et des "séries de l'Oti et de l'Obosum" qui sont nettement en position *supra* par rapport à ces massifs ou plateaux bordiers gréseux. Au Ghana, où cette séparation n'a pas été faite, on est conduit à attribuer la "formation de l'Afram", équivalente de la "série de l'Oti", au Voltaïen inférieur ou supérieur, alors que la "série de l'Oti" repose stratigraphiquement *sur* les formations constituant les Massifs de Gambaga et de Damongo, par l'intermédiaire d'une surface de ravinement *pro parte* glaciaire (p. 79 à 89). Les travaux de l'équipe de Marseille, même s'ils n'ont pas clairement discuté la position stratigraphique de la "*formation de l'Afram*", ont, par corrélation, implicitement indiqué que cette formation *est postérieure aux formations constituant le Plateau du Kwahu*, notamment aux grès feldspathiques massifs V3b de Junner et Hirst (1946) (fig. 13). Sougy (1970) a même déjà émis l'idée que la "formation de l'Afram" était l'équivalent de la "série de l'Oti".

La synthèse présentée par Blay en 1983 (fig. 81D) sur la "formation de l'Afram" remet en question la position stratigraphique attribuée à cette formation par Saunders (1970) et l'équipe de Marseille. Cette synthèse réaffirme notamment, après Junner et Hirst (1946) et Bates (1955), l'absence du Voltaïen inférieur dans le Plateau du Kwahu. Elle indique que la "formation de l'Afram" représenterait la partie basale du Voltaïen moyen" et reposerait en discordance fondamentale sur le socle éburnéen (fig. 81D).

Il nous semble donc important de rappeler les principales observations permettant de préciser la position stratigraphique du supergroupe de l'Afram.

D'une façon générale, la répartition des formations du bassin des Volta en plusieurs "Voltaïen" varie d'un auteur à l'autre et est source de confusion (tabl. 28 page suivante) : les uns, comme Junner et Hirst (1946) et leurs adeptes, y séparent un Voltaïen inférieur d'un Voltaïen supérieur constitué notamment par les grès finement lités V3a et les grès feldspathiques massifs V3b de la partie supérieure des massifs bordiers. D'autres, comme Bates (1955) et Edmonds (1956), y distinguent un Voltaïen inférieur représenté par "les grès de base" de Junner et Hirst (1946), un Voltaïen moyen et un Voltaïen supérieur, correspondant respectivement aux V2 et V3 de ces

deux auteurs. Et d'autres enfin (comme l'équipe de Marseille et le présent travail) considèrent que le Voltaïen inférieur comprend toutes les formations incluses entre la discordance fondamentale de la base du bassin des Volta et la discordance de ravinement *pro parte* glaciaire de la base du groupe du Sud-Banboli (regroupant donc l'ensemble des formations constituant les massifs bordiers) ; que le Voltaïen moyen se compose des formations comprises entre cette discordance de ravinement *pro parte* glaciaire et la discordance angulaire ou de ravinement de la base du "groupe de l'Obosum" ; et que le Voltaïen supérieur est constitué par l'ensemble des formations postérieures à cette discordance angulaire ou de ravinement. Nous traduisons cette dernière interprétation par la distinction de trois grandes unités lithostratigraphiques, les *supergroupes* inférieur (ou de Boumbouaka), moyen (ou de la Pendjari) et supérieur (ou de Tamalé). Nous évitons ainsi d'utiliser les termes ambigus de Voltaïen inférieur, moyen et supérieur qui seraient commodes si leur signification ne variait d'un auteur à l'autre, contribuant à créer ou à maintenir une certaine confusion dans la stratigraphie du bassin des Volta, notamment au Ghana.

On conviendra donc d'appeler supergroupe de l'Afram l'ensemble des formations qui occupent la plaine de l'Afram et que Kitson (1928) avait désigné sous le terme de "Afram shales". La plupart des géologues travaillant dans le bassin des Volta le considèrent comme l'équivalent des "Oti beds" définis par Junner et Hirst (1946) dans la partie centrale du bassin où ils sont discordants sous le "groupe de l'Obosum". Au stade actuel de nos connaissances, la partie affleurante du supergroupe de l'Afram s'apparente à notre groupe du Sud-Banboli et à la formation de la Pendjari. Il est donc logique de retenir que le supergroupe de l'Afram représente très probablement le supergroupe de la Pendjari dans la partie méridionale du bassin des Volta.

Le supergroupe de l'Afram occupe une plaine dont l'altitude varie de 60 à 150 m. Cette plaine est bordée au Nord par un plateau de 120 à 320 m d'altitude, constitué par le supergroupe de Tamalé, anciennement dénommé "Obosum beds"; au Sud et à l'Ouest par le Plateau du Kwahu dont l'altitude varie de 150 à 790 m et qui est constitué par un équivalent du supergroupe de Boumbouaka; et à l'Est par les unités structurales externes des Dahomeyides, le Buem et l'Atacora (p. 133 et 183), dont les altitudes atteignent 520 m. Cette situation géomorphologique basse a été le critère principal utilisé pour supposer que la "formation de l'Afram" était sous-jacente à une grande partie, voire à la totalité, des formations constituant le Plateau du Kwahu, c'est-à-dire en position de fenêtre. Par contre, la position supra du "groupe de l'Obosum" n'est pas contestée. En effet, ce groupe a été observé en discordance angulaire ou de ravinement sur la "formation de l'Afram" en maints endroits (Junner et Hirst, 1946).

Dans sa synthèse sur l'avant-pays des Dahomeyides au Sud-Ghana, Saunders (1970) indique que la "formation de l'Afram" est probablement limitée au Sud par une faille orientée NW-SE (dénommée la faille de l'Afram). Il signale de nombreux plis d'axe N-S ou NNE-SSW dans les formations du Plateau du Kwahu et la "formation de l'Afram" à l'Est et au Sud d'Anyaboni. Il y décrit notamment la partie la plus méridionale de la "formation de l'Afram" plissée en synclinal, avec les grès arkosiques de la formation d'Anyaboni (fig. 82). Il démontre ainsi que la "formation de l'Afram" repose stratigraphiquement sur la formation sommitale gréseuse (celle d'Anyaboni) du plateau du Kwahu.

Dans sa synthèse sur la "formation de l'Afram", Blay (1983) ne rejette pas totalement l'idée de la présence de la "formation de l'Afram" en position synclinale dans le secteur d'Anyaboni . Il affirme que les documents cartographiques y suggèrent une série d'anticlinaux et de synclinaux au sein de la partie inférieure de la "formation de l'Afram". Mais il ne dit rien au sujet des grès feldspathiques ou arkosiques, caractéristiques du membre supérieur de la formation d'Anyaboni, sous-jacente à ce petit synclinorium et en position anticlinale au Sud d'Anyaboni. Par ailleurs, Blay (1983) admet la présence de la faille de l'Afram mais suppose qu'elle coïncide avec l'axe d'un éventuel anticlinal faillé dont la "formation de l'Afram" constituerait le coeur. Une telle éventualité supposerait que le "groupe de l'Obosum" représente, sur le flanc septentrional de cet anticlinal de l'Afram, l'équivalent d'au moins une partie des formations du Plateau du Kwahu, ce qui est en contradiction avec les caractéristiques spécifiques de ce groupe et de ces formations. Cette hypothèse serait même en

Junn	er et Hirst, 1946		Mitchell, 1	953/1960	Bates et Edi	, 1955/1966 nonds, 1956		Murray, 1950	Ma	son, 1963 et Moon et Mason, 1967	Bozhko, 1964		Saunders, 1970		Annan-Yorke, 1978/1980		Blay et <i>al</i> , 1978 ; Blay, 1983 et 1985		Cette étude			
Voltaien supérieur	V <sub>3</sub> b Grès sup. massifs V <sub>3</sub> a Grès fine- ment lités	Voltaien supérieur	Grès sup. ou grès grossiers et quartzites	Grés arko. pourpres à rouges Quartzites blancs	Voltaen supérieur Grès	Grès sup. massifs Grès inf. micacés	Voltaien supérieur	Grès teldspathi- ques massits à stratifications obliques Grès fins mica- cés finement lités	Voltaien sup.	Grès arkosiques de Chirimfa Shales et silt- stone de Chirimfa Discor. Grès massifs de Dente	Voltaien supérieur		Série des grès supérieurs massifs	Voltaien sup.	Co	iches de l'Obosum Shales de l'Afram Grés arkosiques	oltaien supérieur	Form. des grès massifs à stratifica tions obliques Form. des grès finement htés	Voltaien supérieur	Gios manife à tioble de kalòl-prés missità à hone configion - hone de Cheix ou d'Buisto en de Dante - conches configurationes de Dante - conches configuratives de Dante - conches configuratives de Dante - conches Disc. min. Stario des grés macades framment lités - grés macades de Variari - formaion argito-sitieuro de Dente	S.G. de Tamalê	Groupe de Sang-Kébia Disc. ravin Groupe de Yendi
	V <sub>2</sub> b Couches de l'Obosum		Shales	Série de 1'Obosum	u e	Couches de l'Obo- sum		Groupe argileux (grès, pelites,		Shales et silt- stones de Dente			Série rouge de Tamalé		orm. d'Anyabi	massifs Grès micacés fine. lités, à shales et sitistones à la base	) 	de Tamalé Couches vertes supérieures		Couches rouges de Tamalé - Korrakion gréseuse d'Anyaboni ou de Chrismia ou de Yongwasi Disc, min.	i (ou de am)	Formation de la Pendjari (ou de l'Oti)
férleur	V <sub>2</sub> a Couches	férieur	də	Série	aten moy: e aroileus		Inférieur	shales et siltstones)	intérieur	Grès à galets mous d'Agogo	afen moye		supérieure Série variée (ou série argi- leuse et	inférieur	- <u></u>	Quartzites	n moyen	Shales de l'Afram	Voltaien moye	Formation de grês à galets mous de Begoro - stine gris-verdâtre supéniere - Disc. min. Shetes de l'Afram - schie des shates ou calcaires - Disc. un feirre (2)	G. de la Pendjar I Oti ou de l'Afi	Groupe du Sud-Banboli
taíen Ìn	de I'Oti	taien in	l'Afram	de	Volt Séri	Cou- ches	oltaìen		oltaien	Shales	Volta		carbonatee) liscor. érie Sèrie du nglo. Buern	loitaíen	is du Kwahu	Shales	Voltale	Congtom, d'Akroso Couches vertes inf.	<u> </u> ~	Sério des conglomérats, grès et greywackes d'Akroso Disc. majeure	~	Disc. ravin.glac.~ Groupe du Mont
Vol	V <sub>1</sub> Grès du base	V 01		l'Oti	Voltaien inf.	Grès de base	Ň	Discor, majeure Couches de base (grés, conglomé- rats et quelques lits argReux)		de l'Afram	Voltařen inf. 7	Dis Séi grès ba	scor rie s de s de s de inléri.		Les grè	Grès quartzeux, finement lités, ayant localement une semelle d'ar- koses et de shales	Voltaien inf.	Grès de base	Voltaren inférieu	Formation des grès de base	S.G. de Boumbouaka	Disc. ravin Groupe de la Fosse-aux-Lions Disc. ravin. Groupe de Dapaong Disc. foodam
Série Forn	e du Buem nation du Togo	$\left[ \right]$	Substratu	im .	Sul	ostratum		Substratum		Birrimien et	Formation des Monts Togo			Birrimien/Dahomeyen			Substratum		Substratum		Socle éburnéen/	
Arci	iéen									Tarkwalen	Birrimi		Birrimien/Dahomeyen									

.

.

Tableau 28 : Résumé des diverses lithostratigraphies proposées pour le bassin des Volta.

.

contradiction avec les idées de Blay (1983). En outre, personne n'a jusqu'ici décrit un grand pli d'axe NW-SE ou WNW-ESE dans la formation de l'Afram . Par contre, Mitchell (1960) et Saunders (1970) y observent de nombreux plis d'axes N-S ou NNE-SSW ou très rarement NNW-SSE (fig. 79 et 82). En résumé, aucun des arguments de Blay (1983) ne permet de remettre en cause les observations structurales détaillées de Saunders (1970). Remarquons que ces arguments tendent, d'une certaine manière, à nous ramener à la lithostratigraphie de Junner et Hirst (1946).

La partie inférieure du supergroupe de la Pendjari a été observée à maints endroits en discordance de ravinement *pro part*e glaciaire sur les grès feldspathiques massifs de la formation du Mont Panabako au Nord-Togo (Leprun et Trompette, 1969 ; Affaton, 1975 ; Affaton et *al.*, 1980 ; Godonou, 1980 ; Drouet et *al.*, 1983), et dans les Massifs de Gambaga et de Damongo (p. 74 à 89). Si l'on admet, comme nous venons de le proposer, que le *supergroupe de l'Afram est bien l'équivalent de celui de la Pendjari* (tabl. 28), alors ses relations avec la formation d'Anyaboni - l'équivalent probable des grès feldspathiques massifs mentionnés ci-dessus (tabl. 24) - deviennent intéressantes à étudier. Y a-t-il discordance de ravinement voire angulaire faible ? Et cette discordance est-elle remodelée par une érosion glaciaire comme cela semble être le cas au Nord-Togo ?

Il devient également intéressant de préciser la position de certains niveaux ou formations argilo-silteux associés aux arkoses, grès et grès-quartzites constituant le Plateau du Kwahu. La limite géographique sud du supergroupe de l'Afram avec le Plateau du Kwahu correspond à une faille NW-SE relevant le compartiment méridional (fig. 75). Les argilites ou shales durs, homogènes, rarement micacés, de teinte gris-blanc et à altération gris-brun, d'épaisseur inconnue, observés dans un puits juste au Nord de l'Ongwam (Mason, 1963; Moon et Mason, 1967 ; fig. 73), et les shales rouges, verts et pourpres de la base du Plateau du Kwahu, "identiques en apparence et composition chimique à ceux de l'Afram" (Junner et Hirst, 1946), sont en réalité respectivement équivalents des horizons argileux décrits par Saunders (1970) dans le membre inférieur de sa "formation des grès du Kwahu" (tabl. 28) et des shales observés dans la partie basale ou la semelle ( $\leq 3$  m) de la formation d'Agogo (Mason, 1963; Moon et Mason, 1967). De même, les shales de la vallée de l'Ongwam et de ses affluents, notamment ceux affleurant au Nord de la colline Kajawarasi et au Sud et SW d'Ongwama, représentent soit un horizon argileux situé à la base ou au sein de la formation d'Agogo, soit un équivalent plus argileux de la formation argilo-silteuse de Dente. Dans les vallées de l'Ongwam et de la Boumfoum, la formation gréseuse de Dente présente des pendages de 3 à 8° vers l'Est ; il est peu probable que ses quartzites ou grès-quartzites (movens à grossiers, à lentilles conglomératiques et stratifications obliques) passent très rapidement vers l'Est (sur 1,8 à 2,9 km) à des argilites ou shales durs.

Malgré tout ce qui précède, nous n'excluons pas la possibilité pour l'Ongwam de traverser, dans son cours inférieur, une portion de la "formation de l'Afram" avant sa confluence avec la rivière Afram (fig. 79).

Au terme de cette discussion, retenons que les indices "supra discordance glaciaire" (tillites, dolomies et dolomies calcaires à barytine et silexites qui devaient constituer, à la partie inférieure du supergroupe de l'Afram, un équivalent du groupe du Sud-Banboli) sont très rares ou manquent à l'affleurement dans la zone occupée par le supergroupe de l'Afram. Ils sont abaissés par faille et masqués ou recouverts par les eaux du barrage d'Akosombo. On pourrait en rechercher les traces possibles à la faveur d'un anticlinal ou d'un sondage implanté et étudié dans ce but. De telles traces démontreraient définitivement la position *supra* du supergroupe de l'Afram par rapport aux "grès du Plateau du Kwahu" considérés comme le supergroupe inférieur du bassin des Volta.

## C - Le supergroupe de Tamalé

Au cours de l'étude du revers oriental du Massif de Damongo (p. 86 à 89) et du supergroupe de l'Afram (p. 93 à 103) nous avons mentionné la présence d'un supergroupe supérieur dit de Tamalé ou de Yendi Tamalé. Nous l'avons rencontré notamment dans le haut des coupes des secteurs de Bwipe et de Chutadi (fig. 79), dans la colonne stratigraphique du sondage de Tibagona (pl. 3) et au Nord de la plaine de l'Afram. Il repose en

		Formation de Kebia	Grès feldspathiques massifs, à stratifications obliques Grès micacés, généralement quartzeux et finement lités						
	ébia	Formation de Salaga	Shales, pélites et siltstones, à lentilles et passées de grès arko- siques, passant latéralement vers le Sud à des grès comportant par endroits des lentilles ou passées de conglomérats et d'arkoses						
	du K	0	Disserdance de revinement						
ERGROUPE DE TAMALE	Groupe	Formation	Arkoses plus ou moins conglomératiques Arkoses à lentilles et/ou						
		de Sang	Conglomérats polygéniques à passées d'arkoses, de pélites, de shales et de diamictites (Sang, Akroso, Aboabo, Kandinga, Kabalipe)						
SUP			Discordance de ravinement						
	Yendi	Formation supérieure	Shales et pélites à lentilles et passées de grès arkosiques						
	Groupe de	Formation inférieure	Conglomérats polygéniques, à passées arkosiques, passant latéralement vers le Nord à des arkoses à lentilles conglomératiques (Partie inférieure des Conglomérats d'Akroso)						
			Discordance angulaire ou de ravinement						
		SUPERGROU	JPE DE LA PENDJARI OU DE L'AFRAM						

Tableau 29 : Principales formations constituant le supergroupe de Tamale. La plupart des faciès qui les composent présentent des teintes brunâtres à rouges.

discordance, probablement angulaire, sur le supergroupe moyen de la Pendjari ou son équivalent méridional dénommé supergroupe de l'Afram (tabl. 28). Le caractère discordant de ce supergroupe de Tamalé a été particulièrement mis en évidence dans le chapitre consacré à la position lithostratigraphique du supergroupe de l'Afram (p. 100 à 104). Il est également confirmé par les coupes d'Aiyerade et d'Otiso à Paurubi (fig. 79, 83 et 84) et les colonnes stratigraphiques des collines de Bonkrom Su et de Kochimbo (fig. 85 et 86) que nous allons décrire.

La synthèse des données existantes (Junner et Hirst, 1946 ; Sulutiu, 1968 ; Annan-Yorke et Cudjoe, 1971 ; Donnot, 1975) démontre que les composantes du supergroupe de Tamalé varient du Nord au Sud et d'Est en Ouest (fig. 79) et qu'il est possible de subdiviser ce supergroupe en un *groupe inférieur ou de Yendi* et un *groupe supérieur ou du Kébia* (tabl. 29). L'étude de ces deux groupes nous permettra de compléter la description du bassin des Volta. Ces groupes sont constitués essentiellement par des conglomérats et diamictites, des grès et arkoses, des shales et siltstones, et de rares niveaux de carbonates.Tous ces faciès sont de teinte rougeâtre.

#### 1 - Le Groupe de Yendi

Nous définissons comme groupe de Yendi l'ensembledes assises basales de la partie centrale du bassin des Volta (pl. 4). Il occupe une zone relativement élevée (dont l'altitude varie de 150 à 250 m), de direction subméridienne depuis les environs de Kete-Krachi jusqu'à Gushiago et orientée Est-Ouest entre cette localité et Pigu. La marge occidentale de cette zone disparaît dans le secteur de Pong-Tamalé sous la formation de Sang. La partie frontale, c'est-à-dire orientale ou septentrionale, de cette zone peut être considérée comme une véritable cuesta, à l'escarpement tourné vers l'Est ou le Nord et à faible pendage vers l'Ouest ou le Sud. Cette cuesta constitue une zone de partage des eaux entre l'Oti et la Daka à l'Est (où elle est caractérisée par des altitudes variant de 136 à 252 m, alors que celles de la plaine de l'Oti atteignent rarement 146 m), et entre la Nasia et la Kulda au Nord (où ses altitudes vont de 170 à 236 m, alors que celles de la plaine de la Nasia varient de 118 à 166 m) (pl. 4 et 5). Les plaines de l'Oti et de la Nasia étant constituées essentiellement par la "formation de l'Oti" (ou de la Pendjari), généralement plissée et de direction subméridienne, les caractéristiques géomorphologiques mentionnées ci-dessus suggèrent une discordance angulaire entre le supergroupe de la Pendjari et le groupe de Yendi, ce que confirment plusieurs travaux de terrain.

Les observations de Huddleston (1944) dans le secteur d'Otiso (fig. 84) démontrent que la partie méridionale du groupe de Yendi repose en discordance angulaire sur le supergroupe de la Pendjari. Le groupe de Yendi y est représenté par deux ensembles : L'ensemble inférieur (2) est constitué par des conglomérats polygéniques à éléments d'origines variées. Ces éléments représentent en effet des fragments de shales et grès feldspathiques argileux provenant du supergroupe de la Pendjari sous-jacent (1); des blocs et galets provenant principalement des roches de l'unité structurale du Buem (quartzites, jaspes et silexites, laves basiques variées, agglomérats, quartz filonien); et plus rarement des fragments des roches métamorphiques de l'unité structurale de l'Atacora et/ou d'un socle granitogneissique. Cet ensemble inférieur repose en discordance angulaire sur le supergroupe de la Pendiari sous-jacent qui montre des plis d'axes subméridiens. L'ensemble supérieur (3) se compose de pélites et shales variés, à passées gréseuses, à débit généralement noduleux et de teintes brunâtres à rougeâtres, alors que les faciès du supergroupe de la Pendiari sont généralement verdâtres à bleuâtres. Les conglomérats polygéniques de la partie inférieure du groupe de Yendi s'étendent depuis Paurubi au Sud jusqu'aux environs du 9e parallèle nord (fig. 79 et 87). Ils passent vers le Nord à des grès arkosiques plus ou moins conglomératiques. Verticalement, ils passent progressivement à la partie supérieure argilo-pélitique de ce groupe. Les observations de Huddleston (1944) démontrent également que "la formation de Sang" (4) repose en discordance de ravinement sur le groupe de Yendi. Cette discordance est cartographiquement nette entre Akroso et Kete-Krachi (fig. 79).

Le sondage effectué par l'équipe soviéto-ghanéenne à Yendi (au point de coordonnées 9°26'N et 0°02'E) n'a recoupé sur 700 m de profondeur que des formations appartenant au supergroupe de la Pendjari (pl. 3). Il est en effet implanté au pied de la cuesta constituée par la partie inférieure du groupe de Yendi. Par contre, le sondage de Tamalé (pl. 3) a permis de reconnaître le groupe de Yendi sur une puissance d'environ 250 m. Ce groupe y est représenté par *une partie inférieure* essentiellement gréseuse, d'environ 100 m d'épaisseur (en gros bancs massifs, feldspathiques, plus ou moins arkosiques et séparés par des lentilles argileuses ou argilo-pélitiques), et *une partie supérieure* argilo-pélitique, riche en siltstones vers la base et comportant des lentilles et passées arkosiques vers le sommet. Les discordances encadrant le groupe de Yendi n'ont pas été identifiées dans la colonne stratigraphique du sondage de Tamalé (pl. 3). Cependant, on y remarque une nette différence de lithologie entre le supergroupe de la Pendjari sous-jacent et ce que nous considérons comme la partie basale du groupe de Yendi. Il en est de même entre la partie supérieure de ce groupe et la formation de Sang qui débute le groupe du Kébia.

Le sondage de Nasia (fig.58), profond de 764 m, n'a recoupé que le supergroupe de la Pendjari. Ceci démontre clairement que la cuesta allant de Gushiago à Pigu représente bien l'extension la plus septentrionale du groupe de Yendi. L'absence de ce groupe dans la colonne lithostratigraphique du sondage de Tibagona

(614,75 m de profondeur ; pl. 3) confirme que son extension occidentale ne dépasse probablement pas le méridien de Kumbungu.

En résumé, nous pouvons retenir plusieurs données sur le groupe de Yendi :

- Ce groupe comprend deux formations. La formation inférieure, à caractéristiques molassiques, est composée de conglomérats polygéniques dont les matériaux proviennent pro parte de la destruction des unités structurales déjà existantes des Dahomeyides, notamment de l'unité structurale du Buem située immédiatement à l'Est. Cette formation repose en discordance angulaire sur le supergroupe de la Pendjari, ce qui souligne bien sa postériorité par rapport à la phase majeure de plissement ayant affecté ce supergroupe. Elle passe latéralement vers le Nord à des grès plus ou moins arkosiques, constitués eux aussi de matériaux grossiers provenant probablement de la chaîne des Dahomeyides. La formation supérieure est généralement argilopélitique, avec des lentilles et passées gréseuses ou arkosiques. Elle succède, sans coupure majeure, aux conglomérats de la formation inférieure et représente probablement une sédimentation molassique fine, plus distale. Le groupe de Yendi présente généralement des teintes rougcâtres.

- L'extension des affleurements du groupe de Yendi (pl. 4) suggère que ce groupe s'est déposé dans un bassin dont la longueur et la largeur actuelles seraient respectivement d'environ 275 km et 110 km, et dont l'axe passerait grossièrement par le méridien de Salaga. Un tel axe est nettement distinct de ceux que l'on pourrait tracer pour les supergroupes inférieur et moyen du bassin des Volta. Son orientation confirme le caractère discordant du groupe de Yendi.
- Ce bassin constitué par les formations du groupe de Yendi est recouvert en grande partie par un second bassin constitué par les formations du groupe du Kébia dont les caractéristiques seront étudiées ci-dessous. Ainsi, près de la moitié (la partie méridionale et occidentale) du bassin du groupe de Yendi reste inconnue en surface.
- Précédemment, le groupe de Yendi a toujours été inclus dans la "série de l'Oti" des auteurs (Junner et Hirst, 1946 ; Sulutiu, 1968 ; Annan-Yorke et Cudjoe, 1971 ; Donnot, 1975). Pour la première fois, les différentes données que nous venons d'exposer nous conduisent à proposer le rattachement de ce groupe au supergroupe de Tamalé.

#### 2 - Le groupe du Kébia

Le groupe du Kébia (ou de Sang-Kébia) comprend trois formations à caractéristiques bien distinctes. Il s'agit des formations de Sang, de Salaga et du Kébia (tabl. 29).

#### a - La formation de Sang

Les conglomérats et grès grossiers conglomératiques affleurant à Sang et dans les environs de Yamalkaraga, Nyaboku, Yetua, Kpabia et de la rivière Daka sont des équivalents latéraux des conglomérats d'Akroso *s.s.* (pl. 5).

La séquence généralement rouge, décrite par Huddleston (1944) à Sang (fig. 87), comporte de bas en haut (fig. 88) :

- des *shales* dont les caractéristiques lithologiques sont proches de celles des shales et siltstones de la formation supérieure du groupe de Yendi ;
- des pélites gréseuses micacées, finement litées, à lits de shales et d'arkoses, de teinte pourpre (12-21 m);
- des *pélites* gréseuses arkosiques et des *arkoses* à pastilles argileuses (15-30 cm) remblayant une surface de discordance de ravinement ;
- des conglomérats et grès grossiers conglomératiques à lentilles d'arkoses (6-20 m);
- des *arkoses* grossières microconglomératiques (18 m) recouvertes par un important épandage de galets (notamment de quartzite et quartzoschiste).

#### Deuxième partie

Les conglomérats mentionnés ci-dessus sont en bancs lenticulaires et à galets et blocs jointifs ou disséminés. Les galets ont un diamètre moyen de 7 cm, mais leur plus grande dimension peut atteindre 30 cm. D'après Kitson (1925), il s'agit notamment de galets de granites, gneiss, porphyres, rhyolites, quartz, quartzites et quartzoschistes du "Dahomeyen" et de l'Akwapimien (ou Atacorien) ; des galets de cherts, jaspes, pélites, grès feldspathiques et de laves du Buem y sont également identifiés.

La séquence affleurant à Sang présente un faible pendage vers le Sud ou le SW. Elle peut se subdiviser en : - une partie supérieure, *essentiellement conglomératique et arkosique*, polygénique, que nous dénommerons

"formation de Sang", partie basale ou semelle du "groupe de Kébia",

- et une partie inférieure, argilo-pélitique, à rares horizons d'arkoses, rattachée à la formation supérieure du groupe de Yendi.

L'interprétation des travaux de Hirst (1944), dans le secteur de la Daka (fig. 79 et 89), montre que la formation de Sang y est constituée essentiellement de grès arkosiques reposant en discordance de ravinement sur les shales et pélites appartenant au groupe de Yendi. Cette formation supporte les pélites et shales de la formation de Salaga. Dans la colline de Kochimbo (fig. 86 et tabl. 30), la formation de Sang se compose d'arkoses à intercalations et lentilles de conglomérats polygéniques, comme dans la colline de Bonkrom Su (fig. 85) où toutefois elle possède une semelle conglomératique.

Fm.	Arkoses brunes à petits galets au sommet
de	Arkoses à stratifications obliques, de teintes pourpres et chocolat (34 m)
Salaga	Conglomérats (3 m) à galets et blocs de granite, porphyre, quartz, quartzite, gneiss et laves du Buem (galets ≤ 90 x 60 x 30 cm, parfois de forme parallélépipédique)
	Discordance de ravinement
Fm.	Arkaces rauges et brunes (15 m), à lentilles de conglomérats et à galets et blacs
de	épars de quartzites et granites rouges dont le diamètre ne dépasse pas 30 cm
Sang	Arkoses brunes à rares galets (16 m)
	Discordance de ravinement

Tableau 30 : Principaux faciès du groupe de Kebia dans la colline de Kochimbo près de Nkwantanang, d'après Junner et Hirst (1946)

Par ailleurs, les conglomérats de Kandinga et la tillite d'Aboabo peuvent être interprétés comme des variations de faciès de la formation de Sang (p. 108 à 110).

#### b - Le conglomérat d'Akroso s.s.

A la suite de Junner et Hirst (1946), le terme "Akroso conglomerate" est utilisé dans la littérature géologique du Ghana pour désigner des niveaux conglomératiques attribués à la partie inférieure de "l'Oti series" ou/et à la partie basale de "l'Obosum beds". Il s'agit en réalité d'au moins deux importants niveaux de conglomérats polygéniques (fig. 79, 105 et 106) : *Le niveau inférieur* constitue la partie inférieure du groupe de Yendi déjà étudié (p. 92 à 93), et le niveau supérieur, le plus puissant, constitue la partie inférieure de la formation de Sang. C'est ce niveau conglomératique supérieur que nous considérons comme "le conglomérat d'Akroso s.s." qui n'est autre que l'équivalent méridional de la partie basale de la formation de Sang. Vers le haut, le conglomérat
d'Akroso s.s. passe à des pélites gréseuses massives et à des grès micacés verdâtres. Dans le secteur de Krachi (ou Kete-Krachi), il passe latéralement à des grès grossiers et conglomérats polygéniques constituant la partie inférieure de la formation de Sang.

Dans le secteur d'Akroso et d'Otiso, le conglomérat d'Akroso s.s. se compose de conglomérats polygéniques à intercalations de grès feldspathiques ou d'arkoses. Ces faciès sont de teintes verdâtres ou brun-vert et à altération brune à mauve. Dans les environs de Jifaji et d'Atikpale, il s'agit de conglomérats polygéniques massifs et, à l'Ouest de la confluence de l'Afram avec la Volta, d'alternances de fines couches de conglomérats polygéniques et de grès conglomératiques hétérogéniques, avec des intercalations de pélites à galets épars et de nature variée.

D'une façon générale, ces conglomérats de la partie inférieure de la formation de Sang comprennent une matrice arkosique verdâtre, peu abondante, et des blocs, galets et graviers subarrondis, jointifs, non triés, dont la taille varie de 2 à 60 cm, et possédant parfois des facettes. Il s'agit surtout de fragments de grès feldspathiques ou arkosiques et de quartzites de teintes verdâtres à brunes, avec quelques éléments de granites, silexites, jaspes, porphyres, schistes, calcaires et quartz.

On constate que la plupart des éléments figurés du conglomérat d'Akroso s.s. proviennent de la chaîne des Dahomeyides, notamment de l'unité structurale du Buem. Comme dans le cas des conglomérats de la partie inférieure du groupe de Yendi, tout se passe comme si l'unité structurale la plus externe de cette chaîne avait fourni une bonne part des matériaux constitutifs du supergroupe de Tamalé, matériaux résultant du démantèlement de reliefs relativement jeunes dont l'armature était constituée essentiellement par la partie orientale des supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari. Ces matériaux venaient combler un "bassin des Volta" qui, nous l'avons vu, est discordant (et décalé) sur le bassin précédent où s'est déposé le groupe de Yendi.

## c - La "tillite d'Aboabo"

La "tillite" décrite par Junner (1942) à 3 km au NE d'Aboabo (fig. 79) constitue un niveau à galets et blocs dont le diamètre peut atteindre 1,5 m. Il s'agit d'éléments de quartz, quartzites, quartzoschistes, grès, granites, gneiss, porphyres, jaspes et cherts enrobés dans une arkose argileuse, verte, mauve, pourpre ou brune. Ces blocs et galets sont anguleux à très arrondis, généralement striés et à facettes ou surfaces d'usure souvent polies. Ces diamictites polygéniques sont considérées comme une tillite s.s. (Junner, 1942; Junner et Hirst, 1946), alors que les conglomérats du type de ceux de Sang sont interprétés comme des dépôts fluvio-glaciaires.

Les travaux de Huddleston (1944) ont conduit à la découverte d'autres niveaux de diamictites dans la partie sud-orientale de la zone occupée par le supergroupe de Tamalé (fig. 79) :

- Dans le secteur d'Aboabo, un second niveau de diamictites a été décrit : il affleure sur 1600 m x 500 m, avec un pendage de 6°W, et présente de nombreuses stratifications obliques. Dans la partie occidentale de ce secteur, il repose sur des arkoses conglomératiques chocolat, ayant le même pendage. Dans les parties septentrionale et orientale du même secteur, il supporte des grès quartzeux blancs associés au "conglomérat de Sang" et pendant de 6°E. L'ensemble de ces faciès est rattaché à la formation de Sang qui, si l'on en croit les variations constatées dans la direction du pendage, comporte de petites discordances angulaires internes.
- Dans l'Anynesu, au km 7,6 à l'Ouest de Dodi, affleure sur 400 m de largeur une couche de diamictites. Cette couche est composée de galets et blocs (≤ 60 cm) anguleux à sphériques, notamment de shales et quartz, mais aussi de granites, jaspes et quartzites verts. Ces éléments sont disséminés dans une matrice argileuse altérée en pourpre foncé. Cette couche se situerait dans la partie basale de la formation de Sang.
- Dans le secteur de Mpoti affleure un niveau (> 4,5 m) de mixtites dans des arkoses conglomératiques. Ce niveau présente plusieurs types d'affleurements : certains où prédominent des blocs (≤ 90 cm) en association avec des galets de toutes les tailles ; d'autres à galets jointifs, dont le diamètre ne dépasse pas 8 cm ; et d'autres encore où prédominent des petits galets avec des blocs occasionnels disposés dans n'importe quelle

## Deuxième partie

position, comme s'il s'agissait de galets lâchés. Les galets et blocs sont de nature très variée : il s'agit surtout d'éléments de granites, porphyres et rhyolites, mais également de cherts, jaspes, quartz et quartzoschistes. Ce niveau semble se localiser près de la base de la formation de Sang. Des shales et pélites du supergroupe de l'Afram seraient connus à 30 m *sous* ces mixtites.

	WYLLIE (1916)	COOPER (1926)	HIRST (1944)	Séquence de Kandinga
	Grès chocolat et pélites			
20	gréseuses			
Sai	Grès conglomératiques		Shales verts ou pourpres	Shales et pélites à niveaux
on dc	Shales chocolat	Grès pourpres (1,5 m)	Grès micacés, nodulaires, pourpres	Grès micacés
atic	Pélites à lenticules de conglo-	Conglomérats grossiers	Conglomérat à galets ronds	Conglomérats polygéniques
E	mérats à la base (1,5 m)	(20 cm)	et jointifs de 5 à 7,5 cm	
ЪС	Shales à blocs, chocolat (1,5 m)		de diamètre (1,2 m)	
OE	Discordance	Discordance	Discord. de ravinement	Discord. de ravinement
c I.	Shales gréseux et grès très fins,	Pélites gréseuses ou grès	Shales à altération jaune et	Shales et pélites à fines
on de	de teinte lilas (4,5 m)	feldspathiques de teinte pourpre (1,2 m)	à très minces horizons de grès calcaires, gris-verdâtre	lentilles calcaires
lati	Shales à fines lentilles	Shales très finement lités,		
Forn	de calcaires argileux (> 10 m)	mauves (6 m)	•	

Tableau 31 : Successions lithologiques observées à trois endroits dans le lit de la Volta Blanche au Sud de Kandinga d'après Wyllie (1916), Cooper (1926) et Hirst (1944). Comparaison avec la séquence de Kandinga (Junner et Hirst, 1946).

## d - Les conglomérats de Kandinga

Des galets dérivés de conglomérats, probablement équivalents de ceux de Sang, sont observés à Savelugu et Kumbungu (pl. 5), mais ce sont surtout les conglomérats de Kandinga (Junner et Hirst, 1946) qui retiendront notre attention.

La séquence décrite à Kandinga comprend de bas en haut :

- des shales et pélites à fins lits de calcaires impurs, caractéristiques de la "série de l'Oti" et supportant en discordance de ravinement le reste de la séquence ;
- des conglomérats en lentilles centimétriques à décimétriques (1,2 m), à éléments polygéniques ;
- des grès micacés brunâtres à rouges, typiques des "Obosum beds" ;
- des shales et pélites à niveaux occasionnels de grès feldspathiques, très épars, de teintes vertes et pourpres, appartenant au groupe du Kébia.

Les trois niveaux supérieurs doivent constituer l'équivalent occidental de la formation de Sang. Par ailleurs, les observations effectuées dans les berges de la Volta Blanche au SW de Kandinga (tabl. 31) complètent bien celles mentionnées ci-dessus. Toutes ces observations montrent que les galets constituant "les conglomérats de Kandinga" dépassent rarement 10 cm de diamètre. A la partie basale de la séquence, les galets sont plantés dans des shales et sont de ce fait interprétés comme des galets probablement lâchés par des glaciers dans une boue. D'une façon générale, il s'agit de fragments de granites, rhyolites, felsites, porphyres, cherts, jaspes, cornéennes, micashistes, quartzoschistes, quartzites, grès et quartz. D'après Junner et Hirst (1946), ces galets proviennent du

Buem, de l'Atacora et du "Dahomeyen" et seraient transportés par des glaciers jusqu'à la marge occidentale du bassin des Volta.

Les conglomérats de Kabalipe, associés à des arkoses plus ou moins conglomératiques et en discordance de ravinement sur le supergroupe de l'Oti (fig. 63 et 64 ; p. 86 à 89), représentent l'équivalent méridional des conglomérats de Kandinga. Ils correspondent donc à la formation de Sang.

En guise de conclusion partielle, retenons que la formation de Sang est caractérisée par :

- La présence de *tillites* s.s. associées à des diamictites et conglomérats polygéniques variés, dont certains sont d'origine fluvio-glaciaire, et à des arkoses et pélites. Il s'agit là d'une sédimentation mal triée, mal classée, à caractères molassiques.
- La variété lithologique des matériaux constitutifs et notamment des galets et blocs qui ont une source orientale (bordure du bassin et unités structurales de la chaîne des Dahomeyides).
- Sa grande extension qui lui permet de ceinturer entièrement le bassin comblé par le groupe de Kébia et d'être particulièrement bien représentée au Sud de Kete-Krachi.
- Son caractère discordant sur le groupe de Yendi (discordance cartographique ou de ravinement) et sur le supergroupe de la Pendjari ou de l'Afram (discordance angulaire). Tout se passe comme si le bassin constitué par le groupe de Kébia s'était installé indépendamment de celui du groupe de Yendi, avec un axe NNW-SSE passant en gros par Kumbungu et Barache (pl. 4). On aboutit ainsi à l'image de trois bassins emboîtés, discordants, dont nous analyserons la géométrie dans les conclusions clôturant l'étude du bassin des Volta (p. 116).
- Un affinement des conglomérats du SE vers le NW.

## e - La formation de Salaga

La formation de Salaga constitue la partie médiane du groupe de Kébia (tabl. 29). Elle correspond à la partie supérieure des "Obosum beds" de Junner et Hirst (1946) ou des "Tamale red series" de l'équipe soviétoghanéenne (Sulutiu, 1968; Annan-Yorke et Cudjoe, 1971). Elle présente une très grande extension sur la carte géologique du Ghana (fig. 79, pl. 2 et 4), constituant le remplissage du coeur du bassin des Volta.

Le sondage de Tibagona (pl. 3) n'a recoupé qu'environ 40 m de la formation de Salaga : elle y est représentée par des shales et siltstones brun-rouge, à passées verdâtres, et à semelle gréso-silteuse. Par contre, le sondage de Tamalé a permis de reconnaître la partie inférieure de la formation de Salaga sur près de 160 m (pl. 3). Elle s'y compose de shales, pélites, siltstones et grès plus ou moins arkosiques. Il s'agit généralement de faciès brunâtres à rougeâtres, avec des lentilles ou passées jaunâtres à vert-brun.

Dans les environs de Drabonso (pl. 5), la formation de Salaga comprend, sur un peu plus de 100 m et de bas en haut (fig. 91) : des shales micacés, verdâtres à rouges, peu épais (5 m ?) ; des grès micacés, verdâtres, également peu épais (6 m ?), à débit en plaques ; des grès massifs rouges, plus ou moins ferrugineux, très épais ( $\leq$  95 m) ; et des grès quartzeux blanchâtres à chamois. Ce caractère essentiellement détritique de la formation de Salaga se confirme dans la colline d'Abonta, près de Chichibon (fig. 92 et pl. 5). En effet, Junner et Hirst (1946) y décrivent, sur plus de 110 m d'épaisseur, des grès ferrugineux, parfois micacés, de teintes rouges ou gris foncé à noirâtres. Ces grès ferrugineux présentent généralement des stratifications obliques et comportent localement des horizons de conglomérats polygéniques, et/ou de grès conglomératiques à galets disséminés, et/ou d'arkoses. Les graviers et galets que l'on y observe sont des fragments de grès et shales rouges associés à ceux de silexites noires, porphyres, granites et de quartz. Vers la base s'intercalent des grès micacés brun-rouge, gris foncé à noirâtres.

A l'Est d'Aiyerade (fig. 83), la formation de Salaga comprend deux membres. Le membre inférieur est arkosique (niveaux 4 et 5), à bancs et lentilles conglomératiques. Le membre supérieur est essentiellement argileux et de teintes vertes à chocolat. Au Sud d'Ejura (fig. 93), la formation de Salaga se compose surtout de grès (tabl. 32).

Fm. du	Grès quartzeux, finement lités
Kébia	Discontener de servicement
Fm.	Shales verts et chocolat (15 m)
de	Grès quartzeux, blancs à rose pâle, à passées de grès arkosiques bruns
ue	Grès argileux micacés, jaune pâle à mauves, et arkoses très grossières, micacées et brunes
Salaga	Grès fins micacés, à pastilles argileuses, à stratifications obliques, de teinte jaune pâle (80 m)
	Discordance de ravinement ?
-	
Fm.	Arkoses brunes
	Arkoses conglomératiques à graviers de quartz ronds
de	Arkoses grossières, à gros grains de quartz et fragments de grès rouges disséminés
	Grès rouges et arkoses grossières, de teinte brune à rosâtre, renfermant une passée basale de
	et de quartz dans une matrice rouge.
Sang	or do quarte cano uno marito rougo
	Discordance angulaire et de ravinement
	Shales et siltstones du supergroupe de l'Afram

Tableau 32 : Séquence sédimentaire décrite par Junner (1940) entre Ejura et la rivière Afram et réinterprétée en fonction de notre schéma lithostratigraphique

Ces différentes observations montrent que les parties septentrionale et centrale de la formation de Salaga sont constituées essentiellement par des shales, siltstones et pélites, avec de minces passées et lentilles de grès plus ou moins arkosiques et ferrugineux et localement, comme à Kébia (pl. 5), de calcaires (fig. 94). Par contre, sa partie méridionale se compose de grès plus ou moins ferrugineux, avec des intercalations de conglomérats polygéniques, et/ou de grès conglomératiques à galets disséminés, et/ou d'arkoses. Les shales et siltstones y sont peu fréquents. Pour Junner et Hirst (1946), cette partie méridionale essentiellement gréseuse passe progressivement aux pélites, siltstones et shales qui composent la formation de Salaga dans la partie centrale du bassin et notamment dans la plaine de la Pru (fig. 79).

## f - La formation du Kébia

Dans leur synthèse sur le bassin des Volta, Junner et Hirst (1946) ont noté la présence de "grès feldspathiques massifs ou finement lités" reposant sur le "groupe de l'Obosum", notamment dans les secteurs de Tamalé, de Chama et d'Ejura (pl. 4). Ces grès constituent notre *formation du Kébia* et la partie sommitale connue de l'échelle lithostratigraphique du bassin des Volta.

C'est dans la colline de Kébia, située au Sud de la jonction des Volta Noire et Blanche, que cette formation semble la plus épaisse (122 m). Elle y comporte (fig. 94) :

- un *membre inférieur* constitué par des *grès micacés*, finement lités, de teinte jaune clair, riches en galets mous vers la base, ce qui suggère l'existence possible d'une discordance de ravinement à la base de cette formation ;
- et un membre supérieur composé de grès quartzeux massifs.

D'après Bates (1929), la formation du Kébia est représentée de bas en haut, dans le secteur de Tamalé, par :

- des *shales gréseux* à intercalations de grès siliceux, durs, épais de 6 m et reposant sur des pélites et shales chocolat et gris-vert, à bancs de grès bruns, représentant la partie supérieure de la formation de Salaga;
- des grès argileux, finement lités, à stratifications obliques et ripple-marks (4,5 m) ;
- et des grès quartzeux, massifs, à stratifications obliques (3 m).

Ces observations de Bates (1929) suggèrent que seule une partie du membre inférieur de la formation de Kebia affleure dans le secteur de Tamalé. Quant au sondage exécuté par l'équipe soviéto-ghanéenne à Tamalé, il est situé en dehors du secteur d'affleurement de la formation du Kébia.

Dans le secteur d'Ejura (fig. 83 et 93 ; tabl. 32), la distinction entre les grès de la formation de Kébia et ceux représentant le groupe du Mont Boumbouaka est délicate et très discutée. Selon Donnot (1975), seuls les grès d'Amantin (fig. 95) seraient rattachables à la formation du Kebia. La ville d'Ejura serait donc construite sur le supergroupe inférieur.

En résumé, la formation de Kébia représente la dernière phase de sédimentation antéquaternaire connue dans le bassin des Volta. Cette phase est marquée par une sédimentation continentale essentiellement détritique, dans un environnement probablement peu profond, mais très allongé (sur au moins 290 km, depuis Tamalé jusqu'à Ejura) et dont la largeur dépasserait largement 20 km à l'origine. L'extension de la formation du Kébia est encore mal connue. Cependant, la disposition générale des témoins reconnus (pl. 4) suggère que cette formation s'est déposée dans un environnement dont l'axe coïnciderait approximativement, au Nord du parallèle de Salaga, avec celui du bassin comblé par les formations de Sang et de Salaga, avant de subir une virgation vers l'Ouest pour atteindre le secteur d'Ejura. La formation du Kébia semble donc matérialiser la dernière étape du comblement du bassin ceinturé par la formation de Sang et ses équivalents latéraux.

## 3 - Conclusions partielles sur le supergroupe de Tamalé

Les observations qui viennent d'être synthétisées nous conduisent à retenir plusieurs données sur le supergroupe de Tamalé (ou de Yendi-Tamalé) :

- Pour la première fois, le groupe de Yendi est individualisé et caractérisé comme un ensemble molassique en discordance angulaire sur le supergroupe de la Pendjari auquel les anciens auteurs l'ont jusqu'ici rattaché.
- En fait, le supergroupe de Tamalé est donc constitué par cinq formations réparties en deux groupes (tabl. 29) séparés par une discordance cartographique ou de ravinement. Dans le détail, il comprend *trois séquences sédimentaires* (à savoir, le groupe de Yendi, les formations de Sang et de Salaga et la formation de Kébia) en discordances progressives les unes sur les autres. A lui seul, ce supergroupe matérialise donc le bassin périphérique ou d'avant-pays de la chaîne des Dahomeyides.
- Les caractéristiques molassiques de la plupart des arénites et rudites du supergroupe de Tamalé sont soulignées. La majeure partie de leurs matériaux proviennent en effet du démantèlement des unités structurales de la chaîne des Dahomeyides. Par ailleurs, il est à noter que la formation de Sang, particulièrement sa partie inférieure, représente une véritable séquence glaciogénique : des tillites *s.s.* y sont associées à des diamictites et à des conglomérats polygéniques variés dont certains sont d'origine fluvio-glaciaire. La formation de Sang repose en discordance cartographique ou de ravinement à la fois sur le groupe de Yendi et sur le supergroupe de la Pendjari. Ainsi, la seconde glaciation individualisée dans le bassin des Volta (Junner et Hirst, 1946 ; Trompette, 1972) ne coïncide pas avec les premiers dépôts de la molasse panafricaine ; elle leur est postérieure.

Deuxième partie

	Crowne	Formation de Kebia	Grès feldspathiques massifs à stratifications obliques Grès finement lités à stratifications obliques et à intercalations de shales et siltstones
upergroupe de Tamalé	du Kabia	Formation de Salaga	Shales et siltstones verdâtres à chocolat ou rouges Grès argileux micacés passant à des arkoses, avec des stratifications obliques et des lentilles conglomératiques vers la base
	<b>N</b> EDIA	Formation de Sang	Grès feldspathiques argilo-micacés, arkoses et lentilles argilo-silteuses, comportant des niveaux de conglomérats polygéniques. Diamictites, conglomérats polygéniques, grès et lentilles de shales et eilletones corrésontent une sécurence fluxio elecisica
	Groupe de Y	endi	Discordance de ravinement <i>pro parte</i> glaciaireDiscordance de ravinement <i>pro parte</i> glaciaire
Pendjari l'Afram)	Formation de la Pendjari ou de l'Oti (660 ± 9 MA)		Ince angulaire (après mise en place des Dahomeyides)
pe de la i ou de	Groupe	Format. de Barkoissi	Silexites argileuses à minces intercalations de shales, siltstones et parfois de calcaires, pouvant passer latéralement à des shales, siltstones et grès, avec des lentilles calcaires
pergrout	du Sud Barboli	Formation du Sud Banholi	Dolomies calcaires à barytine, à rares lentilles argilo-silteuses ou conglomératiques Séquence glaciogénique constituée par des tillites, des diamictites, des grès et des siltetones
S1 (0	Groupe Formatio du Mont du Mont Panabako		sinstones cartographique ou de ravinement <i>pro parte</i> glaciaire (Découplage cratonique) Siltstones et shales plus ou moins ferrugineux Grès feldspathiques massifs, à stratifications obliques et rares scolithes
aka	Boum- bouaka	Formation de Bogou	Grès feldspathiques finement lités, passant à des grès ferrugineux mauves et présen- tant des intercalations silteuses et/ou conglomératiques à la partie inférieure
de Boumbou	Groupe Formation de la du Kotiaré Fosse-aux		Grès feldspathiques micacés, ferrugineux et finement lités Grès feldspathiques argileux et massifs Siltstones et shales à lentilles calcaires ou gréseuses et présentant des horizons conglo- mératiques vers la base
rgroupe	(993 ±65MA)	Formation de Natala	Shales et siltstones à lentilles calcaires Conglomérats ou grès microconglomératiques
Supe	Groupe	Formation de Dapaong	Siltstones et grès micacés finement lités Grès fins à stratifications obliques, comportant des intercalations silto-argileuses vers la base avec de rares horizons conglomératiques, et présentant des scolithes
	Dapaong	Formation de Korbongou	Siltstones, shales et grès fins argileux Grès et microconglomérats massifs
<b>-</b> 1		Discorda	nce fondamentale sur le socle éburnéen de la Dorsale de Léo ou de Man

Tableau 33 : Nouvelle échelle lithostratigraphique du bassin des Volta. Caractéristiques des principales formations.

 Finalement, la formation de Kébia représente la partie sommitale des ensembles qui constituent le bassin des Volta. La répartition de ces ensembles en formations, groupes et supergroupes permet de proposer une nouvelle échelle lithostratigraphique pour ce bassin (tabl. 33).

Au terme de cette synthèse, il semble important de souligner que de nombreux auteurs (Junner, 1939 et 1940; Junner et Hirst, 1946; Sulutiu, 1968; Bär, 1977; etc.) ont corrélé les "séries" d'Accra et de Sekondi avec les "couches de l'Obosum" qui ne représentent qu'une partie de notre supergroupe de Tamalé. Nous n'aborderons l'étude de ces "séries" que dans le chapitre consacré à la chronostratigraphie (p. 120).

## 4 - Autres témoins de la molasse post-panafricaine

A l'Est de la zone de suture des Dahomeyides, nous connaissons actuellement une dizaine de petits sillons ou bassins constitués par des complexes détritiques ou volcano-sédimentaires et considérés comme des reliques de la molasse post-panafricaine. Ce seraient probablement des équivalents orientaux du supergroupe de Tamalé. Il s'agit notamment des sillons ou bassins ou fossés ou buttes de Logozohè, de Lanta et de Kandi au Bénin ; du lieu-dit Sauna au NW-Nigéria ; et de Mangbai, de Hoye, de Mourbacké, de Nigba et de Noukla au Nord-Cameroun. Il est probable que les fossés de la Mbéré et du Djerem (Sud-Adamaoua, Cameroun), que nous n'avons pas pu étudier, appartiennent à cet ensemble.

Le bassin de Logozohè ou de Idaho-Mahou, situé au Nord d'Abomey (pl. 4) (Dion, 1968 ; Fonseca et Kusnir, 1973 ; Boussari et Rollet, 1974 ; Boussari, 1975 ; Breda, 1985) est constitué par des conglomérats polygéniques, à éléments centimétriques à décimétriques de granitoïdes, gneiss, feldspaths, amphibolites, rhyolites et quartz ; des arkoses et grès feldspathiques micacés, fins à grossiers ; et des volcanites basiques à acides de types basaltes, andésites, dolérites, rhyolites, gabbro-diorites et albitophyres ou kératophyres, et à caractéristiques calco-alcalines ou alcalines. Ces volcanites indiquent un âge radiométrique minimum de  $451 \pm 3$  Ma (âge K/Ar sur biotite d'une rhyolite). Breda (1985) interprète cet âge comme celui du métamorphisme anchizonal qui affecte tout le complexe volcano-sédimentaire de Logozohè. Ce bassin matérialiserait un ancien graben. C'est dans le prolongement de celui-ci que l'on trouve le sillon du lieu-dit Lanta, à l'Ouest d'Abomey (Kusnir et Fonseca, 1973). Ce sillon renferme notamment des conglomérats polygéniques, des grès et des arkoses plus ou moins conglomératiques. D'après Breda (1985), l'âge maximum du complexe de Lanta serait de  $483 \pm 4$  Ma (âge K/Ar sur feldspaths potassiques d'un galet de granite). Les complexes de Logozohè et de Lanta sont en discordance fondamentale sur des gneiss éburnéens remobilisés au Panafricain, précisément sur un équivalent probable de l'unité orthogneissique de Kara, appartenant aux unités internes de la chaîne des Dahomeyides.

Le bassin de Kandi (pl. 4 et fig. 205) (Kusnir et Thoenes, 1973 ; Thoenes, 1975 ; Breda, 1982 ; Alidou, 1983 ; Alidou *et al.*, 1986) comprend trois ensembles. Les ensembles moyen et supérieur sont respectivement attribués au Crétacé et au Continental terminal (Tessier *et al.*, 1975 ; Affaton *et al.*, 1985). L'ensemble inférieur se compose de conglomérats polygéniques, de grès argileux, fins à grossiers, de siltstones et d'argilites. Il renferme de nombreuses traces fossiles, notamment de trilobites (*Cruziana petraea*) et de "vers palmés" (*Arthrophycus*) permettant de lui attribuer un âge cambro-silurien. Le bassin de Kandi correspond à un vaste graben comportant plusieurs petits horsts, ce qui permet l'affleurement de son substratum à maints endroits. Cet ensemble inférieur repose en discordance fondamentale sur des gneiss plus ou moins migmatisés et des migmatites indiquant un âge éburnéen (1800  $\pm$  2000 Ma), avec un rajeunissement au Panafricain (600  $\pm$  100 Ma ; Affaton *et al.*, 1978 ; Caen-Vachette, 1982).

Le sillon du lieu-dit Sauna, au NW-Nigéria (fig. 205), est constitué par des conglomérats, des grès et des rhyolites. Les conglomérats sont polygéniques et souvent très grossiers, avec des éléments ayant 1 à 60 cm de diamètre moyen, généralement non-triés et anguleux à subarrondis. Ces éléments correspondent à des fragments de quartz, feldspaths, pegmatites, granitoïdes, gneiss, amphibolites, schistes et volcanites. Les grès sont fins à grossiers, plus ou moins argileux, polygéniques et parfois arkosiques. Ils renferment des passées de microconglomérats polygéniques et des lentilles argilo-silteuses. Ils constituent généralement la matrice des

conglomérats. Ces conglomérats et grès ont une structure généralement massive, avec parfois un discret granoclassement suggérant un vague litage. Les rhyolites sont noirâtres et montrent des plans de fluidalité. Elles indiquent un âge radiométrique de  $516 \pm 20$  Ma (McCurry, 1976; Holt, 1982; Turner, 1983). Le complexe de Sauna a environ 60 m d'épaisseur. Il repose en discordance fondamentale sur le "Schist Belt" d'Anka et serait coincé dans un ancien graben. Il supporte, en discordance de ravinement, les formations crétacées du bassin de Sokoto, prolongement oriental du bassin de Kandi.

La présence de buttes (Hossérés) ou fossés (fig. 96) constitués de conglomérats, grès et volcanites, bien distincts des faciès composant les bassins mésozoïques et tertiaires, a retenu l'attention de plusieurs géologues travaillant au Nord-Cameroun (Beauregard, 1949 ; Koch, 1955 et 1959 ; Hérard, 1963 ; Schwoerer, 1965 ; Vincent, 1969 ; Le Fur, 1971 ; Le Maréchal et Vincent, 1971 et 1972 ; Contri, 1975 ; Lasserre et al., 1977 ; Magnien et al., 1983; Ngangom, 1983; Béa, 1984 et 1985). Les conglomérats y sont polygéniques, grossiers à très grossiers, avec des éléments anguleux à arrondis et de diamètre variant de 1 à 50 cm. Ces éléments sont des fragments de granitoïdes, gneiss, diorites, gabbros, schistes, quartzites, amphibolites, volcanites, quartz et feldspaths enrobés dans une abondante matrice gréso-feldspathique et argileuse. Les grès y sont fins à très grossiers, feldspathiques ou arkosiques et souvent polygéniques. Ils comportent généralement des lentilles microconglomératiques et de minces passées de siltstones et shales. Ils présentent rarement des stratifications obliques et des ripple-marks. Les volcanites y sont représentées en proportions très variables. Il s'agit notamment de rhyolites fluidales ou bréchiques, de basaltes et andésites à amygdales de calcite et calcédonite, de trachytes et trachy-andésites, d'ignimbrites et rarement de dacites et dolérites. L'âge moyen de ces volcanites est de  $405 \pm 20$  Ma (moyenne de guatre âges K/Ar sur rhyolite ; Lasserre et al., 1977). Ces complexes volcanosédimentaires du Nord-Cameroun reposent en discordance fondamentale sur le groupe de Poli, équivalent probable des unités structurales du Buem et de l'Atacora (cas de Hosséré Hoye) ou sur les gneiss et migmatites correspondant au substratum de ce groupe (cas de Hosséré Mangbai). Ils sont localisés dans des grabens et demi-grabens et par endroits recoupés par des complexes annulaires d'âge tertiaire (Tempier et Lasserre, 1985).

Généralement constitués de conglomérats et grès brunâtres à rouges, les équivalents orientaux du supergroupe de Tamalé renferment des proportions variables de volcanites. Ils présentent de rares traces fossiles dues à des trilobites (*Cruziana*) et "vers palmés" (*Arthrophycus*). Ils se trouvent en discordance fondamentale sur le substratum éburnéen remobilisé au Panafricain ou sur un équivalent probable des unités structurales du Buem et de l'Atacora. Ils matérialisent des anciens grabens ou demi-grabens. L'âge de leurs volcanites varie de  $516 \pm 20$  à  $405 \pm 20$  Ma. Cet âge est compris dans la période cambro-silurienne suggérée par les traces fossiles mentionnées ci-dessus, ce qui permet d'attribuer l'ensemble de ces complexes molassiques au Paléozoïque inférieur à moyen, Cambrien à Silurien. Certains de ces complexes, par exemple ceux de Lanta et de Logozohè au Bénin, sont fortement redressés et anchimétamorphiques : ils ont donc subi des phases tectoniques tardives de l'orogenèse des Dahomeyides. D'autres, comme ceux du Nord-Cameroun, ne montrent par contre que de molles ondulations, probablement liées aux mêmes phases tectoniques tardives, et de rares traces de métamorphisme de contact dû aux intrusions tertiaires.

## **IV - DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS A L'ETUDE DU BASSIN DES VOLTA**

## A - Diagenèse organique dans le supergroupe de la Pendjari

Dans les pages qui précèdent, aucune trace de métamorphisme n'a été signalée concernant les formations du bassin des Volta. Certaines études mentionnées n'y ont démontré que l'existence d'une diagenèse encore mal quantifiée (Affaton, 1975). Des documents accumulés par la SNEA(P) sur le bassin des Volta nous avons tiré quelques informations sur la *diagenèse organique* dans le supergroupe de la Pendjari. L'analyse de ces données conduit à une idée plus précise du degré des transformations diagenétiques subies par ce supergroupe ou, par défaut, l'ensemble des formations de ce bassin. Nous remercions ici les responsables de la Division Afrique de la SNEA(P) de nous avoir autorisés à publier ces résultats.

## 1 - Généralités et méthodes

En dehors des roches exceptionnellement riches en pétrole, asphalte et bitume, les roches sédimentaires d'origine terrestre ou marine renferment de petites quantités de matière organique (Bostick, 1971; 1979). Cette matière organique, qui peut atteindre 0,1 à 1% du volume de la roche dans le cas des siltstones et grès, se présente dans la plupart des cas sous forme de grains solides (appelés phytoclastes, organolithes ou organoclastes) et rarement de masses ou mouchetures de forme variée. L'étude des charbons a montré qu'après les changements biochimiques de la tourbe sous les effets de la diagenèse, des transformations chimiques et physiques se poursuivent dans l'anchimétamorphisme et le métamorphisme jusqu'à la houillification complète et même la graphitisation. De nombreux auteurs (Bostick, 1971, 1973, 1979; Diessel et Offler, 1973 et 1975; Offler et Diessel, 1976; Stach et al., 1982) ont démontré que les organolithes subissent ces mêmes types de transformations et que le degré de ces dernières est fonction de la température et de la durée. Ils ont par ailleurs précisé que le pouvoir réflecteur de ces organolithes est directement proportionnel à l'intensité des transformations qu'ils ont subies. Mesurer le pouvoir réflecteur d'un organolithe donné revient donc à quantifier les transformations qu'il a subies en même temps que la roche qui le renferme. C'est ainsi que le pouvoir réflecteur des organolithes est devenu un indicateur des transformations diagénétiques ou catagénétiques des bassins sédimentaires (Wolf, 1972; Diessel, 1975; Offler et Diessel, 1976; Pillement, 1982). Il est également utilisé pour déterminer les bassins favorables à l'accumulation de pétrole (Staphin, 1969), pour résoudre des problèmes stratigraphiques ou structuraux (Combaz, 1964; Bostick, 1971) et même pour préciser l'intensité des différents types de métamorphisme (Bostick, 1971 et 1973 ; Offler et Diessel, 1976 ; Diessel et al., 1978).

Afin de pouvoir utiliser le pouvoir réflecteur comme un paramètre précis et fiable, et compte tenu du fait qu'il est pratiquement impossible de n'avoir qu'un seul type d'organolithes dans une roche donnée, il a été nécessaire de définir un "organolithe idéal" qui correspond à une vitrinite ayant dix caractéristiques spécifiques (Bostick, 1979). Il est à noter que la vitrinite, définie comme un "organolithe idéal", est avant tout le constituant majeur des charbons du Carbonifère (Robert, 1986, communication orale) et que le pouvoir réflecteur des autres constituants du charbon n'est normalement pas utilisé comme paramètre de "rang" parce que sa progression est moins fidèle que pour la vitrinite. Les mesures de pouvoir réflecteur se font sur des sections polies spécialement préparées et avec un microscope auquel est adapté un photomètre particulier. Ces mesures sont utilement complétées par des observations sous microscopes à lumière transmise et à fluorescence et par des mesures chimiques. Ainsi, le "rang ou rang de houillification " (Suggate, 1959 ; Robert, 1985) correspond à un stade donné de l'ensemble des transformations qui concourent à la formation de la houille à partir d'un organolithe idéal. Il est caractérisé par plusieurs indicateurs comme le pouvoir réflecteur (PRV ou PR), le taux de matière organique volatile (MV), l'indice d'altération thermique (IAT), etc. Afin d'éviter de privilégier l'un des indicateurs de rang, Hood *et al.*, (1975) ont défini un paramètre conventionnel appelé LOM (level of organic metamorphism) et établi un tableau de correspondance entre les différents indicateurs de rang. Ils ont également

## Deuxième partie

RANG DES CHARBONS			с%	H <sub>2</sub> O	мν	PRV	IAT	FLUO maxi	LOM	GENESE			
USA URSS ALLEMAGN		EMAGNE		%	%	%	(E.C.	Spor. nm	*	Hydrocarbures			
Peat		?	•	Tourbe		75	70	.20	1	500 560	0		
Lignite		В1	<i>(</i> 0	tendre			60	.30	(2)		-2	ATURE	
			B2	ITES	mat		35	56				-4	M M I
Sub-	incue	С		I G N	mat			50	.40	2		6	
Diruin		В	В3			71	25	50				-0	
		с	D		brillant			46-	50 - .60	- 2,5-	580	- 8	
NOUS	latile	В			flambant		8-10	43 40	.70	(3)	590 630		HUILE
BITUMI	High Vo	A	C	ЕS	flambant à gaz			37	.80	3		-10	
	M. \	l /ol.	J		_à gaz	87		- 33 - 28	1.25	4	660 - 675	+-11 	gaz humide
	·····		ĸ	n o	gras			22 19	1.50	(4)		-12	5
	L. VOI.		cs	T	demi-gras	]		14	1.90				
Semi-			-		maigre			12	2.1		nce	-14	gaz
	,	lone			I			10	2.3		oresce		
			AN		91		8	2.6	5	la Ilu	-16	sec	
		PA	]				6	2.9		de l	L		
ANTHHACTLE					93,5		5 4	3.5		sparition	-18	disparition gisements	
Méla-ANTHRACITE		A	A	Méta- NTHPACITE			2	4.		dis	-20	de gaz	

\* LOM : Level Organic Metamorphism (Hood et Castano) Tableau 34 : Echelles et indicateurs de houillification (ce tableau est tiré de la synthèse de Robert, 1985)

.

élaboré un diagramme permettant de déterminer la température maximale atteinte par un niveau donné dont on connaît le LOM et le "temps de chauffe effective". Les travaux effectués dans les laboratoires de la SNEA(P), notamment ceux de Raynaud (1974), Raynaud et Robert (1976) et Robert (1985), ont conduit à affiner ce tableau de correspondance de Hood *et al.*, (1975 ; tabl. 34). Par ailleurs, Robert (1985) a montré combien il est aléatoire, au stade actuel des connaissances, de vouloir établir une correspondance entre la diagenèse organique et la diagenèse minérale matérialisée par la cristallinité des illites d'une part, et entre le PRV et la température d'autre part. Il apparaît qu'une intéressante comparaison entre les diagenèses minérale et organique ne peut être faite que point par point sur un même échantillon. Par ailleurs, il n'existe pas une correspondance simple entre la température et le pouvoir réflecteur étant donné que la durée est également un paramètre important dans l'évolution des transformations liées aux variations thermiques. C'est pourquoi il existe dans la littérature de nombreuses tentatives de corrélation du pouvoir réflecteur et de la température en fonction du temps (Karweil, 1956 et 1975 ; Hood *et al.*, 1975 ; Stach *et al.*, 1982).

## 2 - Caractéristiques diagénétiques des organolithes du supergroupe de la Pendjari

A la suite de la mise en évidence de matière organique dans nos échantillons, les premières études de diagenèse organique ont porté sur des échantillons de surface provenant du Nord-Bénin et du Nord-Togo (Rouchet *et al.*, 1971 ; ELF, 1972). Elles ont porté sur des traces, de fines laminations, des débris et des mouchetures de matière organique, plus ou moins pyritisée, provenant des roches de l'unité structurale du Buem et du supergroupe de la Pendjari. Elles ont permis de préciser que les organolithes sont rares dans les échantillons du supergroupe de la Pendjari et que le pouvoir réflecteur y est peu élevé (0,75 %). Ce pouvoir réflecteur moyen (< 1 %) est relativement compatible avec l'importance de la diagenèse minérale déterminée en micropétrographie ou/et par l'étude de la cristallinité des illites (fig. 44). Il suggère la possibilité de conservation d'éventuelles accumulations de pétrole. Mais l'origine autochtone ou allochtone de ces bitumes n'a pas pu être précisée. En effet, nos échantillons proviennent d'affleurements de surface, et les gaz extraits sous vide (70-90 % de méthane et un peu de butane et penthane) sont secs et supposent une paléotempérature de formation supérieure à 150°C, alors que la composition chimique de la fraction extractible au chloroforme laisse supposer une origine biologique subactuelle.

Ces premiers résultats ont conduit à diversifier les études de la matière organique dans le supergroupe de la Pendjari (Renard et Jonathan, 1973 ; Frey *et al.*, 1977). Les échantillons étudiés en détail proviennent tous du Nord-Togo ; ils ont été prélevés dans des déblais de puits ou d'excavations artificielles. Il s'agit essentiellement de :

- Conglomérats polygéniques (graviers et galets de grès, shales, siltstones), à éléments arrondis à subarrondis, renfermant des microdébris de matière organique; ils présentent au microscope de fréquentes petites particules brunes à noires, charbonneuses ou représentant des microfossiles.
- Shales gris-vert ou jaunâtres ou gris-jaune, à très fines laminations argilo-silteuses, plus ou moins siliceuses et irrégulières, à traces locales de carbonates, à rares granules et graviers de grès et siltstones, présentant parfois d'abondantes taches ferrugineuses diffuses, brun-noir ; la matière organique s'y trouve sous forme de microdébris, plus ou moins abondants, et de fréquentes mouchetures brunâtres.
- Siltstones verdâtres ou grisâtres, argilo-siliceux, plus ou moins micacés et parfois calcaires.
- Grès très fins à fins, grisâtres à noirâtres ou jaune-verdâtre, siliceux ou argilo-siliceux, parfois argilo-calcaires, plus ou moins micacés. Ils présentent de fines laminations ou minces lentilles de shales ou siltstones, avec des microdébris dispersés et des mouchetures de matière organique.

Le tableau 35 (page suivante) synthétise les caractéristiques de la matière organique contenue dans une dizaine d'échantillons. Il permet notamment de retenir la dualité d'aspect de la matière organique : Outre la matière organique relativement fraîche et probablement subactuelle, les organolithes contenus dans les échantillons du supergroupe de la Pendjari du Nord-Togo se présentent comme une matière organique amorphe, probablement d'origine algaire ; en grumeaux de type sapropélique ou en fins débris provenant de ces gru-

ECHANTILLON	CARACTÉRISTIQUES DE LA MATIERE ORGANIQUE SOLIDE
23 et 24 : shales et siltstones	Matière organique amorphe (60 %) en grumeaux, de type sapropélique, et en fins débris provenant de la destruction des grumeaux, teinte gris noir : altération thermique probablement forte ( $4 \le IAT \le 5$ ).
25 : shales et siltstones	Matière organique amorphe (80 %) et microfossiles de types acritarches (20 %) : IAT (3,75) indiquant une catagenèse moyenne.
32 : grès et siltstones	Matière organique amorphe, en grumeaux, de type sapropélique, brun foncé compa- rable à celle des échantillons 23 et 24 ; pas de microfossile ; altération thermique moyenne à forte $(3,75 \le IAT \le 4)$ .
55 : shales	Matière organique amorphe, divisée, peu transformée, présentant des grumeaux amorphes et des débris graphiteux dus à l'oxydation : présence de gouttelettes de bitume (?) ; prédominance de tissus brun clair provenant probablement de pollu- tion ; pouvoir réflecteur avoisinant 0,45 %.
57 : conglomérats	Matière organique amorphe, brun foncé, devenant noirâtre par l'oxydation, à rares débris graphiteux et à débris ligneux ; altération thermique moyenne à forte $(3,75 \le IAT \le 4)$ . Quelques algues unicellulaires dont le PRV est voisin de 0,5 %.
62 et 66 : grès très fins et siltstones	Matière organique représentée surtout par des tissus et des spores de champignons provenant de pollutions récentes (80 %). Quleques tissus autochtones brun clair, puritisés, et des acritarches spéromorphes représentent la matière organique fossile ; altération thermique due à une catagenèse moyenne (IAT : 3,5 à 3,75) ; pouvoir réflecteur compris entre 0,7 à 1 %.

**Tableau 35**: Synthèse des caractéristiques de la matière organique solide observée dans les échantillons du supergroupe de l'Oti du Nord-Togo. Toutes les déterminations de PRV (pouvoir réflecteur de la vitrinite) et d'IAT (Indice d'altération thermique) sont dues aux laboratoires de la Société Nationale Elf-Aquitaine (Production) que nous remercions pour avoir autorisé leur publication.

meaux ; sous forme de tissus autochtones et de micro-fossiles de type acritarche. L'indice d'altération thermique et le pouvoir réflecteur des "organolithes types" varient d'un échantillon à l'autre et quelquefois dans un même échantillon ; c'est par exemple le cas de l'échantillon 57 où l'on note un PRV de 0,5 à environ 1 %. Une telle différence est probablement due à la présence d'organolithes d'âges et de provenances différents. Malgré ces variations, il ressort de la comparaison des paramètres déterminés que *le supergroupe de la Pendjari n'a subi qu'une diagenèse thermique modérée*, sans flux excessif, puisque la catagenèse y est inférieure ou égale à 1 % PRV et que l'indice d'altération thermique y est compris entre 2,5 et 4 en moyenne. Par exemple, le PRV est de l'ordre de 0,5 à 0,7 % pour les échantillons 55, 57 et 62, alors qu'il atteint 1 % pour l'échantillon 66, ces résultats étant étayés par des mesures de PRV sur charbons et bitumes et par la fluorescence des acritarches.

Ces résultats sont comparables à ceux obtenus par Jonathan (1979) à partir de la matière organique contenue dans des échantillons de sondages collectés dans la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari au Ghana. Il y note en effet un faible degré de catagenèse, au voisinage du seuil supérieur de maturité à huile, et souligne que les échantillons étudiés pourraient représenter "une bonne roche-mère potentielle d'hydrocarbures". Mais ces échantillons proviennent en fait d'un niveau lenticulaire dont l'épaiseur atteint rarement 50 m.

## 3 - Apports de l'étude de la diagenèse organique

Ainsi, l'étude de la vitrinite à caractéristiques spécifiques d'organolithe idéal a permis de quantifier les transformations diagénétiques ou catagénétiques subies par le supergroupe de la Pendjari. La diagenèse

thermique modérée (avec PRV  $\leq 1$  % et 2,5  $\leq$  IAT  $\leq 4$ ) ainsi déterminée pour ce supergroupe par le biais de la diagenèse organique confirme relativement les résultats acquis par les études pétrologiques (Affaton, 1975). L'étude de la phase argileuse des shales, siltstones et grès, appartenant au supergroupe de la Pendjari et provenant du Bénin et du Togo, a conduit Esquevin (1977) à préciser que la diagenèse croît du Nord au Sud dans les échantillons de surface de ce supergroupe. Les résultats de l'étude de la diagenèse organique n'ont pas permis de confirmer cette conclusion, probablement parce que les échantillons analysés proviennent d'une zone relativement restreinte. Frey *et al.* (1974) avaient remarqué que le degré de diagenèse indiqué par l'évolution du cortège minéral des échantillons du supergroupe de la Pendjari, provenant du Bénin et du Togo, était relativement plus élevé que celui suggéré par l'étude de la catagenèse de la matière organique dans ces mêmes échantillons. Une telle discordance démontre probablement que la catagenèse de la matière organique dépend essentiellement du facteur température (Bostick, 1979), alors que l'évolution diagénétique du cortège minéral est à la fois fonction de la température et de la pression.

Par ailleurs, en permettant d'une part d'identifier de la matière organique d'origine algaire dans le supergroupe de l'Oti et d'autre part de montrer que son pouvoir réflecteur est inférieur ou égal à 1%, cette étude nous conduit à affirmer que le bassin des Volta possède des caractéristiques favorables à la présence des hydrocarbures. Cette affirmation s'appuie également sur d'autres observations et notamment sur :

- les dimensions du bassin des Volta (environ 145 700 km<sup>2</sup>), sa puissance variant de 2 800 m à plus de 7 km, et la variété des roches sédimentaires qui le constituent, avec des roches-réservoirs et des roches imperméables pouvant servir d'écrans ;
- la présence de nombreuses discordances sédimentaires, de variations latérales de faciès, de failles, de paléodépressions du substratum et d'aires d'anomalies géophysiques, pouvant servir de pièges structuraux ou stratigraphiques;
- la présence d'eaux salées, à caractéristiques de saumures fossiles, associées à des dépôts bitumineux et des imprégnations d'huile dans plusieurs niveaux et à maints endroits du bassin, notamment dans les environs de Daboya au Ghana;
- la découverte de dépôts de bitumes visqueux, d'imprégnation bitumineuse et de mouchetures d'huile, et parfois de gaz, dans de nombreux horizons du supergroupe de la Pendjari recoupés par des puits et forages exécutés à travers tout le bassin;
- les caractéristiques chimiques et physiques de ces hydrocarbures.

Patrutia (1963), Sulutiu (1968) et Annan-Yorke et Cudjoe (1971) avaient déjà affirmé que de nombreuses conditions géologiques favorables étaient réunies pour que les roches constituant le bassin des Volta soient considérées comme un environnement favorable à la genèse et à l'accumulation d'huile et de gaz.

L'analyse géochimique des échantillons provenant du Ghana et du Togo (Jonathan, 1979) a montré que la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari pourrait constituer une bonne roche-mère potentielle d'hydrocarbures liquides. En outre, elle permet de noter que, par suite d'altération (action bactérienne et lessivage par les aquifères), les échantillons de surface n'ont que de faibles teneurs en matière organique (Frey et al., 1977; Jonathan, 1979), alors que les échantillons de sondage sont relativement riches. Des recherches d'hydrocarbures se poursuivent au Ghana et il est possible qu'elles conduisent à la découverte d'un gisement compte tenu des caractéristiques structurales du bassin des Volta (p. 128) et des transformations chimiques et physiques, relativement faibles mais suffisantes, subies par la matière organique contenue dans ses sédiments.

## **B** - Chronostratigraphie du bassin des Volta

L'étude qui précède (p. 21 à 115) conduit à proposer une nouvelle échelle lithostratigraphique pour le bassin des Volta (tabl. 33). Cette échelle est basée à la fois sur nos propres observations accumulées au cours des seize dernières années et sur l'analyse critique de la plupart des données bibliographiques existantes sur ce bassin. Il

nous reste à aborder le délicat problème de l'âge des formations, groupes et supergroupes constituant ce bassin. Ce problème est d'autant plus délicat que ces formations sont suspectées d'être en grande partie précambriennes et azoïques et qu'elles n'ont fait l'objet que de très rares recherches micropaléontologiques, paléomagnétiques et radiométriques. Toutefois, un effort particulier de datation micropaléontologique et radiométrique est réalisé depuis 1960, tant au Ghana que dans les autres pays concernés.

## 1 - Tentatives de datation au Ghana. Relations bassin des Volta et sékondien ou accraïen

Sur la côte atlantique, au Ghana, se localisent les bassins sédimentaires d'Accra et de Sekondi (fig. 97) C'est à ces bassins que se rapportent les dénominations "Accraian" et Sekondian" (Kitson, 1928 ; Junner, 1939) dans la chronostratigraphie régionale. Pour Junner (1940), l'Accraïen correspondait au Dévonien et le Sekondien au Carbonifère. Les formations constituant ces bassins sont fossilifères en partie et ont souvent été corrélées avec celles du bassin des Volta. Ces corrélations ont donc toujours pesé sur les problèmes de chronostratigraphie du bassin des Volta.

A la suite des travaux de Hubert (1911, 1919 et 1932) et de Malavoy (1932), Junner et Hirst (1946) rapportent que les géologues francophones attribuaient l'ensemble des formations du bassin des Volta à l'Ordovicien. Cependant, après avoir noté la présence de fossiles sans valeur chronostratigraphique (restes végétaux, spicules d'éponge, structures algaires de type *Collenia*) dans la "série de l'Oti" et proposé de corréler, sur la base de similitudes lithologiques, les "couches de l'Obosum" avec la partie inférieure du Sékondien (Carbonifère) et avec l'Accraïen (Dévonien), Junner et Hirst (1946) suggèrent un âge dévonien à carbonifère inférieur pour au moins une partie du "Voltaïen", alors que l'ensemble du "Voltaïen" était attribué précédemment au Silurien par Junner (1940).

Crow (1952), Sulutiu (1968) et Jones (1979), ayant constaté la présence des formations dévoniennes sous les sédiments crétacés à quaternaires du bassin côtier de Kéta (SE-Ghana), pensent que "le bassin de Sekondi-Accra" s'étendait probablement plus à l'Est et au Nord et serait l'équivalent d'au moins une partie des formations du bassin des Volta, précisément des "couches de l'Obosum". Ils soutiennent ainsi la corrélation proposée par Junner et Hirst (1946). D'après Mensah (1973), les "Sekondi series" sont constituées par une partie inférieure azoïque, surmontée par des couches du Dévonien et du Carbonifère inférieur. La partie inférieure azoïque est, selon les auteurs, considérée comme étant d'âge dévonien (Mensah, 1973 ; Annan-Yorke, 1975) ou silurien, voire ordovicien supérieur (Bär, 1977). Cette dernière attribution chronostratigraphique ne s'appuie que sur la présence de diamictites, rapprochées des tillites de l'Ordovicien supérieur du Sahara. Pour Bär (1977), seul le "Voltaïen supérieur" molassique (au sens de Junner et Hirst, 1946) peut être corrélé avec la partie inférieure du Sekondien et avec l'Accraïen, et justifier ainsi l'attribution d'un âge ordovicien supérieur à silurien supérieur, voire dévonien inférieur. Selon cet auteur, les bassins de Sekondi et d'Accra représenteraient des apophyses transgressives d'une partie de la séquence du bassin des Volta, notamment des "couches de l'Obosum". Ces apophyses seraient ultérieurement séparées de ce bassin à la suite d'un bombement crustal suivi d'une importante érosion. Or, il a été démontré (p. 74 à 115) que la plupart des grès considérés par Junner et Hirst (1946) comme les composantes du "Voltaïen supérieur" appartiennent en fait au supergroupe inférieur (ou de Boumbouaka), donc à la base du bassin, et que seul le supergroupe supérieur (ou de Tamalé) représente la molasse des Dahomeyides. Rappelons que ce supergroupe supérieur comprend les groupes de Yendi et de Kébia ayant à leur base respective les niveaux conglomératiques inférieur et supérieur d'Akroso (p. 107). Ces conglomérats sont polygéniques et possèdent par endroits des caractéristiques de faciès glaciaires ou fluvioglaciaires (Junner et Hirst, 1946 ; Sulutiu, 1968 ; Sougy, 1970 et 1971 ; Trompette, 1972). Plus précisément, c'est donc le groupe de Kébia (principalement les formations de Sang et de Salaga) qui correspond en gros aux "Obosum beds" et possède un niveau basal glaciogénique.

Le Sekondien et l'Accraïen, qui sont en fait des unités lithostratigraphiques généralement corrélées avec les formations du bassin de Parana au Brésil (Mensah, 1973 ; Annan-Yorke, 1975), ont souvent été rapprochés de

ces "Obosum beds". Ils reposent en discordance fondamentale sur le Birrimien et le Tarkwaïen, datés respectivement de 1965  $\pm$  40 Ma et 1645  $\pm$  120 Ma (Holmes et Cahen, 1957 ; Priem *et al.*, 1967 ; Cahen *et al.*, 1984). Ils sont bien connus à la suite des études paléontologiques de Mensah (1973), de Bär et Riegel (1974 ; fig. 98) et d'Annan-Yorke (1975). Bär et Riegel (1974) ont notamment décrit des shales conglomératiques, polygéniques, d'origine glaciaire probable (les shales d'Ajua), à la base du groupe gréseux d'Elmina qui constitue la partie inférieure du Sekondien et serait d'âge ordovicien supérieur à silurien inférieur (âge déduit de la position stratigraphique de cette partie inférieure par rapport aux formations fossilifères d'une part, et de l'analogie des "shales d'Ajua" avec les tillites de l'Ordovicien supérieur du Sahara d'autre part). L'Accraïen correspondrait à la période Silurien supérieur - Dévonien moyen selon les données paléontologiques. Si, avec Bär (1977), l'on admet que les conglomérats mixtitiques d'Akroso *s.s.* et les shales à blocaux d'Ajua sont contemporains, le groupe de Kébia pourrait représenter un équivalent septentrional du groupe d'Elmina et de l'Accraïen, ce qui lui conférerait un âge ordovicien supérieur à dévonien moyen. La discordance supposée entre les grès d'Elmina et les grès inférieurs d'Accra (fig. 98) correspondrait alors à la discordance cartographique ou de ravinement, probablement *pro parte* glaciaire, définie au mur du groupe de Kébia. Dans cette hypothèse, les "Shales d'Ajua" ne correspondraient pas à la tillite de Sang et ses équivalents.

Pour Annan-Yorke (1975) et Talbot (1975), l'origine glaciaire assignée aux "shales d'Ajua" par Junner (1939) et Crow (1952) et soutenue par Bär (1977) n'est pas clairement établie dans le secteur de Takoradi, ce qui remet en question son âge ordovicien supérieur et sa corrélation avec une partie au moins du supergroupe de Tamalé. Cependant, sur la base des données bibliographiques, Cahen *et al.* (1984) ont récemment proposé un âge ordovicien supérieur pour "le groupe de l'Obosum", au sens de Junner et Hirst (1946), qu'ils considèrent comme l'équivalent du seul groupe d'Elmina.

Au cours de ses travaux au Ghana, l'équipe soviéto-ghanéenne (Bozhko, 1964) (fig. 99) a proposé d'attribuer un âge paléozoïque inférieur au "Voltaïen moyen et supérieur" et de considérer le "Voltaïen inférieur" comme infracambrien. Il a été montré (p. 102) que la lithostratigraphie proposée par cette équipe est en partie erronée (tabl. 28 et 36; fig. 99); il est par conséquent difficile d'accepter ses conclusions chronostratigraphiques.

JUNNE	ER et HIRST, 1946	BOZHKO, 1969 (in Bozhko et al., 1974)				
Voltaïen supérieur	Grès supérieurs (235 m) Grès fins (135 m)	Grès quartzeux et feldspathiques (400 m)	Série de Gambaga	Voltaïen		
				supérieur		
	Couches de l'Obosum : conglomérats, grès et pélites (166 m)	Formation de l'Obosum : grès rouges, conglomérats et pélites (408 m)	Série			
Voltaïen inférieur	Couches de l'Oti : grès arkosiques, shales et pélites (267 m)	Formation de l'Oti : - membre de Nasia : grès et pélites à passées calcaires (600 m) - membre de Prang : pélites, calcaires et dolomies (620 Ma) (520 m) - membre de Buipe : conglomérats ressem- blant à la tillite (ou mixtites) (200 m)	de Tamalé	moyen		
	Grès de base	Grès quartzeux, pélites et siltstones (600 m)	Série de Morago	Voltaïen inférieur		

Tableau 36 : Comparaison des lithostratigraphies proposées par Junner et Hirst (1946) et Bozhko (1969) pour le bassin des Volta

Après l'étude palynologique d'une vingtaine d'échantillons provenant du sondage de Tibagona, Andreyeva (1966) propose d'attribuer un âge protérozoïque supérieur au "Voltaïen". Mais pour Khan (1970) le "Voltaïen" appartiendrait au Paléozoïque moyen à supérieur d'après l'étude des spicules d'éponge, des ostracodes, des microgastéropodes et des bryozoaires identifiés dans les intercalations calcaires recoupées par le même forage de Tibagona. Cependant, la découverte de structures stromatolithiques déterminées comme *Parmites* cf. *concrescens* Raaben, et d'Acritarches dans les échantillons provenant du sondage de Tibagona a permis à Bozhko *et al.* (1974) (tabl. 37) d'attribuer le "Voltaïen moyen" (qu'ils appellent "série de Tamalé") au Vendien et de considérer le "Voltaïen inférieur" comme riphéen. La datation radiométrique par la méthode K/Ar sur glauconite (avec  $\lambda K = 5.57 \times 10^{-11}$  an<sup>-1</sup> et  $\lambda b = 4.72 \times 10^{-10}$  an<sup>-1</sup>), donne un âge de 620 Ma pour la partie basale de la dite "série de Tamalé" (Bozhko *et al.*, 1971). En première approximation, la tentative de concentrer les travaux de datation paléontologique et radiométrique sur les échantillons d'un sondage donné est bonne, mais les résultats présentés ci-dessus ne peuvent être utilisés qu'avec une certaine précaution :

- La "série de Tamalé" (tabl. 37) aurait près de 1200 m d'épaisseur et incluerait la "formation de l'Obosum" (408 m). Sachant que le sondage de Tibagona n'a atteint que 614,75 m de profondeur, il aurait été utile de présenter les résultats paléontologiques ou palynologiques avec référence à la profondeur ou aux formations ou niveaux constituant cette "série". Ceci est d'autant plus important que nous savons que la "formation de l'Obosum" ne saurait appartenir à un quelconque "Voltaïen moyen" ou reposer sous une quelconque "série de Gambaga" (voir p. 74 à 84). Par ailleurs, il n'est même pas certain que la chronologie relative et les corrélations que nous proposons dans le tableau 33 correspondent bien à l'esprit de la note de Bozhko *et al.* (1974).
- On est tenté, malgré ce manque de positionnement précis, de rapporter à la "formation de l'Obosum" les échantillons étudiés par Khan (1970) et à la "formation de l'Oti" ceux déterminés par Andreyeva (1966) et Bozhko *et al.* (1974). Si l'on admet ces rapprochements, les supergroupes moyen (dit de la Pendjari ou de l'Afram) et supérieur (dit de Tamalé) seraient respectivement vendien et paléozoïque moyen à supérieur. Selon cette hypothèse, le supergroupe inférieur serait compris dans la fourchette 1645 ± 120 Ma -Vendien (le premier étant l'âge des pegmatites traversant le Tarkwaïen selon Holmes et Cahen, 1957).
- L'apparente ambiguïté, qui ressort de l'exposé des résultats de ces travaux, s'atténue quand on sait que l'âge radiométrique de 620 Ma a été obtenu sur de la glauconite provenant du ciment gréseux de la brèche sédimentaire de carbonates à stromatolithes de type Parmites cf. concrescens Raaben. D'après Trompette (1981) et Odin (1975), un tel âge correspondrait à celui de la diagenèse et serait relativement plus jeune que celui du dépôt. Toutefois, il se situe dans la fourchette de temps ( $650 \pm 10$  ou  $\pm 20$  à  $590 \pm 10$  ou  $\pm 20$  Ma) généralement attribuée au Vendien (Chumakov et Semikhatov, 1981; Sokolov et Fedonkin, 1984). Les éléments carbonatés à Parmites, qui composent la partie basale de la "série de Tamalé", pourraient alors provenir d'une séquence carbonatée, d'âge riphéen, comparable à celle infratilitique du groupe d'Atar du bassin de Taoudeni (Bertrand-Sarfati, 1971; Trompette, 1973). Une telle séquence n'est pas connue, jusqu'ici, dans le bassin des Volta. Dans ces conditions, ces éléments carbonatés sont plutôt à rapprocher des dolomies et dolomies calcaires largement représentées au-dessus de la séquence glaciogénique matérialisant la semelle du supergroupe moven dans le bassin des Volta. Dans cette hypothèse, il serait probable que les Parmites cf. concrescens Raaben, subsistent jusqu'à l'orée du Vendien. Si au contraire ce fossile ne se rencontre qu'au Riphéen, cet âge de 620 Ma n'aurait aucune valeur chronostratigraphique et la séquence glaciogénique basale du supergroupe moyen serait très vieille dans le bassin des Volta, ce qui confirmerait l'hypothèse du diachronisme de la glaciation du Précambrien terminal (Kröner, 1977; Devnoux et al., 1978; Amard et Affaton, 1984), contrairement aux opinions de Roberts (1976).

Voltaïen moyen	Série de Tamalé		Principaux fossiles caractéristiques	Séries russes ou africaines comparables
	Formation de l'Obosum (408 m) : grès rouges, conglomérats et pélites	Second groupe	Assemblage d'acritarches : Formes des genres Navifusa Eisen et Leiovalia Eisen, comprenant notamment Navifusa serpens Pych. et Leiovolia cuttiformis sp. n., ainsi que Leiopso- phosphaera pelucida Schep, Brochopso- phosphaera simplex Pych. et des algues de type gloecapsomorpha	Série de Fryazevo (du sondage n° 1 de Pavlow- kiy Posad) = Vendien Série de la Russie (du Spitsbergen) = Vendien
	Formation de l'Oti (1120 m) : - Niveau de Nasia (600 m) : grès et pélites à passées calcaires - Niveau de Prang (520 m) : calcaires, dolomies et pélites ? Niveau de Buipe (200 m) : conglomé- rats d'aspect tillitique		Assemblage d'acritarches : Formes des genres Brochopsophosphaera Schep., et Leiopsophosphaera Schep. dont principalement Brochopsophos- phaera plicavita Schep., B. faceta Schep et B. minima Schep., et quelques Leiopsophosphaera pelucida Schep.	Série de Volyn (partie occidentale de la plate- forme russe) Série de Vorona (synclinal de Pachelma)
			Brèche sédimentaire constituée de carbo- nates à Stromatolithes <i>Parmites</i> cf. <i>concrescens</i> Raab. et de ciment gréseux et à glauconite (620 Ma)	Couches de Min'Yar (série de Karatau, Oural) = Riphéen supérieur ou terminal Groupe d'Atar (Mauri- tanie) = Riphéen supérieur

Tableau 37 : Principaux fossiles décrits dans la "Série de Tamalé", fossiles provenant du sondage de Tibagona (Bozhko *et al.*, 1974). Les fossiles sont présentés de haut en bas (?) sans référence à la profondeur et aux formations ou nivcaux constituant la dite "Série de Tamalé". L'âge riphéen supérieur attribué aux éléments carbonatés de la brèche basale de cette série serait celui du "Voltaïen inférieur" infratillitique. Les corrélations de chronologie relative indiquées ici ne sont pas précisées par Bozhko *et al.* (1974).

## 2- Tentatives de datation dans les autres pays concernés

A la suite de la définition lithostratigraphique des "grès siliceux horizontaux" ou "grès horizontaux" (Hubert, 1911 et 1919), les géologues travaillant au Niger, Burkina Faso, Bénin et Togo ont considéré les "Volta series" ou "Voltaian system" (Kitson, 1918 et 1928) ou "Voltaïen" comme dévonien ou dévono-carbonifère (Hubert, 1911, 1919, 1932), ou silurien au sens ancien du mot (Malavoy, 1932), ou cambrien (Roques, 1948 ; Aicard et Pougnet, 1952 ; Orsini, 1955 ; Aicard, 1953 et 1959 ; Défossez, 1958), ou paléozoïque antésilurien (Marvier, 1953) ou cambro-ordovicien (Masclanis, 1955), ou simplement paléozoïque (Pougnet, 1955). Pour Black (1966), la tillite décrite par Junner et Hirst (1946) correspondrait à la base du Paléozoïque, ce qui conduirait à définir un "Voltaïen inférieur" d'âge infracambrien, c'est-à-dire protérozoïque supérieur, et un "Voltaïen supérieur" paléozoïque.

La découverte d'une tillite au toit des "Grès du Gobnangou", au SE du Burkina Faso, permet de même à Leprun et Trompette (1969) de subdiviser le "Voltaïen" en deux ensembles dans ce secteur : une "série"

inférieure, attribuée au Précambrien supérieur, séparée d'une "série" supérieure (cambro-ordovicienne, et équivalente de la "Série de l'Oti s.s.") par une tillite dite éocambrienne, par comparaison avec la stratigraphie du bassin de Taoudeni établie par Zimmermann (1960). La découverte de cette tillite, ou plus exactement de la triade dans laquelle elle se trouve associée à des dolomies et dolomies calcaires à barytine et à des silexites, apporte un repère lithostratigraphique utile à la géologie de tout le "Voltaïen". Dans ses synthèses bibliographiques, Sougy (1970, 1971) attribue un âge compris dans la fourchette de 1800 à 650 Ma à "l'ensemble infratillitique", de 620 Ma à la "série de l'Oti s.s.", de 600 à 500 Ma aux "couches de l'Obosum", et un âge ordovicien (?) aux grès de Tamalé. Il subdivise ainsi le "Voltaïen" en deux ensembles principaux : un groupe inférieur, protérozoïque supérieur (1000 - 620 Ma), et un groupe supérieur précambrien terminal cambro-ordovicien. Trompette (1972), à la suite de Junner et Hirst (1946), précise plus tard qu'il existe probablement en fait deux niveaux glaciogéniques distincts dans le bassin des Volta : une tillite inférieure, d'âge protérozoïque supérieur, matérialisant la semelle de la "série de l'Oti s.s.", et une séquence glaciaire, voire fluvio-glaciaire, d'âge probablement cambrien, et liée à la "série de l'Obosum".

Les travaux de datation radiométriques (Rb/Sr ; isochrone sur illites supposées néoformées) effectués sur des échantillons récoltés dans les formations de Natala et de la Pendjari (Affaton, 1975) ont permis à Clauer (1976) d'attribuer à ces formations des âges respectifs de 993 ± 65 Ma et  $660 \pm 9$  Ma (avec  $\lambda = 1.42 \times 10^{-5}$  Ma). Il s'agirait d'âges de dépôt ou plus vraisemblablement de diagenèse précoce.

La méthode Rb/Sr appliquée aux sédiments consiste à dater un cortège argileux que l'on suppose s'être isotopiquement équilibré avec les eaux du bassin de sédimentation ou avec celles piégées dans le sédiment. Dans le premier cas, on obtient l'âge de sédimentation ; dans le second cas, c'est l'âge d'une diagenèse supposée précoce (sans en avoir de preuves absolues) que l'on détermine. Le principal danger de cette méthode est de dater un mélange argileux, dont une partie, authigène, est isotopiquement équilibrée avec le milieu de sédimentation ou de diagenèse, et l'autre partie détritique, héritée et ayant conservé son âge primaire. Dans ce cas, l'âge obtenu sera un âge de mélange et sera plus ancien que l'âge de dépôt.

Dans la pratique, deux méthodes sont utilisées. La première consiste à dater la fraction argileuse fine ( $\leq 2 \mu m$ ) qui est supposée isotopiquement équilibrée, les micas détritiques étant supposés être de taille > 2  $\mu m$ ). C'est la méthode qu'applique l'équipe de Strasbourg (Clauer, 1981 ; Bonhomme, 1982). La seconde méthode utilise la roche argileuse en entier. Elle a été notamment développée par Cordani *et al.* (1978).

Ce bref exposé montre combien l'interprétation d'un âge déterminé sur une roche argileuse est délicate. Un tel âge prête beaucoup plus à discussion que, par exemple, l'âge obtenu sur une roche magmatique intrusive ou non métamorphisée. C'est ainsi par exemple que pour Clauer *et al.* (1982), l'âge de  $660 \pm 9$  Ma correspond à l'âge de la diagenèse précoce, proche de celui de la sédimentation, de la "formation de la Pendjari", alors que pour Caby (1983) il pourrait s'agir d'un âge composite intégrant des âges de micas détritiques hérités. Quoi qu'il en soit, ces âges sur illites (Clauer, 1976), obtenus sur des échantillons dont les positions lithostratigraphiques sont bien connues, sont devenus de précieuses indications dans la recherche de la chronologie des dépôts du bassin des Volta et des événements régionaux. Et c'est sur la base de ces données que l'âge des différents groupes a été apprécié dans de récentes publications (tabl. 38).

L'étude des algues unicellulaires planctoniques découvertes dans la formation de la Pendjari au Nord-Togo (Blant, 1975) a permis à Frey et al. (1977) d'y décrire une belle microflore d'Acritarches bien conservée. Ces auteurs signalent notamment des Acritarches sphéromorphes (*Leiosphaeridia*) dans un échantillon qu'ils attribuent au Précambrien ou Cambrien, et des Acritarches variés (*Baltisphaeridium sp. p. dont B. ciliosum* Volkova; *Leiosphaeridia sp. p.*; *Vulcanisphaera sp.*; *Pediastrum*?) dans un autre échantillon qu'ils considèrent comme post-précambrien et probablement cambrien moyen ou inférieur, ceci en s'appuyant sur des comparaisons avec des espèces connues en Europe du Nord. A ceci s'ajoute la découverte récente de Chuaria circularis Walcott dans la partie inférieure de la formation de la Pendjari (Amard et Affaton, 1984). Ces

*Chuaria circularis* se situent bien au-dessus de la tillite assimilable à la glaciation dite éocambrienne ou lapplandienne de Scandinavie et d'URSS occidentale. Il est actuellement impossible de donner avec précision leur position par rapport à la base du Cambrien, celle-ci n'étant pas définie dans le bassin des Volta.

Anc. dénominations/ Nouv. dénominations (Cette étude)	Clauer 1976 Clauer <i>et al.</i> 1977	Affaton <i>et al.</i> 1980	Bessoles et Trompette 1980	Clauer <i>et al.</i> 1982	Cahen <i>et al.</i> 1984
Série de l'Obosum Groupe de Kébia	≥ 470 Ma ?	≤ Cambrien	≤600 Ma (du Précambrien terminal au début du Paléozoïque)	520 à 486 ≠ 19 Ma ?	434-418 Ma (Ordovicien supérieur)
Formation de l'Oti/ Groupe de Yendi					
Groupe de la Pendjari/ Supergroupe de la Pendjari (ou de l'Oti)	640 Ma	650-600 Ma (Vendien)	675-600 Ma (en partie Vendien)	660 Ma	≥ 660 Ma± 65 Ma
Groupe de Dapango- Boumbouaka / supergroupe de Boumbouaka	1000 Ma (993 ± 65 Ma)	100-650 Ma	1100-900/ 800 Ma	1000-900 Ma	993 ± 62 Ma

Tableau 38 : Ages récemment attribués aux différents ensembles du bassin des Volta. Ces âges sont basés sur peu de données radiométriques (voir texte).

Les Chuaria circularis déterminées dans le bassin des Volta sont localisées à environ 1000 m au-dessus de la séquence glaciogénique de la formation du Sud-Banboli. Et l'on sait que Chuaria circularis caractérise, à travers le monde, des formations datées du Riphéen supérieur ( $1000 \pm 50$  à  $650 \pm 10$  ou 20 Ma) ou du Vendien  $(650 \pm 10 \text{ ou } 20 \text{ à } 590 \pm 10 \text{ ou } 20 \text{ Ma})$ . Les shales renfermant ces Chuaria dans le bassin des Volta appartiennent à la formation de la Pendjari du supergroupe moyen (ou de la Pendjari). Ces shales ont été datés de 660 ± 9 Ma (Clauer et al., 1982). L'interprétation de cet âge reste délicate mais, si l'on suit Clauer (1976), il pourrait s'agir d'un âge de diagenèse précoce proche de celui de la sédimentation. Classiquement, en Scandinavie et sur la plate-forme russe, on considère que la glaciation éocambrienne, ou lapplandienne ou varangienne, matérialise la base du Vendien dont l'âge serait compris dans la fourchette  $650 \pm 10$  ou 20 Ma à 590 ± 10 ou 20 Ma (Sokolov et Fedonkin, 1984). Il apparaît donc une certaine contradiction entre l'attribution de l'ensemble du supergroupe de la Pendjari, et par la même occasion de la flore de Chuaria circularis, au Vendien et l'âge de 660 Ma (donc Riphéen), ou un peu plus vieux étant donné la position des échantillons datés par rapport à la séquence glaciogénique basale. Cette contradiction peut être résolue si l'on admet un diachronisme des séquences glaciaires de la fin du Protérozoïque (Kröner, 1977 ; Deynoux et al., 1978), le complexe glaciaire de la base du supergroupe de la Pendjari étant sensiblement plus ancien que son homologue de Scandinavie et de Russie occidentale. Un tel diachronisme pourrait expliquer la présence des stromatolithes de type Parmites (du Riphéen supérieur ou terminal) dans les carbonates de la brèche sédimentaire matérialisant la base du supergroupe de la Pendjari à Tibagona (Bozhko et al., 1971). Ces stromatolithes démontreraient que la glaciation a eu lieu à la limite du Riphéen le plus élevé et du Vendien. L'âge de 620 Ma obtenu sur glauconite du ciment gréseux de cette brèche résulterait donc d'une diagenèse tardive. Quoi qu'il en soit, ces différents âges radiométriques et la présence de ces *Chuaria circularis* permettent d'attribuer un âge au moins vendien à la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari (ou de l'Afram) et, par conséquent, un âge riphéen supéricur au supergroupe inférieur ou de Boumbouaka. L'âge de 993  $\pm$  65 Ma (Clauer, 1976) déterminé sur illites du groupe de la Fosse-aux-Lions n'est pas en contradiction avec une telle attribution.

DÉNOMINATION	CRITERES DE CHRONOLOGIE	AGE PROBABLE
Supergroupe supérieur ou de Yendi-Tamalé	<ul> <li>Présence de deux importants niveaux distincts de conglomérats polygéniques d'origine glaciaire ou fluvio-glaciaire (conglomérats d'Akroso à la base du groupe de Yendi ; conglomérats de Sang à la base du groupe de Tamale)</li> <li>Critères paléomagnétiques</li> <li>Caractéristiques de molasse des Dahomeyides au moins en partie postérieure au métamorphisme principal des Dahomeyides (600 Ma)</li> <li>Spicules d'éponge, ostracodes, microgastéropodes et bryozoaires attribués au Paléozoïque moyen à supérieur ?</li> <li>Equivalence latérale probable avec le groupe d'Elmina du Sekondien (comportant à la base un complexe conglomératique, polygénique, peut-être glaciogénique) et avec l'Accraïen dont l'âge est connu grâce aux fossiles et au paléomagnétisme</li> <li>Serait plus jeune (?) que "la série pourprée" du Hoggar (520 à 486 ± 19 MA)</li> </ul>	Ordovicien supérieur à Dévonien moyen ou Cambrien à Dévonien moyen
Supergroupe moyen ou de la Pendjari ou de l'Oti ou de l'Afram	<ul> <li> Discordance angulaire ou de ravinement / progressive</li> <li>Triade basale : tillite-calcaire dolomitique à barytine (et parfois à Paramites cf. concrescens Raab.)—silexite</li> <li>Brèche de calcaires (dolomitiques) inférieurs, à Paramites cf. concrescens Raab. dont le "ciment donne un âge de 620 MA à Tibagona (Ghana) (âge conventionnel K-Ar sur glauconite)</li> <li>Acritarches et polens du Vendien (partie supérieure du Protérozoïque supérieur) dans le sondage de Tibagona</li> <li>Acritarches au SE de Mango (Togo)</li> <li>Chuaria circularis dans la partie inférieure, d'âge 660 ± 9 MA (Rb-Sr, isochrone sur illites), à la frontière Bénin-Burkina Faso. L'âge de 660 MA est interprété hypothétiquement comme un âge de diagenèse proche de l'âge de la sédimentation</li> </ul>	Vendien (650 ± 20 MA) voire Riphéen supérieur terminal
Supergroupe inférieur ou de Dapaong- Boumbouaka	Discordance de ravinement <i>pro parte</i> glaciaire - Sédimentation ou diagenèse précoce de son groupe médian de la Fosse-aux-Lions datée 993 ± 65 MA (âge Rb-Sr sur isochrone d'illites)	Riphéen supérieur (1100 à 650 ± 20 MA par excès)
Dorsale de Léo ou de Man	<ul> <li>Pegmatites dans le Tarkwïen datées de 1645 ± 120 MA</li> <li>(âge K-Ar)</li> <li>Roches du Birrimien datées de 1965 ± 40 MA (âge K-Ar)</li> </ul>	Riphéen > 1645 ± 120 MA

Tableau 39 : Données chronostratigraphiques relatives au Bassin des Volta

## 3 - Conclusions sur l'âge des différents supergroupes

Des conclusions partielles et en grande partie hypothétiques exposées plus haut (tabl. 39) ressortent plusieurs données :

- Le supergroupe inférieur ou de Boumbouaka, reposant en discordance fondamentale sur la dorsale de Léo d'âge protérozoïque moyen, appartient probablement au Riphéen supérieur ou moyen à supérieur (1100 à 650 ± 20 Ma; ce dernier âge représentant une limite par excès).
- Le supergroupe moyen ou de la Pendjari, en discordance de ravinement *pro parte* glaciaire sur le supergroupe de Boumbouaka, renferme des fossiles (Stromatolithes, Acritarches) et a livré un âge radiométrique de 660 Ma permettant de l'attribuer au Vendien ( $650 \pm 20$  à  $590 \pm 20$  Ma), avec une possibilité de débordement sur le Riphéen supérieur.
- Le supergroupe supérieur ou de Tamalé, considéré comme la molasse de la chaîne des Dahomeyides, se trouve en discordance progressive ou angulaire et/ou de ravinement sur le supergroupe de la Pendjari. Il pourraît être d'âge paléozoïque inférieur à moyen. Il se situerait plus précisément dans la fourchette Cambrien supérieur ou Ordovicien supérieur - Dévonien moyen (515 ou 450 à 360 Ma), si l'on admet les corrélations avancées entre le bassin des Volta et les séquences côtières de l'Accraïen et du Sekondien. Il renferme une séquence glaciogénique ou fluvio-glaciaire que l'on rapproche de la tillite datée de la fin de l'Ordovicien au Sahara ou dans le bassin de Taoudeni (Deynoux, 1980).

Par ailleurs, ce supergroupe de Tamalé serait légèrement plus jeune que la "Série Pourprée" d'Algérie (520 à 486  $\pm$  19 Ma) (Caby, 1970 ; Allègre et Caby, 1972 ; Clauer, 1976 ; Caby et Fabre, 1981 ; Caby *et al.*, 1985)). Cette série supporterait en effet la série des Tassilis d'Algérie, d'âge ordovicien (Clauer *et al.*, 1982), probablement *pro parte* pénécontemporaine du supergroupe de Tamalé. Les équivalents orientaux de ce dernier renferment des traces fossiles et des volcanites dont l'âge est compris entre le Cambrien supérieur et le Silurien. En résumé, retenons que la molasse post-panafricaine est hétérochrone, avec un âge variant du Cambrien supérieur au Dévonien supérieur, voire Carbonifère inférieur.

## C - Structure du bassin des Volta

Le bassin des Volta représente l'une des principales unités géologiques de l'Afrique occidentale (fig. 1) : il couvre plus de 145 700 km<sup>2</sup> - par comparaison, le bassin de Paris s'étend sur environ 160 000 km<sup>2</sup> - . Il se trouve à cheval sur le Ghana, qui en comprend environ 105 000 km<sup>2</sup>, le Togo, le Bénin, le Burkina Faso et le Niger. En réalité, nous n'avons à faire qu'à une portion de bassin, sa partie orientale étant intensément plissée et incorporée dans les unités externes des Dahomeyides. C'est ce qui explique sa forme dissymétrique en casserole ou en demi-poire. C'est l'un des très rares exemples où l'on puisse voir, de façon plus ou moins continue, la couverture subhorizontale du craton ouest-africain se plisser et se métamorphiser progressivement vers l'Est pour constituer l'essentiel des unités externes des Dahomeyides. En effet, le plus souvent l'ampleur des mouvements tectoniques tangentiels au contact chaîne/craton fait qu'il est très difficile, voire impossible, de corréler les métasédiments de la chaîne avec les restes de couverture du craton.

Les données géophysiques existantes sur ce bassin des Volta -et que nous allons exposer- complètent utilement les résultats de nos études et vont nous permettre d'en préciser la structure.

## 1 - Caractéristiques du substratum du bassin des Volta

Dans le voisinage des bordures méridionale, occidentale et septentrionale du bassin des Volta, le socle constitué par la partie sud-orientale de la dorsale de Léo (fig. 100) se compose essentiellement de métasédiments, de métavolcanites à faciès schiste vert, et de granitoïdes pré- à post-tectoniques. Ces roches appartiennent au Birrimien (2000 - 1800 Ma) et au Tarkwaïen ( $\geq 1645 \pm 120$  Ma) (Holmes et Cahen, 1957; Priem *et al.*, 1967; Cahen *et al.*, 1984)). Les premières ont subi, au cours de l'orogenèse éburnéenne, une très

importante phase de plissement isoclinal de direction générale NNE-SSW à NE-SW (Turner, 1983), alors que les secondes seraient mollement plissées et représenteraient la molasse des Eburnéides.

Les travaux de magnétisme aéroporté (CGG, 1971) et de sismique réflexion (Annan-Yorke, 1978), effectués sur le bassin des Volta au Ghana, donnent une idée de la paléotopographie du socle cachée sous les sédiments de ce bassin (fig. 101 à 104); nous pouvons en retenir cinq faits principaux :

1° - La paléosurface du substratum se situe à moins de 3 km de profondeur sous les parties occidentale et septentrionale du bassin et à une profondeur supérieure à 3 km dans la partie sud-orientale ( $\geq 5$  km à la latitude 7°30').

 $2^{\circ}$  - La plus profonde dépression de ce bassin a l'allure d'un fossé N-S et se localise le long du méridien  $0^{\circ}$  et entre les parallèles 6°40' et 9°00'N. La paléosurface de cette dépression est à - 4 à - 5 km selon les données magnétiques, alors que la sismique réflexion (fig. 103) montre qu'il y a en fait 7 km de sédiments dans la partie méridionale de ce fossé. La carte des profondeurs du substratum magnétique ne ferait que traduire la présence d'une importante intrusion basique de type sill à la partie inférieure de ces sédiments.

3° - La paléosurface du substratum dessine un bassin dissymétrique (fig. 102), à flanc occidental descendant en pente douce vers l'Est et flanc oriental très redressé et à forte pente vers l'Ouest (près de 10 %).

4° - D'importants paléoreliefs du substratum apparaissent à la partie méridionale du bassin. La direction générale des crêtes de ces paléoreliefs est pratiquement parallèle à celle des roches du substratum affleurant au Sud du bassin, c'est-à-dire NNE-SSW (fig. 100).

5° - Les nombreuses anomalies magnétiques, de direction ENE-WSW, observées dans la partie centrale du bassin (fig. 104) seraient associées à la lithologie du substratum éburnéen (Ako et Wellman, 1985) ou à des paléoreliefs. Ces anomalies magnétiques, localisées au voisinage du méridien 0°, présentent d'ailleurs une amplitude beaucoup plus élevée que toutes les autres parties du bassin.

La carte gravimétrique établie dans le bassin des Volta au Ghana (Ako et Murray, 1983 ; Ako et Wellman, 1985) apporte des compléments d'information sur le substratum de ce bassin (fig. 103A et 105) :

- Les anomalies gravimétriques présentent une plus grande longueur d'onde au droit du bassin que dans la zone où affleure le substratum.
- Les anomalies gravimétriques NE-SW, observées entre les latitudes 7°30' et 8°30'N correspondent aux anomalies topographiques de la paléosurface du substratum (fig. 101 et 105). Ces anomalies ont donc leur origine dans le substratum.
- Les anomalies gravimétriques NE-SW observées dans les parties sud-occidentale et nord-orientale du bassin sont également parallèles aux structures du substratum affleurant dans les environs.
- Une paire de fortes anomalies positives se trouve à la longitude 0°12'W. Selon Ako et Wellman (1985), l'étude de la géométrie de ces anomalies gravimétriques suggère que le corps qui en est responsable est situé à environ 7 km de profondeur pour le point anormal méridional (où de très fortes anomalies magnétiques ont été décelées), alors que les prospections aéromagnétiques et de sismique réflexion ne décèlent aucun corps étranger important dans les sédiments de ce secteur. Dans ces conditions, il est probable que la cause de ces anomalies se situe non loin de l'interface du substratum et des sédiments.
- Un gradient d'environ 30 mgal d'amplitude s'étend sur plus de 300 km à l'Est de la paire de fortes anomalies positives mentionnée ci-dessus ; ce gradient apparaît bien sur la carte gravimétrique établie par Hastings en 1983 (fig. 106). Pour Ako et Wellman (1985), la paire d'anomalies positives et le gradient qui leur est associé à l'Est résulteraient d'une compensation isostatique au niveau du substratum. Cette compensation serait associée à la remontée d'un bloc occidental permettant le subaffleurement de la croûte inférieure sous les sédiments du bassin des Volta (fig. 107). Dans ce modèle, le gradient gravimétrique observé se superpose à une faille inverse majeure déplaçant la croûte vers l'Est et inclinée dans la direction des anomalies gravimétriques positives. Un second modèle (fig. 107) consiste à invoquer l'influence combinée de deux masses magnétiques

en gros cylindriques, d'âge anté-voltaïen et mises en place à la limite sédiments / substratum, et d'une virgation des directions du socle éburnéen qui deviendraient N-S.

- A partir de la synthèse des différentes données gravimétriques, magnétiques et sismiques obtenues dans la zone occupée par le bassin des Volta au Ghana, de la densité moyenne et de la répartition géographique des différents groupes ou formations constituant ce bassin, Hastings (1985) a tenté de reconstituer la cartographie géologique du substratum de ce bassin (fig. 108). Ce document confirme la complexité relative de ce substratum, telle qu'elle est connue à l'affleurement dans la dorsale de Léo-Man, à quoi s'ajoute un magmatisme basique exceptionnellement important.

Ces différentes observations démontrent le caractère hétérogène du substratum du bassin des Volta et sa grande complexité structurale, résultat de l'orogenèse éburnéenne. Sa paléotopographie comportait encore des paléoreliefs au début de l'histoire du bassin (fig. 101), comme nous l'avons déjà remarqué dans les variations d'altitude de la surface de base du bassin à sa périphérie (fig. 2).

## 2 - Caractéristiques structurales du bassin des Volta

La morphologie du bassin des Volta dépend étroitement de sa structure. Les principaux reliefs forment une ceinture périphérique constituée de plateaux à surface structurale disséquée, descendant vers l'intérieur du bassin et à escarpement de falaise tourné vers l'extérieur. Par contre, sur sa bordure orientale, le bassin est chevauché par les collines de l'unité structurale du Buem et par les chaînons de l'Atacora dont l'escarpement de falaise regarde vers l'intérieur. Cette ceinture de hauts plateaux, qui souligne la dissymétrie de ce bassin, détermine une partie centrale déprimée (pl. 4).

Les plateaux périphériques sont constitués par les formations du supergroupe inférieur ou de Boumbouaka, en discordance fondamentale sur le substratum du bassin des Volta. Ces plateaux sont discontinus, le supergroupe inférieur étant localement érodé en totalité avant (et en partie au cours ? de) la glaciation qui marque la base du supergroupe moyen ou de la Pendjari (ou de l'Afram). C'est ainsi que l'on distingue, à la périphérie du bassin des Volta, une guirlande de plateaux qui sont :

- Les Highlands méridionaux, correspondant au Massif ou Plateau du Kwahu, s'étendant sur près de 300 km depuis Koforidua jusqu'au-delà de Wenchi, et dont l'escarpement généralement tourné vers le SW culmine souvent à plus de 450 m au-dessus de la pénéplaine birrimienne. Dans sa partie orientale, le Massif du Kwahu présente une seconde falaise, associée à une grande faille NW-SE abaissant le compartiment septentrional, d'où son escarpement tourné vers le NE.
- Les hauts plateaux occidentaux constituent le Massif de Damongo, à escarpement de falaise tourné vers l'Ouest et dont les hauteurs de commandement peuvent dépasser 250 m.
- Les hauts plateaux septentrionaux correspondent au Massif de Gambaga qui domine la pénéplaine birrimienne de près de 300 m et dont l'escarpement de falaise est tourné vers le NW. Le Massif de Dapaong-Boumbouaka représente la portion togolaise du Massif de Gambaga. Les Massifs de Madjoari et du Gobnangou, à l'escarpement de falaise tourné vers l'WNW, et dont les hauteurs de commandement ne dépassent que rarement les 100 m, sont les témoins les plus septentrionaux des plateaux bordiers.

D'une façon générale, les hauteurs de commandement des plateaux périphériques décroissent du Sud au Nord en même temps que l'épaisseur du supergroupe inférieur. Par ailleurs, les Massifs de Damongo et de Gambaga présentent en fait deux cuestas séparées par une dépression occupée essentiellement par le groupe argileux de la Fosse-aux-Lions. La plus occidentale de ces deux falaises est généralement peu marquée, avec une dénivelée souvent inférieure à 50 m.

La partie centrale du bassin des Volta est déprimée et les nombreuses rivières qui la drainent (Volta, Oti ou Pendjari, Daka, Afram, Obosum, Sene, Pru, ...) y dessinent de nombreux et complexes méandres. L'altitude y varie de 90 à 180 m, avec une petite falaise interne à escarpement tourné vers le Nord, le NE ou l'Est. Cette

## Deuxième partie

falaise correspond en gros à la base du groupe de Yendi qui se ferme à l'Est (pl. 4) et se suit très bien sur les photos. Dans la partie méridionale de la zone centrale, c'est plutôt la base du groupe de Kébia qui dessine la portion de falaise à escarpement tourné vers le SSW et dominant la plaine de l'Afram. Au Nord comme au Sud, cette falaise semble mourir vers l'Ouest contre les Massifs de Damongo et du Kwahu et sa limite occidentale est très peu marquée. Cette petite falaise semble délimiter une auge synclinale évasée dont la réalité est attestée par l'interprétation des photographies aériennes et des images ERTS-LANDSAT (Hausknecht, 1976a et b). La partie centrale du bassin des Volta est constituée en fait par deux ensembles principaux (fig. 109) :

- L'ensemble inférieur correspond au supergroupe moyen ou de la Pendjari (ou de l'Afram), en discordance de ravinement pro parte glaciaire sur le supergroupe inférieur, et même directement sur le substratum birrimien à la faveur de quatre paléodépressions où la totalité du supergroupe inférieur a été ravinée. Il s'agit des paléodépressions de Banda Nkwanta au Nord de Kintampo, de Kanjaga entre Isiasi et Du, de Tindangou et d'Arly, qui sont réutilisées d'ailleurs par les rivières pour pénétrer dans le bassin (Sougy, 1971);
- L'ensemble supérieur est constitué du supergroupe supérieur ou de Tamalé, en discordance progressive (Riba, 1976 ; Guiraud, 1983) ou angulaire ou de ravinement sur le supergroupe de la Pendjari. Il comprend les groupes de Yendi et de Kébia, eux-mêmes séparés par une discordance cartographique ou de ravinement. Le supergroupe de Tamalé est considéré comme la molasse de la Chaîne des Dahomeyides. Il est constitué des seules formations d'âge probablement paléozoïque du bassin des Volta. Dans le détail (pl. 4 ; p. 103 à 114), le supergroupe de Tamale s'est déposé selon deux bassins emboîtés dont l'axe "migre" avec le temps vers l'WSW.

Les travaux de sismique réflexion le long du parallèle 7°48'N (Annan-Yorke, 1978 ; fig. 103) permettent de préciser la structure du bassin et de comparer les données sismiques avec celles de la gravimétrie et de l'aéromagnétisme. On en déduit plusieurs points :

- L'épaisseur moyenne des sédiments du bassin des Volta (2,5 à 7 km) est voisine de celle indiquée par l'aéromagnétisme et la gravimétrie.
- La base ou la partie inférieure du supergroupe inférieur (ou de Boumbouaka) est traversée de roches basiques, de faible importance volumétrique, entre les méridiens 0°18' et 0°06'W. Le décalage observé entre la position du toit du substratum déterminé par sismique réflexion et par prospection aéromagnétique (fig. 103) est probablement lié à la présence de ces roches basiques.
- L'épaisseur des sédiments du bassin double approximativement sur 100 km, lorsque l'on va d'Ouest en Est jusqu'à atteindre 7 km au voisinage du méridien 0°, pour rediminuer ensuite selon le magnétisme.
- De nombreuses failles se rencontrent à travers presque toute la séquence sédimentaire (fig. 103). Elles y induisent des déplacements relatifs n'atteignant que rarement 500 m ainsi que de faibles ondulations. Les nombreuses fractures n'intéressant que le substratum et la partie basale du supergroupe de Boumbouaka sont probablement pénécontemporaines du dépôt de ce supergroupe et partant de la naissance du bassin des Volta. Elles y induisent un système de horsts et grabens et permettent un approfondissement progressif du bassin vers l'Est, le versant oriental de celui-ci étant le plus subsident. Les autres failles "interzonales" observées au sein de la séquence sédimentaire pourraient marquer le début de la reprise de la subsidence après une période d'accalmie relative.

Les prospections aéromagnétiques et sismiques montrent que le bassin des Volta comporte seulement des fractures auxquelles ne sont associées que de faibles ondulations. Ce bassin n'a donc subi une véritable phase de plissement que dans sa partie orientale. Cette stabilité est confirmée par la valeur du flux de chaleur dans le bassin ( $42 \pm 8,4 \text{ mW.m}^{-2}$ ), valeur avoisinant celle qui caractérise les couvertures cratoniques (Ako et Wellman, 1985).

Les données exposées sur la structure du bassin des Volta nous conduisent à le considérer comme un *bassin composite*. En effet, il est constitué d'un *"bassin inférieur"*, comprenant les supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari (ou de l'Afram), et d'un *"bassin supérieur"* comblé par le supergroupe de Tamalé. Pris comme

un tout, les supergroupes inférieur et moyen sont mollement plissés et fracturés dans la partie orientale du bassin des Volta au cours de l'orogenèse panafricaine. Ils sont partiellement impliqués dans les unités structurales externes des Dahomeyides. Ainsi, *les composantes du "bassin inférieur" du bassin des Volta sont antérieures à la tectogenèse panafricaine des Dahomeyides*. Les groupes de Yendi et de Kébia constituent le "bassin supérieur". Ils présentent les caractéristiques d'une molasse, avec des discordances progressives induisant une structure emboîtée caractéristique d'un bassin d'avant-pays de chaîne et impliquant une orogenèse localisée à l'Est. Finalement, il apparaît clairement que l'histoire de la genèse et de l'évolution du bassin des Volta est intimement liée à celle de l'orogenèse panafricaine des Dahomeyides, objet des chapitres qui suivent.

Par ailleurs, il faudrait noter que les données lithostratigraphiques accumulées sur le bassin de Taoudeni, notamment sur sa bordure méridionale (Lajoinie, 1960 ; Zimmermann, 1960 ; Zimmermann et Vernhes, 1961 ; Trompette, 1973 et 1977 ; Simon, 1979b ; Deynoux, 1980 ; Rossi, 1982 ; Ouédraogo, 1982 et 1983 ; Kéita, 1984 ; Deynoux *et al.*, 1985) permettent de rapprocher les trois supergroupes constituant ce bassin de ceux du bassin des Volta. Cependant, ces deux bassins s'opposent sur le plan géodynamique, même s'ils présentaient autrefois une continuité partielle ou totale (Trompette, 1973 ; Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978 et 1979 ; Bronner *et al.*, 1980). Le bassin de Taoudeni correspond en effet à un bassin cratonique très étendu et peu épais (environ 2 000 000 km<sup>2</sup> de surface, avec 1 à 2,5 km d'épaisseur de sédiments). Par contre, le bassin des Volta (environ 145 700 km<sup>2</sup> de surface, avec 2 à 7 km d'épaisseur de sédiments) est composite : il comprend un bassin inférieur correspondant à une marge passive, anté-panafricaine, et un bassin supérieur de type péricratonique ou d'avant-pays, édifié par les matériaux de démolition de l'orogène panafricain.

Troisième partie

# L'UNITÉ STRUCTURALE DU BUEM

~

.

"Face aux choses, je me dis que l'univers ne s'arrête pas, que d'horizon en horizon, la ligne de visibilité se déplace, permettant à l'univers de se déployer".

Pierre Sansot

Nos travaux antérieurs (Affaton, 1975 ; Affaton *et al.*, 1980), ceux de Simpara (1978) et les coupes synthétiques décrites entre Tindangou et Dassari et Galangachi et Naboulgou (fig. 36 et 37) démontrent que l'unité structurale du Buem chevauche le bassin des Volta. Ce contact est d'ailleurs localement jalonné par des serpentinites.

Après sa définition par Koert (1910), "la formation du Buem" a été considérée pendant longtemps comme une unité lithostratigraphique postérieure à la "Togo Series" (ou Atacorien). Elle est incluse dans "l'Oti Series" (Koert, 1910) ou supposée en "discordance de ravinement" *sous* le Voltaïen (Roques, 1948 ; Aicard et Pougnet, 1952). En reprenant l'hypothèse de Malavoy (1932), Machens (1969) considère le Buem comme un faciès tectonisé du Voltaïen. On peut alors se demander si l'ensemble des formations constituant le bassin des Volta se rencontre dans le Buem.

Nos travaux antérieurs (Affaton, 1975; Affaton *et al.*, 1980) conduisent à considérer le Buem comme l'unité structurale la plus externe de la chaîne panafricaine des Dahomeyides et à définir ses relations avec le bassin des Volta. Cette nouvelle approche ne résout pas tous les problèmes. Par exemple, Simpara (1978) et Simpara *et al.* (1985) distinguent un "Buem à faciès classique" et un "Buem à faciès bassin des Volta" dans l'unité structurale du Buem au Nord-Togo.

Il existe actuellement deux hypothèses sur la constitution du Buem. Pour Affaton (1975), "l'unité de la zone des collines" ou Buem se compose de deux séquences sédimentaires : une séquence "infratillitique" représentant le supergroupe de Boumbouaka et une séquence "supratillitique" correspondant au supergroupe de la Pendjari (ou de l'Oti), avec prédominance de la séquence supra. Pour Simpara (1978), le Buem n'est constitué que par cette dernière.

La synthèse des observations accumulées sur le Buem au Burkina Faso, Bénin et Togo et l'analyse critique de la plupart des données existantes sur le Buem, notamment au Ghana, permettront de préciser les caractéristiques pétrologiques et structurales du Buem et d'étudier ses relations avec le bassin des Volta.

# I - CARACTÉRISTIQUES DU BUEM DU SUD-EST DU BURKINA FASO

Les travaux effectués par Barthelet (1975) complètent bien les nôtres (Affaton, 1973) et permettent de résumer les caractéristiques de la portion burkinabée de l'unité structurale du Buem.

## A - Données lithologiques

Au SE du Burkina Faso, l'unité structurale du Buem forme une zone allongée NE-SW, large de 12 à 25 km. Elle comprend des collines constituées par des grès-quartzites, des silexites et des phosphates, et de vastes dépressions occupées par des shales, siltstones et grès fins (fig. 110). Ces collines, allongées suivant la direction structurale, forment des chaînons parallèles séparés par des dépressions. Il est intéressant de souligner les caractéristiques des principaux faciès constituant cette zone :

Les grès-quartzites sont à grain moyen, rarement grossier, de teinte blanchâtre à gris clair, et d'aspect bréchique. On y observe un discret feuilletage, ou une fruste schistosité de fracture, et d'abondants filonnets et veinules de quartz et calcédoine. Leur texture est granoblastique cataclastique : les grains de quartz sont parfois broyés en une fine mouture recimentée par de la silice cryptocristalline à microcristalline.

Les silexites affleurent soit en association avec les grès-quartzites, soit comme les seuls constituants de certaines collines. Elles sont rarement associées à de minces lentilles de serpentinites. Il s'agit de roches

## L'UNITE STRUCTURALE DU BUEM

essentiellement siliceuses, d'aspect massif, se présentant sous forme de gros blocs chaotiques ou de gros bancs à débit en blocs. Leurs teintes varient dans les rouges d'un horizon à l'autre, en fonction de l'abondance relative en oxydes de fer. Ces silexites sont traversées par un important réseau anarchique de filonnets et veinules de quartz et calcédoine. Elles présentent de très nombreuses surfaces de glissement et, parfois, des plis synschisteux avec une schistosité de fracture plan axial. Elles montrent généralement une texture microcristalline cataclasée, où les éléments anguleux sont cimentés par un complexe d'oxydes et d'hydroxydes de fer. La roche est constituée par un fond de silice cryptocristalline à microcristalline englobant des minéraux opaques et un peu de quartz détritique ( $\leq 6$  %). Les minéraux opaques forment souvent des microbandes flexueuses matérialisant la stratification.

Les "phosphates" n'affleurent que dans le secteur d'Aloub Djouana (fig. 17, 110 et 111 ; C34), à la partie frontale du Buem où ils forment une succession de cinq ou six affleurements monoclinaux, à pendage vers le SE, épais en moyenne d'une cinquantaine de mètres. Il est difficile de décider s'il s'agit d'un empilement stratigraphique ou d'une répétition par plis ou failles. Ces phosphates supportent, au SE, une alternance de silexites, de grès-quartzites et de shales. Il s'agit en fait de phospharénites à grain fin à moyen, rarement grossier, en bancs centimétriques à décimétriques, à interlits silto-argileux, de teinte gris-bleu, à altération concentrique brune à rouille. Elles sont d'aspect massif ou lité, plus ou moins alvéolaire, et à débit en blocs Elles se composent de 60-80 % de pellets phosphatés, équivalant à 25-50 % de fluor-apatite ou 20-32 % de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (tabl. 14), de 5-40 % de quartz détritique moyen et de 5-20 % de ciment siliceux, sériciteux et plus ou moins ferrugineux. Ces pellets ont un diamètre moyen de 100 à 250 µm ; ils sont ronds ou ovales et présentent parfois une structure oolithique. On y observe souvent des pellets composites constitués par l'association de deux ou trois pellets simples réunis par un cortex silico-phosphaté. On y trouve également des galets constitués de pellets. Ces diverses observations attestent d'un important remaniement de la roche phosphatée primaire. Ce type de phosphates est également connu dans les secteurs d'Arly et de Tapoa (Affaton, 1973 ; Pourtal, 1973 ; Trompette et al., 1980). Certains pellets sont plus ou moins épigénisés par de la silice probablement diagénétique, ou par des oxydes de fer au cours de l'altération. La présence de veinules de silice et de barytine traduit une importante phase de fissuration peut-être associée à un hydrothermalisme. La structure alvéolaire résulte de la dissolution plus ou moins avancée d'une partie des pellets.

Les grès fins, siltstones et shales associés se rencontrent seulement dans les plaines situées entre les chaînons de roches siliceuses dures. Il s'agit généralement d'alternances millimétriques à centimétriques (rarement décimétriques) de shales et siltstones comportant des lentilles et passées décimétriques à métriques, rarement décamétriques, de grès fins argileux. Ces roches renferment des veines et filonnets de quartz et calcédoine parfois parallèles à la stratification, avec quelques filons métriques de quartz bleuâtre. Les shales et siltstones présentent une texture détritique fine ou cryptocristalline, rarement lépidoblastique ; des débris de quartz et feldspaths de la taille des silts représentant moins de 40 % en volume ; et un fond cryptocristallin, argilo-siliceux ou argilo-ferrugineux et légèrement siliceux, dans lequel baignent des paillettes de séricite et de chlorite. C'est au sein de ces roches tendres que Barthelet (1975) a signalé un épandage d'environ 2 km<sup>2</sup> de blocs d'oxydes de manganèse massif ou plus ou moins concrétionné, et de quartz filonien, laiteux, dont les fissures sont cicatrisées par du manganèse (fig. 110). Ce minerai de manganèse massif (dont la teneur en MnO n'est pas précisée), présente de fortes teneurs en zinc (83-985 ppm), en cuivre (86-680 ppm), en nickel (87-700 ppm) et en cobalt (400-2500 ppm) et des traces de chrome, molybdène et plomb. La composition et les teneurs en éléments en traces plaident en faveur d'une origine volcano-sédimentaire de ce manganèse probablement remobilisé et concentré dans des zones de fracture au cours d'un épisode hydrothermal ultérieur. Enfin, l'origine volcanique primaire de ce manganèse semble confirmée par l'abondance des épidotes manganésifères (piedmontites) dans les méta-volcanites du Buem de la région de Batia (p. 172).

La rareté et la discontinuité des affleurements n'ont pas permis d'établir une lithostratigraphie pour l'unité structurale du Buem au SE du Burkina Faso. La colonne stratigraphique d'un sondage fait dans le secteur d'Aloub Djouana (fig. 112) complète les informations fournies par la carte géologique schématique de cette région (fig. 110 et donne une idée de l'agencement des principaux faciès. Mais là encore, il est bien difficile de faire la part de ce qui est empilement stratigraphique et redoublement tectonique par plis et/ou failles. Retenons donc simplement que les phospharénites d'Aloub Djouana se présentent sous forme de minces lentilles ou d'épaisses passées au sein d'une séquence essentiellement argilo-silteuse.

## **B** - Données structurales

Les travaux de Barthelet (1975) et les études photogéologiques complémentaires confirment le chevauchement du Buem sur le supergroupe de la Pendjari dans le SE du Burkina Faso. Le plan ou la zone de chevauchement est matérialisé, dans le secteur d'Aloub Djouana, par un complexe mylonitique composite comprenant des roches de la formation de la Pendjari affleurant mal et des grès-quartzites et silexites bréchiques ou mylonitiques du Buem. Cette zone correspond à une dépression parfois décalée par des failles transverses. Nous la supposons peu pentée vers le SE si l'on accepte de l'imaginer, en gros, parallèle aux grès ou phospharénites affleurant au-dessus et qui ont un pendage de 28 à 35° vers le SE. Ce contact anormal pourrait en fait correspondre à une troncature basale et présenter par conséquent un pendage relativement plus faible.

Le Buem du SE du Burkina Faso montre par ailleurs plusieurs chevauchements secondaires, soulignés par des brèches tectoniques, avec des stries de friction N116°-22°E révélant un déplacement vers l'WNW. On y observe, notamment dans ses schistes, des plis droits ou légèrement déversés vers l'Ouest, centimétriques à métriques, rarement hectométriques (fig. 113) et des kink-bands ou plis en chevrons d'axes N134°-52°E et N143°-48°E. L'ensemble des mesures de la stratification permet de construire un axe moyen N118°-50°E (fig. 114) voisin de ceux mesurés (fig. 115) par Barthelet (1975), si l'on admet qu'il a confondu schistosité et stratification. A ces microplis est associée une schistosité de fracture, de direction moyenne N150° et à pendage subvertical (fig. 114).

De très nombreuses diaclases et microfractures sont rencontrées dans le Buem du SE du Burkina Faso. Elles sont en partie cicatrisées par de la silice (quartz et calcédoine), plus rarement par de la barytine, ce qui engendre un important réseau apparemment anarchique mais très caractéristique de filonnets et veinules à dominante siliceuse. Par endroits, on peut mettre en évidence une première génération de filonnets, orientée N170° à 180° - 40° à 88°W, recoupée par une seconde d'orientation N35° à 60° - 70° à 80°W, les deux étant recoupées par des diaclases tardives et partiellement cicatrisées.

En lame mince, on remarque la présence de microplis disharmoniques dans les faciès phylliteux, notamment dans les têtes de plis régulièrement dessinées par des lits silteux fréquemment boudinés. Dans l'hypothèse d'une tectonique progressive, nous pouvons retenir que le Buem du SE du Burkina Faso a subi une importante phase tectonique matérialisée par des plis centimétriques à hectométriques, d'axe moyen N125°-50°E, suivis d'écailles chevauchantes vers le NW, associées à un important réseau, plus ou moins anarchique, de filonnets et microfractures partiellement cicatrisées au cours d'une phase hydrothermale tardive. Comme nous le montrons plus loin (p. 142 à 140), il paraît plus logique d'attribuer l'écaillage chevauchant et la plupart des principales fractures aux dernières manifestations d'une phase régionale P<sub>1</sub>, les plis résultant des premières manifestations de cette phase. Le contact du Buem sur le supergroupe de la Pendjari correspond à un accident majeur dont la géométrie n'est pas bien connue. Il s'agirait d'un ample chevauchement penté, au niveau de la surface topographique, d'une trentaine de degrés vers le SE. De grandes fractures transverses découpent le chevauchement frontal et lui paraîssent postérieures. Il pourrait également s'agir de fractures pénécontemporaines de ce chevauchement et qui auraient plus ou moins facilité le déplacement relatif des blocs les uns par rapport aux autres.

## II - CARACTÉRISTIQUES DU BUEM DU SECTEUR DE BATIA (NW-BENIN)

Les travaux de Jepsen et Depciuch (1974) ainsi que nos observations (Affaton, 1973 et observations inédites) permettent de synthétiser les caractéristiques de la partie septentrionale du Buem au Bénin.

## A - Caractéristiques lithologiques

Dans le secteur de Batia, le Buem est constitué (fig. 116) de grès-quartzites et silexites formant deux bandes subparallèles de chaînons, séparées par une dépression où affleurent essentiellement des shales et siltstones à passées gréseuses. Des lentilles de métavolcanites et de serpentinites se rencontrent au sein des chaînons. Les caractéristiques des principaux faciès du Buem de ce secteur complètent utilement celles déjà décrites :

Les grès-quartzites sont généralement massifs ou en gros bancs, à stratifications discrètes, de teintes variables (gris-blanc, jaune-brun, mauves ou parfois vert clair), à débit en blocs polygonaux, décimétriques à métriques. Ils se composent de 80 à 90 % de grains de quartz fins à moyens, arrondis à subarrondis, à extinction roulante ; de rares débris de feldspaths plus ou moins altérés, de silexite, de zircon, de tourmaline, de minéraux opaques et, très rarement, d'amphibole ; et d'un ciment siliceux, rarement calcaro-ferrugineux, renfermant de fines paillettes de séricite et chlorite. Ils sont généralement parcourus par un important réseau d'au moins deux générations de filonnets et veinules de quartz et calcédoine ou plus rarement barytine. A proximité des plans de chevauchement ou/et de failles, ces grès-quartzites présentent une structure mylonitique ou bréchique et une texture en mortier avec une matrice cryptocristalline en mosaïque pouvant représenter près de 50 % de la roche. Lorsque cette recristallisation est très avancée, on observe une texture granoblastique plus ou moins orientée.

Les silexites sont généralement bréchiques. Elles sont rubanées lorsque des lits millimétriques plus ou moins riches en oxydes de fer leur donnent un aspect proche de celui des itabirites (ce rubanement est probablement d'origine sédimentaire et serait accentué lors de l'écrasement de ces roches fines). Elles peuvent également être massives. Elles sont parcourues par un très important réseau apparemment anarchique de veinules de quartz et calcédoine qui peuvent représenter jusqu'à près de 30 % de ces faciès, notamment à proximité des contacts tectoniques. Généralement de teintes rougeâtres à brunâtres, parfois gris-jaune à noirâtres, elles présentent une altération concentrique, brune à rouille et un débit en blocs polygonaux centimétriques à métriques. Leur texture est microcristalline équigranulaire, botryoïdale et sphérolitique par endroits (les sphérules évoquant des fantômes de radiolaires, comparaison qui ne peut dépasser le stade de l'hypothèse étant donné l'importance des recristallisations). Elles se composent de 80 à 98 % de silice (quartz et calcédoine), d'oxydes et hydroxydes de fer, de rares cristaux de pyrite et plus exceptionnellement d'un nuage de "riébeckite" (crocidolite ?) en aiguilles microscopiques ou de séricite et épidote.

Les métavolcanites du secteur de Batia sont d'anciens basaltes, variolites, rhyolites et brèches volcaniques. Il s'agit généralement de roches gris-vert, à structure massive, affleurant sous forme d'amas de blocs plus ou moins anguleux et presque toujours altérés. Les métabasaltes ont une texture porphyrique et vésiculaire, à matrice microcristalline. Elles se composent de phénocristaux de plagioclases ( $\leq 20\%$ ) et d'augite ( $\leq 10\%$ ); d'une abondante matrice de plagioclases et pyroxènes le plus souvent altérés ; de minéraux opaques ( $\leq 5\%$ ); et de vésicules millimétriques (0,5-2 mm) remplies de calcite, chlorite, quartz et opaques. Les métarhyolites ont une texture microlitique avec des plagioclases altérés ( $\leq 30\%$ ) et une matrice cryptocristalline à microcristalline, essentiellement siliceuse, dans laquelle on peut distinguer de la chlorite, de l'épidote, de la calcite et des opaques. Les métavariolites présentent une texture sphérolitique, vésiculaire et cryptocristalline, les vésicules étant remplies de quartz, calcite et pyrite. Les métabrèches volcaniques ont une texture fluidale et comportent des fragments anguleux, millimétriques à centimétriques, de métabasaltes et souvent de silexites rouges, dans une matrice cryptocristalline composée de chlorite, calcite et minéraux opaques. La plupart de ces

roches renferment des proportions variables d'épidote, de piedmontite, de sphène et de pumpellyite et de rares paillettes de séricite résultant de l'altération des feldspaths. L'étude de la paragenèse métamorphique, notamment de la pumpellyite, suggère que le métamorphisme est postérieur à la microfracturation des métavolcanites, mais antérieur à leur silicification, responsable du remplissage des veinules et filonnets en quartz et calcédoine.

Les serpentinites se présentent sur le terrain sous forme de minces lentilles, comparables à celles de la région d'Aloub Djouana, généralement associées aux silexites. Il s'agit de roches vert clair à vert foncé, parfois noirâtres, à structure massive ou schisteuse, renfermant des lentilles plus ou moins massives et des cristaux de chromite. Elles ont une texture maillée ou fibreuse, cryptocristalline à microcristalline, parfois porphyrique. Elles résultent de la serpentinisation presque totale d'une roche ultrabasique de type péridotite, dunite ou harzburgite. La texture maillée résulterait de l'altération d'olivine. Par endroits, les minéraux opaques peuvent représenter 10 % du volume de la roche.

Les shales et siltstones à passées gréseuses alternent généralement entre eux et affleurent très mal. Les shales sont gris-blanc, jaunâtres à rouges, marron ou gris-verdâtre, très finement lités et se débitent en plaquettes, Les siltstones sont finement lités, à débit en plaquettes, et de teintes jaunes, marron ou gris-verdâtre. Ils ont une texture détritique très fine, à grains anguleux dispersés de quartz et de feldspaths et à paillettes détritiques de muscovite qui représentent près de la moitié de la roche. Leur matrice est argileuse ou argilocalcaire et peut atteindre 40 %. Le ciment est siliceux ou silico-ferrugineux et ne dépasse pas 10 %. On y observe également de la séricite, de la chlorite, des opaques et de la tourmaline détritique. Ces shales et siltstones renferment des passées de grès fins à moyens, feldspathiques, argileux, finement lités ou massifs, parfois granoclassés, à débit en plaques et de teintes grisâtres, parfois jaunâtres à brunes. Ces grès comprennent des grains anguleux à subarrondis de quartz (45-50 %), de feldspaths généralement frais (5-20 %) et de zircons ; des paillettes détritiques de muscovite et biotite ; des débris de silexite, quartzite, amphibole et minéraux opaques ; enfin une abondante matrice argilo-quartzeuse (40-50 %) et un ciment calcareux. Il s'agit parfois de véritables microbrèches sédimentaires polygéniques (à granules anguleux de 5 à 15 mm de calcaire, siltstone, shale, quartzite et silexite) ou de grauwackes feldspathiques riches en éléments d'origine volcanique. Compte tenu de leur composition et de leur alternance quasi-rythmique, ces shales, siltstones et grès peuvent être considérés comme des faciès flyschoïdes comparables à ceux de la formation de la Pendjari.

## **B** - Données structurales

Sur le schéma structural de la région de Batia (fig. 117), qui déborde vers le Nord la carte géologique de la figure 116, apparaissent :

- des plans de chevauchement, N-S à NE-SW, pendant vers l'Est ou le SE (fig. 118) ;

- des failles subverticales orientées suivant trois directions préférentielles : N60 à 70°, N90 à 110°, et N130 à 145° (fig. 119) ; ces failles découpent et décalent les écailles chevauchantes, ce qui conduit à une irrégularité remarquable du plan principal de chevauchement de l'unité structurale du Buem sur le supergroupe de la Pendjari.

Ces plans de chevauchement et ces failles sont particulièrement fréquents et nets dans les chaînons constitués essentiellement de roches siliceuses, donc compétentes, comme les grès-quartzites, quartzites et silexites, où ils se matérialisent généralement par des faciès de brèches et mylonites. Les serpentinites et métavolcanites se rencontrent aussi dans ces plans de chevauchement où elles jouent un rôle de couche-savon. La rareté, voire l'absence totale de ces grandes fractures dans les plaines situées entre les chaînons et constituées de roches tendres (fig. 117) peut être apparente et attribuée à l'importance des recouvrements superficiels. Par leur géométrie, ces plans de chevauchement et failles sont comparables à ceux de la région de Korontières (fig. 123).

## L'UNITE STRUCTURALE DU BUEM

Les études microstructurales effectuées dans la région de Batia (fig. 120 à 122) mettent en évidence :

- la dispersion relative des plans de stratification qui, surtout pentés au SE, résulterait de la disposition en éventail des écailles et des plans de chevauchements secondaires (fig. 116), et des plis généralement déversés vers le NW et d'axe subhorizontal autour de N32°;
- la présence de microfractures longitudinales, N25 à 55° 50 à 60° SE ou NW, en zone avec la stratification ;
- la présence de microfractures transversales, N150 à 170° 40 à 90° NE ou SW, subperpendiculaires aux microfractures longitudinales et aux plans de stratifications (fig. 121).

Comme dans la région de Korontières (p. 145), ces microfractures sont généralement cicatrisées par du quartz ou de la calcédoine. Elles se matérialisent par un important réseau de veinules et filonnets considéré comme l'une des caractéristiques du *"faciès Buem"* des anciens auteurs. Plus qu'une unité lithostratigraphique, le Buem était donc en fait un faciès tectonique. Ces veinules de silice se retrouvent à l'échelle des lames minces notamment dans les tectonites.

En résumé et après les observations faites tant à l'échelle des cartes que sur les affleurements (fig. 116 à 122), l'unité structurale du Buem de la région de Batia est caractérisée par deux familles de grandes fractures : des plans de chevauchement N-S à NE-SW, pendant vers l'Est ou le SE et des failles subverticales découpant les écailles suivant les trois directions préférentielles N60-70°, N80-110° et N130-145°. Ces grandes fractures sont visibles dans les chaînons de roches siliceuses compétentes où elles sont soulignées par des brèches tectoniques, des mylonites, des serpentinites ou des métavolcanites laminées. Dans les plaines entre les chaînons, elles sont masquées par le développement des recouvrements superficiels.

A plus grande échelle, on y rencontre des microfractures longitudinales (L), N25 à 55° - 50 à 60°SE ou NW, en zone avec les plans de stratification (So), et des microfractures transversales (T), N150 à 170° - 40 à 90° NE ou SW, subperpendiculaires aux microfractures longitudinales et aux plans de stratification. Elles sont généralement cicatrisées par de la silice et donnent naissance à un important réseau de veinules et filonnets de quartz et calcédoine, très caractéristique de l'unité structurale du Buem.

Dans cette région, le découpage des écailles chevauchantes par des failles subverticales en éventail expliquerait l'irrégularité de la géométrie du contact chevauchant de l'unité structurale du Buem sur le supergroupe de la Pendjari.

Les différents éléments structuraux décrits ci-dessus se retrouvent intimement associés de façon cohérente à toutes les échelles et sont comparables à ceux observés dans la région de Korontières (fig. 123). Ils caractérisent une importante phase tectonique qui, dans la région de Batia, se manifeste surtout par des accidents cassants. Retenons par ailleurs qu'il n'y a pas été aisé de distinguer les plissements  $P_1$  et  $P_2$ .

# III - CARACTÉRISTIQUES DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DE L'UNITÉ STRUCTURALE DU BUEM AU NORD-BENIN

## A - Données lithologiques

Nos travaux sur la portion de l'unité structurale du Buem comprise entre Tanguiéta et la frontière Bénin-Togo ont permis par contre d'établir la lithostratigraphie et les principales caractéristiques structurales de cette unité.

L'unité structurale du Buem s'y compose de quatre ensembles sédimentaires ou volcano-sédimentaires et d'un ensemble volcanique peut-être intrusif (Affaton, 1975, tabl. 40; fig. 124; C 35).

L'ensemble D est essentiellement argilo-silteux : il comprend des shales et siltstones micacés, à passées de grès fins, rarement moyens, généralement argileux et feldspathiques, souvent micacés et à rares intercalations de silexites rouges, plus ou moins cataclastiques. On y trouve également de fines lentilles de calcaires impurs. Ces roches ont des teintes grises à verdâtres, rarement jaunes à rouge-ocre. Elles constituent les vastes plaines de la partie orientale du Buem et reposent en concordance sur l'ensemble C, ce qu'atteste un passage progressif.

L'ensemble C est gréso-feldspathique et argilo-micacé. Il se compose de grès, grès-quartzites et quartzites fins à moyens, très rarement grossiers, généralement argileux, micacés et feldspathiques (abondants plagioclases de type andésine et labrador). Il comporte de minces intercalations argileuses dans sa partie supérieure et certains de ses faciès renferment de la glauconie. Dans le secteur de Tiélé (C35, fig. 125), l'ensemble C comporte une passée pluridécamétrique de grès-quartzites renfermant des corps gréseux cylindriques ou subcylindriques, de 10 à 30 cm de long et de 5 à 12 cm de diamètre, orientés perpendiculairement à la stratification (Affaton, 1975; Affaton et Kusnir, 1977). La morphologie de ces corps cylindriques évoque celle de méga-scolithes. Toutefois, leur origine reste indéterminée : il pourrait s'agir de structures inorganiques, résultant de l'essorage du sédiment au cours de la diagenèse, ou de terriers complexes. L'ensemble C repose en concordance sur l'ensemble B.

L'ensemble B est essentiellement formé de silexites et peut comporter des roches volcaniques ou des agglomérats dans sa partie inférieure (tabl. 40). Variolites, pyroxénites, dolérites, rhyolites et brèches volcanosédimentaires ou agglomérats sont généralement pris en sandwich par les silexites rouges ou jaune-orangé à rosâtres, dont seule la partie supérieure affleure bien. Les agglomérats ou brèches volcano-sédimentaires se composent d'éléments millimétriques à centimétriques (diamètre moyen de 5 cm et maximum de 60 cm). Il s'agit de fragments de plagioclases, pyroxènes, quartz, carbonates, minéraux opaques, shales, silexites variées, siltstones, variolites, dolérites et parfois de grès-quartzites. Ces éléments sont généralement anguleux et parallélépipédiques, rarement arrondis, et baignent dans une matrice tuffacée formée de calcite, chlorite, plagioclase, quartz et d'un complexe argilo-ferrugineux ou argilo-calcaire. Les roches volcaniques et les agglomérats sont généralement très altérés. L'ensemble B est supposé reposer en discordance de ravinement sur l'ensemble A, compte tenu notamment des conglomérats ou brèches sédimentaires ou volcano-sédimentaires signalées dans la littérature (p. 162).

L'ensemble A est essentiellement gréso-quartzitique et feldspathique. Il se compose de grès-quartzites moyens à grossiers, feldspathiques, à grains de feldspaths plus ou moins kaolinisés, à ciment siliceux ou argiloferrugineux. Ces roches sont stratifiées et généralement en gros bancs massifs et de teintes jaune clair à rosâtres ou rouges. Le mur de cet ensemble est inconnu.

L'ensemble intrusif E comprend des serpentinites massives ou schistifiées, plus ou moins chromifères, et des dolérites. Les serpentinites sont les faciès les plus fréquents ; elles se composent d'antigorite, chrysotile, bastite, chromite, et parfois d'enstatite, asbeste, calcédoine et résidus d'olivine.

D'une façon générale, les roches de l'unité structurale du Buem du Nord-Bénin, notamment les faciès compétents des ensembles A, B et C, montrent un important réseau apparemment anarchique de veinules et filonnets centimétriques de quartz. Il s'agit de faciès classique du Buem.

En comparant les lithostratigraphies de l'unité structurale du Buem et du bassin des Volta (Affaton, 1975), nous avons proposé de considérer les ensembles lithostratigraphiques B, C et D comme l'équivalent du "groupe de la Pendjari", alors que l'ensemble A représenterait la "formation du Panabako". Pour Bozhko (1969a), Grant (1969) et Simpara (1978), ce sont les quatre ensembles (A, B, C et D) qui équivaudraient au "groupe de la Pendjari".

#### L'UNITE STRUCTURALE DU BUEM



Tableau 40 : Lithostratigraphie de l'unité structurale du Buem au Nord-Bénin d'après Affaton (1975), légèrement modifiée.

Le Buem du Nord-Bénin est caractérisé par un faible dynamométamorphisme et par l'abondance des veinules et filonnets centimétriques de quartz, particulièrement dans ses faciès compétents de grès, grès-quartzites, quartzites et silexites. A l'échelle de la lame mince, des faciès très écrasés voisinent avec des faciès non ou peu tectonisés, ce qui traduit le caractère non pénétratif et peu profond de la déformation. Le métamorphisme se manifeste dans les faciès argileux par l'apparition de très fines paillettes de séricite et chlorite que l'on confond facilement avec des micas détritiques. Mais l'étude de la cristallinité des illites (Kubler, 1968 ; Esquevin, 1969) permet d'y reconnaître un *métamorphisme anchizonal*, alors que les illites du "groupe de la Pendjari" sont indemnes de tout métamorphisme (fig. 44). Dans les rhyolites ou rhyodacites, les dolérites ou pyroxénites et la brèche volcano-sédimentaire du secteur de Tiélé, cet anchimétamorphisme se traduit par l'apparition d'épidote, de piedmontite, de sphène, de chlorites (pennine, ripidolite et clinochlore), de pumpellyite et de calcite, et par l'albitisation probable des plagioclases. Dans les variolites et ignimbrites (?) du Mont Itadi, près de Korontières (C37 ; fig. 126), on observe également de la calcite, du sphène, des chlorites, de la pumpellyite, du stilpnomélane et de la séricite. Tous ces minéraux y soulignent un métamorphisme de très bas degré (p. 176 à 180).

## **B** - Données structurales

Sur le plan structural, l'unité structurale du Buem de la partie méridionale du Nord-Bénin peut être subdivisée en deux zones (fig. 123 et 126). La zone frontale ou occidentale est formée par une série d'écailles constituées essentiellement par les ensembles B, C et E, et accessoirement A et D. Cette zone frontale correspond approximativement au Buem des anciens auteurs (Aicard, 1957; Pougnet, 1957). La zone orientale forme de vastes plaines essentiellement constituées par l'ensemble D. L'écaillage y semble moins marqué ou tout au moins visible. Cette zone orientale était considérée par les anciens auteurs comme la "série de Kandé", c'est-àdire un équivalent des Schistes de l'Atacora (p. 197). La zone frontale révèle par endroits deux générations d'écailles (fig. 123) : des écailles kilométriques, de direction moyenne NW-SE, prises en écharpe par des écailles décakilométriques, dont l'orientation varie de NNE-SSW à NNW-SSE. Ce sont ces dernières que nous avons décrites dans la région de Batia (fig. 117). Ce même système d'écaillage a été décrit par Simpara (1978) dans la région de Bassar au Togo. Le contact entre ces écailles, en particulier entre celles de la seconde génération, est souligné par des grès-quartzites broyés, des silexites écrasées ou des serpentinites plus ou moins schistifiées. Des plis décamétriques à hectométriques, généralement déversés vers le NW, d'axe subhorizontal, développant une schistosité de fracture fruste, sont associés aux écailles dites de première génération. Dans la zone orientale, des plis droits ou légèrement déversés vers le NW, centimétriques à décamétriques, d'axe subhorizontal, sont particulièrement fréquents.

Ces plis et écailles, tout comme le dynamométamorphisme anchizonal et les phénomènes hydrothermaux qui sont à l'origine des veinules et filonnets de quartz, illustrent une tectonique d'amplitude régionale (Affaton *et al.*, 1980) qui se traduit par d'importants chevauchements et écaillages. Ses effets sont particulièrement nets dans la zone frontale de l'unité structurale du Buem au Nord-Bénin.

## C - Etude structurale particulière de la région de Korontières

## 1 - Cadre structural

La région de Korontières est caractérisée par trois familles de fractures (fig. 123) :

- des plans d'écailles chevauchantes NNW-SSE, obliques sur la direction des plans de stratification, soulignés par des faciès bréchiques et à pendage général ENE. Ces plans, parfois masqués par des éboulis, sont pratiquement tous localisés dans la partie méridionale de cette région.
- des plans de chevauchement prenant en écharpe les différentes écailles précédentes, grossièrement N-S et à pendage Est, généralement subparallèles au contact chevauchant frontal du Buem. Ces plans sont souvent matérialisés par des quartzites ou silexites bréchiques ou mylonitiques ou par des serpentinites plus ou moins schisteuses. Ils sont parfois masqués par des éboulis ou les alluvions des ruisseaux qui les empruntent.
- une famille de failles subverticales, NE-SW ou E-W ou NW-SE, recoupant les écailles et les plans de chevauchement en les décalant fréquemment.

En plus des brèches tectoniques et mylonites de quartzites et silexites et des serpentinites laminées, qui soulignent la plupart de ces fractures, on observe de nombreuses surfaces striées et un important réseau apparemment anarchique de veinules et filonnets de quartz et calcédoine.

Ces trois familles de fractures, particulièrement abondantes dans les chaînons constitués de roches compétentes comme les grès-quartzites et les silexites, sont peu représentées dans les plaines composées de shales et siltstones à passées gréseuses et à lentilles calcaires. Ceci n'est qu'une apparence ; en effet, les coupes détaillées (C 37 et C 38 ; fig. 126 et 127) y démontrent, au moins localement, la présence de nombreux plans de chevauchement, généralement masqués par des recouvrements superficiels.

#### 2 - Analyse microstructurale de six secteurs

De très nombreuses observations microstructurales ont été faites dans la région de Korontières (Affaton, 1975). Elles peuvent être regroupées selon trois secteurs le long de chacune des deux coupes synthétiques (fig. 126 et 127).

L'analyse microstructurale du secteur du Mont Loufadéolé (C 38<sup>+</sup>; fig. 127) montre que les grès, grèsquartzites et quartzites y présentent par endroits des plis hectométriques, légèrement déversés vers le NW, d'axe subhorizontal N7° (fig. 128). Les plans de stratification s'y répartissent en deux ensembles moyens (N3°-20°W et N8°-50°E) correspondant aux flancs de ces structures. Les microfractures mesurées dans le Mont Loufadéolé se regroupent autour d'un plan longitudinal (L) moyen, N172°-16°W, et d'un plan transversal (T) moyen, subvertical, N109°. Elles forment donc un ensemble orthogonal avec la stratification (So) et les plans T sont perpendiculaires à l'axe construit.

Dans les shales, siltstones, grès fins et silexites du secteur de Tadouata (fig. 127), on observe de très nombreux plis centimétriques à décimétriques, droits ou légèrement déversés vers l'WNW, d'axe subhorizontal N16°, et de plan axial N14°-78°SE, ainsi que des microfractures en gros longitudinales (L), N63°-38NW, et transversales (T), N137°-72°SW. Le stéréogramme des mesures effectuées dans ce secteur (fig. 129) montre une dispersion relative des axes mais les plans de stratification s'y regroupent autour des plans moyens N22°-52°WNW et N16°-52°ESE. On constate également que, d'une façon générale et approximative, les microfractures L et T forment un système orthogonal avec la stratigraphie So, et que les plans T restent subperpendiculaires à l'axe des microplis.

## L'UNITE STRUCTURALE DU BUEM

A environ 12 km au Sud du marché de Manta (fig. 127), dans la rivière du même nom, affleurent des shales et siltstones microplissés, diaclasés et à veinules et filonnets de silice. On y observe :

- des plis centimétriques à décimétriques, déversés vers le NW, d'axe moyen N20°-15°NNE, et de plan axial N20°-60°ESE (fig. 130), responsables du regroupement de So en deux ensembles moyens, N20°-40°WNW et N6°-30°E;
- le regroupement des microfractures longitudinales (L) autour des plans moyens N30°-74°ESE et N42°-62°NW et des microfractures transversales (T), subverticales autour de la direction N110°, tout en restant perpendiculaires aux axes des microplis. Enfin apparaissent des microfractures obliques (O), subverticales, N65°, correspondant à la bissectrice de l'angle TL (fig. 131).

Toutes ces observations confirment la disposition orthogonale de L et T et montrent l'apparition de microfractures obliques (O) bissectrices de l'angle TL. La disposition perpendiculaire des microfractures T par rapport aux axes des plis semble montrer une relation entre plissement et microfracturation.

L'analyse microstructurale du secteur du Mont Itadi (fig. 123 et 126) montre, dans certains niveaux argileux ou argilo-gréseux, des plis centimétriques à décimétriques (fig. 132 et 133), déversés vers l'Ouest, d'axe subhorizontal N175°, et de plan axial N5°-55°SE auquel est associée une schistosité de fracture responsable d'un débit en crayons. La plupart des plans de stratification mesurés dans ce secteur se regroupent autour du plan moyen N14-48°SE, peu différent du plan axial des microplis.

Dans le secteur de Koupagou (fig. 126), à l'Est du Mont Itadi, les grès, siltstones et shales affleurant dans le lit de la Koumongou présentent de nombreux plis centimétriques à hectométriques caractérisés par (fig. 134) : - des plans moyens de stratification N5°-50°E et N20°-40°NW, qui correspondent aux flancs des plis signalés ;

- des plans axiaux N38°-25°NW et N176°-64°E, en zones avec les plans de stratification ;
- et des axes N12°-20°N et N170°-27°S.

La dispersion des éléments structuraux (fig. 134) résulte du fait que les mesures proviennent de plusieurs écailles chevauchantes dont les plans sont soulignés par des brèches tectoniques à maints endroits au long de la coupe. Il est fort probable que certains de ces plans appartiennent au groupe des premiers plans d'écaillage NNW-SSE décrits plus haut (p. 130), et d'autres au groupe des seconds plans de chevauchement N-S. Cette dispersion des éléments structuraux suggère que les écailles subissent des rotations les unes par rapport aux autres au cours de leur mise en place et que la phase de fracturation est relativement postérieure à celle du plissement.

Enfin, dans le secteur du km 5,6 à l'Ouest du rond-point de Boukombé (fig. 126), des silexites bréchiques affleurent suivant la direction N7°. Elles présentent de nombreux plis centimétriques à décimétriques (fig. 135 et 136), d'axe N5° à 20°-0° à 30°S, et de plan axial moyen N175°-85°E. Ces données sont comparables à celles des secteurs étudiés ci-dessus et nous confirment dans l'idée que la limite orientale de l'unité structurale du Buem est située plus près de Boukombé qu'antérieurement montré (Pougnet, 1957; Aicard, 1957).

# 3 - Données microstructurales tirées de l'étude de quelques lames minces : apparition de la schistosité

Les observations faites à l'échelle des affleurements se retrouvent à des degrés divers dans les lames minces.

Les brèches tectoniques de grès-quartzites, quartzites ou silexites montrent une texture cataclastique plus ou moins développée. Elles présentent des éléments à traces de microbréchification, d'étirement ou de torsion et une mouture parfois recristallisée, enveloppant des amygdales ou amandes de quartz plus ou moins craquelé et à extinction roulante. Les veinules de quartz et calcédoine et les fissures non cicatrisées sont particulièrement abondantes dans ces brèches d'origine tectonique.

Dans certaines lames minces, notamment celles de shales et siltstones, les plans de stratification dessinent des microplis ou de simples ondulations, sans qu'apparaisse une quelconque schistosité. Dans d'autres échantillons,
une schistosité de fracture ou "clivage" se développe à la faveur d'un microplissement qui casse ou tord les paillettes de séricite détritique dans les charnières. Parfois le microplissement est plus intense. Les paillettes de séricite sont alors plissées, ou tordues et cassées, et une schistosité de fracture en éventail apparaît dans les microplis disharmoniques.

Dans de rares lames minces, les paillettes de séricite et chlorite sont disposées suivant deux orientations préférentielles, faisant entre elles un angle de  $20 \ge 40^\circ$ : l'une de ces deux orientations est parallèle  $\ge$  la stratification et l'autre correspondrait  $\ge$  un début de schistosité de flux. Dans une lame mince on observe une schistosité de fracture fruste, subparallèle aux plans axiaux des microplis, et les deux orientations de séricite mentionnées ci-dessus. Ceci suggère un début de transposition de la séricite détritique dans la schistosité naissante.

## 4 - Synthèse des données structurales du Buem de la région de Korontières

Les différentes observations effectuées dans la région de Korontières, aux échelles de la carte, de l'affleurement et de la lame mince, conduisent à avancer pour l'unité structurale du Buem les caractéristiques structurales suivantes :

- Des plans d'écailles chevauchantes, NNW-SSE, régulièrement inclinés vers l'Est. Ces premières écailles sont localisées dans la partie méridionale de cette région et sont prises en écharpe par des plans de chevauchement postérieurs, de taille supérieure, grossièrement N-S et pendant vers l'Est.
- Des failles subverticales, approximativement NE-SW ou E-W et (ou) NW-SE, décalant les plans précédents.
- Des plis centimétriques à hectométriques, généralement déversés vers le NW, d'axe subhorizontal NNE-SSW, avec une schistosité de fracture naissante, rarement nette à l'échelle de l'affleurement. A l'échelle des lames minces, cette schistosité de fracture apparaît bien développée et peut même passer parfois à un début de schistosité de flux soulignée par des paillettes de séricite et de chlorite néoformées.
- Des microfractures longitudinales (L) en zone avec la stratification et les plans axiaux des microplis, de direction NNE-SSW à rarement NE-SW et pendant vers le NW et le SE (fig. 137). Elles sont associées à des microfractures transversales (T), subverticales ou fortement pentées vers le NE ou le SW, généralement perpendiculaires à la stratification, aux microfractures longitudinales (L), et aux axes de plis. Et des microfractures obliques, subverticales, en gros bissectrices des angles TL. La plupart de ces microfractures sont généralement cicatrisées par du quartz et de la calcédoine, ce qui se traduit par un important réseau de veinules et filonnets de silice caractéristique des faciès du Buem de cette région.

Les plans d'écailles chevauchantes et les plans de chevauchement d'ordre supérieur les recoupant sont matérialisés par des brèches de grès-quartzites, de quartzites, de silexites ou par des serpentinites, voire des métabasites plus ou moins laminées. Ils comportent le même réseau apparemment anarchique de veinules et filonnets de quartz et calcédoine et de microfissures non cicatrisées. A l'échelle de la lame mince, ces brèches présentent généralement les caractéristiques de véritables tectonites.

Tous les éléments structuraux de la région de Korontières apparaissent ainsi comparables à ceux de la région de Batia. Dans nos travaux antérieurs (Affaton, 1975), nous avons considéré l'ensemble des fractures longitudinales, transversales et obliques de l'unité structurale du Buem du NW-Bénin comme matérialisant les dernières manifestations d'une seule importante phase tectonique qui aurait débuté par un plissement. Un tel lien est pratiquement impossible à défendre à l'échelle régionale (p. 143 à 146), même si la chronologie relative en est cependant confirmée. Les données que nous venons d'exposer nous conduisent à distinguer en fait deux phases tectoniques dans le Buem : *la première phase est* essentiellement *ductile* et matérialisée par des plis centimétriques à hectométriques ou kilométriques. A ces plis sont associés une schistosité de fracture ou de flux naissante, un métamorphisme à faciès pumpellyite-chlorite (p. 176 à 180) et probablement la première génération de fractures longitudinales. La seconde phase est cassante et on lui doit la seconde génération de fractures longitudinales et des fractures transversales et obliques. La première génération de fractures longitudinales et des fractures transversales et obliques. La première génération de fractures longitudinales et des fractures transversales et obliques. La première génération de fractures longitudinales et des fractures transversales et obliques. La première génération de fractures longitudinales et des fractures transversales et obliques. La première génération de fractures longitudinales et des fractures transversales et obliques. La première génération de fractures longitudinales et des fractures transversales et obliques. La première génération de fractures longitudinales et des fractures transversales et obliques chevauchantes, dûs le plus souvent au

laminage des flancs inverses des plis déversés vers le NW, alors que la seconde correspond à des chevauchements de plus grande taille et d'orientation N-S. Mais il est très difficile, voire impossible, de les différencier à l'échelle de l'affleurement.

# IV - UNITÉ STRUCTURALE DU BUEM DE LA RÉGION DE BASSAR (NORD TOGO)

# A - Caractéristiques lithologiques et lithostratigraphiques

Koert a le mérite d'avoir décrit, dès 1906, une "tillite" ou mixtite ( $\leq 60$  m) supportant un minerai de fer à lentilles et filonnets de jaspoïdes (40-60 m) dans le secteur de Bandjeli (Nord-Togo). A la suite de Roques (1948), qui considère le Buem comme une unité chronostratigraphique, Aicard (1957) en décrit les principaux faciès. Les travaux de Grady (1966), Dempster (1967), Lawson (1972) et Le Cocq (1975) ont révélé la grande extension des niveaux de "tillite", et de roches ferrugineuses et/ou siliceuses qui peuvent servir de base à une cartographie. Mais c'est Simpara (1978) et Simpara *et al.* (1984) qui, s'inspirant des travaux antérieurs et notamment de ceux de Le Cocq (1975), proposent la première étude exhaustive, cartographique et stratigraphique, du Buem du Nord-Togo.

Cette étude de l'unité structurale du Buem dans la région de Bassar (Nord-Togo) a récemment conduit à la subdivision du Buem de cette région en trois sous-unités structurales qui sont celles de Byakpabé, de la Katcha et de Kabou (Simpara, 1978; Simpara *et al.*, 1985; fig. 138 à 140; C 39). Nous en examinerons les principales caractéristiques en nous déplaçant d'Ouest en Est.

#### 1 - La sous-unité structurale de Byakpabé

La sous-unité structurale de Byakpabé est la plus occidentale des sous-unités et vient chevaucher le rebord oriental du bassin des Volta. Assez diversifiée, elle comprend des hématitites et silexites boudinées et broyées, souvent transformées en brèches ou tectonites ; des mixtites le plus souvent associées à des calcaires dolomitiques et surmontées par des shales à schistosité de fracture et des grès et grès-quartzites lardés de veinules et filonnets de quartz. La présence de plusieurs plans de chevauchement débitant cette sous-unité en plusieurs écailles n'a pas permis d'y définir une lithostratigraphie. Cette sous-unité structurale de Byakpabé est considérée comme une zone de décollement (fig. 140) coincée entre le bassin des Volta et la sous-unité structurale de la Katcha.

## 2 - La sous-unité structurale de la Katcha

La sous-unité structurale de la Katcha est constituée par les groupes de Bissokpabé et de la Katcha (tabl. 41; fig. 138 à 140).

Le groupe de Bissokpabé est lui-même subdivisé de bas en haut en formations de l'Oualsion, Bijomambé et Bitjabé :

a - la Formation de l'Oualsion, dont le mur est inconnu, comprend deux parties : La partie inférieure est épaisse de plus de 200 m et constituée par des shales et siltstones à intercalations de grès fins, plus ou moins argileux et à stratifications obliques. La partie supérieure, épaisse d'environ 700 m, est composée de grèsquartzites massifs, à passées de grès argileux conglomératiques et de "mixtites" parfois lenticulaires. Ces roches se débitent en gros bancs diaclasés et comportent des stratifications obliques, des veinules et filonnets de quartz.

**b** - La formation de Bijomambé, épaisse d'environ 300 m, se compose essentiellement de mixtites grossières alternant avec des grès et grès-quartzites à stratifications obliques et plus rarement avec des dolomies plus ou moins gréseuses et riches en microdébris polygéniques. Ces mixtites renferment des éléments non triés dont la

taille varie de 2 mm à 150 cm. Il s'agit de fragments de quartz, grès, grès-quartzite, silexite, quartzite, schiste et roches de socle. Ils sont polyédriques ou en forme de "fer à repasser", parfois à faces planes et striées ou portant des figures d'arrachement ; ils sont contigus ou flottent dans une abondante matrice, généralement massive, ressemblant aux "tillites" de Bwipe (Junner et Hirst, 1946) et de Kodjari (Leprun et Trompette, 1969 ; Affaton, 1975). Ces mixtites ont été jusqu'ici considérées comme de véritables tillites (Koert, 1906 ; Junner et Hirst, 1946). La formation de Bijomambé comprend donc des faciès glaciogéniques représentés par des mixites peu litées, déposées dans l'eau probablement non loin de l'inlandsis (compte tenu de la taille des éléments), et des grès et grès-quartzites proglaciaires. Ces mixtites ont été recoupées à maints endroits par les sondages de Lawson (1972).

Groupe (1	e de la Katcha 1500 m)	Shales et siltstones à minces intercalations de grès fins et de calcaires. Des horizons de silexites et de mixtites se rencon- trent dans la partie inférieure.
	Formation de Bitjabé (100 m)	Mixtites, shales et siltstones à intercalations de silexites, héma- titites varvoïdes, riches en hématitites varvoïdes, riches en microdébris polygéniques, à bancs et lentilles de silexites plus ou moins ferrugineuses.
Groupe de Bissokpabé (1300 m)	Formation de Bijomambé (300 m)	Mixtites grossières à fréquentes intercalations de grès et grès- quartzites et à rares passées de calcaires dolomitiques.
	Formation de l'Oualsion (900 m)	Grès et grès-quartzites massifs, à passées et lentilles de mixtites, reposant sur des shales et siltstones dont le mur est inconnu.

Tableau 41 : Lithostratigraphie de la sous-unité structurale de la Katcha d'après Simpara (1978) et Simpara et al. (1985), légèrement modifiée.

c - La formation de Bitjabé, épaisse d'au moins 85 m, est un repère lithostratigraphique pratiquement continu, soulignant la structure synclinale de la Katcha. Elle est constituée par des hématitites microconglomératiques, à granules et graviers de quartz, feldspaths, shales, quartzite, silexite et roches du socle (granitoïdes) et à rares galets. Ces hématitites sont très finement litées ou varvoïdes, à rares lentilles ou bancs de silexites ou de jaspes. On y observe également des micas détritiques et des veinules sécantes de quartz associées parfois à un film de chlorite. La formation de Bitjabé est considérée comme une mixtite ferrugineuse, pro parte glaciaire, dont la partie détritique est fine, ce qui suggère un faciès distal. Des travaux de subsurface et de sondage (puits, tranchées et sondages) ont permis à Lawson (1972) de montrer que la formation de Bitjabé repose directement sur celle de Bijomambé.

*d* - Le groupe de la Katcha, épais d'environ 1500 m, occupe le coeur du synclinal drainé par la Katcha. Il se compose essentiellement de shales et siltstones à rares et minces intercalations de calcaires et de grès fins. Il comporte un niveau basal de mixtites et un niveau silexitique dans sa partie inférieure. Il nous paraît plus logique d'inclure la dite partie inférieure et notamment le niveau basal de mixtites dans la formation de Bitjabé.

La répartition spatiale de ces groupes ou formations et leur analyse structurale conduisent à définir quatre mégastructures généralement déversées vers l'Ouest (fig. 138 et 140) :

1 - l'anticlinorium de Bissokpabé, à armature de grès-quartzites et mixtites et à coeur essentiellement argilosilteux ;

2 - le synclinorium de la Katcha, dessiné par un net alignement des collines et bandes où affleurent les hématitites et dont le coeur est constitué par des shales et siltstones à intercalations gréseuses et calcaires ;

3 - l'anticlinorium de Tchorou-Tchorou, à armature de grès-quartzites et qui, pris en écharpe par le chevauchement de la structure sus-jacente à l'Est, s'ennoie rapidement vers le Nord ;

4 - et la structure synclinoriale, ou monoclinale, de la Pensaka, probablement constituée par un équivalent du groupe de la Katcha, mais affleurant très mal.

Ces quatre mégastructures sont relayées vers le Nord par un grand pli couché, à tête plongeante et interceptées par plusieurs chevauchements (fig. 138).

#### 3 - La sous-unité structurale de Kabou

La sous-unité structurale de Kabou présente deux zones. La zone occidentale est constituée par des écailles et des affleurements discontinus (notamment ceux des faciès compétents). Dans la zone orientale, structures et affleurements sont relativement continus et où l'on observe de bas en haut : des grès fins à moyens, des mixites, des hématitites microconglomératiques et des shales et siltstones à intercalations de calcaires et grès. Il s'agit là de faciès identiques à ceux décrits dans les autres sous-unités mais qui présentent une granulométrie plus fine et sont plus intimement tectonisés, ce qui se traduit par de nombreux filonnets et veinules de quartz. Simpara (1978) y signale des plis isoclinaux, à schistosité de flux, repris par des plis déversés ou en chevrons, centimétriques à hectométriques et à schistosité de fracture. L'étude pétrographique et la mesure de la cristallinité des illites indiquent un métamorphisme anchizonal (fig. 44).

#### 4 - Conclusions

Les données lithostratigraphiques (tabl. 41 et fig. 139) et structurales (fig. 138 et 140) acquises dans la région de Bassar ont conduit Simpara *et al.* (1985) à distinguer, au sein de l'unité structurale du Buem, un "Buem à faciès bassin des Volta" et un "Buem à faciès classique".

Le "Buem à faciès bassin des Volta" comprend les sous-unités structurales de Byakpabé et de la Katcha. Il est caractérisé par l'absence de tout métamorphisme, le développement de structures synclinoriales et anticlinoriales plurikilométriques, déversées vers l'Ouest et peu tectonisées, et une colonne lithostratigraphique comportant les groupes de Bissokpabé et de la Katcha. Le groupe de la Katcha (1500 m), composé essentiellement de shales et siltstones à minces intercalations de grès et calcaires, est interprété comme un équivalent de la formation de l'Oti (ou de la Pendjari). Le groupe de Bissokpabé, qui comporte notamment, de bas en haut, des shales et siltstones, des grès et grès-quartzites, des mixtites probablement d'origine glaciaire et des hématitites à microdébris polygéniques, serait l'équivalent du groupe du Sud-Banboli du bassin des Volta. On assisterait ainsi au passage d'une sédimentation glaciaire, continentale et peu épaisse ( $\leq$  30 m) à l'Ouest, (dans le bassin des Volta), à une sédimentation en partie ou en totalité glacio-marine et très épaisse (1300 m) à l'Est (dans l'unité structurale du Buem). Ceci est en accord avec la polarité du plancher glaciaire de Tansarga (Leprun et Trompette, 1969 ; Affaton, 1975) qui indique un mouvement des glaciers vers l'ESE. En fait, la formation de l'Oualsion y représenterait le supergroupe inférieur ou de Boumbouaka (p. 41).

Le "Buem à faciès classique" est représenté par la sous-unité structurale de Kabou. Il présente pratiquement les mêmes faciès que la sous-unité de la Katcha mais est plus tectonisé, avec *deux phases de plissement, deux* schistosités dont la première de flux et la seconde de fracture, et un important écaillage associé à une cataclase intime et à la mise en place de très nombreux filonnets et veinules de quartz. Le métamorphisme y est anchizonal.

D'après Simpara (1978) et Simpara *et al.* (1985), la distinction d'un "Buem à faciès bassin des Volta" et d'un "Buem à faciès classique" conduit à revoir la définition du Buem :

Le Buem sensu lato correspond à l'ensemble des terrains compris entre le bassin des Volta à l'Ouest et l'unité structurale, nettement plus métamorphique, de l'Atacora à l'Est. Il comprend deux ensembles bien différents. A l'Ouest, les sous-unités structurales de Byakpabé et de la Katcha montrant des plis plurikilométriques très ouverts, légèrement déversés vers l'WSW, où les matériaux sont indemnes de tout métamorphisme. Ce premier ensemble débute par une succession d'écailles jalonnant la zone de chevauchement sur le bassin des Volta. L'ensemble oriental, représenté par la sous-unité de Kabou, est à métamorphisme anchizonal et caractérisé par deux phases de plissement : un plissement isoclinal repris par des plis couchés ou en chevrons et un intense écaillage marquant la fin de cette seconde phase. On y retrouve les principaux faciès identifiés dans l'ensemble occidental, c'est-à-dire grossièrement les principales formations des supergroupes inférieur et moyen du bassin des Volta.

Le Buem sensu stricto, représenté par la sous-unité de Kabou, est le siège d'importants écaillages, d'une intense cataclase, du développement d'un important réseau de filonnets de quartz et de deux phases de plissement, avec une schistosité de flux associée à un anchimétamorphisme, suivie d'une schistosité de fracture. Cette seconde acception, restreinte, implique que les sous-unités structurales de Byakpabé et de la Katcha soient considérées comme un lambeau parautochtone du bassin des Volta, à la frange occidentale de la chaîne des Dahomeyides.

# B - Données structurales sur le Buem du Nord-Togo

Dans le chapitre précédent, nous avons présenté les grandes lignes de la structure de l'unité structurale du Buem dans la région de Bassar (fig. 138 et 140). Nous allons y revenir plus en détail à partir des travaux de Simpara (1978) et Simpara *et al.* (1985) complétés par nos propres observations.

La sous-unité structurale de Byakpabé se compose d'écailles discontinues, constituées par des tectonites ou brèches tectoniques de silexites, des hématitites, des mixtites, des shales ferrugineux et des grès. L'intensité du broyage et du boudinage, cantonnés à certains niveaux particuliers, la présence d'une schistosité de fracture et l'abondance des veinules et filonnets de quartz suggèrent que la sous-unité structurale de Byakpabé correspond à une zone de décollement fortement tectonisée à la bordure frontale de la sous-unité structurale de la Katcha. Elle chevauche le supergroupe de l'Oti mais le contact passe dans une plaine pratiquement dépourvue d'affleurement. Si l'on en croit les faciès, cette sous-unité ramène donc des terrains beaucoup plus anciens que ceux de cette partie du bassin des Volta qui est au contact.

L'anticlinorium de Bissokpabé s'étend entre les parallèles 8°55' et 9°30'. Sa terminaison périclinale méridionale est nettement moulée par des hématitites qui semblent se raccorder à celles de Taouleba (fig. 138) ; sa partie périclinale nord est constituée par une série de collines de grès-quartzites probablement disloqués par l'écaillage. Son coeur correspond à une dépression centrale occupée par des roches tendres. La réduction de sa largeur d'affleurement vers le Nord, à partir du parallèle de Bitjabé, peut s'expliquer par la troncature progressive de son flanc occidental. Cet anticlinorium de Bissokpabé admet un axe subhorizontal de direction N160° à 180° passant par endroits à N20°-5°NE (fig. 141). Il a subi une microfracturation matérialisée par des diaclases et microfailles partiellement cicatrisées par du quartz et de la calcédoine et plus rarement de la calcite et des enduits de chlorite. La répartition de ces diaclases et microfailles (fig. 141) démontre le caractère non réglé de ce réseau de microfractures. On peut cependant y reconnaître des microfractures longitudinales N22° à 28°-22° à 60°SE ou NW, transversales N102°-74° à 82°NE ou SW, et obliques (N134° à 162°-68° à 80°NE ou SW et N56° à 62°-72°SE ou NW).

Le synclinorium de la Katcha est une mégastructure bien délimitée. Ses flancs, soulignés par des hématitites plus ou moins laminées, dessinent une fermeture périclinale à l'Est de Bandjeli (ou Kpandjal) et montrent qu'il s'agit d'une mégastructure dissymétrique, déversée vers l'Ouest, le flanc occidental pendant de 20 à 30° vers l'Est, tandis que le flanc oriental est subvertical ou renversé. Au Sud du parallèle 8°55', ce synclinorium à coeur de shales et de siltstones prend le relais de l'anticlinorium de Bissokpabé et ainsi s'élargit. Selon Simpara (1978), à hauteur de Dimouri, il a un axe N173°-10°S. Le stéréogramme regroupant les mesures effectuées au sein de ce synclinorium, notamment le long des routes Bitjabé-Bassar et Dimouri-Bassar (fig. 142), permet de construire un axe subhorizontal N0° à 6° devenant par endroits N18°-5°N. Le réseau des microfractures y a un

caractère mal réglé, comme dans l'antoclinorium de Bissokpabé. Mais on peut y distinguer des microfractures longitudinales N22°-60°NW et N177°-64°E, transversales N100 à 108°-80 à 84° NE ou SW, et obliques (N 54 à 64°-72 à 76°SE ou NW et N132°-74NE).

L'anticlinorium de Tchorou-Tchorou présente une largeur d'environ 8 km à la hauteur de Dimouri, qui se réduit à près de 2 km dans la vallée du Mô et à moins d'un kilomètre à l'Est de Bandjeli. Cette réduction peut s'expliquer par la diminution d'épaisseur des grès-quartzites et mixtites qui le constituent et surtout par la disparition progressive de son flanc oriental sous les chevauchements frontaux des sous-unités de Kabou et de la Kama. D'après Simpara (1978), sa partie centrale comporte des plis hectométriques, déversés vers l'Ouest, à plan axial incliné de 50° vers l'Est.

Le synclinorium de la Pensaka, probablement constitué par l'équivalent du groupe de la Katcha et de la formation de Bitjabé, a, à l'affleurement, une terminaison méridionale en pointe par suite du caractère chevauchant de la sous-unité structurale de Kabou. Il se termine au Nord par une série de synclinaux et anticlinaux d'axes mesurés subhorizontaux, N7 à 64° - 7 à 12°SW. Son axe est orienté N7 à 13° et plonge de 0 à 10°NE ou SW (fig. 143), avec des valeurs locales de N64°-2°SW. Les microfractures longitudinales y présentent une direction moyenne N22° et un pendage de 22 à 44° vers le SE ou le NW. Les microfractures transversales y sont orientées N110 à 116°-68 à 74°NE ou SW.

La sous-unité structurale de Kabou, qui chevauche celle de la Katcha, peut être subdivisée en trois zones : la zone occidentale est constituée par des massifs discontinus, constitués de grès, grès-quartzites, quartzites et silexites, où domine le phénomène d'écaillages. La zone centrale présente des chapelets de collines de grès, grès-quartzites et hématitites, de direction méridienne et relativement continues, à plis hectométriques plus ou moins déversés vers l'Ouest et d'axe plongeant de 10 à 20° vers le SSE ou le SSW. La plaine orientale est constituée par l'équivalent du groupe de la Katcha et de la formation de Bitjabé, où l'on observe des plis centimétriques en chevrons, d'axe subhorizontal N18 à 28° ou parfois N172-20°S.

Dans cette sous-unité, un axe moyen subhorizontal, N13°, a été défini (fig. 144), tout comme des microfractures longitudinales, N40°-42°NW et N176°-63°E, et transversales, N122 à 146°-72 à 76°NE ou SW. Toutefois, le petit nombre de mesures rend toute conclusion hypothétique. Tout au plus peut-on dire que le réseau de fractures est voisin de ceux rencontrés dans les deux sous-unités précédentes, ce qui, de ce point de vue, confère au Buem de la région de Bassar une certaine homogénéité.

D'après Simpara (1978), de rares affleurements de la sous-unité structurale de Kabou montrent une schistosité de flux  $S_1$  subparallèle à la stratification So, une schistosité de fracture  $S_2$  (N15°-65°SE) et une famille de linéations représentée par des crayons de direction N120°-55°SE et résultant de l'intersection de So par  $S_2$  (?). Les schistosités  $S_1$  et  $S_2$  sont respectivement associées aux plissements  $P_1$  et  $P_2$  mentionnés précédemment (p. 145).

Le stéréogramme synthétique de toutes les mesures effectuées dans le Buem de la région de Bassar (fig. 145 à 147) confirme la subhorizontalité de l'axe moyen (N10°) des structures que nous attribuons à la première phase tectonique de cette région. Il fait ressortir en particulier des microfractures longitudinales, d'orientation moyenne N8 à 26°-32 à 52°SE ou NW, transversales N110 à 116°-78°NE ou SW, et obliques (N56 à 62°-70 à 74°SE ou NW et N132 à 162°-68 à 78°NE ou SW).

Le caractère chaotique de la plupart des affleurements de roches compétentes, comme les quartzites, est à mettre sur le compte du réseau serré de microfractures qui, bien qu'apparaissant anarchique, illustre grossièrement un système orthogonal de fracturation dans un régime compressif.

Il est à noter que toutes les données relatives à deux générations de plis (ou deux schistosités) présentées dans l'étude du Buem du Nord-Togo sont dues à Simpara (1978) et Simpara et al. (1985). Nos propres observations

n'ont pas permis une telle distinction. Il est probable, comme nous l'avons montré dans la région de Korontières au Bénin, qu'une partie des fractures longitudinales de la sous-unité structurale de Kabou appartienne à une seconde phase tectonique. A cette phase correspondrait également des plis couchés ou en chevrons mentionnés par Simpara (1978) et dont les axes auraient un fort plongement. La direction de ces axes  $b_2$  serait subparallèle à celle des axes  $b_1$  subhorizontaux, ce qui expliquerait que ces derniers ne soient pas dispersés d'une façon significative sur les stéréogrammes présentés. Dans ces conditions, la schistosité de fracture S<sub>2</sub> serait confondue avec les microfractures longitudinales de ces stéréogrammes, alors que la schistosité de flux S<sub>1</sub> y serait subparallèle à la stratification S<sub>0</sub>. Quoi qu'il en soit, les plis P<sub>2</sub> semblent discrets et localisés dans la sous-unité de Kabou, alors que les fractures longitudinales, attribuables en partie à la seconde phase tectonique P<sub>2</sub>, sont connues dans toute l'unité structurale du Buem du Nord-Togo.

# **V - LE BUEM DU NORD-GHANA**

Jusqu'à très récemment, le Buem a été considéré au Ghana comme une unité lithostratigraphique. Il y est classiquement subdivisé en quatre groupes dont un groupe volcanique (Junner et Service, 1936 ; Junner, 1940).

La région de Shiéni, qui correspond à la partie septentrionale du Buem au Ghana (fig. 87 et 148), renferme d'importants indices de minerai de fer. D'après Junner (1937), ce minerai se trouve sous forme de masses lenticulaires dans des shales, mixtites et roches siliceuses. Le même type d'association lithologique a été décrit par Koert (1906) dans le secteur de Bandjeli au Nord-Togo (p.146).

La lithostratigraphie du Buem du Nord-Ghana n'est clairement exposée que depuis les travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne. D'après Sulutiu (1968) et Annan-Yorke et Cudjoe (1971), cette équipe subdivise le Buem du Ghana en trois groupes (tabl. 42). La région de Shiéni ne serait constituée que par le prolongement septentrional du Buem inférieur, épais d'environ 700 m et se décomposant en trois membres ou formations (tabl. 42).

Cette lithostratigraphie (tabl. 42) souligne l'intime association des mixtites d'origine glaciaire et des roches ferrugineuses dans le Nord-Ghana. Elle permet également de retenir que le "groupe volcanique", très développé au Sud du 8e parallèle nord, ne se retrouve plus dans la région de Shiéni. Cependant, tout ne semble pas encore cohérent dans cette lithostratigraphie ou dans le Buem du Nord-Ghana ; deux exemples permettent de le montrer :

- D'après la lithostratigraphie proposée (tabl. 42), il existerait deux ensembles ferrugineux dans le Buem du Ghana : l'un constituant la formation moyenne du Buem inférieur et l'autre faisant partie de la formation supérieure du Buem moyen. On peut se demander s'il ne s'agit pas d'un seul et même ensemble ferrugineux dont la répartition géographique serait liée à la tectonique. Les travaux de Jacques (1957), Dempster (1967), Le Cocq (1975), Kesse et Banson (1975) et Simpara (1978) ont montré la complexité structurale de la région de Shiéni (fig. 87, 138 à 140 et 148) et la continuité relative des affleurements de roches ferrugineuses dessinant des synclinaux isoclinaux interceptés par des failles. Une telle complexité peut donc expliquer la dispersion géographique de l'ensemble ferrugineux et rendre compte d'une erreur à son sujet.
- Selon Sulutiu (1968), Bozhko (1969) et Annan-Yorke et Cudjoe (1971), l'équipe soviéto-ghanéenne a individualisé, au Nord-Ghana, deux ensembles dénommés "Sandy Mudstone Series" et "Togo Series" (tabl. 42 et fig 87). Le second serait l'équivalent du "Voltaïen inférieur" et de l'Atacorien alors que le premier est comparable à la partie inférieure du groupe de l'Oti ou "Oti Series". Or Simpara (1978) et Simpara et al. (1985), en étudiant la portion du Buem voisine du Nord-Togo, proposent de rattacher tous ces terrains au Buem s. l. (fig. 138). En effet, l'ensemble essentiellement gréso-quartzitique considéré comme "Togo Series" ou "Shieni Sandstones" n'est autre que la portion occidentale du groupe de Bissokpabé (tabl. 41), alors que la "Sandy Mudstone Series" serait l'équivalent du groupe de la Katcha, dans la sous-unité structurale de Byakpabé (fig. 138).

Unité	structurale du H	Buem	Secteur de Shiéni	Présente étude		
	Buem sup. (550 m)	Volcanites, brèches et tufs, shales, pélites, grès souvent polygéniques		Groupe de Bijomambé		
ien moyen	Buem moyen	Pélites et siltstones variés ; lentilles de grès feldspathiques, fins à grossiers, intercalations de shales et de silexites ferrugineuses (700 m)	Néant	Groupe de la Katcha et Formation de Bitjabé		
e basale du Voltaie	(1400 m)	Grès fins à moyens, massifs, intercalations de siltstones, pélites et conglomérats à petits galets (700 m)		Formation de l'Oualsion		
artie b	Buem	Tillites comportant des grès parfois polygéniques, des	Pélites, siltstones et grès	Partie basale du G. de la Katcha		
Å.	inférieur (650 m)	roches siliceuses, des calcaires dolomitiques et des bancs,	Tillites ferrugineuses à interlits siliceux	Formation de Bitjabé		
		lentilles et passées de pélites, siltstones, shales et conglo- mérats	Conglomérats, grès, silts- tones, silexites lenticulaires et calcaires dolomitiques	Formation de		
Voltai	en inférieur	"Sandy Mudstone Series"	Grès polygéniques, pélites et siltstones	Bijomambé		
Protér	ozoïque sup.	Discordance angulaire probable "Togo Series"	"Quartzites de Shiéni"	- Discordance Form. de l'Oualsion ou/et de Dimouri		

**Tableau 42** : Lithostratigraphies de l'unité structurale du Buem et du secteur de Shiéni, établies par Sulutiu (1968) et Annan-Yorke et Cudjoe (1971). Comparaison avec les résultats de nos travaux.

Dans ces conditions, le minerai de fer de Shieni ou la "Shieni Iron Formation" apparaît comme un équivalent de la formation de Bitjabé (hématitites microconglomératiques). Elle est constituée essentiellement par une "tillite" ferrugineuse et accessoirement par des silexites et shales ferrugineux. D'après Cudjoe (1970), ce minerai dessine un "brachysynclinal" d'environ 45 km sur 1,5 à 3 km. Pour Dempster (1967) et Kesse et Banson (1975), ce minerai constitue une série de sept affleurements elliptiques en échelon dans le secteur septentrional de Shieni et une série de cinq crêtes parallèles dans le secteur méridional. Ces masses ferrugineuses, épaisses de 30 à 100 m, hautes de 50 à 110 m, formeraient l'armature de synclinaux asymétriques dont le coeur serait occupé par des grès et siltstones. La distribution géographique de ces masses ferrugineuses résulterait de la répétition d'un même niveau par plis isoclinaux et failles (fig. 148C), comme dans le secteur de Kubalem (fig. 148A) où elles forment cinq synclinaux isoclinaux très allongés.

Cette "tillite" ferrugineuse se compose de microdébris, granules, graviers et galets de quartz, quartzite, granite et pegmatite enrobés dans une abondante matrice ferrugineuse, accessoirement argilo-gréseuse.

Dempster (1967) qualifie ce minerai de fer de "jaspes" rouge sombre, très finement lités, associés selon lui à des roches d'origine pyroclastiques de type "agglomérats tuffacés", finement stratifiés, à fragments ( $\leq 50$  cm) de chert, quartzite, grès, schiste et phyllade. L'épaisseur des horizons ou niveaux ferrugineux varie de quelques mètres à environ 100 m. La réserve totale de minerai de fer est estimée à plus de 990 millions de tonnes au Nord-Ghana, avec une teneur en fer total (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) comprise entre 35 et 52 % alors que la silice peut représenter 18 à 37 % du minerai (Kesse et Banson, 1975).

L'origine du fer de ce minerai est discutée : après Koert (1906), il est généralement admis qu'il s'agit d'une épigénie des roches sédimentaires par du fer dont la provenance reste à préciser. Si une telle hypothèse rend compte du caractère très siliceux de ce minerai, elle n'explique pas les teneurs relativement fortes en phosphore (0,04 à 0,20 %  $P_2O_5$ ; tabl. 43). Pour Dempster (1967), ce minerai est d'origine pyroclastique : il s'agirait d'agglomérats tuffacés, ferrugineux, légèrement jaspoïdes, très finement lités et à fragments de roches variées. Rejoignant l'hypothèse formulée par Simpara (1978) pour l'origine de la formation de Bitjabé, nous pensons que le minerai de fer de Shieni est d'origine sédimentaire et qu'il s'est déposé dans un milieu marin assez calme, de profondeur moyenne, les microdébris étant apportés par des glaces flottantes, alors qu'un épisode volcanique serait responsable de l'apport du fer.

PAYS	BÉNI	N			TOGO			c	HANA	
Eléments	Α	В	С	D	Е	F	G	Н	I	J
SiO <sub>2</sub>	26,52	59,24	24,08	25,18	37,48	31,66	88,14	26,21	29,11	74,87
TiO <sub>2</sub>	tr	tr		0,22	0,50	0,77	0,57	0,38	tr	tr
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,85	tr	0,36			4,92	3,36	4,92	5,45	3,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	70,30	38,90		73,32	51,72	58,40	4,67	62,34	53,30	16,06
			74,34							
FeO	0,45	tr				0,41	0,98	0,37		
MgO	0,15		0			0,36	0,66	0,61	1,56	0,94
MnO	tr	tr	0,22	0,03	0,09	0,02	0,09	0,01		
CaO	0,31	0,20	0			0,30	0,38	0,33	2,58	0,75
Na <sub>2</sub> O						0,16	0,57	0,11		
K <sub>2</sub> 0						0,94	0,60	0,62		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tr	0,12	0,04	0,20	0,06	0,14	0,04	0,34		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,75					0,32	0,05			
$H_2O^+$	0,68					1,67	1,32			
PF		0,97	0,50					4,15	10,55	3,11
s	tr	tr	tr	0,06	tr			0,01		

Tableau 43 : Comparaisons des résultats d'analyses chimiques des hématitites et silexites ferrugineuses de l'unité structurale du Buem au Bénin, Togo et Ghana. Avec A : Hématitites de la région de Korontières d'après Cruys et Marchal (1966), moyenne de 2 analyses ; B : Silexites ferrugineuses de la région de Batia d'après Cruys (1966) ; C : Hématitites de Bandjeli d'après Koert (1906), moyenne de 2 analyses ; D : Hématitites de Tchokorou (Sud de Kabou) d'après Lawson (1972), moyenne de 10 analyses d'échantillons de carottes de sondage ; E : Hématitites de Bitjabé d'après Lowson (1972) ; F : Hématitites microconglomératiques de la région de Bassar d'après Simpara (1978), moyenne de 3 analyses ; G : Silexites ferrugineuses de la région de Bassar d'après Simpara (1978), moyenne de 3 analyses ; H : Hématitites de la région de Shieni d'après Kesse et Banson (1975), moyenne de 13 analyses ; J : Silexites ferrugineuses de la région d'Akpafu d'après Kesse et Banson (1975), moyenne de 13 analyses ; J : Silexites ferrugineuses de la région d'Akpafu d'après Kesse et Banson (1975), moyenne de 14 analyses.

En guise de conclusion partielle, retenons que la lithostratigraphie du Buem du Nord-Ghana n'est pas encore bien établie. Cependant, on peut rapprocher cette lithostratigraphie de celle clairement définie au Nord-Togo (p. 146 à 148).

# **VI - LE BUEM DU SUD-GHANA**

L'étude de la partie méridionale du Buem a été marquée par quatre étapes principales : les travaux de Robertson (1925) ; la synthèse réalisée par Junner et Service (1936) et Junner (1940) ; les résultats des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne (Sulutiu, 1964 ; Bozhko, 1969 ; Annan-Yorke et Cudjoe, 1971) ; et la synthèse de Blay (1984). Il est intéressant d'y suivre l'évolution des idées au cours du temps.

# A - Principales composantes de la partie méridionale du Buem d'après Robertson (1925)

Les travaux de Robertson (1925) concernant la zone comprise entre les parallèles 6°30' et 8° nord représentent la première étude exhaustive du Buem et notamment de son volcanisme. Ils conduisent à la définition de deux "groupes" au sein du Buem (fig. 149) : un "groupe" supérieur sédimentaire et un "groupe" inférieur composé d'un complexe volcanique auquel sont associés des tufs, des agglomérats, des roches intrusives et quelques roches sédimentaires.

Le "groupe" supérieur est représenté essentiellement par des shales et, accessoirement, par des grèsquartzites feldspathiques, des "pélites à apparence de silexites", des conglomérats et de rares calcaires. Ces conglomérats sont polygéniques et renferment des graviers et galets subanguleux à arrondis de granite, porphyre, quartzite, schiste, calcaire, jaspe. D'après Koert (1910) et Junner et Service (1936), certains de ces conglomérats polygéniques ont une origine glaciaire. Il s'agirait en fait d'un ensemble glaciogénique constitué de diamictites.

Le complexe volcanique, représenté dans toute la zone étudiée, est particulièrement développé entre Dukluja et Akroso (fig. 149). On y rencontre plusieurs faciès :

- Des basaltes et dolérites composés de phénocristaux de labrador ou d'andésine, plus ou moins albitisés ou
  épigénisés par la calcite, et d'augite et plus rarement d'olivine serpentinisée dans une pâte à petits cristaux de
  feldspaths, augite, calcite, chlorite, magnétite et sphérules de calcédoine. Ils présentent généralement une
  structure variolitique.
- Des trachytes à phénocristaux d'orthose et de plagioclase dans une pâte fine, essentiellement feldspathique, qui renferme un peu de chlorite, de sphène et plus rarement de la riebeckite. Ces roches sont recoupées par des filonnets de calcédoine et d'albite. Certains faciès sont de véritables kératophyres où l'albite représente la totalité des feldspaths.
- Des rhyolites et porphyres à structure généralement sphérolitique formant de véritables affleurements ou des blocs dans les agglomérats.
- De très rares "bostonites" constituées de rosettes de feldspaths et de sphéroïdes d'albite et de chlorite.

Les *tufs et agglomérats* sont généralement associés aux laves, notamment aux basaltes. Ils se composent de fragments anguleux de basalte, rhyolite et porphyre enrobés dans une pâte de calcite, chlorite, augite et olivine plus ou moins serpentinisée. C'est à ces tufs et agglomérats que sont généralement associés des calcaires, des roches siliceuses et des pélites.

Les roches intrusives sont représentées par des serpentinites très écrasées d'apparence interstrafiée dans les autres faciès. Elles sont considérées comme d'anciennes péridotites, voire comme des dolérites ou gabbros.

#### Troisième partie

Toujours pour Robertson (1925), le complexe volcanique est à la base ou dans le premier tiers ou la moitié inférieure du Buem, car il admet qu'au Sud du Ghana le Buem présente une succession normale généralement inclinée vers l'Est. Il s'agit d'un volcanisme à tendance alcaline, avec des faciès à chimisme allant des basaltes à olivine aux rhyolites, mais avec prédominance des basaltes. Il est d'origine sous-marine, ce qu'attestent les pillow-lavas qui y ont été décrits (Junner et Service, 1936; Bell, 1964).

# **B** - La stratigraphie de la partie méridionale du Buem d'après Junner et Service (1936) et Junner (1940)

La synthèse réalisée par Junner et Service (1936) et Junner (1940) conduit à subdiviser le Buem en quatre groupes qui sont de haut en bas :

Groupe A : groupe volcanique

Groupe B : shales calcareux et ferrugineux auxquels sont associés des calcaires et un niveau de "tillite"

Groupe C : grès et grès-quartzites feldspathiques, riches en veinules de quartz laiteux, à intercalations de shales, de grès grossiers et de conglomérats plus ou moins polygéniques

Groupe D : shales et pélites à fines intercalations de calcaires, d'arkoses et de grauwackes.

Dans cette synthèse lithostratigraphique, le groupe A, volcanique, correspond au groupe inférieur de Robertson (1925) ; il est considéré comme la partie sommitale du Buem parce que, selon Junner et Service (1936) et Junner (1940), la partie méridionale du Buem présente une succession renversée. On y signale l'abondance des laves à structure vésiculaire, riches en carbonates et chlorites, et une importante silicification.

Dans le groupe B, la "tillite" est associée à des roches ferrugineuses comme à Bandjeli (Koert, 1906). Cette "tillite" comporte des galets parfois striés de grès, quartzite, arkose, grauwacke, granite et quartz, enrobés dans une matrice gréso-argileuse verdâtre. Certains de ces galets proviendraient des groupes C et D sous-jacents.

Cette lithostratigraphie sera légèrement complétée ou modifiée, notamment par les travaux de Tevendale (1957) et Bell (1964). Pour Tevendale (1957), le Buem n'est représenté, dans la région d'Ajena (au voisinage du barrage d'Akosombo), que par le groupe D constitué par des alternances centimétriques à décamétriques de shales, pélites, siltstones, grès ou quartzites parfois granoclassés et de grauwackes. Pour Bell (1964), les *"conglomérats polygéniques"* du groupe B, considérés jusqu'ici comme une "tillite", sont localement *associés à des calcaires à structure algaire* et sont plutôt des dépôts de glissement sous-marin. A notre avis, un simple glissement sous-marin expliquerait difficilement l'abondance des galets, subanguleux à arrondis, de nature si variée, en particulier des fragments exotiques de granite et la présence des galets striés.

Pour Kesse et Banson (1975), le secteur d'Akpafu (fig. 148D) est occupé par le groupe supérieur sédimentaire de Robertson (1925). Il est constitué par des "quartzites silexitiques hématitiques" et des grès à intercalations de shales, reposant sur des shales d'aspect schisteux à intercalations de quartzites et grès. Cette répartition suggère que les groupes B et D de Junner (1940) sont équivalents et constituent l'ensemble inférieur du Buem, les "hematitic cherty quartzites" représentant le faciès-type de l'ensemble supérieur. Il s'agit de roches essentiellement siliceuses, dures, légèrement feldspathiques par endroits, généralement riches en hématite, à "texture silexitique". Elles sont brun-rouge mais ne renferment pas de minerai de fer et ont une composition de jaspes dans certaines localités. Par altération, ces quartzites silexitiques hématitiques, fracturés ou diaclasés, libéreraient des solutions très riches en fer responsables du dépôt de sesquioxydes ou limonites sous forme de plaques ou de mini-cuirassements masqués par un épais recouvrement de sol ou d'éboulis. Kesse et Banson (1975) supposent ainsi que le minerai de fer du secteur d'Akpafu, représentant seulement quelques centaines de tonnes de minerai à 50 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et 38 % SiO<sub>2</sub> en moyenne, résulterait d'un processus de resédimentation à la suite d'une altération tropicale. Ce processus de dépôt du fer, s'il se trouvait confirmé, est un phénomène secondaire qui ne rend certainement pas compte de la formation des "tillites" ferrugineuses décrites au Nord et probablement présentes dans la portion méridionale du Buem.

# C - Les résultats des travaux de l'équipe sovieto-ghanéenne dans la partie méridionale du Buem

La synthèse des résultats acquis par l'équipe soviéto-ghanéenne au Sud du 8e parallèle nord a conduit Sulutiu (1968) et Annan-Yorke et Cudjoe (1971) à subdiviser le Buem en trois groupes ou formations (tabl. 42) :

- Le Buem supérieur (environ 550 m) est constitué par des roches vertes, des variolites, des laves à pyroxène, des agglomérats et tufs, des quartzophyllades, des pélites et des grès fins parfois polygéniques.
- Le Buem moyen (environ 1400 m) comprend deux membres ou formations : Le membre supérieur (environ 700 m) est représenté par des pélites et siltstones variés, à rares lentilles de grès feldspathiques fins à grossiers et à intercalations de shales et de roches siliceuses et ferrugineuses. Le membre inférieur (environ 700 m) se compose de grès fins à moyens, rarement grossiers, blanchâtres à gris-blanc, à structure massive et à intercalations de siltstones, pélites et conglomérats à petits galets.
- Le Buem inférieur (environ 650 m) est constitué par des "tillites" comportant des bancs et lentilles de pélites et siltstones ; des grès fins à moyens, parfois grossiers ; des roches siliceuses ; des calcaires dolomitisés ; et quelques conglomérats et shales. Il s'agit généralement de roches grises, gris-verdâtre, ou brun-jaune.

#### **D** - La stratigraphie de la partie méridionale d'après Blay (1984)

La récente synthèse de Blay (1984) s'appuie sur le fait que la partie méridionale du Buem serait un mégaanticlinal déversé vers l'Ouest. Elle suggère la subdivision du Buem en trois groupes différents de ceux proposés par l'équipe soviéto-ghanéenne. Il s'agit, de haut en bas, des trois groupes suivants :

- Groupe B3 ou groupe volcanique.

- Groupe B<sub>2</sub>, constitué par des shales, pélites, calcaires à fins lits de grauwackes et par de la "tillite". Il correspondrait aux groupes B et D de Junner (1940), ensemble dénommé "groupe de la vallée de la Dayi ou groupe de l'Afram" par Blay (1984).
- Groupe B<sub>1</sub>, comprenant des grès feldspathiques blanchâtres, des grès grossiers, des quartzites et des conglomérats. Il s'agirait de l'équivalent du groupe C de Junner (1940) ou du "groupe de Kpandu Hill ou du groupe à minerai de fer".

Les roches sédimentaires de la partie méridionale du Buem sont ainsi réparties en deux groupes, ce qui généralise la subdivision en deux groupes suggérée par Kesse et Banson (1975), mais inverse la succession de ces deux groupes, la tillite associée aux calcaires se situant pour Junner et Service (1936) ainsi que pour Kesse et Banson dans le groupe le plus élevé.

#### E - Autres synthèses sur le Buem du Sud-Ghana

Les stratigraphies classiques, que nous venons d'exposer en détail, sont remises en question par les travaux de Crook (1970) et Jones (1978 et 1979).

Crook (1970) distingue au sein de chacune des deux unités structurales du Buem et de l'Atacora deux grands cycles sédimentaires qu'il compare à la lithostratigraphie du bassin des Volta. Pour lui, ces deux cycles sont séparés par une phase de plissement isoclinal, d'axe N-S, accompagné d'un métamorphisme épizonal. Le dernier cycle est plissé selon une direction NNE-SSW, engendrant une schistosité mais pas de métamorphisme associé. Cette échelle lithostratigraphique n'est pas "défendable". En effet, elle s'appuie sur l'existence de deux phases distinctes de plissement, alors que tous les travaux menés au Burkina Faso, Bénin et Togo démontrent clairement que l'ensemble des formations sédimentaires du Buem et de l'Atacora n'ont subi qu'une tectogenèse d'âge panafricain dont l'intensité croît vers l'Est, cet accroissement s'accompagnant de l'apparition de phases nouvelles et d'un métamorphisme plus important. Enfin, la comparaison avec le bassin des Volta, basée sur les vieilles subdivisions de Voltaïen inférieur, moyen et supérieur, dont le contenu varie avec chaque auteur (tabl. 26), n'est guère utilisable.

Quant à Jones (1978 et 1979), partant de l'idée que le Buem constitue une séquence monoclinale tranquille, il le subdivise en sept unités ou formations totalisant une épaisseur d'environ 40 km. Là encore, le schéma proposé n'est pas "acceptable". En effet, dans cette lithostratigraphie sont mélangées des formations appartenant au bassin des Volta, comme "le conglomérat d'Akroso", avec celles appartenant au Buem. La structure complexe de la bordure orientale du bassin et de la bordure occidentale du Buem n'est pas prise en compte. Il en va de même pour l'empilement des sept unités qui ne tient pas compte des écaillages au sein du Buem, écaillages qui doivent répéter certains faciès comme le suggère l'épaisseur de 40 km proposée pour le Buem et qui est d'ailleurs tout à fait incompatible avec les données géophysiques (Trompette, 1979).

En résumé, les synthèses proposées par Crook (1970) et Jones (1978 et 1979) ne peuvent être retenues. Elles posent plus de problèmes qu'elles n'en résolvent, si l'on tient compte des données accumulées sur le Buem du Ghana depuis sa définition.

#### **F** - Conclusions

C'est en 1910 que Koert a défini le Buem comme une formation représentant une partie de la "série de l'Oti" au Sud du 8e parallèle nord et comprenant des grès arkosiques, des quartzites, une ancienne moraine, des conglomérats, des cornéennes et des roches ferrugineuses. Pour Koert, la présence de très nombreuses veinules de quartz matérialise l'intense tectonique dont le Buem a été le siège. Et c'est là l'une des raisons qui expliquent que jusqu'à présent, la stratigraphie du Buem est restée incertaine dans la zone même où il a été défini.

Tous les géologues qui ont étudié cette zone s'accordent sur la présence d'un groupe volcanique constitué par une intime association entre roches volcaniques-pyroclastites-silexites- calcaires-shales-pélites-grès. Ce groupe volcanique représenterait la partie inférieure du Buem selon Robertson (1925), alors que, pour les autres auteurs, il s'agirait de sa partie sommitale (Junner et Service, 1936 ; Junner, 1940 ; Sulutiu, 1968 ; Annan-Yorke et Cudjoe, 1971 ; Blay, 1984). Par ailleurs, tous ces auteurs signalent des "conglomérats" à faciès diamictitiques, mais ne s'accordent pas sur leur position stratigraphique. Ces "conglomérats" appartiennent à la moitié supérieure du Buem selon Robertson (1925), au groupe médian supérieur de Junner et Service (1936) et Junner (1940), ou au groupe médian supérieur et au groupe inférieur de ces auteurs selon Blay (1984). Ils seraient inclus dans le groupe le plus bas du Buem d'après l'équipe soviéto-ghanéenne (Sulutiu, 1968 ; Annan-Yorke et Cudjoe, 1971).

Dans le cadre de cette revue, il est important de se rappeler que Robertson (1925) considère que le Buem du Sud Ghana est en *succession normale*, généralement inclinée vers l'Est, tandis que Junner et Service (1936), Junner (1940) et Blay (1984) y voient une *série renversée*. Cette dernière hypothèse rendrait séduisante la subdivision effectuée par Blay (1984) au sein de la séquence sédimentaire (bien que la position attribuée au minerai de fer y soit probablement erronée). Cette subdivision conduit en effet à la distinction de deux ensembles sédimentaires grossièrement comparables à ceux décrits au Nord-Ghana ou Nord-Togo (p. 146 et 151). Il est également intéressant de noter que, dans sa synthèse sur la partie sud-orientale du bassin des Volta, Saunders (1970) a montré que les formations du Plateau du Kwahu et du "groupe de l'Afram" se retrouvent dans les unités structurales du Buem et de l'Atacora. Pour lui, le "groupe de l'Afram" (composé essentiellement de shales, pélites, siltstones, grès, calcaires variés, silexites et conglomérats ; voir p. 93) repose sur des grès arkosiques massifs d'Anyaboni (fig. 82 ; tabl. 5) dans l'unité structurale du Buem. Ceci revient à dire que cette unité structurale comprend un ensemble inférieur, représentant le supergroupe inférieur du bassin des Volta, et un ensemble supérieur correspondant au supergroupe moyen ou de la Pendjari (ou de l'Afram) (p. 53), ce qui rejoint nos conclusions précédentes (p. 140).

# VII - CONCLUSIONS SUR L'UNITÉ STRUCTURALE DU BUEM

#### A - Structure du Buem. Géométrie du contact Buem/ Bassin des Volta

#### 1 - Les deux types de Buem

Du bref exposé qui précède, il ressort clairement qu'il existe peu de données structurales sur l'unité structurale du Buem au Ghana. Ceci est probablement dû au fait que le Buem y a presque toujours été considéré comme une unité lithostratigraphique.

Par contre, les nombreuses données structurales recueillies au Nord-Bénin et au Nord-Togo permettent de distinguer un *Buem s.s.* et un *Buem s.l.* Le Nord-Bénin peut être considéré comme la zone type du Buem *s.s.* Les roches y sont caractérisées par un dense enchevêtrement de veinules et filonnets de quartz et calcédoine résultant de la cicatrisation partielle d'un important réseau, apparemment anarchique, de microfractures. Ce Buem est caractérisé par de très nombreuses écailles chevauchantes, avec des fractures obliques et transversales, et où une lithostratigraphie est difficile à établir ; et par des plis d'axes subméridiens et subhorizontaux, généralement déversés vers l'Ouest et présentant une schistosité de fracture. On y observe les effets d'un anchimétamorphisme prononcé. La région de Bassar, au Nord-Togo, est la zone type du Buem *s.l.* Il s'y décompose en un "Buem oriental", à caractéristiques comparables à celles du Buem *s.s.*, avec apparition de l'anchimétamorphisme, et un "Buem occidental" ou "Buem à faciès bassin des Volta", indemne de métamorphisme. Ce Buem occidental correspond à un morceau décollé ou tronqué du bassin, probablement en position para-autochtone par rapport à la chaîne des Dahomeyides. Il présente un plissement à grand rayon de courbure, peu de veinules et filonnets de silice et seulement quelques plans de chevauchement dûs à l'exagération des plis-failles. Et il est généralement plus facile d'y établir une lithostratigraphie cohérente.

#### 2 - Présence de deux phases tectoniques dans le Buem

La synthèse des données structurales exposées, à différentes échelles, nous conduit à affirmer que l'unité structurale du Buem a subi *deux phases tectoniques. La première phase* est essentiellement ductile et matérialisée par des plis  $P_1$  d'axes NNE-SSW à NNW-SSE subhorizontaux, généralement déversés vers l'Ouest et développant une schistosité  $S_1$  de fracture ou très rarement de flux, et par un écaillage résultant de l'exagération de la lamination des flancs inverses de ces plis  $P_1$ . Cette phase tectonique est connue partout dans le Buem, depuis le SE du Burkina Faso jusqu'au SE du Ghana, et c'est à elle qu'est probablement associé le métamorphisme anchizonal couramment signalé. *La seconde phase tectonique* est essentiellement cassante. C'est d'elle que résultent de grandes écailles, généralement subméridiennes, interceptant les structures de la première phase, et auxquelles est peut être localement associée une seconde génération de plis ( $P_2$ ) dans le Buem oriental, non loin du contact avec l'unité structurale de l'Atacora. Cette seconde phase tectonique n'a été clairement distinguée qu'au Nord-Bénin et au Nord-Togo. Aux écaillages des deux phases tectoniques sont associées des fractures conjuguées, longitudinales, transversales et obliques.

Les fractures transversales sont à peu près perpendiculaires aux axes des plis  $P_1$  et  $P_2$ , mais avec une légère rotation horaire. On peut imaginer que la zone du Buem n'est enfin atteinte que lorsque le serrage est maximal. Les plis  $P_1$  et  $P_2$  du Buem sont donc respectivement tardifs par rapport aux deux "premières" déformations ( $P_1$  et  $P_2$  ou  $P_{n+1}$  et  $P_{n+2}$ ) subies par les zones plus internes à l'Est. Ils sont de même peu profonds (plis ouverts, schistosités de fracture, métamorphisme nul ou très faible).

#### 3 - La géométrie du contact

Dans le secteur du lieu-dit Bontomo, au NW de Tiélé (NW-Bénin), la recherche de la chromite au sein des serpentinites a conduit à la réalisation de treize forages. Le plus occidental de ces sondages (S.5) est localisé à une soixantaine de mètres à l'Est d'un affleurement de pélites micacées considérées comme appartenant au supergroupe de l'Oti et pendant vers l'Est (fig. 150). Ce sondage a traversé 28,40 m de serpentinites avant

d'atteindre les mêmes pélites micacées, à débit schisteux, de teintes vertes ou mauves, parfois bigarrées. Ces pélites y sont constituées d'un feutrage orienté et serré de fines lamelles de séricite et chlorite, avec quelques débris de quartz, à intercalations de grès très fins, gris-verdâtre, à microfissures cicatrisées par de la silice et à altération jaunâtre à gris-verdâtre. Pour Lelong (1961), les niveaux discontinus de serpentinites schisteuses ou massives du secteur de Bontomo marquent le contact chevauchant de l'unité structurale du Buem sur le supergroupe de la Pendjari. Ces chapelets d'affleurements de serpentinites sont localisés *sous* et immédiatement à l'Ouest des collines les plus occidentales du Buem, constituées de quartzites et de silexites. Cette interprétation permet de tracer très précisément le contact (fig. 150) qui correspond à un plan incliné d'environ 35° vers l'Est et il en résulte à l'affleurement une limite occidentale relativement sinueuse pour le Buem. Elle est séduisante et en accord avec la limite photogéologique ouest du Buem proposée par Affaton (1975). Toutefois, cette interprétation, quoique vraisemblable, reste encore hypothétique. Elle repose en effet sur le rattachement des pélites micacées au supergroupe de la Pendjari, ce qui est discutable et discuté par Lehingue (1962). Cet auteur fait remarquer que des pélites et schistes variés rencontrés au sein du Buem sont pratiquement comparables à ceux de ce supergroupe de la Pendjari et pourraient tout aussi bien lui appartenir.

Nos travaux (Affaton, 1975) ont montré que l'unité structurale du Buem chevauche la formation de la Pendjari dans la région de Korontières (fig. 123 à 126). La limite occidentale de la plupart des collines du Buem y est constituée par des brèches tectoniques de quartzites ou grès-quartzites, comportant un dense réseau de filonnets et veinules de quartz et des miroirs portant des stries de friction. Non loin de ces brèches, à l'Ouest, on observe des faciès caractéristiques de la formation de la Pendjari : shales silteux, siltstones et grès argileux, plus ou moins riches en muscovite, de teinte verdâtre, à altération jaune-moutarde, et à débit en rondelles esquilleuses ou en plots.

Crenn (1957) a observé que de faibles anomalies gravimétriques et magnétiques, probablement associées à la présence en profondeur de roches volcaniques, soulignent localement le contact Buem-Bassin des Volta. Par exemple, à l'Ouest de Kobly, dans la région de Korontières, la limite Buem-"Voltaïen" est indiquée par une anomalie gravimétrique de +2 mgals et une anomalie magnétique de 400  $\gamma$  (fig. 151), alors que des silexites ferrugineuses y constituent les affleurements les plus occidentaux de l'unité structurale du Buem. Le contact Buem-Bassin des Volta correspond donc à une limite tectonique, soulignée à la fois par des brèches et des anomalies géophysiques.

Nos observations, jointes à celles de Crenn (1957), Lelong (1961) et Huot et Lelong (1963), permettent donc de conclure que le *Buem chevauche le Voltaïen au Nord-Bénin* (fig. 152B), contrairement aux idées développées jusqu'autour de 1960 et même postérieurement (fig. 152).

D'après Simpara (1978) et Simpara et al. (1985), le contact de l'unité structurale du Buem et du supergroupe de l'Oti correspond à un très important accident chevauchant résultant d'une faille inverse redressée (ou d'un pli-faille exagéré) dans la région de Bassar (Nord-Togo; fig. 138 et 140). Il est généralement masqué et semble matérialisé sur le terrain par la frange tectonisée occidentale de l'unité structurale du Buem. Cette frange est constituée essentiellement par des roches silico-ferrugineuses (mélange de silexites, d'hématitites, de mixtites et de shales ferrugineux) boudinées, broyées ou complètement laminées, comportant de nombreux miroirs de faille striés et un dense réseau de veinules et filonnets de quartz. Ces brèches tectoniques sont considérées comme de véritables mylonites (s.l.) avant joué le rôle de couche-savon favorisant le décollement de la partie frontale du Buem et son chevauchement sur le supergroupe de l'Oti. Ce contact de chevauchement (fig. 138 et 148) passe à l'Ouest de Taouléba et de Shiéni, au poste frontière de Natchamba, à l'Ouest de Byakpabé, et de Manga à la rivière Kara à l'Ouest de Likadjol. Pour Kesse et Banson (1975), les roches silico-ferrugineuses du secteur de Shieni, qu'ils qualifient de "ferruginous tillites with some sandstones" reposent en concordance sur la "série de l'Oti" avec laquelle elles constituent le "Voltaian system". Et seuls les "quartzites de Shiéni", considérés comme étant plus vieux que le Voltaïen, appartiendraient au Buem et seraient charriés sur la "série de l'Oti". Nous avons vu (p. 151) qu'à la suite des travaux de Simpara (1978) l'ensemble de ces terrains doit vraisemblablement être rattaché au contraire à l'unité structurale du Buem.

Au SE du Burkina Faso, Barthelet (1975) a également observé que l'unité structurale du Buem chevauche le Voltaïen. Le plan de chevauchement est souligné, dans le secteur d'Aloub Djouana (fig. 110), par un complexe bréchoïde et/ou mylonitique constitué de silexites plus ou moins ferrugineuses, de quartzites et grès-quartzites variés, de shales et siltstones et de lames de serpentinites schisteuses. Ces roches comportent un important réseau de filonnets et veinules de silice, de nombreuses diaclases et des miroirs de faille striés. Ce complexe occupe généralement une dépression parfois décalée par des failles.

Partout, ce qui marque ce contact Buem-Bassin des Volta, c'est un contraste entre la monotonie de la formation de la Pendjari (shales et siltstones à minces passées gréseuses) et, passé ce contact, le caractère anarchique, varié dans le détail et dans la disposition, et déformé, des roches rencontrées dans l'unité structurale du Buem. C'est dans cette zone de brutal contraste que passe le contact. Ce contact est de plus recoupé et décalé ultérieurement par des failles verticales transverses.

Au Ghana, l'étude de la limite entre le bassin des Volta et l'unité structurale du Buem n'a pas jusqu'ici reçu une attention particulière. Mais quatre remarques principales peuvent être tirées des documents existants :

a - La carte géologique de la partie sud-orientale du Ghana, dressée par Bates en 1955 (fig. 153), montre nettement une discordance dite "stratigraphique" entre les formations du "Voltaian system" et celles attribuées au Buem. En admettant qu'il s'agisse bien d'une "discordance stratigraphique" c'est, contrairement aux conclusions de Bates et de ceux qui l'ont précédé, plutôt le Buem qui y apparaît en discordance *sur* le "Voltaian system" dont il intercepte les différentes formations. Lorsque l'on sait que la plupart des galets constituant les conglomérats du supergroupe de Tamalé (p. 103) proviennent des unités structurales du Buem et de l'Atacora, il y a là une impossibilité et force est de qualifier de "discordance tectonique" cette limite entre le bassin des Volta et l'unité structurale du Buem, puisqu'elle est postérieure à l'ensemble sus-jacent.

b - Les hypothèses de "discordance stratigraphique" du Buem sous ou sur le Voltaïen ont persisté longtemps (fig. 152), même si le Buem a été très tôt considéré comme représentant la partie orientale plissée du bassin des Volta (Malavoy, 1932). Ces hypothèses ont même prévalu dans les grandes synthèses jusqu'en 1970, date à laquelle Sougy proposa un nouveau schéma structural pour le bassin des Volta et la partie occidentale des Dahomeyides (fig. 154), suggérant un contact chevauchant entre les deux ensembles.

c - D'après Crook (1970) et Blay (1983), l'existence de brèches tectoniques atteste de la présence de plans de chevauchement, à pendage vers l'Est, à la base et au sein du Buem de la région de Kpandu (fig. 81D). Par ailleurs, ces auteurs considèrent que les volcanites de cette région ont pris place dans une "zone linéaire de faiblesse structurale", localisée à la frange occidentale du Buem. Leur "Kpandu Hill Thrust" correspondrait donc au chevauchement du Buem sur le bassin des Volta.

d - La carte géologique de la partie nord-orientale du Ghana (fig. 87), synthétisée par Bozhko (1964) et publiée par Sulutiu (1968) et Annan-Yorke et Cudjoe (1971), montre, d'une part, un contact tectonique entre les formations du bassin des Volta et la fameuse "lower greenish-grey series" (p. 151) et, d'autre part, un contact tectonique au sein de cette "série", dans le prolongement méridional du contact chevauchant défini par Simpara (1978).

De ces quatre remarques, on peut déduire que *l'unité structurale du Buem chevauche le bassin des Volta au Ghana* (fig. 152 et pl. 4). En effet, le contact chevauchant défini au Nord-Togo par Simpara (1978) se prolonge jusqu'au Sud de la confluence de l'Oti et de la Volta. Une telle conclusion pose le problème de l'appartenance stratigraphique de la fameuse "lower greenish-grey series", problème que nous avons partiellement discuté (p. 151) : une partie de cette "série" appartient au Buem tandis que l'autre revient à la formation de la Pendjari.

D'une façon générale, l'unité structurale du Buem chevauche le bassin des Volta (pl. 4), comme il vient d'être démontré du SE du Burkina-Faso jusqu'au Sud du Ghana. Nous pouvons alors nous demander si le chevauchement entre le bassin des Volta et l'unité structurale du Buem s'est installé à la faveur d'un changement de faciès et de puissance qui aurait facilité sa naissance et son développement à la limite de ces deux unités.

# B - Lithostratigraphie du Buem. Comparaison avec le bassin des Volta

Depuis que le Buem a été défini par Koert en 1910, de nombreux auteurs ont tenté de comparer sa lithostratigraphie avec celle du "Voltaïen" (p. 102). Ces tentatives ont conduit, vers 1969, à considérer le Buem comme l'équivalent latéral plissé du "Voltaïen" (Machens, 1969a et 1969b). Ceci implique que le Buem englobe les équivalents latéraux de *toutes* les formations qui constituent le bassin des Volta. Or nous avons vu que le supergroupe de Tamalé est postérieur au Buem dont il renferme des galets (p. 105). Il nous semble donc important de préciser, dans ce chapitre, quelles sont les relations lithostratigraphiques objectives entre les formations du Buem et celles du bassin des Volta.

## 1 - Rappels

En nous basant sur l'analogie de certains faciès caractéristiques, comme les silexites, les calcaires dolomitiques et les diamictites ou tillites, sur les affinités pétrologiques entre les paragenèses argileuses, la composition des plagioclases des sédiments et le volcanisme basique du Buem, sur la chronologie relative des principaux ensembles pétrographiques et sur certaines caractéristiques paléogéographiques, nous proposons de corréler la *majeure* partie du Buem du NW-Bénin avec le supergroupe de l'Oti. Toutefois, les grès-quartzites de la base du Buem seraient l'équivalent de la "formation infratillitique du Panabako" (Affaton, 1975 ; Affaton *et al.*, 1980 ; tabl. 44). Il a été également démontré que le Buem et le bassin des Volta ont subi une seule et même tectogenèse d'âge panafricain dont l'intensité croît vers l'Est au point que les faciès les plus orientaux sont caractérisés par deux phases de plissement.



Tableau 44 : Essai de corrélation entre les formations du bassin des Volta et le "groupe de la zone des collines" d'après Affaton (1975).

Les données recueillies au cours de ses travaux au SE du Burkina Faso ont permis à Barthelet (1975) de suggérer la corrélation synthétisée dans le tableau 45. Nous pouvons retenir de cette synthèse que l'ensemble des formations du bassin des Volta de cette région a un équivalent tectonisé et anchimétamorphique dans l'unité structurale du Buem de la dite région.

Unité structurale du Buem au SE du Burkina Faso	Bassin des Volta au SE du Burkina Faso	Anciennes/Nouvelles dénominations
Schistes	Série de l'Oti	Formation de la Pendjari
Phosphates et jaspes à lames de serpentinites	Série chimico-détritique (phtanites, phosphates, pélites, carbonates)	Formation Kodjari/Groupe du Sud Banboli
?	tillite tillites	
Grès-quartzites et quartzites	Grès du Gobnangou	Formation Dapango/Groupe du Mont Boumbouaka ou Formation du Mont Panabako

Tableau 45 : Corrélation entre les formations du Buem et celles du bassin des Volta suggérée par Barthelet (1975). Comparaison avec nos résultats.

A la suite de leurs travaux au Nord-Togo, Simpara (1978) et Simpara *et al.* (1985) ont conclu que l'unité structurale du Buem de la région de Bassar représente l'équivalent latéral du supergroupe de l'Oti, avec des mixtites particulièrement épaisses à la base (tabl. 41). Ils considèrent ainsi que les grès et grès-quartzites massifs, à lentilles de conglomérats polygéniques, les shales et les siltstones de la formation de l'Oualsion appartiennent à la séquence glaciogénique, donc à la base du supergroupe de l'Oti, ce qui n'est pas en accord avec nos conclusions (p. 157).

Ces trois exemples représentent des tentatives de "corrélations explicites" et montrent combien la corrélation lithostratigraphique entre les formations du Buem et celles du bassin des Volta demeure un problème délicat.

#### 2 - Niger, Burkina Faso et Bénin

- a Dans la région d'Aloub Djouana, au SE du Burkina Faso (fig. 110 et 111), si l'on excepte l'influence de la tectonique et du métamorphisme, les grès et grès-quartzites observés sous les silexites du Buem présentent les mêmes caractéristiques que ceux du Massif du Gobnangou en bordure occidentale du bassin des Volta. Au Niger, les grès et grès-quartzites du Massif du Meydyaga, qui sont considérés comme des équivalents de ceux du Massif du Gobnangou, des gorges de la Mékrou et du "W" du Niger, sont à moins de 5 km de la limite occidentale du Buem (fig. 31).
- b Les grès et grès-quartzites des gorges de la Mékrou et du "W" du Niger (au Bénin et Niger) se suivent pratiquement en continuité depuis le bassin des Volta jusqu'au sein de l'unité structurale du Buem (fig. 31) (qui y comprend en outre des silexites, des shales et des méta-volcanites). La limite entre les deux unités devient difficile à préciser, ce que Machens avait déjà signalé en 1969. Par ailleurs, on y rencontre des synclinaux occupés par des shales et siltstones variés, à semelle de conglomérats polygéniques et à lentilles et passées de grès phosphatés représentant le supergroupe de la Pendjari et passant eux aussi dans le Buem.

L'intensité du plissement et du métamorphisme y croissent d'Ouest en Est, comme celle de la fracturation et comme la densité du réseau anarchique de filonnets et veinules de silice dans le Buem.

La disharmonie et le décollement suggérés à la base de la séquence gréseuse autochtone et au-dessus de la semelle conglomératique des shales et siltstones du bassin des Volta de cette région (p. 69) se retrouvent probablement dans l'unité structurale du Buem. Ils y seraient relativement exagérés, notamment dans la zone frontale chevauchante de cette unité. Il en serait de même pour l'écaillage chevauchant qui devient caractéristique de celle-ci.

- c De nombreuses informations existent sur la présence des "tillites" et calcaires dolomitiques dans l'unité structurale du Buem au NW-Bénin :
- Chermette (1936) signale des dolomies au lieu-dit Bontomo, au NE de Tiélé. Orsini (1955) parle des calcaires et d'une "tillite" sous les "jaspes du Buem" au Bénin. Dion (1967) décrit des conglomérats ressemblant à une tillite dans la "série du Buem" au NW-Bénin.
- Dans le sondage (S.12) décrit par Lehingue (1961) au NE de Tiélé (fig. 150), des brèches sédimentaires polygéniques ont été reconnues au-dessus des calcaires cristallins. Elles sont carbonatées et comportent des fragments de pélites, grès, grès-quartzites et jaspes dans un ciment carbonaté, plus ou moins ferrugineux, à teintes mauves et parcourues par des veinules de quartz blanc laiteux. Les calcaires sont grossiers, gris-blanc, à lentilles de shales hématitiques noirâtres, à pyrite et veinules de quartz laiteux. Ces brèches polygéniques sont coiffées par des grès fins, feldspathiques, argileux, verdâtres, alternant avec des shales et siltstones. Cet ensemble peut représenter l'équivalent du groupe du Sud-Banboli du bassin des Volta ou plus généralement un témoin de la triade, association tillites-carbonates-silexites/hématitites de l'Ouest africain.
- De nombreux affleurements de brèches polygéniques, volcano-sédimentaires, sont connus dans l'unité structurale du Buem au NW-Bénin (Lehingue, 1961; Affaton, 1975). Ces brèches se composent de fragments millimétriques à décimétriques, anguleux à arrondis, de silexites, volcanites, carbonates, grès, shales, siltstones, quartz et pyroxène, dans une abondante matrice fine et calcareuse. Elles sont généralement localisées au toit des serpentinites ou métavolcanites et au mur des silexites variées (fig. 150 et 155), occupant ainsi la même position stratigraphique qu'un possible équivalent de la "tillite" de la semelle du supergroupe de la Pendjari. Il pourrait s'agir de brèches volcaniques ou volcano-détritiques antérieures aux silexites correspondant à la formation de Barkoissi.

d - Les brèches polygéniques sédimentaires ou volcano-sédimentaires, les calcaires dolomitiques, les silexites, les métavolcanites et les serpentinites représentent un assemblage pétrographique varié et original que l'on ne rencontre que vers la base de la séquence constituant la majeure partie de l'unité structurale du Buem au NW-Bénin. Cet assemblage correspond, à notre sens, en fait à un équivalent latéral du groupe du Sud-Banboli du supergroupe de la Pendjari, tout comme cela a été suggéré par l'exemple cité au SE du Burkina Faso. Les grès feldspathiques, argilo-micacés, reposant sur cet assemblage peuvent donc être corrélés avec le niveau renfermant des phosphates dans ces régions. Des observations complémentaires viennent confirmer cette double corrélation.

- Au SE de Kobly (fig. 123), des calcaires cristallins, hématitiques, en gros bancs massifs, siliceux, de teinte rouge sombre à noirâtre, affleurent au toit des serpentinites, à la partie basale d'un important niveau de silexites ferrugineuses. Ces silexites supportent des grès feldspathiques argileux, gris-blanc à jaune-moutarde, riches en muscovite et veinules de quartz. Des shales et siltstones (à lentilles et passées de grès fins feldspathiques et argileux) comparables à ceux de la formation de la Pendjari, reposent sur ces grès.
- Les métavariolites, métadolérites ou métabasaltes du Mont Itadi (fig. 123 et 126) sont interstratifiés dans des silexites variées ou leur sont associées. Il en est de même dans les régions de Tiélé (fig. 155) et de Batia (fig. 116 et 156).

- D'une façon générale, les lames et lentilles de serpentinites chromifères étudiées au NW-Bénin sont localisées au mur des silexites ou leur sont associées (fig. 150 et 155). Elles ne sont que rarement rencontrées en association avec des grès feldspathiques argileux, à lentilles et passées de shales et siltstones.
- Au NW-Bénin, les silexites sont généralement au mur des grès et grès-quartzites feldspathiques, argileux ou argilo-micacés, qui supportent à leur tour une épaisse séquence de shales et siltstones à lentilles et passées de grès fins, feldspathiques et argilo-micacés, rarement carbonatés. Cette épaisse séquence argilo-silteuse affleure mal car elle occupe généralement les dépressions et plaines de l'unité structurale du Bucm. Elle est l'équivalent latéral de la "série de l'Oti" (Huot et Lelong, 1963) ou de notre formation de la Pendjari (p. 72; tabl. 44).

e - Ayant retrouvé, au sein de l'unité structurale du Buem au NW-Bénin, les différentes formations ou groupes constituant le supergroupe de la Pendjari (ou au moins sa moitié inférieure), nous devons nous demander si des équivalents des grès et grès-quartzites "infratillitiques" y sont représentés. *A priori*, ces roches devraient s'y trouver, sauf si l'on admet qu'au Nord-Bénin le chevauchement de l'unité structurale du Buem sur le bassin des Volta résulte d'un décollement du supergroupe de la Pendjari qui se serait produit au niveau du groupe du Sud-Banboli. Dans cette hypothèse, les grès et grès-quartzites du supergroupe inférieur seraient entièrement masqués par les formations du supergroupe de la Pendjari chevauchantes. Dans le cas contraire, les grès et grès-quartzites du supergroupe inférieur devraient se rencontrer sous l'assemblage correspondant au groupe du Sud-Banboli.

- A l'Ouest de Tiélé, dans les environs du village de Kalabon (fig. 155), nous avons décrit des grès-quartzites probablement infratillitiques (Affaton, 1975). Il s'agit de grès-quartzites et quartzites moyens à grossiers, présentant de nombreuses taches blanchâtres à brunâtres, résultant de la kaolinisation des grains de feldspaths, et des débris de roches. Ils se présentent généralement en gros bancs massifs, parcourus par des filonnets et veinules de quartz et de nombreuses diaclases et microfailles à miroirs striés. Ils se situent au toit des serpentinites schisteuses et au mur d'un ensemble comprenant des métadolérites, des conglomérats polygéniques volcano-sédimentaires et des silexites. Ils sont bien différents, par leur faciès, des grès et grès-quartzites feldspathiques, argileux ou argilo-micacés, verdâtres, à interlits et lentilles de shales et siltstones, reposant sur les silexites de la colline de Tiélé. Ces grès-quartzites et quartzites de Kalabon doivent être rattachés au supergroupe de Boumbouaka. Ils ne représentent probablement pas un cas unique dans l'unité structurale du Buem du NW-Bénin. Il faudrait cependant se rappeler que les silexites et roches associées sont souvent bréchifiées ou transformées en mylonites *s.l.*, ce qui suggère qu'elles ont joué le rôle de couche-savon facilitant le décollement de l'équivalent du supergroupe de la Pendjari. Un tel décollement expliquerait en partie la rareté des grès et grès-quartzites de type Kalabon.

#### 3 - Nord-Togo

Les observations effectuées au Nord-Togo, tout en complétant les données déjà publiées (Lawson, 1972 ; Le Cocq, 1975 ; Simpara, 1978 ; Affaton, 1983 ; Bessoles et Trompette, 1980 ; Simpara *et al.*, 1985 ; Affaton *et al.*, 1978 ; Lasserre *et al.*, 1980 ; Kesse et Banson, 1975 ;), conduisent à des conclusions différentes quant aux corrélations entre l'unité structurale du Buem et le bassin des Volta. Nous considérons en effet que les formations de Bijomambé et Bitjabé (fig. 138 à 140) sont respectivement les équivalents latéraux des formations du Sud-Banboli et de Barkoissi qui constituent le groupe du Sud-Banboli dans le bassin des Volta au Nord-Togo (p. 70 ; fig. 24 et 25). Presque partout, la formation de Bijomambé, constituée par des diamictites, passe en continuité à la formation de Bitjabé (fig. 140). Cette continuité est frappante dans les flancs de l'anticlinorium de Bissokpabé et du synclinorium de la Katcha, dans la partie septentrionale du synclinorium de Pensaka et au sein de la sous-unité de Kabou (fig. 38). Si l'on interprète les diamictites de la formation de Bijomambé comme de véritables tillites sous-marines (Simpara, 1978 ; Simpara *et al.*, 1985), on accepte implicitement de corréler celles-ci avec la tillite ou le complexe glaciogénique qui constitue la semelle du supergroupe de la Pendjari au Nord-Togo et au SE du Burkina Faso. Comme la position stratigraphique des calcaires dolomitiques est encore

mal connue dans le Buem du Nord-Togo, le rapprochement mentionné suggère la corrélation de la formation de Bijomambé avec la formation du Sud-Banboli, et de la formation de Bitjabé avec celle de Barkoissi. De telles corrélations méritent toutefois d'être discutées.

- En effet, la formation de Barkoissi est constituée essentiellement par des silexites argileuses ou argilocalcaires, très rarement ferrugineuses, à lentilles et minces passées de shales plus ou moins silteux ou gréseux, et passant dans quelques cas vers le sommet à des phosphates, comme au SE de Burkina Faso. Par contre, la formation de Bitjabé se compose principalement d'hématitites argileuses ou argilo-siliceuses, généralement microconglomératiques, à débris exotiques, à lentilles et minces passées de shales, silexites ou jaspes et grès. La richesse en fer de la formation de Bitjabé et la présence de débris exotiques extérieurs au bassin ont conduit à formuler deux hypothèses quant à son origine. Pour les uns, elle résulterait de l'épigénie d'une tillite ou d'une roche sédimentaire argileuse par des solutions riches en fer (p. 153; Lawson, 1972 ; Kesse et Banson, 1975). Pour les autres, il s'agirait d'une roche volcanique pyroclastique (Dempster, 1967). En considérant les débris exotiques comme étant apportés par des glaces flottantes et en rendant responsable de la genèse du fer un épisode volcanique, nous pouvons attribuer une origine volcano-sédimentaire à la formation de Bitjabé. Elle s'est probablement déposée dans un paléo-environnement assez calme et de profondeur moyenne.
- Compte tenu de l'origine proposée pour les roches ferrugineuses microconglomératiques de la formation de Bitjabé, il nous semble plus logique de corréler l'ensemble du groupe de Bijomambé, c'est-à-dire les formations de Bijomambé et de Bitjabé, avec le groupe du Sud-Banboli qui représente la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari dans le bassin des Volta.

Ce qui précède nous incite à rapprocher le groupe de la Katcha (p. 147) de la formation de la Pendjari (tabl. 46, page suivante). La formation de l'Oualsion représenterait alors le supergroupe de Boumbouaka du bassin des Volta (p. 146). Le groupe de la Katcha et la formation de la Pendjari présentent pratiquement les mêmes caractéristiques lithologiques. Leur corrélation ne pose donc pas de problème particulier. Par contre, la corrélation de la formation de l'Oualsion avec le supergroupe inférieur du bassin des Volta mérite, elle, d'être discutée.

- Les résultats des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne (Sulutiu, 1968) sur la région de Shiéni, synthétisés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971), s'opposent à ceux des travaux de Kesse et Banson (1975) (tabl. 47). Le désaccord porte à la fois sur la lithostratigraphie du Buem et sur les corrélations avec le bassin des Volta.
- En adoptant la limite occidentale de l'unité structurale du Buem (p. 158), telle qu'elle a été définie par Simpara (1978), nous convenons que les formations affleurant dans la région de Shiéni appartiennent toutes au Buem (p. 151; fig. 148). On peut alors proposer les corrélations suivantes avec la lithostratigraphie du Nord-Togo (tabl. 47) : les grès et grès-quartzites à passées de siltstones et shales, communément appelés "Shieni quartzites" au Ghana, représentent *la formation de Dimouri*. Les conglomérats et grès polygéniques, à passées de shales et siltstones, et à lentilles de silexites et calcaires dolomitiques, correspondent à la formation glaciomarine de Bijomambé qui repose probablement en discordance de ravinement sur la *formation de Dimouri*. En effet, cette formation de Bijomambé représente l'équivalent togolais de la fameuse "Sandy Mudstone Series" considérée comme en discordance angulaire sur les "quartzites de Shieni" par Sulutiu (1968), Cudjoe (1971) et Annan-Yorke et Cudjoe (1971). Les "tillites ferrugineuses", argileuses ou argilo-gréseuses, à interlits de silexites, représentent la formation de Bitjabé. Celle-ci est surmontée par les pélites, grès, siltstones et shales correspondant probablement à la partie basale du groupe de la Katcha.

Au Nord-Togo, nous considérerons la formation de Dimouri (grès et grès-quartzites moyens à grossiers, parfois conglomératiques, feldspathiques, silico-argileux, parfois glauconieux ou ferrugineux, à rares stratifications obliques et à passées ou lentilles argilo-silteuses) et ses équivalents latéraux, reposant en discordance de ravinement *sous* la formation de Bijomambé, comme pénécontemporains du groupe du Mont Boumbouaka (tabl. 48). La présence d'horizons conglomératiques à galets centimétriques, parfois polygéniques, signalés par Simpara (1978) ne doit pas être interprétée comme l'indice de glaciation. En effet, de tels horizons conglomératiques, pour certains d'entre eux continentaux, ont été signalés dans les formations infratillitiques des massifs de Gambaga, de Damongo et du Kwahu au Ghana (p. 75).

Partie centrale du Buem	Principales composantes	Partie méridionale du Buem	Bassin c	les Volta	
Groupe de la Katcha	Shales et siltstones, à interca- lations de grès arkosiques et lentilles calcaires, compor- tant parfois des grès variés ou des volcanites à la base	Série de la vallée de de la Dayi passant au groupe volcani- que	Formati Pen	on de la djari	ı de l'Oti)
Formation de Bitjabé	Hématitites microconglomé- ratiques polygéniques, à lentilles de silexites, shales passant latéralement à des silexites plus ou moins hématitiques comportant parfois des volcanites	Groupe du gisement de fer de Shiéni	Formation de Barkoissi	Groupe du	groupe de la Pendjari (ou
Formation de Bijomambé	Diamictites d'origine glaciaire probable, arkoses et grès supportant parfois des calcai- res dolomitiques	Série des collines de Kpandu	Formation du Sud- Banboli	Sud- Banboli	Superg
		Discordance de ravino	ment glaciaire	<b></b>	
Formation de Dimouri	Grès moyens feldspathiques massifs, à stratifications obliques	Formation	Formation du Mont Panabako	Groupe du	
Formation de l'Oualsion s.s. (non observée dans la partie septentrionale du Buem	Grès fins micacés, argileux, plus ou moins conglomérati- ques, comportant des shales et siltstones à la base ou passant latéralement à ces faciès	d'Anyaboni Disaordanao da ravin	Formation de Bogou	Mont Boumbouaka	roupe de Boumbouaka
		ravine de ravine			perg
Non observé	Grès-quartzites moyens, massifs, à stratifications obliques	Quartzites du Kwahu	Formation de Kotiaré	Groupe de	Su
	Shales	Non observé	Formation de Natala	la Fosse- aux-Lions	

**Tableau 46 :** Corrélations lithostratigraphiques des principales formations constituant les parties centrale et méridionale du Buem avec celles du bassin des Volta.

Cud	joe, 1971 ; Annan-Yor	ke et Cudj	joe, 1971	Kesse et Banson, 19	175	Simpara et al.	Ce mémoire				
Ré	gion de Shiéni	Bassin des Volta		Région de Shiéni	Région de Shiéni			sin des Volta	Bue	n da Bass	а <i>т.</i>
	Pélites, siltstones et grès	Partie	Série	(?)	(?)	G. Katcha	0ti)	Fm. de la Pendjari	C.	Katcha	Dt1)
Buem	Tillites forrugi- neuses à interlits de silexites	basale du Voltaien	mératique cgts,	Tillite ferrugineuse à passées de grès.	(?)	Fm. Bitjabé	ou de 1.	ilodu	mbé	Fm. Bitjabé	ou de 1'
Interleur	Conglomérats, grès, siltstones, silexi- tes lenticulaires et calcaires dolo- mitiques.	moyen	ressem- blant à la tilli- te, grès	Oti beds : Grès feldspa- thiques et arkoses	Volta- Ten infé- rieur	Fm. Bijomambé	a Pendjari (	G. Sud-Ba	G. Bijoma	Fm. Bijo- mambé	a Pendjari (
"Sandy Mudstones scries"	Grès polygéniques, pélites et silts- tones Discord.angul, p	Voltaïen inférieur robable	Basal Sandstone series	(?)	(?)	(?)	oupe de 1	Fm.	Bijon	nambé	SG. de 1
"Togo sertes"	Quartzites de Shiéni	Protéro supéri	ozoïqu <del>e</del> ieur	Quartzites de Shiéni	Buem	Fm. Oualsion	Supergr	SG. Boum- bouaka	Fm. et d	de Dimour e l'Ouals	i Ion

Tableau 47 : Comparaison de diverses propositions de corrélations entre les formations du Buem et celles du bassin des Volta, à la latitude de Shiéni (Nord Ghana).

-

.

Les shales et siltstones variés, à minces intercalations gréseuses et lentilles calcaires, constituant la formation de l'Oualsion s.s., sous-jacente à la formation de Dimouri, pourrait représenter l'équivalent latéral du groupe de la Fosse-aux-Lions ou correspondre à un terme argilo-silteux épaissi du groupe du Mont Boumbouaka, par exemple à la formation de Bogou (p.). Finalement les formations de l'Oualsion s.s. et de Dimouri représenteraient le supergroupe de Boumbouaka (ses groupes moyen et supérieur ou tout au moins son groupe supérieur) dans le Buem du Nord-Togo.

#### 4 - Nord-Ghana

La partie septentrionale du Buem du Ghana est le prolongement méridional ou occidental de l'unité structurale du Buem du Nord-Togo. Par conséquent, la lithostratigraphie définie au Togo (tabl. 47) doit pouvoir s'appliquer au Nord-Ghana. Les grès et grès-quartzites, à minces passées argilo-silteuses, qui constituent les "Shieni quartzites" et leurs équivalents y représentent la formation de Dimouri et correspondraient au groupe du Mont Boumbouaka. Les shales et siltstones, stratigraphiquement sous-jacents à ces grès et grès-quartzites au Nord-Ghana, correspondent à la formation de l'Oualsion *s.s.* et constitueraient un équivalent soit du groupe de la Fosse-aux-Lions soit de la formation de Bogou. Le supergroupe de Boumbouaka est donc largement représenté dans le Buem du Nord-Ghana, comme dans celui du Nord-Togo.

	Unité stru	ucturale du Buem	Bassin des Vol	ta
Supergroupe	Groupe	de la Katcha	Formation de la Pendjari ou Oti	Supergroupe
	Groupe de	Fm. de Bitjabé	Groupe du Sud - Banboli	de la Pendiari
de la Katcha	Bitjabé	Fm. de Bijomambé		uo ia i onajai i
<u> </u>	1	-Discordance de ravin		
Group	)e	Fm. de Dimouri	Groupe du Mont Boum- bouaka ou formation	Supergroupe de
đe			du mont Panabako	Boumbouaka
Dimou	ıri	Fm. de l'Oualsion s.s. (base non connue)	Groupe de la Fosse-aux-Lions ou formation de Bogou	( p

 Tableau 48 : Corrélation des unités lithostratigraphiques de l'unité structurale du Buem avec celles du bassin des Volta au Nord-Togo.

Les conglomérats polygéniques et brèches sédimentaires, à passées gréseuses ou argilo-gréseuses, considérés comme des mixtites ou "Buem tillites" ou parfois "Sandy Mudstones Series" au Ghana, représenteraient la formation de Bijomambé, c'est-à-dire l'équivalent de la formation du Sud-Banboli dans le bassin. Les shales et les "tillites hématitiques" et silexites associées du gisement de fer de Shiéni et de ses équivalents y représenteraient la formation de Barkoissi. Les vulcanites et calcaires dolomitiques signalés dans le Buem du Ghana appartiendraient, comme au Nord-Bénin (p. 138), à la formation de Bitjabé ou tout au moins à l'équivalent du groupe du Sud-Banboli du bassin des Volta. Enfin, les shales et siltstones à passées gréseuses et lentilles calcaires, reposant stratigraphiquement sur ces gîtes et indices ferrugineux au Nord-Ghana, correspondraient au groupe de la Katcha, équivalent de la formation de la Pendjari du bassin des Volta.

Ces corrélations (tabl. 42 et 47) sont bien différentes de celles qui ont généralement été avancées. Cela tient, en grande partie, au fait qu'au Ghana le Buem a longtemps été considéré comme une unité lithostratigraphique monoclinale. L'importance de la tectonique, et notamment des redoublements de séquence par écaillage, a été peu ou pas du tout prise en compte, ce qui peut expliquer la plupart des divergences observées dans les échelles lithostratigraphiques.

#### 5 - La partie méridionale du Buem au Ghana

Il n'existe aucun document géologique récent proposant une synthèse cohérente de la partie méridionale du Buem du Ghana. Pourtant de nombreux travaux de cartographie y ont été effectués (Junner et Service, 1936 ; Tevendale, 1955 ; Crook, 1970 ; Saunders, 1970 ; Bondesen, 1972 ; Jones, 1978 et 1979 ; Blay, 1983 et 1985 ). On retrouve au niveau de la cartographie l'incohérence constatée à propos de la lithostratigraphie. Cependant, en s'appuyant sur les données réunies au Nord, il est possible d'y reconnaître la plupart des grands ensembles pétrographiques des parties septentrionale et centrale du Buem (p. 135 à 153) et d'esquisser une comparaison avec le bassin des Volta.

#### a - Les travaux de Saunders (1970)

Les résultats acquis par Saunders (1970 ; fig. 82 ; tabl. 49) à la bordure sud-orientale du bassin des Volta sont comparables à ceux que nous avons obtenus dans les parties septentrionale et centrale du Buem. Il démontre deux points importants :

- L'extrémité la plus méridionale des "Shales de l'Afram" repose sur la formation d'Anyaboni, elle-même en discordance de ravinement sur les "Grès du Kwahu".
- La terminaison méridionale du Buem, formée par des équivalents latéraux des "Grès du Kwahu" et de la "Formation d'Anyaboni", constitue un anticlinorium tronqué au sommet par le plan de chevauchement suivi par le cours de la rivière Pawmpawm (fig. 82).

- Ces conclusions paraissent encore plus importantes si l'on se souvient que la "Formation d'Anyaboni" et les "Grès du Kwahu" d'une part et les "Shales de l'Afram" d'autre part représentent respectivement les équivalents méridionaux des supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari (p. 89 à 102). Ces conclusions sont à l'opposé de l'idée couramment admise selon laquelle les formations du Massif du Kwahu reposeraient sur les "Shales de l'Afram" et représenteraient le "Voltaïen supérieur" (Junner et Hirst, 1946 ; Grant, 1969 ; Blay, 1983 et 1985). Elles sont par contre en accord avec les conclusions de Sougy (1970 et 1971), Shackleton (1971), Affaton (1975), Affaton *et al.* (1980) et avec nos conclusions sur la partie ghanéenne du bassin des Volta. Au SE du chevauchement de la Pawmpawm, l'unité structurale de l'Atacora est constituée essentiellement par l'équivalent du supergroupe de Boumbouaka (fig. 82 ; p. 93 à 94). Cette unité interrompt définitivement vers le Sud la présence de l'unité structurale du Buem en surface. Nous aurons l'occasion de revenir sur cette dernière corrélation (p. 224).

#### **b** - Autres observations

Les observations de Saunders (1970), complétées par les travaux de Tevendale (1955), Bell (1962), Crook (1970), Annan-Yorke et Cudjoe (1971), Bondesen (1972), Kesse et Banson (1975) et Blay (1983 et 1985) permettent d'élargir le débat sur les relations Buem-Bassin des Volta.

Les "Kpandu Hills" (fig. 148D et 81D) sont constituées par des arkoses, des grès arkosiques et dés brèches sédimentaires polygéniques (composées de fragments de quartz, feldspaths, quartzites, schistes, gneiss, carbonates et roches ferrugineuses enrobés dans une matrice gréseuse). Pour Crook (1970), qui a défini la "Kpandu Hills series", il y a passage progressif entre les brèches sédimentaires "basales" et les grès arkosiques du "sommet". Ces brèches peuvent être rapprochées de celles de la formation de Bijomambé avec laquelle la "Kpandu Hills series" est corrélable. La "Kpandu Hills series" est donc bien distincte de la formation d'Anyaboni probablement sous-jacente et elle est l'équivalent probable de la formation du Sud-Banboli.

Site d'Akosombo (Tevendale, 1955)	Buem méridi (Saunders, 1970)	ional	et partie sud du bassin	n des Volta	(Notre interprétati	on)			
Absent	Absent	Couo Grè	ches de l'Obosum : s et conglomérats	Supergroupe de Tamale					
Quartzites à fins feuillets et shales	Shales, calcaires,		Shales	Super	rgroupe				
Pélites et shales	silexites, greywackes		A - 12 A C		3 -				
Greywackes, pélites, shales et calcaires Calcaires et shales	et conglomérats		de i Airam	de l'Oti					
		<u> </u>		Disc. ra	vinement glaciaire				
Grès feldspathiques	Grès moyens felds- pathiques, massifs, à stratifications	-		Formation du Mont					
111435115	(250-300 m)		Formation	Panabako	Groupe	ка			
Grès micacés,	- Disc. ravin Grès fins micacés, argileux, plus ou		d'Anyaboni		du	boual			
finement lités siltstones et- shales	moins conglomé- ratiques, à minces couches ferrugi-			Formation	Mont	Boum			
	neuses au sommet et comportant des shales et siltstones			de	Boumbouaka	pe de			
	à la base (130 m)			Bogou		no.			
	Quartzites moyens massifs, à stratifi- cations obliques	nq	Quartzites (300 m)	Formation de Kotiaré	Groupe de la Fosse-aux- Lions	Supergr			
Non observé	Non observé ?	de Kwa	Shales (≤ 130 m)	Formation de Natala					
		Grès	Quartzites finement lités et à horizons de shales	Formation de Dapaong	Groupe de Dapaong				
			(400-500 m)						

**Tableau 49 :** Lithostratigraphie de la partie méridionale du Buem d'après Saunders (1970). Corrélation avec la lithostratigraphie de la partie méridionale du bassin des Volta ou du site du barrage d'Akosombo (Tevendale, 1955).

•

La "Dayi Valley Series" de la même région, à l'Est de Kpandu, (fig. 81D) se compose de shales et pélites renfermant des intercalations de grès plus ou moins arkosiques, de grauwackes et, rarement, de calcaires. Elle est pratiquement en continuité avec les "Shales de l'Afram" dont elle représente un équivalent latéral. Elle est supposée en discordance de ravinement sur la "Kpandu Hills Series".

Les "Ataulo Valley Shales" (fig. 81D et 148D), qui constituent la plaine située à l'Ouest des "Kpandu Hills", représentent le prolongement NW et l'équivalent latéral de la "Dayi Valley Series" à la confluence de la Dayi et de la Volta. Ces "Ataulo Valley Shales", définis par Crook (1970) et correspondant au groupe volcanique de Junner et Service (1936), montrent des intercalations de siltstones, grès finement lités et calcaires dans les agglomérats, pillow-lavas, andésites et basaltes. Bell (1962), Crook (1970) et Blay (1985) ont montré que la "Kpandu Hill Series" constitue en fait un anticlinal déversé et charrié vers l'Ouest, ce qui justifie le fait que les "Ataulo Valley Shales" se trouvent sous la "Kpandu Hills Series". Le groupe volcanique de Junner et Service (1936) est donc pénécontemporain des "Shales de l'Afram" et par conséquent du supergroupe de la Pendjari, plus précisément de sa partie inférieure si l'on admet que les volcanites du Buem du Ghana occupent la même position lithostratigraphique que celles du Nord-Bénin.

D'après Bell (1962) et Crook (1970), les hauteurs de Santrokofi-Akpafu, localisées à l'Ouest et au Nord de Hohoe (fig.148D) sont constituées essentiellement par des "Hematitic cherty quartzites" à minces intercalations de grès fins, légèrement feldspathiques, alors que les dépressions sont formées de shales et siltstones renfermant par endroits des intercalations de quartzites et grès. Là aussi, ces shales et siltstones se trouvent tectoniquement sous les silexites hématitiques, l'ensemble des "Santrokofi-Akpafu Ranges" correspondant à un anticlinal couché vers l'Ouest. Les "Hematitic cherty quartzites" sont considérés comme l'équivalent méridional des "Shieni iron-ore deposits", c'est-à-dire, suivant nos corrélations, de la formation de Bitjabé ou de Barkoissi. Les shales et siltstones sus-jacents stratigraphiquement représentent le groupe de la Katcha ou la formation de la Pendjari.

#### 6 - Conclusions

Les travaux effectués dans les parties septentrionale, centrale et méridionale du Buem, permettent de dégager une lithostratigraphie relativement complète pour l'unité structurale du Buem, dans son ensemble, et de la corréler avec celle du bassin des Volta (tabl. 46).

La "série de la vallée de la Dayi" et ses équivalents latéraux représentent des équivalents du groupe de la Katcha ou de la formation de la Pendjari. Il n'est cependant pas exclu que des équivalents latéraux de certaines formations du groupe du Sud-Banboli se rencontrent à la partie inférieure de la série de la vallée de la Dayi ou de la "formation de l'Afram", comme c'est le cas de certains carbonates ou silexites.

Le "groupe du gisement de fer de Shiéni" et ses équivalents latéraux comme le prolongement méridional de la formation de Bitjabé représentent la formation de Barkoissi. Les silexites plus ou moins hématitiques ou jaspoïdes de ce groupe sont parfois prises pour des quartzites, ce qui est une source d'erreur pour les corrélations.

Les conglomérats et arkoses polygéniques composant la "série des collines de Kpandu" représentent l'équivalent méridional de la formation de Bijomambé, c'est-à-dire l'équivalent tectonisé de la formation du Sud-Banboli. Par contre, dans les parties septentrionale et centrale du Buem, la position des calcaires dolomitiques (à barytine ?) reste imprécise.

Les grès feldspathiques massifs, constituant le "membre supérieur de la formation d'Anyaboni", ou son équivalent dénommé formation de Dimouri, au Nord-Togo, sont corrélables à la formation du Mont Panabako.

Le membre inférieur de cette "formation d'Anyaboni" serait l'équivalent de la formation de Bogou.

Enfin, les grès-quartzites massifs, représentant le "membre supérieur des Kwahu sandstones" à l'extrémité méridionale du Buem, représenteraient la formation du Kotiaré. Les shales constituant le membre médian des "Kwahu sandstones" ne semblent pas avoir été retrouvés dans le Buem.

Il est ainsi démontré que l'unité structurale du Buem est constituée par des équivalents latéraux, tectonisés et plus ou moins anchimétamorphiques, des formations du supergroupe de la Pendjari (ou de l'Oti) et du supergroupe de Boumbouaka (probablement des groupes supérieur et moyen de ce dernier).

Presque partout, ce sont des équivalents des formations du supergroupe de la Pendjari qui représentent l'essentiel du Buem. La présence et l'abondance d'équivalents du groupe du Mont Boumbouaka dans la région de Bassar, partie centrale du Buem, est un fait exceptionnel.

# C - Les serpentinites et métavolcanites du Buem. Un volcanisme de type transitionnel entre les séries tholéitique et calco-alcaline développé dans un bassin marginal.

Depuis leur découverte au Ghana (Koert, 1910 ; Robertson, 1921 et 1925) et au Bénin (Chermette, 1936 ; Affaton, 1975), les *serpentinites* et les *métavolcanites* de l'unité structurale du Buem peuvent être considérées comme des faciès caractéristiques du Buem. Leur présence permet en effet de distinguer cette unité structurale de celle du bassin des Volta. Ces roches se rencontrent dans de nombreux secteurs de l'unité structurale du Buem, mais elles sont particulièrement importantes dans les environs de Kpandu (fig. 149) et de Batia (fig. 116 et 156).

#### 1 - Serpentinites du Buem

Au Ghana comme au Bénin, les serpentinites du Buem sont massives à schisteuses et localement chromifères et nickélifères. Elles sont fréquemment situées dans de grands plans d'écaillage ou de chevauchement où elles jouent le rôle de couche-savon (Bourlier *et al.*, 1967 ; Jepsen et Depciuch, 1974). Nous considérons ces serpentinites comme le résultat de l'altération d'anciennes roches intrusives, d'âge indéterminé, probablement de types gabbros, dolérites, péridotites, dunites ou harzburgites. Ces roches proviendraient du manteau supérieur, à la faveur de grandes fractures qui, au Bénin, sont subméridiennes, en gros parallèles au contact bassin-chaîne et même souvent à la direction structurale. Au Bénin, la *chromite* s'y présente sous forme de petits cristaux, de minces ségrégations, de blocs, de lentilles ou de filons. Il s'agit d'un minerai serpentineux, noir-charbon et hétérogène, dont la densité varie de 3 à 4 (Lehingue, 1962) et la teneur en  $Cr_2O_3$  peut atteindre 36 à 47 % (tabl. 50 page suivante).

#### 2 - Métavolcanites du secteur de Kpandu

Les métavolcanites du secteur de Kpandu (fig. 149) comprennent des faciès peu métamorphisés de basaltes rarement à olivine, de dolérites, de rhyolites, de porphyres, d'agglomérats, de tufs, de trachytes, de kératophyres et de "bostonites". Elles présentent des structures sphérolitiques ou variolitiques et des pillow-lavas attestant de leur origine sous-marine (Junner et Service, 1936 ; Bell, 1964 ; Cudjoe, 1964 ; Jones, 1978). Ces roches se seraient mises en place il y a au moins 624 Ma (Bozhko *et al.*, 1971 ; âge K/Ar sur roche totale) et leur métamorphisme anchizonal daterait d'environ  $512 \pm 20$  Ma (Jones, 1978 ; Cahen *et al.*, 1984 ; âge moyen K/Ar sur roche totale : trois échantillons de métavolcanites basiques indiquant respectivement des âges de  $492 \pm 9$ Ma,  $515 \pm 7$  Ma et  $528 \pm 8$  Ma). Pour Robertson (1925), ces roches proviennent d'un magmatisme à tendance alcaline caractérisé par la prédominance de basaltes associés à des tufs et agglomérats. Les faciès basiques de ces métavolcanites (tabl. 51), avec  $45 \pm 5$  % de SiO<sub>2</sub>, sont riches en TiO<sub>2</sub> (2,51  $\pm$  1,28 %), en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(12,60  $\pm$ 4,45 %) et en FeO total (7,59 à 15,61 %). Par contre, ces faciès sont pauvres en alcalins, particulièrement en K<sub>2</sub>O (1,06  $\pm$  0,56 %), ce qui semble contredire l'hypothèse de Robertson (1925). Le chimisme de ces métabasites s'apparente à celui des *andésites basaltiques* et des *basaltes* appartenant à une *série* 

Réf.	Ech.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOt	Mn <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	CaO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	PF	Densité
tte,	8	1,70	6,53	26,00	1,80	17,16		46,56		
2 me	10	6,12	20,05	17,93		18,10	0,70	36,10	0,80	
195	11	7,70	16,12	13,07		18,80	0,40	41,80	1,10	
σ	14	3,12	16,10	16,64		17,10	Tr	47,18	0,42	
	BZ2'	2,30	32,40	10,40		17,20	1,00	30,00	5,10	3,48
	BB9	7,00	21,00	14,40		20,40	0,50	23,30	7,70	3,00
	BO6	6,00	20,20	13,10		18,60	0,50	32,40	4,10	3,60
2	TR1	3,00	23,00	13,50		15,90	0,50	39,10	2,80	3,60
96	23TRC	7,35	14,90	15,30	0,55	17,50	2,50	36,45	5,40	3,40
3, 1	23P4	11,50	14,50	15,30	0,30	16,50	Tr	36,80	5,90	3,20
bug	BF25	12,80	20,00	17,50	Tr	16,30	1,00	25,00	6,80	3,20
hin	BF29	14,80	25,00	10,00	Tr	13,00	1,50	27,70	6,50	3,13
Le	BN2	7,50	32,00	26,00	Tr	18,30	0,80	12,50	2,80	3,34
	AV5	7,00	28,00	21,50	Tr	15,90	0,50	21,00	5,20	3,44
	AW19	9,90	30,00	22,00	Tr	18,40	0,50	21,70	6,00	3,25
	YI177	7,70	36,00	29,00	Tr	5,10	1,00	16,50	4,20	3,14
÷	ZF115	11,00	6,00	18,00	Tr	21,80	0,80	36,20	6,60	3,07

essentiellement tholéiitique, à tendance calco-alcaline (fig. 157). Cette tendance calco-alcaline pourrait résulter d'une activité volcanique sporadique et peu étendue, probablement en liaison avec un changement de composition dans la chambre magmatique.

Tableau 50 : Analyses chimiques de quelques échantillons de chromite de l'unité structurale du Buem du NW-Bénin (secteur du lieu-dit Bontomo). Les analyses dues à Chermette (1936) sont faites par M. Rose du Laboratoire du Service des Mines de l'A.O.F. à Dakar (Sénégal). Celles dues à Lehingue (1962) sont réalisées par le Laboratoire du BRGM de Dakar.

Les trachytes et kératophyres signalés dans la région de Kpandu pourraient être dûs à un volcanisme alcalin relativement indépendant de ce volcanisme tholéitique à tendance calco-alcaline. Une association comparable a été étudiée au Centre-Bénin par Boussari (1975) et dans le Golfe de Californie par Gastil et al. (1979).

Quelques unes de ces métabasites se révèlent être des tholéiites à olivine (fig. 158A) et pourraient être issues d'un paléo-environnement océanique (fig. 158B).

#### 3 - Métavolcanites du secteur de Batia

Dans le secteur de Batia, les métavolcanites du Buem dérivent probablement de basaltes, de dolérites, de dacites et de rhyolites exhibant parfois des structures variolitiques, sphérolitiques ou ignimbritiques et des figures de trempe. Les faciès basiques ou acides de ces métavolcanites (tabl. 52), avec 45,07 à 72,02 % de SiO<sub>2</sub>, sont riches en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13,41 ± 2,18 %) et pauvres en alcalins, notamment en K<sub>2</sub>O (0,03 à 0,34 % en général). Ces roches ont une teneur moyenne en TiO<sub>2</sub> (1,11 ± 0.40 %) et en FeO total (3,54 à 8,87 %). Le chimisme de ces métavolcanites s'apparente à celui des basaltes, des andésites basaltiques, des andésites et des rhyolites d'une série tholéiitique pauvre en potassium (fig. 157A) et parfois à tendance calco-alcaline (fig. 157A à C). L'hypothèse d'une activité volcanique calco-alcaline, peu étendue, pourrait expliquer une telle tendance. Quelques unes des métabasites du secteur de Batia se révèlent être des tholéiites à quartz (fig. 158A). Elles proviennent probablement du plancher océanique comme le suggèrent les diagrammes de Pearce *et al.* (1974) et Pearce et Cann (1973) (fig. 158B-C).

N° anal.	JR1961	SR133	SR184	JR2033	2197	6072	Moyenne	Ecart-type
SiO <sub>2</sub>	52,50	44,85	50,52	41,66	39,46	40,32	44,89	5,01
TiO <sub>2</sub>	1,18	2,84	2,83	4,95	2,00	1,25	2,51	1,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,50	18,73	12,74	13,32	8,92	5,39	12,60	4,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,34	4,26	3,54	6,42	3,06	3,74	4,23	1,07
FeO	5,60	5,13	7,00	9,83	5,50	9,76	7,14	1,97
MnO	0,19	0,16	0,13	0,16	0,18	0,21	0,17	0,03
MgO	2,63	2,33	5,72	8,15	8,96	26,21	9,00	8,09
CaO	3,79	8,49	9,04	7,40	16,67	5,60	8,50	4,06
Na <sub>2</sub> O	6,14	5,20	2,78	2,18	1,94	0,31	3,09	1,99
к <sub>2</sub> о	1,88	1,54	0,86	0,60	1,23	0,22	1,06	0,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,82	0,82	0,41	0,46	0,24	0,13	0,48	0,26
CO <sub>2</sub>	1,20	1,07	0,55	0,12	7,65	0,28	1,81	2,64
H <sub>2</sub> O+	2,59	3,80	2,75	4,14	3,52	5,55	3,73	0,98
Н <sub>2</sub> О-	0,51	0,89	0,76	0,46	1,08	0,73	0,74	0,21
Total	99,87	100,11	99,63	99,85	100,41	99,70	99,93	
		Norme	s CIPW *					
Qz	0,00	0,00	5,79	0,00	0,00	0.00		
Or	11,47	9,53	5,28	3,72	7,58	1,39		
Ab	53,64	29,63	24,45	19,35	17,12	2,81		
An	6,60	24,31	20,53	26,00	12,51	13,55		
Ne	0,00	8,91	0,00	0,00	0,00	0,00		
Di	0,00	6,40	16,29	7,24	17,51	10,70		
Нур	9,33	0,00	16,58	15,98	10,98	18,42		
01	6,79	8,16	0,00	11,44	8,94	45,28		
Mt	2,57	2,46	2,77	4,28	2,25	3,67		
lim	2,32	5,66	5,60	9,89	3,97	2,55		
Ap	2,01	2,03	1,01	1,14	0,59	0,33		
Cor	2,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
	2,82	2,55	1,30	0,29	18,14	0,68		
Total	99,63	99,65	99,61	99,32	99,59	99,38		
Id	65,11	48,07	35,53	23,07	24,70	4,20		
Mgv	36,98	35,60	54,58	52,85	69,67	80,97	]	

\* Normes calculées avec analyses sans eau et Fe3/Fe3+Fe2 = 0,20

**Tableau 51**: Compositions géochimiques et normatives de quelques échantillons de métavolcanites de la région de Kpandu (SE-Ghana) d'après Junner (1940). Les analyses sont faites par W.G. Atkins et W.H. Bennet au Laboratoire de géochimie du Ghana Geological Survey.

Troisième partie

Nº ana.	1306A	1307A	1317	1317A	1319	1320	1323	1323A	1324	1325	1325c	1326	1326B	Moyen.	Ecart- type
SiO <sub>2</sub>	52,09	71,81	57,43	72,02	53,49	56,46	45,07	51,98	52,15	59,12	59,98	56,02	61,42	57,62	7,35
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,31	1,18	0,49	1,47	0,92	1,54	1,16	1,83	1,37	1,10	0,99	1,21	1,11	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,19	11,60	13,67	8,28	14,85	14,19	17,05	16,04	14,80	12,12	11,28	13,57	12,73	13,41	2,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,62	2,28	5,92	3,90	7,85	5,31	8,58	5,85	7,16	6,27	6,22	6,24	7,56	5,75	1,98
FeO	4,98	1,49	1,11	0,57	0,14	2,06	0,90	2,55	2,43	1,03	1,66	2,16	0,79	1,68	1,19
MnO	0,12	0,07	0,12	0,08	0,14	0,11	0,17	0,14	0,16	0,10	0,10	0,11	0,09	0,12	0,03
MgO	4,79	0,35	1,70	0,82	1,70	3,46	2,14	2,80	3,33	1,97	2,44	2,92	1,33	2,29	1,15
CaO	12,83	0,86	11,25	10,31	15,20	10,57	17,90	11,94	10,52	13,40	13,59	11,07	9,75	11,48	3,77
Na <sub>2</sub> O	2,60	2,27	2,90	1,20	0,31	5,36	1,74	3,48	4,43	0,37	0,25	4,57	2,97	2,50	1,62
K <sub>2</sub> O	0,34	6,88	0,13	0,03	0,06	0,09	0,06	0,11	0,18	0,06	0,05	0,07	0,07	0,63	1,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,10	0,16	0,14	0,07	0,16	0,18	0,17	0,20	0,14	0,15	0,13	0,17	0,15	0,03
CO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O+	6,23	0,03	3,54	2,80	4,97	1,66	4,99	3,84	3,01	4,28	3,70	2,22	2,64	3,38	1,54
H <sub>2</sub> O-	0,02	0,16	0,16	0,01	0,12	0,01	0,23	0,01	0,18	0,16	0,01	0,13	0,01	0,09	0,08
Total	100,84	98,21	99,27	100,65	100,37	100,36	100,55	100,07	100,38	100,39	100,53	100,20	100,74	100,21	
						Nor	mes CIP	w *		•					
Qz	6,26	29,24	18,10	47,88	21,85	1,95	0,00	4,65	1,19	30,91	31,16	5,56	23,65		
Or	2,12	41,43	0,80	0,18	0,37	0,54	0,37	0,67	1,09	0,37	0,30	0,42	0,42		
Ab	23,24	19,58	25,65	10,37	2,75	45,92	15,30	30,58	38,54	3,26	2,18	39,49	25,60		
An	27,51	1,17	24,99	17,48	40,85	14,57	40,39	28,89	20,53	32,53	30,46	16,65	21,59		
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Di	31,54	2,24	23,32	13,86	24,58	30,98	30,71	26,34	26,50	24,68	29,46	32,20	22,74		
Wo	0,00	0,00	1,94	7,36	3,62	0,00	6,32	0,00	0,00	2,65	1,23	0,00	0,00		
Нур	5,14	4,24	0,00	0,00	0,00	1,47	0,00	3,37	4,92	0,00	0,00	0,66	0,39		
01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Mt	1,78	0,94	1,76	1,09	1,98	1,81	2,37	2,12	2,39	1,82	1,96	2,08	2,02		
Ilm	1,75	0,60	2,35	0,95	2,94	1,77	3,07	2,29	3,58	2,72	2,16	1,92	2,35		
Ap	0,40	0,24	0,40	0,34	0,17	0,38	0,45	0,42	0,49	0,35	0,37	0,31	0,41		
Total	99,75	99,68	99,32	99,52	99,10	99,39	99,06	99,34	99,21	99,27	99,28	99,29	99,17		
Id	31,62	90,24	44,56	58,43	24,97	48,40	15,74	35,90	40,82	34,54	33,65	45,47	49,66		
Mgv	61,25	17,33	35,94	29,90	33,37	51,88	34,50	43,24	44,38	38,65	41,81	44,51	27,28		

\* Normes calculées avec analyses sans eau et Fe3/Fe3+Fe2 = 0,20

Tableau 52 : Compositions géochimiques et normatives de quelques échantillons de métavolcanites de la région septentrionale de Batia (NW-Bénin). Les analyses sont faites par M.O. Trensz du service de géochimie du Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences de St-Jérôme, Marseille.

L'étude des métavolcanites des secteurs de Kpandu, au Ghana, et de Batia, au Bénin, conduit à retenir plusieurs points : généralement *interstratifiées* dans un complexe volcano-sédimentaire correspondant au groupe du Sud-Banboli (p. 70), les métavolcanites du Buem sont d'origine sous-marine, comme l'atteste localement la

présence des pillow-lavas, des structures variolitiques ou des figures de trempe. Certains de leurs faciès basiques peuvent être considérés comme des basaltes océaniques ou présentent des caractéristiques de tholéiites de plancher océanique. On verra plus loin que les métavolcanites intercalées dans les schistes de l'Atacora de la région de Pagala (Godonou, 1986) sont pour la plupart également des tholéiites de ce type (p. 218).

#### 4 - Conclusion et discussion

Les métavolcanites du Buem constituent donc des intercalations au sein d'une séquence volcanosédimentaire, sont d'origine sous-marine, s'apparentent à des séries tholéiitiques plus ou moins pauvres en potassium, et montrent parfois des tendances calco-alcalines. Quelques-uns de leurs faciès basiques présentent des caractéristiques de basaltes océaniques ou de tholéiites de plancher océanique. Nous considérons ces métavolcanites comme caractéristiques d'un magmatisme de type transitionnel entre les termes tholéiitiques et calco-alcalins. Cette attribution est confirmée par leur spectre géochimique multi-éléments (fig. 159 ; tabl. 53 page suivante) qui est pratiquement superposable à celui du volcanisme transitionnel du Golfe de Californie (Saunders et al., 1982). La pauvreté relative des métatholéiites du secteur de Batia en Sr est probablement due à la mobilité du calcium, auquel se trouve associé le strontium, au cours des transformations métamorphiques subies par ces roches. Cette conclusion suggère la mise en place de magma de type tholéiites océaniques dans un paléo-bassin marginal, développé à la limite entre croûtes océanique et continentale.

Cette conclusion ne s'accorde pas avec l'interprétation de Burke et Dewey (1972 et 1973). En effet, ces auteurs considèrent les métavolcanites du Buem comme des ophiolites témoignant d'un paléo-océan individualisé il y a environ 900 Ma et détruit au cours de l'orogenèse panafricaine (circa 600 Ma). Le Buem représenterait donc la zone de suture de cette orogenèse. Il s'agit au contraire d'intercalations volcaniques au sein d'une séquence volcano-sédimentaire. Ces vulcanites, qui présentent des caractéristiques de séries transitionnelles entre les termes tholéiitique et calco-alcalin, témoignent d'un volcanisme de type plancher océanique mis en place dans un bassin marginal. Elles peuvent donc être considérées comme les témoins d'un découplage cratonique représentant la phase majeure d'une taphrogenèse. Cette conclusion vient appuyer les reconstitutions géodynamiques antérieures (Crenn, 1957 ; Louis, 1970 ; Sagbohan, 1972 ; Bayer et Lesquer, 1978 ; Trompette, 1979 ; Bessoles et Trompette, 1980 ; Ako et Wellman, 1985) qui toutes supposaient l'individualisation d'un paléo-océan panafricain, plus ou moins vaste selon les interprétations, mais localisé à l'Est du paléo-domaine du Buem et même au-delà de celui de l'unité structurale de l'Atacora.

# D - Les transformations métamorphiques dans le Buem.

#### 1 - Apports des études pétrographiques antérieures

Pougnet (1957) a signalé un très faible métamorphisme dans le Buem du NW-Bénin. Il y a observé en particulier un important réseau "anarchique" de veinules et filonnets de quartz blanc.

Dans son chapitre sur le Buem du Nord-Togo, Aicard (1957) a accordé une attention particulière aux transformations diagénétiques et métamorphiques du Buem. Il a notamment précisé cinq points :

- Les grès y sont généralement "peu métamorphiques" et comportent des lambeaux fort peu touchés par le métamorphisme. Les grains de quartz détritique, encore bien visibles, y sont cimentés par de la silice cryptocristalline et un peu de séricite.
- Les grès-quartzites, qui représentent les faciès les plus répandus, se composent de quartz détritique très nourri et d'un peu de ciment constitué de silice secondaire ou cryptocristalline, de muscovite primaire et de chlorite.
- Les quartzites sont formés d'une "pâte" très finement recristallisée, à rares amandes de quartz, et comportant d'abondantes paillettes de séricite et chlorite et quelques plages de quartz engrenés à texture granoblastique.
- Les jaspes montrent un ciment de calcédoine, quelques grains de quartz en plages, une texture granoblastique et des cristaux de quartz à contours bien nets.

#### Troisième partie

F	ÉGION	DE BAT	IA AU N	IW-BÉN	IN	EN	VTRÉE D	U GOLF	E DE CAI	IFORNI	E	BASSIN DE GUAYMAS			
Nº An.	1319	1323	1324	1325	1326	474A-2	474A-7	475B	482-B1	483-7a	485A-4	477-2b	477-2c	478-4	481A-1
SiO <sub>2</sub>	53,49	45,07	52,15	59,12	56,02	44,50	48,30	47,20	49,50	48,40	49,30	49,80	48,30	48,80	50,10
TiO <sub>2</sub>	1,53	1,51	2,07	1,26	1,01	1,28	1,59	1,33	1,44	2,41	2,34	1,92	1,17	1,44	2,25
A1203	14,85	17,05	14,80	12,12	13,57	15,20	16,40	16,60	15,30	14,50	14,80	15,70	17,20	16,10	15,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,85	8,58	7,16	6,27	6,24	10,77	10,61	10,44	10,83	13,67	12,60	10,25	9,33	9,59	10,94
FeO	0,14	0,90	2,43	1,03	2,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,14	0,17	0,16	0,10	0,11	0,17	0,17	0,14	0,17	0,22	0,18	0,17	0,14	0,15	0,17
MgO	1,70	2,14	3,33	1,97	2,92	14,87	7,50	8,66	7,80	6,60	7,20	6,95	9,20	8,80	6,82
CaO	15,20	17,90	10,52	13,40	11,07	9,59	12,31	11,56	11,93	11,50	11,09	11,70	11,61	10,35	9,90
Na <sub>2</sub> O	0,31	1,74	4,43	0,37	4,57	2,47	2,42	2,90	2,48	2,64	2,57	3,11	2,79	3,09	3,22
K <sub>2</sub> O	0,06	0,06	0,18	0,06	0,07	0,00	0,11	0,17	0,05	0,12	0,17	0,20	0,18	0,29	0,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,18	0,20	0,14	0,13	0,09	0,10	0,09	0,10	0,20	0,19	0,33	0,24	0,20	0,34
$co_2$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O+	4,97	4,99	3,01	4,28	2,22	1,22	0,00	1,26	0,00	0,06	0,07	0,00	0,14	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O-	0,12	0,23	0,18	0,16	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,43	100,52	100,62	100,28	100,22	100,16	99,51	100,35	99,60	100,32	100,51	100,13	100,30	98,81	99,65
Cr	266,00	311,00	208,00	176,00	313,00	797,00	277,00	419,00	205,00	140,00	165,00	213,00	239,00	228,00	174,00
v	259,00	257,00	318,00	219,00	249,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	46,00	63,00	101,00	41,00	49,00	522,00	110,00	286,00	89,00	61,00	63,00	48,00	118,00	81,00	87,00
Rb	6,00	1,00	4,00	1,00	1,00	0,90	0,90	4,00	0,90	0,90	1,70	0,90	1,00	3,00	5,00
Sr	16,00	37,00	44,00	15,00	161,00	106,00	147,00	261,00	96,00	109,00	102,00	243,00	228,00	198,00	208,00
Ba	68,00	38,00	103,00	20,00	54,00	22,00	24,00	54,00	18,00	37,00	25,00	43,00	33,00	81,00	105,00
Zr	107,00	125,00	146,00	99,00	81,00	70,00	101,00	93,00	74,00	144,00	131,00	150,00	107,00	106,00	171,00
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	35,00	34,00	44,00	25,00	33,00	25,00	31,00	25,00	32,00	49,00	46,00	37,00	28,00	27,00	44,00
										;					

**Tableau 53 :** Compositions géochimiques des échantillons ayant servi à construire la figure 159. Les échantillons de la région de Batia sont analysés par M.O. Trensz du service de géochimie du Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences de St-Jérôme, Marseille, pour les éléments majeurs et par le laboratoire du Prof. J. Dostal, Department of Geology, Saint Mary's University, Halifax, Nova Scotia, Canada, pour les éléments en traces. Ceux du Golfe de Californie sont analysés au Department of Geology, Bedford College, Regent's Park, London NW1 4NS, G.B. et au Department of Geological Sciences, University of Birmingham, Birmingham B 15 2TT, G.B.

- Les "shales et schistes" se composent généralement d'un fond cryptocristallin argileux et de quelques grains de quartz détritiques, plus ou moins associés à de la séricite, de la calcite et de la chlorite. Parfois la proportion de ces derniers minéraux devient si importante que l'on passe à de véritables "calc-chloritoschistes".

Pour cet auteur, les roches du Buem ne sont pas ou sont très peu métamorphiques, les transformations diagénétiques et métamorphiques s'y matérialisant surtout par l'apparition de la silice, de la calcite, de la séricite et de la chlorite. La séricite et la chlorite en petites lamelles marqueraient une étape intermédiaire entre l'illite et la chlorite cryptocristalline des faciès sédimentaires de type formation de la Pendjari et les paillettes de séricite et chlorite des "schistes" légèrement métamorphiques. A ces minéraux s'ajoute un important réseau de veinules et filonnets centimétriques de quartz traversant les faciès gréseux et jaspoïdes dans tous les sens. Ainsi le Buem

semble avoir été imbibé par une "solution siliceuse" qui s'est infiltrée dans les moindres interstices de ses roches fissurées. Ces veinules et filonnets de quartz constituent un des caractères fondamentaux du Buem.

# 2 - Evaluation de l'intensité de la diagenèse et du métamorphisme du Buem essentiellement d'après les travaux d'Affaton (1975) et Simpara (1978)

L'intensité de la diagenèse et celle du métamorphisme des faciès du Buem ont été étudiées par Affaton (1975) et Simpara (1978), à partir de la mesure de la cristallinité des illites alumineuses.

#### a - Méthodologie : indice de cristallinité des illites alumineuses

A la suite des travaux de Weaver (1960), Kubler (1968) a proposé l'utilisation de l'indice de cristallinité des illites pour évaluer l'intensité de la diagenèse et du métamorphisme naissant. Cet indice, communément appelé indice de Kubler, correspond à la largeur en millimètres du pic de diffraction de l'illite à 10 Å, mesurée à la moitié de sa hauteur. Cet indice est inversement proportionnel à l'intensité de la diagenèse et du métamorphisme, c'est-à-dire que plus l'indice de Kubler est faible et plus les transformations diagénétiques ou métamorphiques sont avancées. En appliquant cette méthode à des séries d'échantillons schistosés et non-schistosés et en comparant les résultats, Kubler a montré que le métamorphisme peut se produire avant ou après l'apparition de la schistosité. D'après Kubler, la température est le facteur fondamental qui contrôle le passage de la diagenèse au métamorphisme.

Les résultats des recherches d'Esquevin (1969) ont conduit cependant à nuancer les données précédentes. En effet, Esquevin (1969) a précisé que l'évolution de la cristallinité des illites dépend aussi de leur composition et que les conclusions de Kubler (1968) ne sont valables que dans le cas des *illites alumineuses*, l'indice de cristallinité des illites magnésiennes évoluant plus lentement ou d'une façon plus complexe au cours de l'enfouissement. Il est donc important de séparer les illites alumineuses des magnésiennes. Et seul le rapport des intensités des pics 002/001 (I 002/I 001), encore appelé indice d'Esquevin, peut servir à différencier les deux groupes d'illites, cet indice étant toujours inférieur à 0,3 pour les illites magnésiennes. L'indice de Kubler n'est donc un bon indicateur du degré d'évolution du sédiment que lorsque l'indice d'Esquevin est supérieur à 0,3, c'est-à-dire lorsque les mesures sont réalisées sur des illites *a priori* alumineuses. D'après Dunoyer de Segonzac (1969), cet indice de Kubler est inférieur à 3,5 dans l'épizone, compris entre 3,5 et 5,5 dans l'anchizone, et supérieur à 5,5 au cours de la diagenèse. Notons que ces chiffres sont obtenus dans des conditions expérimentales précises et varient lorsqu'on change d'appareillage.

#### **b** - Applications

En appliquant la méthode de Kubler (1968) et Esquevin (1969) aux résultats d'analyse aux R.X. de quelques faciès argileux de l'unité structurale du Buem au NW-Bénin, Affaton (1975) a montré que *l'ensemble des roches constituant cette unité a subi un léger métamorphisme* dont l'intensité est comprise entre la *base de l'anchizone et le tout début de l'épizone*. Il a par ailleurs montré la convergence existant entre le front supérieur de schistosité de fracture et l'anchizone dans le Buem, une telle convergence étant généralement due à la température (Kubler, 1967).

L'application de cette méthode à l'unité structurale du Buem de la région de Bassar (Nord-Togo) a conduit Simpara (1978) à des résultats voisins. Les sous-unités structurales de Byakpabé et de la Katcha (p. 146), dans lesquelles on observe souvent une schistosité de fracture fruste, sont indemnes de tout métamorphisme. Elles appartiennent au domaine de la diagenèse qui n'y montre aucun accroissement progressif d'intensité vers l'Est.

La sous-unité structurale de Kabou se situe à la limite de la diagenèse et du début de l'anchizone ou franchement dans l'anchizone.

La figure 44 synthétise les résultats acquis au Nord-Bénin et au Nord-Togo. Nous y avons reporté les limites inférieure (2,5 ou 3,5) et supérieure (4 ou 5,5) de l'anchizone définies respectivement par Kubler (1968) et

Dunoyer (1969). La répartition des indices de Kubler et d'Esquevin y démontre que les faciès argileux du Buem considéré comme une portion para-autochtone du bassin et du Buem à faciès classique ont subi principalement une transformation allant de la diagenèse à un anchimétamorphisme relativement intense.

Tenant compte de la position géographique de chacune des sous-unités structurales définies au Nord-Togo (fig. 138), on peut affirmer que les transformations diagénétiques ou anchimétamorphiques croissent d'Ouest en Est.

C'est au Nord-Bénin que les transformations du cortège argileux sont les plus avancées, atteignant la base de l'anchizone ou le début de l'épizone (au sens de Kubler).

#### 3 - Apports de l'étude pétrographique des métavolcanites

Les métavolcanites "interstratifiées" dans le Buem des régions de Korontières, de Tiélé et de Batia comportent de nombreux minéraux indicateurs des transformations métamorphiques subies par ces roches.

Dans le Mont Itadi (fig. 123 et 126), près de Korontières, les *métavolcanites* basiques et les *méta-ignimbrites* présentent de la pumpellyite en sphérules (ou en oursins) ou en très fines aiguilles. Des chlorites de type ripidolite et pennine ou clinochlore sont fréquentes dans la matrice, dans des amygdales ou dans des veinules. De rares sphènes et du stilpnomélane sont associés aux chlorites ou à la pumpellyite. Du mica blanc (séricite ?) s'y rencontre. Et de la calcite se présente en petits nids dans la matrice ou associée aux chlorites dans les amygdales et les sphérules, ou dans le fond cryptocristallin ou vitreux. La silicification y est soulignée par du quartz et de la calcédoine en sphérules et dans deux ou trois générations de veinules siliceuses. Le clinopyroxène, généralement de l'augite, ne s'y rencontre que sous forme relique. Les baguettes ou lattes de plagioclases y sont plus ou moins albitisées.

Au SW de Tiélé, les *métarhyolites* ou *métarhyodacites* sont composées essentiellement de quartz corrodé, de feldspaths potassiques perthitiques corrodés, de plagioclases à macle d'albite, de biotite verte, de minéraux opaques à forme géométrique et d'un fond silico-feldspathique peu recristallisé. Elles renferment de l'épidote et de la piedmontite associées à de la biotite ou à du quartz dans les veinules.

Les métadolérites et les métabrèches volcano-sédimentaires affleurant à l'Ouest de Tiélé (fig. 124) sont riches en calcite secondaire, en chlorites de type ripidolite, pennine et clinochlore ; en sphène plus ou moins ferruginisé, en pumpellyite et parfois en stilpnomélane et en épidote. Dans les métadolérites, l'olivine est en partie serpentinisée, tandis que le clinopyroxène calcique (augite) semble passer à un clinopyroxène sodique, vert-bleu en lumière naturelle, qui passe à son tour à une association de ripidolite et calcite. Dans toutes ces roches, la silicification syn- à post-métamorphique est matérialisée par la présence de quartz granoblastique dans les pores, les interstices, les microzones bréchifiées et dans les veinules.

Les *métavariolites* du lieu-dit Bontomo, au NW de Tiélé, renferment des proportions variables de calcite secondaire, de ripidolite, de sphène, d'épidote, de pumpellyite associée à la calcite et l'épidote. Les fines baguettes de plagioclases y sont calcitisées ou albitisées.

De nombreuses métavolcanites, représentées par des *métabasaltes* plus ou moins épidotisés, des *métadolérites*, des *métavariolites*, des *métarhyolites* et des *métabrèches volcaniques* affleurent dans la région de Batia (fig. 116 et 156). On y observe d'abondants cristaux d'épidote, notamment dans des microzones bréchifiées ou dans des veinules essentiellement siliceuses ; de la piedmontite dans la matrice ou dans les veinules siliceuses ; de la calcite occupant des interstices ou associée au quartz dans les veinules ; de la pumpellyite en fines aiguilles dans des veinules siliceuses, en sphérules radiaires, ou en petites plages épigénisant les minéraux ferromagnésiens, ou associée à du quartz dans des amygdales ; d'abondants cristaux de

sphène plus ou moins ferruginisés ; de la pennine associée à du quartz et de la pumpellyite ou du sphène dans les amygdales, ou en agrégats de fines rosettes et de rares paillettes de séricite dans des feldspaths. Ces roches présentent des reliques d'augite et des plagioclases albitisés ou silicifiés. La plupart des ferromagnésiens ont été transformés en l'association pumpellyite + piedmontite + minéraux opaques ou en un fond constitué de très fins cristaux verdâtres. Par endroits, il est aisé de montrer que la plupart des minéraux dûs au métamorphisme sont postérieurs aux microfractures qu'ils cicatrisent en partie, mais antérieurs à la silicification qui les englobe.

Ces diverses observations conduisent à conclure que ces métavolcanites subconcordantes, et partant, l'ensemble des roches constituant l'unité structurale du Buem du Nord-Bénin, ont subi un métamorphisme de très faible degré ou l'anchimétamorphisme (Winkler, 1974). Le faciès lawsonite-albite y est représenté par la paragenèse pumpellyite + chlorite + quartz. Selon Winkler (1974), une telle paragenèse n'est obtenue qu'à une température de 200 à 350°C et sous une pression de 3 à 6 kb (fig. 160). Si l'on se réfère au diagramme de Seki (1969), ces roches appartiendraient au faciès pumpellyite-chlorite (fig. 161) et les transformations métamorphiques se seraient effectuées entre 60 et 160°C et sous une pression de 5,2 à 7,5 kb. Quel que soit le diagramme utilisé, on aboutit à la conclusion qu'il s'agit d'un anchimétamorphisme de basse température et haute pression. Cette pression est probablement due en grande partie à la phase de compression et à la tectonique tangentielle caractéristique de l'unité structurale du Buem du Nord-Bénin. Ces observations permettent par ailleurs de poser le problème de la chronologie relative entre la microfracturation, la silicification ou, indirectement, les plissements subis par l'unité structurale du Buem du Nord-Bénin.

### E - Principales différences entre le bassin des Volta et l'unité structurale du Buem.

Dans l'étude des relations entre le bassin des Volta et l'unité structurale du Buem, nous avons exposé les principales données qui rapprochent ces deux unités (p. 161 à 172). Il nous semble également intéressant de souligner ici les grands traits qui permettent de les différencier.

Sur le plan géomorphologique, le bassin des Volta comprend des plateaux ou massifs gréseux à structure en cuestas sur sa périphérie occidentale et méridionale. Ces massifs bordiers sont discontinus et relayés par une vaste zone centrale et orientale déprimée, sans reliefs marquants. L'unité structurale du Buem occupe une zone subméridienne à NNE-SSW, bordant à l'Est la portion orientale du bassin des Volta, et constituée de chaînons de collines séparés par des dépressions plus ou moins étendues (Affaton, 1975).

Les rivières tiennent compte de cette morphologie contrastée. Elles pénètrent dans le bassin par les discontinuités des plateaux, s'y étalent ou y serpentent. Mais, canalisées à l'Est par les reliefs du Buem, elles convergent vers le Sud où elles traversent en cluse Buem et Atacora à Akosombo.

Le bassin des Volta est également bien distinct de l'unité structurale du Buem *sur le plan lithostratigraphique*. Il comprend de bas en haut trois supergroupes :

- Le supergroupe inférieur ou de Boumbouaka est en discordance fondamentale sur le socle éburnéen de la dorsale de Léo. Il est constitué par les groupes de Dapaong et du Mont Boumbouaka, essentiellement gréseux et encadrant le groupe de la Fosse-aux-Lions, à dominante argilo-silteuse. Ces trois groupes sont séparés par des discordances cartographiques ou de ravinement et comportent également des coupures stratigraphiques et lithologiques internes conduisant à la définition de deux formations dans chacun d'eux.
- Le supergroupe moyen ou de la Pendjari, en discordance cartographique ou de ravinement *pro parte* glaciaire sur le supergroupe inférieur, repose indifféremment sur les divers groupes ou formations de ce dernier et même par endroits directement sur le socle éburnéen. Il comporte un groupe inférieur caractéristique, le groupe du Sud-Banboli, représenté par la triade "séquence glaciogénique calcaires dolomitiques à barytine silexites". La formation de la Pendjari représente la partie supérieure de ce supergroupe moyen.
- Le supergroupe supérieur ou de Tamalé a les caractéristiques d'une molasse et comporte en particulier des conglomérats rougeâtres dont certains éléments proviennent de l'unité structurale du Buem, une séquence fluvio-glaciaire constituant la partie inférieure de la formation de Sang et des discordances progressives.

Par contre, l'unité structurale du Buem ne comprend que les équivalents du supergroupe de la Pendjari et d'une partie du supergroupe de Boumbouaka (plus précisément les équivalents probables des groupes du Mont Boumbouaka et de la Fosse-aux-Lions). L'équivalent du supergroupe de la Pendjari y présente d'importantes variations de faciès. Par exemple, la séquence glaciogénique y comporte les caractéristiques d'une "tillite marine", alors que la formation essentiellement silexitique de Barkoissi y devient par endroits des hématitites microconglomératiques polygéniques. Notons par ailleurs que l'équivalent du groupe de Dapaong et le substratum éburnéen restent inconnus dans l'unité structurale du Buem.

Les formations constituant le bassin des Volta ont été longtemps considérées comme azoïques. En fait il existe quelques fossiles dont la signification stratigraphique n'est pas toujours aisée à faire ressortir (p. 120 à 128). Par contre, jusqu'à présent, seuls des "corps cylindriques", considérés très hypothétiquement comme des "méga-scolithes" (Affaton et Kusnir, 1975), sont connus comme *données paléontologiques* sur l'unité structurale du Buem.

La présence des roches magmatiques est très caractéristique de l'unité structurale du Buem par rapport au bassin des Volta. En effet, aucun affleurement de roches ignées n'est encore connu dans le bassin des Volta. Cependant, les grès tufacés et grauwackes ainsi que les plagioclases, essentiellement basiques (andésine à bytownite) et particulièrement frais que nous y avons étudiés (Affaton, 1975), suggèrent un magmatisme pénécontemporain de la formation de la Pendjari. Par contre, l'unité structurale du Buem comporte des serpentinites plus ou moins chromifères, massives à schisteuses, largement représentées au Nord-Bénin, et parfois associées à des métadolérites ; des métavolcanites et des brèches métavolcaniques communément appelées "agglomérats". Ces métavolcanites et métabrèches affleurent largement au Ghana entre les latitudes 6°30' et 8° Nord (Robertson, 1925 ; Jones, 1978 et 1979) et sont très rares au Nord-Togo (Simpara, 1978). Leur importance n'a été que récemment soulignée au Nord-Bénin (Affaton, 1975 ; Jepsen et Depciuch, 1974 ; ce mémoire : p. 172 à 176).

Sur le plan des déformations et des transformations post-sédimentaires, l'unité structurale du Buem est bien distincte du bassin des Volta. En effet, les formations constituant le Buem ont généralement subi une importante phase de plissement ayant développé une schistosité de fracture, très rarement de flux, et un métamorphisme anchizonal, décelé par l'étude de la cristallinité des illites alumineuses et souligné par des paragenèses minérales BT-HP dans les métavolcanites. La fréquence des fractures longitudinales, transversales et obliques et la présence d'un dense réseau de microfractures partiellement cicatrisées par de la silice y sont attribuées à une seconde phase tectonique essentiellement cassante, probablement plus superficielle. Par opposition, les formations du bassin des Volta sont monoclinales à l'Ouest et se plissent progressivement vers l'Est, en plis modérément déversés à l'Ouest. Ce plissement est considéré comme pénécontemporain de la premiète phase tectonique du Buem mais il n'est généralement pas associé à une schistosité de fracture franche. Les formations du bassin des Volta sont indemnes de tout métamorphisme. L'étude de la cristallinité des illites alumineuses et de la matière organique n'y décèle qu'une diagenèse rarement prononcée.

En résumé, cette étude démontre que la comparaison des caractéristiques géomorphologiques, lithostratigraphiques, magmatiques, tectoniques et métamorphiques permet de distinguer clairement les formations constituant le bassin des Volta de celles qui composent l'unité structurale du Buem. Cette conclusion rejoint celle tirée de l'étude photogéologique qui regroupe, de façon plus ou moins intuitive, la plupart de ces caractères. Finalement, il nous paraît quelque peu hâtif de vouloir faire disparaître le terme "unité structurale du Buem" de la littérature géologique du Togo (Collart *et al.*, 1985).

Quatrième partie

# L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA ET LA FRANGE OCCIDENTALE DES UNITÉS INTERNES DES DAHOMEYIDES

.

"...il y a plus d'avenir dans l'instable que dans le stable, et le présent n'est qu'une hypothèse que l'on n'a pas encore dépassée."

.

Robert Musil

Nos travaux antérieurs (Affaton, 1975 ; Affaton *et al.*, 1978 et 1980 ; Affaton, 1983) et ceux de Simpara (1978) et Simpara *et al.* (1985), notamment les coupes synthétiques de la région de Bassar (fig. 140) et de la partie septentrionale de la région de Korontières (fig. 127), démontrent que l'unité structurale de l'Atacora chevauche celle du Buem (pl.4).

L'unité structurale de l'Atacora s'étend depuis les environs du "W" du Niger jusqu'au Golfe de Guinée (pl. 4), c'est-à-dire sur une longueur d'environ 850 km et une largeur de 10 à 50 km. Elle couvre ainsi la Chaîne de l'Atacora au Bénin, les Monts Togo au Togo et l'Akwapim Range au Ghana. Définie comme "Akwapim formation" (von Ammon, 1905) ou "Togo Range Series" (Koert, 1910) et incluse dans "l'Akwapim Series" (Kitson, 1918 et 1919 ; Robertson, 1925) ou dans "l'Akwapim System" (Kitson, 1928 ; Junner, 1940), cette unité structurale a été considérée pendant longtemps comme une unité chronostratigraphique antérieure à la "Buem formation" (tabl. 1 et 54). Elle est constituée essentiellement par "les Quartzites de l'Atacora" (Affaton, 1975), correspondant grossièrement à l'Atacorien et à la Série de Kandé de Roques (1948) et d'Aicard et Pougnet (1952).

En reprenant l'hypothèse de Malavoy (1932), Machens (1969) considère l'unité structurale de l'Atacora comme un faciès tectonisé et métamorphique du Voltaïen, alors que l'équipe soviéto-ghanéenne la suppose antérieure au Buem et au Voltaïen (Bozhko, 1964 ; Sulutiu, 1968). En tenant compte de l'hypothèse de Machens (1969), qui reprend pro parte les synthèses de Huot et Lelong (1963), Black (1966 et 1967), ou celles de Grant (1969) et Saunders (1970), on peut se demander si l'ensemble des formations constituant le bassin des Volta s'y rencontre. Nos travaux antérieurs (Affaton, 1975 ; Affaton et al., 1978 et 1980) conduisent à considérer l'unité structurale de l'Atacora comme une succession d'écailles constituant la seconde unité externe des Dahomeyides et à définir ses relations avec le bassin des Volta, l'unité structurale du Buem et les unités internes des Dahomeyides. Cette nouvelle approche ne résout pas tous les problèmes. Par exemple, la place des métatillites ou métamixtites récemment découvertes dans cette unité (Gaisie et Winter, 1974 ; Affaton et al., 1975 ; Affaton, 1983) reste à préciser. Les orthogneiss également signalés au sein de cette unité (Vaucorbeil, 1965 ; Affaton et al., 1978; Affaton, 1983) correspondent-ils à son substratum ou à des intrusions ? Les quartzites micacés à disthène et les micaschistes associés que l'on rencontre à la marge orientale de l'unité structurale de l'Atacora et au sein des unités internes des Dahomeyides (Aicard et Pougnet, 1952 ; Pougnet, 1957 ; Affaton, 1975; Alidou et al., 1975; Affaton et al., 1978) appartiennent-ils aux unités internes ou correspondent-ils aux faciès plus métamorphiques des quartzites et schistes de l'Atacora comme cela a été suggéré par Wasilewsky (1965) et Affaton (1975) ? L'étude de l'unité structurale de l'Atacora permet-elle de mieux cerner les caractéristiques de la tectogenèse panafricaine ?

La synthèse des observations accumulées sur l'unité structurale de l'Atacora au Burkina Faso, Bénin et Togo et l'analyse critique de la plupart des données existantes sur cette unité, notamment au Ghana, permettront de dégager ses caractéristiques lithostratigraphiques, pétrologiques et structurales, d'étudier ses relations avec les unités structurales adjacentes, et de préciser les paramètres de la tectogenèse panafricaine. Dans le choix des coupes qui seront présentées, nous tiendrons particulièrement compte des apports de chacune d'elles, mais également de la complémentarité de ces apports. Le SE-Ghana, où l'unité structurale de l'Atacora chevauche directement le socle éburnéen de la dorsale de Léo-Man et le supergroupe inférieur constituant le Plateau du Kwahu, sera considéré comme une zone-clé qui devrait permettre de vérifier l'équivalence supposée entre le Birrimien et le "Dahomeyen" d'une part, et entre l'unité structurale de l'Atacora et le supergroupe inférieur du bassin des Volta d'autre part.

	HUBERT, 1932	LEGOUX, 1939	JUNNERS, 1940 ; JUNNER ET HIRST, 1946	ROQUES, 1948, AICARD ET POUGNET, 1954	JUNNER, 1952	MARVIER, 1953	SCEMAMA, 1957	DEFOSSEZ, 1958
Primaire	Grès horizontaux (Silurien - Carbonifère)	Grès horizontaux = Voltaïen (Cambro - Ordovicien)	Voltaïen	Voltaïen	Voltaïen	Formations peu ou pas plissées (> Siburien)	Volt	aïen
ien	Akwapimien (Cambrien)	Séries intermé- diaires plissées =	Buem series Akwapimien = Togo	Buem Discordance Discordance Birrimien = série de	Tillite Buem Tarkwaïen	Séries intermé- diaires plissées (= Précambrien sup.)	Buem	Buem
gonk	Birrimien (Alg. sup.)	Jarkwalen, Akwa- pimien, Buem	Range series Tarkwaïen	Kande	Akwapimien		Série de Kandé	Akwapinnen
A	Buem (base de l'Algonkien)	Série phylliteuse et série très métamor- phique Birrimien	Birrimien	Akwapimien = Atacorien	Birrimien supérieur	Birrimien	Atacorien	
éen				Discordance	Birrimien inférieur = Archéen		Discordance	Discordance-
Arch	Granito-gneiss	Granito-gneiss Archéen	Archéen	Dahomeyen		Dahom	eyen	Socle

**Tableau 54** : Différentes positions assignées à l'unité structurale de l'Atacora ( = Akwapimien = Togo Range series = Atacorien + Série de Kandé) à l'époque où elle était considérée comme une unité lithostratigraphique.

## I - COUPE DE L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA A LA LATITUDE DE CONPOMGOU

Les observations effectuées à travers l'unité structurale de l'Atacora, à la latitude 11°20', le long de la piste Conpomgou-Banikoara, permettent d'y reconnaître d'Ouest en Est (C42 ; fig. 162) :

Stat.	Caractères lithologiques et microstructuraux	Ech.	Etude
1	Jaspes ou silexites hématitiques de l'unité structurale du Buem. Il s'agit de faciès rouge foncé, comportant un important réseau de veinules et filonnets de silice et présentant de nombreuses diaclases et micro-failles à fort pendage vers l'Ouest et une altération rouille. Leur pendage varie de 55°à 85°E. Ils se débitent en blocs plus ou moins parallélé- pipédiques résultant de l'intersection des plans de stratification avec ceux des microfractures ou veinules.	31 4031	LM
2	<i>Grès-quartzites</i> fins à moyens, parfois grossiers à conglomératiques (éléments millimétriques à centimétriques de quartz, grès-quartzites et séricitoschistes ferrugineux), à foliation plus ou moins fruste, présentant de minces horizons de <i>séricitoschistes</i> quartzeux (ou quartzophyllades) plus ou moins ferrugineux, des teintes grises à rouges avec de fines taches grisâtres correspondant à des nids préférentiels de silicification et de nombreux filonnets et veinules de quartz plissotés ou boudinés. On y observe des plis serrés, centimétriques à pluridécimétriques, déversés vers l'Ouest, à schistosité de fracture généralement réfractée dans les lits quartzitiques ; des stratifications obliques en gouttières et des ripple-marks. Ces roches sont intensément bréchifiées et boudinées au front occidental de l'affleurement où les pendages de la stratification varient de 25 à 45°.	32 à 35 39 4032 à 4035	
3	<i>Grès-quartzites</i> moyens, brunâtres à rouges, à granules et galets de quartz. <i>Grès-quartzites et séricitoschistes</i> bréchifiés à la limite occidentale de l'affleurement et inclinés de 60 à 75° vers l'Est. Il s'agit de faciès peu différents de ceux de la station précédente.		
4	<i>Grès-quartzites</i> feldspathiques et siliceux, fins à moyens, rarement grossiers, gris clair à rouges, renfermant des noyaux millimétriques à centimétriques de silicifi- cation apparaissant en surface comme des pustules ou vésicules donnant à la roche un aspect microconglomératique. On y observe des ripple-marks, des stratifications obliques métriques plates et un débit en plaques, à altération brun foncé à rouille. Le pendage moyen de la stratification est de 28°-40°SE avec des axes de plis ondulés orientés autour de N0°-26°S.	4036 4037	
5	<i>Grès-quartzites</i> moyens, massifs ou à foliation fruste, rosâtres et à patine rouille, intensément bréchifiés sur leur bordure occidentale, présentant des rides de courant dissymétriques d'axe N25°-10°SSW et des stries de friction d'orientation N100° suggérant un déplacement vers l'Ouest. Ils se débitent en dalles ou plaques à pendage de 30 à 45° vers le SE.	4038	

6	Grès et grès-quartzites fins à moyens, parfois argilo-ferrugineux, gris clair à rou- geâtres avec des lentilles noirâtres, en bancs centimétriques à décimétriques, comportant des stratifications obliques plates et des rides de courant dissymé- triques d'axe N135°-24°E ou N25°-16°N ou S, et présentant un débit en plaques et une altération rouille. Ils dessinent un synforme plurihectométrique, d'axe N28°-5°SSW, haché de microfractures plus ou moins cicatrisées par de la silice, de directions N0° à 145° et de pendages de 30 à 80° vers l'Ouest.		
7	Quartzites et grès-quartzites parfois sériciteux ou ferrugineux, à grain fin, moyen ou grossier, rarement microconglomératique, renfermant par endroits de rares galets étirés (pouvant atteindre 12 cm) de grès-quartzites, à structure massive ou très fine- ment foliée, de teintes gris clair à gris foncé ou jaunâtres, ou rouge foncé à noirâtres, à débit en plaques ou dalles et à altération grise à rouille. Ils présentent des stratifications obliques, plates, des veinules de quartz (N145°-80°E) et des fentes pennées cicatrisées par du quartz. La stratification (N30°-65°E) est recoupée par une schistosité de fracture (N26°-84°E) et une intense bréchification affecte la marge occidentale de l'affleurement. On y trouve des pustules ou de grosses sphères (diamètre atteignant parfois 30 cm) de silicification. Ces silicifications, qui s'accom- pagnent d'une certaine migration des oxydes de fer, miment de pseudo-galets ronds, grisâtres, au sein des faciès rouges ou noirâtres.	4041 à 4046	
8	<i>Grès-quartzites</i> fins, gris-brun, à altération brun foncé, présentant une schistosité de fracture (N56°-85°W) recoupant le plan de stratification (N55°-34°E), des micro-fractures d'orientations variées, des stratifications obliques en gouttières larges de 20 à 30 cm, et des brèches tectoniques sur plus de 40 m de largeur d'affleurement, dont le pendage peut atteindre 60°SE à la marge orientale de l'affleurement.	4047	
9	<i>Grès-quartzites</i> fins à moyens, massifs ou à foliation discrète (N72°-66°W) renfermant des stratifications obliques plates, métriques et d'orientation N45°-78°W.	4048	
10	On observe, d'Ouest en Est, des <i>grès-quartzites bréchifiés</i> ou mylonitisés, sub- verticaux (N62°-82°E), à structure massive, renfermant d'abondantes veinules de quartz sans orientation préférentielle, de teintes gris clair à rosâtres et à patine brune à rouille ; des <i>grès-quartzites</i> feldspathiques, moyens, gris-vert, en gros bancs massifs, à fins interlits argilo-ferrugineux jaunâtres à rougeâtres, à altération rouille ; des grès-quartzites feldspathiques, fins à microconglomératiques, à rares galets étirés (< 12 cm) de quartzite, de teintes grises à rougeâtres, finement foliés, à débit en plaques et présentant des ripple-marks. L'ensemble est orienté N35°-44°E.	4049	
11	<i>Grès-quartzites et quartzites sériciteux</i> , à grain moyen, rarement grossier (> 0,5 cm), recoupés par des veinules et filonnets de quartz, de teintes gris clair à rosâtres ou rouges, se présentant en fins feuillets avec un débit en plaques, ou d'aspect massif et à cassure conchoïdale. Ils s'altèrent en jaune-brun à rouille. Leur direction varie de N50° à N76°, avec des pendages de 28 à 70°E.		
12	<i>Grès-quartzites et quartzites</i> à grain moyen, d'aspect massif, à débit en dalles, peu différents des faciès ci-dessus, mais présentant un plan principal de débit (N70°-50°E) associé à une schistosité de fracture (N80°-48°NW).		

.

#### Quatrième partie

13	Grès-quartzites et quartzites à grain moyen, comparables aux faciès ci-dessus.		
14	<i>Grès-quartzites</i> parfois kaoliniques, fins à grossiers, parfois microcongloméra- tiques, d'aspect massif mais à foliation discrète, de teintes gris clair à jaunâtres, à patine brune à rouille, généralement à fort pendage (N67°-74°E).	4053	
15	<i>Grès-quartzites</i> parfois kaoliniques, fins à grossiers, généralement boudinés, présentant des fractures conjuguées (N160°-47°E et N143°-85°W) ou subverticales (N138°).		
16	<i>Quartzites mylonitiques</i> à faciès de métasilexites très finement feuilletées, de teinte rosâtre, à patine brunâtre, d'orientation N33°-63°E.	4054	LM
17	<i>Quartzites mylonitiques</i> sériciteux, comparables à des métasilexites, feuilletés, recoupés par des veinules de quartz, de teintes blanchâtres à grises, présentant de nombreux plissotements et constituant un antiforme aux flancs orientés N48°-59°W et N55°-57°E.	4055	LM
18	<i>Quartzoschistes mylonitiques</i> ou métasilexites mylonitisées plus ou moins riches en oxydes de fer, à structure schisteuse, à pendage faible (N113°-11°E), de teintes rosâtres à rouges et à altération brune à rouille.	4056 4057	LM
19	Sols latéritiques, bruns à rouges, avec des pierres volantes de granulites basiqués et de métagabbros ou amphibolites noirâtres, à feldspaths rosâtres, d'aspect massif. Il s'agit probablement des unités internes des Dahomeyides charriées sur les quartzites de l'Atacora.	4058 4059	LM

Cette coupe (C42; fig. 162) conduit ainsi à distinguer trois domaines :

## A - La partie orientale de l'unité structurale du Buem

Elle affleure au SE du Burkina Faso et est représentée ici par des jaspes et silexites hématitiques (stat. 1). Ces roches sont recoupées par un dense réseau d'apparence anarchique de veinules et filonnets de silice et de microfractures. Elles forment la première colline à l'Est de Conpomgou. La pénéplaine avoisinante est probablement constituée par des shales, siltstones, pélites et grès arkosiques, caractéristiques des dépressions du Buem de cette région (p. 135 à 137).

## **B** - L'unité structurale de l'Atacora

Elle affleure sur une largeur d'environ 11,25 km. Elle peut être subdivisée en deux parties : une *partie* occidentale (stations 2 à 15), la plus large, constituée par des faciès variés de grès-quartzites, quartzites et séricitoschistes, et une *partie orientale* étroite (stations 16 à 18) comprenant des quartzites mylonitiques. Les grès-quartzites et quartzites de la *partie occidentale* sont parfois feldspathiques, kaoliniques ou ferrugineux. Ils sont à grain fin à grossier, parfois microconglomératiques, rarement conglomératiques. Ils comportent par endroits des séricitoschistes quartzeux, parfois conglomératiques et à galets de quartzites, mais le plus souvent ferrugineux.

Ces grès-quartzites et quartzites présentent des stratifications obliques et ripple-marks dont la fréquence semble diminuer vers l'Est, probablement en partie effacés par les effets de la tectonique et du métamorphisme. Ils montrent aussi une remarquable silicification secondaire. On y observe (fig. 163) des plis isoclinaux, d'axe

b<sub>1</sub> N52° plongeant de 6 à 12° vers le NE ou le SW et à schistosité de flux ou de fracture subparallèle à la stratification (d'orientation moyenne N42°-48°E et N56°-70°W) ; des plis cylindriques droits ou déversés, centimétriques à plurihectométriques, d'axe b<sub>2</sub> N44° plongeant de 30 à 60° vers l'Est ou l'Ouest et plus rarement d'axe N-S plongeant vers le Sud ; et des fractures conjuguées (N62°-62°W ; N140°-70°E ; N145°-75°W). Nous y avons également observé de nombreuses bandes de quartzites bréchifiés et boudinés, matérialisant la semelle d'écailles chevauchantes (fig. 162) ; et des fractures et failles longitudinales, transversales et obliques découpant en "blocs parallélépipédiques " l'unité structurale de l'Atacora à l'Est de Conpomgou (fig. 164). Dans les microplis P<sub>1</sub>, la schistosité S<sub>1</sub> est réfractée au niveau des lits gréseux. La zone frontale de la partie occidentale est intensément bréchifiée et boudinée et présente des pendages de stratification relativement faibles (N40°-45°E) par rapport à ceux des jaspes et silexites hématitiques de l'unité structurale du Buem (N60°-80°E) adjacente. Elle correspond probablement à la *semelle du chevauchement de l'unité structurale de l'Atacora sur celle du Buem*, suggérant des troncatures basale et sommitale de l'Atacora et du Buem.

Les quartzites mylonitiques constituant la *partie orientale* de l'unité structurale de l'Atacora sont signalés pour la première fois. Ils sont macroscopiquement comparables à des métasilexites très finement feuilletées, montrant au microscope des amandes reliques de quartz en grains dans une mouture finement recristallisée, à texture granoblastique orientée. Leur foliation, dont le pendage est très faible (N113°-11°E), est reprise dans un plissement probablement P<sub>2</sub> d'axe N52°-6°SW. Nous considérons ces mylonites comme le dos subautochtone relatif de l'unité structurale de l'Atacora chevauchée par les faciès de socle des unités les plus internes des Dahomeyides.

Marescaux (1969), s'appuyant sur la fréquence des ripple-marks et des stratifications obliques dans l'unité structurale de l'Atacora, la considère comme un dépôt, au moins *pro parte*, de mer épicontinentale.

Les travaux de Brunnschweiler et al. (1972), de Machens (1973) et de Breda (1982) suggèrent la continuité de l'unité structurale de l'Atacora vers le Nord, jusqu'aux environs du "W" du Niger.

#### C - La bordure occidentale des unités internes des Dahomeyides

Elle n'est représentée dans notre coupe que par des pierres volantes d'amphibolites ou de granulites basiques. (stat. 19). Breda (1982) y a cartographié (fig. 164) des granulites basiques et intermédiaires, partiellement transformées en amphibolites et comportant des zones blastomylonitiques, associées à des paragneiss à muscovite et parfois staurotide et à des quartzites à muscovite et disthène. Les travaux de Pougnet (1957) ainsi que de Vitali et Marchesseau (1964) avaient déjà montré la complexité structurale de ce secteur. Mais seuls Marchesseau (1969) et Sougy (1970) avaient formulé l'hypothèse du chevauchement de ce "Dahomeyen" à pendage SE sur "les quartzites atacoriens". La présence des quartzites mylonitiques au dos de l'unité structurale de l'Atacora confirme cette hypothèse et permet de généraliser le schéma de nappe de socle venant chevaucher l'Atacora élaboré plus au Sud (Affaton, 1975 ; Affaton *et al.*, 1980).

Quatrième partie

## II - ÉTUDE DE L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA A LA LATITUDE DE NATITINGOU

A la latitude de Natitingou (10°20'), l'unité structurale de l'Atacora affleure sur une largeur d'environ 50 km et se compose essentiellement de grès-quartzites et quartzites variés et de schistes ; mais ces derniers affleurent mal. Trois grandes unités structurales (C43 ; fig. 165) ont été distinguées : la bordure orientale de l'unité structurale du Buem constituant la plaine de Tanguiéta ; l'unité structurale de l'Atacora subdivisée en anticlinorium de Tchakalakou, synclinorium de Toucountouna, zone monoclinale de Natitingou et anticlinorium de Kotopounga ; enfin la bordure occidentale des unités internes des Dahomeyides.

## A - La bordure orientale de l'unité structurale du Buem

Elle constitue la plaine de Tanguiéta (C43 ; fig. 165 ; stat. 1) et affleure mal. Cependant, l'étude des déblais des puits foncés entre 1969 et 1970 (Boudin, 1970), des lits des ruisseaux descendant de la falaise de l'Atacora et des rares affleurements localisés à l'Est de la route reliant Batia à Boukombé permet d'y reconnaître plusieurs faciès :

- Des grès-quartzites feldspathiques, argilo-sériciteux, généralement bréchiques, présentent de nombreuses surfaces striées. Ils sont de teintes gris-blanc à rouges ou rarement verdâtres, à altération brune à rouille et à débit en blocs ou dalles.
- Des *silexites ferrugineuses*, parfois pyriteuses. Elles sont finement litées, généralement bréchifiées et présentent un dense réseau d'apparence anarchique de veinules et filonnets de quartz et de microfractures, des teintes gris-brun à rouge foncé avec de minces passées noir métallique, une patine brune à rouille et un débit en blocs plus ou moins parallélépipédiques.
- Des *phyllades et quartzophyllades* finement lités, chloriteux et sériciteux, parfois pyriteux. Ils renferment des veinules, amygdales et boudins de quartz et montrent des teintes verdâtres à bleuâtres, une altération jaunemoutarde à brune ou rouille et un débit en plaques ou plaquettes. Ils représentent le faciès principal de cette zone, sont intensément plissés et comportent des lentilles arkosiques.

Les plans moyens de stratification y sont orientés N18°-80°W et N20°-60°E (fig. 166) et les axes moyens des plis varient de N17°-24°E à N6°-20°W. On y observe des microfractures longitudinales (N66°- 44°W), pratiquement en zone avec les plans de stratification, et des microfractures transversales (N134°-70°W), subperpendiculaires à ces plans.

Ces caractéristiques pétrographiques et structurales de la plaine de Tanguiéta sont tout à fait comparables à celles dégagées de l'étude de l'unité structurale du Buem au Nord-Bénin (p. 138 à 146), notamment l'existence d'une seule phase majeure de plissement.

## B - L'anticlinorium de Tchakalakou

Il représente, à la latitude de Natitingou (C43 ; fig. 165 ; stat. 2), la partie occidentale de l'unité structurale de l'Atacora, constituée essentiellement par des écailles de grès-quartzites et quartzites à passées de quartzoschistes et à rares niveaux de conglomérats et de métavolcanites. On y reconnaît notamment quatre groupes de faciès :

- Des grès-quartzites et quartzites sériciteux, rarement ferrugineux ou feldspathiques, fins à très grossiers, rarement microconglomératiques. Ils présentent des linéations minérales et crénulations, des veinules et filonnets de quartz et, par endroits, des stratifications obliques et des ripple-marks. L'ensemble est de teintes gris-blanc à rouge foncé ou gris métallique, rarement noirâtres ou verdâtres, avec une altération brune à rouille, un débit en plaques ou dalles et une structure foliée à massive. Il comporte des passées d'épaisseur métrique à pluridécamétrique de quartzoschistes sériciteux et de séricitoschistes chloriteux, plus ou moins ferrugineux et quartzeux.

- Des quartzites conglomératiques, sériciteux et ferrugineux, affleurant surtout à Matoukou, composés de granules, graviers et galets (< 15 cm) de quartz, quartzites et schistes gris clair à rouges, enrobés dans un quartzite sériciteux et ferrugineux. Les graviers et galets, généralement étirés et aplatis dans une schistosité fruste, y sont parfois cisaillés. Ces quartzites présentent des veinules et filonnets de quartz et sont de teintes gris foncé à rouge sang, avec une patine rouille et un débit en plaques.</p>
- Des quartzites bréchiques ou mylonitiques matérialisant les semelles d'écailles ou les plans de chevauchement. Le plus spectaculaire de ces contacts est localisé au pied de la falaise frontale de l'unité structurale de l'Atacora à l'Est de Tanguiéta (fig. 165). Il est souligné par une roche massive, intensément bréchifiée, présentant des filonnets de quartz plissotés ou boudinés, des microfailles et de nombreuses surfaces striées courbes, très peu pentées.
- Des *métavolcanites basiques*, massives ou schisteuses, affleurant à l'Ouest de la cascade de Tanougou et entre Tanguiéta et Matoukou. Il s'agit de deux faciès principaux :
- . des roches verdâtres, à patine rouge à rouille, à débit en boules ou plaquettes, à texture intersertale ou lépidoblastique, à composition de *métadiabase* à plagioclases poecilitiques albitisés, à augite se transformant en aegyrine ou augite aegyrinique, à enstatite, biotite, séricite, chlorite, épidote, pumpellyite, stilpnomélane, calcite, minéraux opaques et quartz secondaire;
- . et des schistes verts où la texture intersertale est par endroits encore reconnaissable.

Dans cet anticlinorium (fig. 167), les plans moyens de stratification sont orientés N27°-55°E et N154°-40°W. Les microfractures longitudinales, N28°- 45°W, sont en zone avec les plans de stratification et de schistosité S<sub>1</sub>. Les microfractures transversales, N134°-75°W, sont en zone avec les plans axiaux faillés (N150°-62°E) des microplis P<sub>2</sub> en genoux. Les axes moyens des plis P<sub>1</sub> sont subhorizontaux (N28°-8°W et N30°-10°E); et de rares stries de friction observées sont orientées N132°-25°W (fig. 167).

Les grès-quartzites constituant le secteur de la cascade de Tanougou, c'est-à-dire à une trentaine de kilomètres plus au Nord, dessinent des plis décamétriques à hectométriques. Ces plis sont ouverts ou légèrement déversés vers le NW, d'axe moyen subhorizontal N25° (fig. 168). Leurs flancs sont orientés N30°-50°E et N18°-58°W. Il s'agit probablement de plis P<sub>2</sub> dont l'axe est pratiquement superposable à ceux des plis P<sub>1</sub> observés dans le secteur de Tchakalakou (fig. 167). Les rares fractures étudiées dans le secteur de la cascade de Tanougou peuvent être rattachées aux familles longitudinale (N18°-25°E ; N10°-60°W) et transversale (N118°-35°E), compte tenu de la disposition de leurs pôles respectifs par rapport à ceux des plans de stratification (fig. 168).

#### C - Le synclinorium de Toucountouna

Ce synclinorium (C43 ; fig. 165 ; stat. 3) porte généralement un recouvrement latéritique ou un sol argiloferrugineux dont l'épaisseur peut atteindre 15 m d'après les travaux de sondages électriques ou mécaniques (Wakuti, 1968 ; Boudin, 1970). L'étude des rares affleurements répertoriés dans cette zone et des déblais de puits conduit à y reconnaître des *séricitoschistes* plus ou moins chloriteux et quartzeux ; des *quartzoschistes* séricito-chloriteux ; des *"schistes ardoisiers"* ; et des *quartzites* sériciteux, fins à moyens. Ces roches comportent des lentilles et amandes de quartz d'exsudation, des filonnets de quartz et parfois des zones de fractures riches en quartz filonien, montrant au microscope des débris de quartzites variés associés à de la tourmaline et des cristaux d'épidote et de chloritoïde. Les itabirites et micaschistes ferrugineux signalés par Dion (1966) sont clairement localisés dans ce synclinorium.

En outre, Vaucorbeil (1965) y a décrit des "micaschistes granitisés", considérés par L. Bodin (in Vaucorbeil, 1965) comme des embréchites, des gneiss oeillés, et des métadolérites. D'après Bodin, les embréchites et les gneiss oeillés sont d'origine métasédimentaire. Ils sont constitués de quartz, oligoclase, micas, leucoxène, apatite et zircon, avec ou sans microcline, grenat, chlorite, épidote, rutile et sphène. Les métadolérites sont à pigeonite et à texture intersertale. Elles sont composées de lattes de labrador séricitisé avec des traces de calcite,

de nombreux cristaux de pigeonite se transformant en produits micacés verts, avec des lamelles de biotite réactionnelle, de quartz et d'orthose subordonnés, de sphène et de leucoxène. Ces métadolérites sont probablement pénécontemporaines des métadiabases reconnues dans l'anticlinorium de Tchakalakou (p. 191).

Dans cette unité, on observe des plis P<sub>1</sub> isoclinaux ou couchés, à schistosité de flux S<sub>1</sub>, subparallèle au plan de stratification S<sub>0</sub> et d'axes de direction N38° à N68° plongeant de 19 à 43° vers le NE ; et des plis cylindriques P<sub>2</sub>, droits ou déversés vers le NW, à schistosité de fracture ou de crénulation S<sub>2</sub> et d'axes de direction N18° à N67° plongeant de 11 à 30° vers le NE. Les axes des plis P<sub>1</sub> et P<sub>2</sub> sont généralement subparallèles entre eux (fig. 169).

Les quartzites à séricite de la partie orientale de l'anticlinorium de Tchakalakou s'ennoient sous les roches schisteuses constituant le synclinorium de Toucountouna. Ceux de la partie occidentale de la structure "monoclinale" de Natitingou sont observés à maints endroits (même si cela n'est pas clairement indiqué sur la figure 165) en position sous-jacente aux roches de ce synclinorium de Toucountouna. Ces dernières ne sont donc pas des intercalations au sein de ces quartzites, comme le propose Vaucorbeil (1965), mais reposent sur ceux-ci, conformément à l'hypothèse de Scemama (1957). Le dos de ces quartzites supporte par endroits des métaconglomérats considérés comme la semelle des schistes du synclinorium de Toucountouna, ce qui suggère la possibilité d'une discordance de ravinement au mur de ces schistes. Les grandes lames quartzitiques affleurant au sein de ce synclinorium, notamment dans ses terminaisons périclinales, sont probablement mises en place lors de la phase d'écaillage soulignée dans l'étude de l'anticlinorium de Tchakalakou. La présence des "embréchites et gneiss oeillés" dans ce contexte épizonal serait également liée à une remontée du socle par écaillage.

## D - La structure de Natitingou

Elle comprend une armature quartzitique supportant un ensemble schisteux à semelle conglomératique, le tout fortement écaillé (C43 ; fig. 165 ; stat. 4). On y observe trois groupes de faciès :

- Des quartzites micacés, rarement ferrugineux ou feldspathiques, fins à moyens, parfois grossiers et saccharoïdes. Ils comportent du quartz d'exsudation sous forme de filonnets concordants et d'amygdales. Ils présentent des plis isoclinaux P<sub>1</sub>, à schistosité de flux S<sub>1</sub> subparallèle à la stratification S<sub>0</sub>, avec une linéation minérale L<sub>1</sub> généralement parallèle aux axes b<sub>1</sub>; des plis P<sub>2</sub> développant une schistosité de crénulation S<sub>2</sub> et une linéation L<sub>2</sub> subparallèle à L<sub>1</sub>; et des fractures subperpendiculaires aux plans S<sub>0</sub> et S<sub>1</sub>. Ces quartzites comportent de minces intercalations schisteuses constituées de quartz, muscovite, séricite, minéraux opaques associés à de la chlorite, du chloritoïde, de l'épidote et parfois de la biotite naissante. La présence de ces minéraux dénote un métamorphisme de faciès schiste vert.
- Des micaschistes quartzeux et des quartzomicaschistes dont les caractéristiques microstructurales et pétrographiques sont peu différentes de celles des quartzites. Dion (1966) et Cruys (1966) y ont signalé des intercalations d'*itabirites* et de schistes ferrugineux. Les quartzomicaschistes conglomératiques, à graviers et galets aplatis de quartz, quartzite, granitogneiss et amphibolite, affleurant au dos des quartzites micacés, à l'Est de la résidence du Préfet à Natitingou, sont interprétés ici comme la base conglomératique des micaschistes. Ces derniers reposeraient donc en discordance de ravinement sur ces quartzites. Ceci rejoint l'observation faite dans le synclinorium de Toucountouna (p. 192).
- Des amphibolites schisteuses à grain fin, vert clair à noirâtres, à lentilles de quartz et généralement intercalées dans les micaschistes avec lesquels elles ont subi les différentes phases tectoniques mentionnées ci-dessous. On y reconnaît au microscope du quartz, de l'albite, de l'actinote, des épidotes, de la chlorite, du mica blanc, du sphène, des minéraux opaques et de l'apatite. Il s'agit de métavolcanites de type prasinite métamorphisées dans le faciès schiste vert.

La synthèse des éléments structuraux mesurés dans la zone structurale de Natitingou (fig. 170) fait apparaître des plans moyens  $S_0$  et/ou  $S_1$  de direction N30° à 45°, généralement peu pentés mais dont le pendage atteint

parfois 68 à 80° vers l'Est ou l'Ouest ; des axes de plis  $b_1$  ou des linéations minérales  $L_1$  dispersés autour de N42°-15°NE ; des axes de plis  $b_2$  ou des linéations  $L_2$  (associées à une schistosité de crénulation) N24°-10°SW, N42°-28°NE et parfois N135°-20°SE ; et finalement des fractures N106°-80°NE, subperpendiculaires aux axes  $b_1$  et  $b_2$  qui sont, généralement, subparallèles entre eux. Le parallélisme entre  $S_0$ ,  $S_1$  et les plans axiaux des plis P1 et le caractère peu penté de la plupart des plans  $S_0$ ,  $S_1$  et PA suggèrent une structure en plis couchés lors de la première phase tectonique. Dans le détail, les axes de plis  $b_2$  semblent montrer une légère rotation senestre des structures antérieures à la seconde phase tectonique, rotation du NE vers le NW qui reflèterait un changement dans l'orientation des contraintes principales.

### E - L'anticlinorium de Kotopounga

Cet anticlinorium (C43 ; fig. 165 ; stat. 5) culmine à environ 650 m et représente le plus haut plateau du NW-Bénin. Il est composé essentiellement de *quartzites micacés*, fins à moyens, parfois grossiers et d'aspect saccharoïde. Ces quartzites comportent des amygdales et lentilles concordantes de quartz et de minces lentilles ou passées métriques à décamétriques de *quartzoschistes micacés*, de *micaschistes quartzeux*, de *quartzomicaschistes*, et plus rarement de *quartzites ou schistes ferrugineux*, gris métallique à rouge foncé. On y observe de très rares intercalations décamétriques (< 40 m) d'*amphibolites schisteuses ou prasinites*, peu différentes de celles décrites dans la zone structurale de Natitingou, quelquefois associées à des roches dénommées "permatites". Ces dernières sont essentiellement composées de carbonates, micas et albite (Lehingue et Roignot, 1964), et étroitement liées à des filons concordants de quartz pyriteux et aurifère. Ces différentes composantes de l'anticlinorium de Kotopounga sont recoupées par de nombreux filons de quartz blanc laiteux, de dimensions variées et parfois aurifères, et présentent des plis couchés ou isoclinaux P<sub>1</sub>, avec une linéation minérale L<sub>1</sub> subparallèle aux axes b<sub>1</sub> et une schistosité de flux pratiquement parallèle à S<sub>0</sub>. Des plis cylindriques P<sub>2</sub>, droits ou légèrement déversés vers le NW, y développent des cannelures L<sub>2</sub> parallèles aux axes b<sub>2</sub> et une schistosité de crénulation S<sub>2</sub>, fortement pentée, remarquable dans les schistes. Les quartzites sont généralement en feuillets millimétriques à décimétriques, rarement en gros bancs massifs.

#### 1 - Caractéristiques des principaux faciès de l'anticlinorium de Kotopounga

Les indices d'or de la Perma retiennent encore l'attention des services miniers du Bénin. Il nous semble donc intéressant de préciser les caractéristiques des roches renfermant de l'or et de leurs encaissants dans l'anticlinorium de Kotopounga.

#### a - Les prasinites

Elles sont associées aux quartzites ou micaschistes. Ce sont des amphibolites quartzo-feldspathiques à grain fin ou moyen, avec des feldspaths en amandes globuleuses dispersées, parfois concentrées dans certains feuillets. Elles renferment de la magnétite bien cristallisée, des cristaux de pyrite, localement de la tourmaline, et des lentilles subconcordantes de quartz. Elles sont schisteuses, avec une linéation minérale nette, ou massives avec un feuilletage fruste. Elles présentent des teintes grises à vert foncé, rarement noirâtres, un débit en plaques, dalles ou boules et une patine brunâtre à rouille. Pour Cruys (1966), ces roches sont d'anciennes laves de type spilite ne renfermant pas d'amphibole, leur teinte verte étant due à la présence de chlorites et d'épidotes. Elles ne renferment que des traces d'or libre. Leur texture est nématoblastique à porphyroblastique. Elles se composent de quartz à extinction peu roulante et en plages polycristallines et lenticules ou boudins ; de plagioclase albitisé poecilitique à inclusions orientées, abondantes au centre des amandes globuleuses et comprenant de petits cristaux d'épidotes, quartz, opaques, séricite, biotite et actinote (à un ou deux clivages losangiques, et souvent à macle de Carlsbad) ; d'amphibole vert-bleu que nous considérons comme de l'actinote ; des sections variées de pistachite et zoïsite ; de la chlorite verte, parfois poecilitique, à teinte violacée en lumière polarisée (ripidolite ?) ; des minéraux opaques tels que la pyrite et des oxydes de fer et/ou de titane ; et rarement de la biotite, du mica blanc et du sphène.

#### **b** - Les permatites

Elles se présentent comme des cipolins à grain fin à moyen, plus ou moins riches en pyrite, muscovite et horizons quartzeux. Elles présentent une structure généralement massive mais à grain plus ou moins orienté, une teinte grise, une patine brunâtre, et un débit en blocs ou dalles. Pour Cruys (1966), ces roches résultent d'une profonde transformation hydrothermale des prasinites se traduisant par une importante imprégnation de carbonates, quartz et pyrite au voisinage des zones de filons de quartz et des fractures non cicatrisées. Ces permatites renferment de 3 à 13,2 grammes d'or libre par tonne. Leur texture est granoblastique peu ou pas orientée. On y observe du quartz subordonné (< 10 %), souvent poecilitique ; des amandes globuleuses d'albite poecilitique à inclusions alignées de quartz, actinote, muscovite, chlorite, calcite, épidotes et minéraux opaques; de la calcite largement développée, enrobant quartz, micas et minéraux opaques ; de la muscovite plus ou moins abondante ; des cristaux poecilitiques de pyrite ; des minéraux opaques, comparables à du rutile ou sphène ferruginisé et plus ou moins abondants, souvent associés à des épidotes et dessinant des fantômes d'anciens minéraux ferro-magnésiens profondément calcitisés ; de l'apatite et plus rarement de la biotite, des chlorites de type ripidolite (?), de la pistachite et de la zoïsite concentrées dans les amandes d'albite. La transformation hydrothermale des prasinites en permatites s'accompagne d'une chloritisation poussée, suivie par une importante imprégnation de calcite puis par l'épigénisation de l'albite par de la muscovite, du quartz et de la calcite. Elle conduit à la formation de "cipolins à minéraux" associés aux filons de quartz aurifères et sulfurés.

#### c - Les filons de quartz aurifères

Ils ont fait l'objet de nombreux travaux depuis la découverte de l'or alluvionnaire ou filonien dans le bassin de la Perma (Chermette, 1936 et 1939 ; Lehingue et Marchesseau, 1962 ; Vincent, 1962 ; Lehingue et Roignot, 1964 ; Djossou, 1965 ; Vaucorbeil, 1965 ; Cruys, 1966 ; Tossavi, 1968 ; Affaton et Dadjo, 1977 ; Kogblevi *et al.*, 1977). Ces travaux ont démontré qu'ils étaient la source principale de l'or dans l'Atacora. Il s'agit de filons de quartz blanc laiteux, discordants ou subconcordants dans des quartzites micacés, des quartzomicaschistes ou des prasinites et permatites. Ils renferment des sulfures (pyrite, chalcopyrite, galène, blende), des complexes sulfurés de cuivre, des produits oxydés (pyromorphite, cérusite, malachite et azurite), de l'or et rarement de la muscovite. Ces filons sont lenticulaires, souvent boudinés et d'épaisseur faible. Ils affleurent rarement sur plus de 60 m de longueur, avec une puissance toujours inférieure à 1,5 m, et constituent des faisceaux concordants ou discordants (d'orientation N80°-70°SE, subparallèle aux grandes fractures). Ils renferment de 3 à 20 g d'or libre par tonne en moyenne (rarement 100 g/t), avec 2 à 3 g/t d'or libre dans les cristaux de pyrite. Les teneurs atteignent 65g/t dans le filon Patrick et 75 g/t dans le filon Camara, qui renferment au total respectivement 20 et 110 kg d'or libre.

#### d - Les quartzites micacés de l'anticlinorium de Kotopounga

Ils représentent l'encaissant des faciès précédents. Ils ont une texture granoblastique plus ou moins orientée. Ils sont composés de quartz largement recristallisé, englobant par endroits des phyllites ; de muscovite bien développée dans les plans  $S_0$  et  $S_1$ ; d'oxydes et hydroxydes de fer rarement abondants, mais représentant 30 à 40 % du volume des quartzites ferrugineux ou itabirites où ils sont associés aux épidotes ; de zircon ; et quelquefois de chlorite, de chlorobiotite, de tourmaline bréchifiée, de pistachite, de sphène ferruginisé ou rutile, de calcite et d'apatite. On y trouve de la pyrite au voisinage des filons de quartz aurifères et sulfurés.

#### e - Les micaschistes

Ils sont associés à ces quartzites micacés et présentent une texture lépidoblastique, avec souvent des plis  $b_1$  et  $b_2$  et les plans  $S_0$ ,  $S_1$  et  $S_2$ . Le quartz s'y présente en plages polycristallines, avec un aspect plus ou moins bréchique et une extinction légèrement roulante. La muscovite et la chlorite (de type ripidolite ?) y sont largement développées et soulignent généralement les plans  $S_0$  et  $S_1$ . Des minéraux opaques, dont une partie résulterait d'épigénie d'épidotes ou de grenat, y sont fréquents ainsi que de la tourmaline. Les paillettes de biotite et les cristaux d'épidotes y sont rares.

#### 2 - Données structurales sur l'anticlinorium de Kotopounga

La synthèse des éléments microstructuraux mesurés dans cet anticlinorium souligne trois points (fig. 171):

- Une large dispersion des pôles des plans  $S_0$  et  $S_1$  en général peu pentés, avec des pendages moyens de 12 à 30° vers l'Est ou l'Ouest.
- Des axes b<sub>1</sub> de direction variant de N0° à N50°, avec des plongements de 0 à 20° vers le NE ou le SW, ou de direction N70° à N105° plongeant de 10 à 30° vers l'Est ou l'Ouest.
- Et des axes b<sub>2</sub> subparallèles aux axes b<sub>1</sub>, avec des directions de N12° à N40° et des plongements de 0 à 10° vers le NNE ou le SSW (ou NE et SW).

La dispersion de ces éléments microstructuraux, notamment celle des plans  $S_0$  et  $S_1$  et des axes  $b_1$ , est due au plissement  $P_3$  (Affaton, 1975; Affaton *et al.*, 1980). Le stéréogramme synthétique (fig. 171) permet de construire un axe moyen  $b_3$  subméridien et subhorizontal (N4°-6°S), c'est-à-dire pratiquement parallèle à certains axes  $b_1$  ou  $b_2$ .

Sur le terrain, on observe souvent des charnières de plis  $P_1$ où la schistosité S<sub>1</sub> recoupe la stratification So, ce qui ne ressort pas du diagramme de synthèse.

#### F - La bordure occidentale des unités internes des Dahomeyides

Cette bordure (C43 ; fig. 165 ; stat. 6) constitue, à la latitude de Natitingou, une zone structurale complexe où l'on trouve des orthogneiss variés ; plusieurs types de paragneiss et de micaschistes ; des amphibolites ; les quartzites à muscovite et disthène constituant les massifs de Kouandé, Nantori, Birni et des Monts Taneka ; et de rares intrusions doléritiques. Nous avons déjà souligné la complexité de cette zone (Affaton, 1975), mais de nouvelles observations microstructurales permettent d'amender et de compléter nos conclusions antérieures.

#### 1 - Les quartzites

Ils y sont micacés et à disthène, avec des minéraux opaques ; de la tourmaline ; des horizons ferrugineux noirâtres ou gris métallique ; des lenticules et amygdales centimétriques à décimétriques où se concentrent des minéraux opaques, de la muscovite, du disthène et un peu de quartz ; des lentilles et amygdales de quartz d'exsudation ; et des lentilles ou passées de quartzo-micaschistes. Il s'agit de quartzites fins à moyens, parfois grossiers (grain <1,5 mm), à grains étirés et d'aspect saccharoïde. Ils présentent par endroits deux linéations minérales dispersées généralement soulignées par de la muscovite. La muscovite et le disthène se trouvent parfois dans une linéation  $L_n$ , inconnue dans l'unité structurale de l'Atacora et replissée isoclinalement dans une phase de plis couchés  $P_{n+1}$ . A ces derniers est associée une linéation minérale  $L_{n+1}$  comparable à  $L_1$  de l'unité structurale de l'Atacora. Ces quartzites ont une structure en feuillets millimétriques à décimétriques, parfois en gros bancs massifs et à feuilletage fruste, et un débit en plaques ou dalles.

Par endroits, ces quartzites présentent *deux schistosités de flux*, associées aux plissotements isoclinaux  $P_n$  et  $P_{n+1}$ , et une schistosité de fracture ou de crénulation, due au plissement  $P_{n+2}$  probablement pénécontemporain du plissement  $P_2$  de l'unité structurale de l'Atacora. Ces quartzites micacés à disthène s'ennoient généralement sous des gneiss et des micaschistes à passées d'amphibolites. Certains contacts paraissent mylonitiques, comme dans le secteur de Karou, et associés à d'importants chevauchements. D'autres, comme ceux du secteur de Nantori, ne montrent pas de caractère tectonique net.

Alidou et al. (1975) distinguent au moins deux paragenèses métamorphiques, à disthène et biotite, dans les affleurements les plus orientaux des quartzites micacés des Monts Taneka appartenant à la bordure occidentale des unités internes des Dahomeyides. La première paragenèse est probablement à rattacher au plissement  $P_n$ . Les cristaux de disthène de cette première paragenèse métamorphique sont tordus, brisés ou complètement broyés au cours du plissement  $P_{n+1}$ . Leur mouture est recristallisée en de fins cristaux subautomorphes de

#### Quatrième partie

disthène au cours d'une seconde phase métamorphique, probablement pénécontemporaine de la première phase métamorphique de l'unité structurale de l'Atacora. Ainsi le métamorphisme à faciès schiste vert, qui caractérise cette unité structurale de l'Atacora à la phase  $P_1$ , passe à un métamorphisme à faciès amphibolite dans les unités internes des Dahomeyides à la phase  $P_{n+1}$ .

## 2 - Les micaschistes

Ils sont généralement à deux micas, grenat et tourmaline, plus rarement à muscovite seule. Ils sont plus ou moins quartzeux, comportent des lentilles et amygdales de quartz d'exsudation, présentent souvent deux schistosités de flux et une linéation minérale nette, et ont une structure amygdalaire et un débit en plaquettes.

A ces micaschistes sont généralement associées des *amphibolites feldspathiques ou quartzofeldspathiques*, schisteuses ou massives, verdâtres à noirâtres, à grain fin ou grossier, à débit en plaquettes, plaques ou boules. Elles renferment parfois de petits grenats et présentent une linéation minérale nette. Ces grenats sont associés à la première schistosité qui paraît souvent la moins marquée.

On y trouve également des passées de *paragneiss à muscovite ou deux micas*, de teintes grises à rosâtres, à structure foliée amygdaloïde, quelquefois oeillée. Ces gneiss sont souvent associés à des *quartzites* ou *leptynites* à muscovite et grenat.

#### 3 - Les orthogneiss

Il s'agit des orthogneiss de Kouandé, de Karou et de Copargo (Pougnet, 1957 ; Affaton, 1975). Ils sont à biotite ou deux micas, rarement à muscovite seule, et sont généralement foliés, rarement massifs. Les orthogneiss à biotite et amphibole du secteur de Tchoumi-Tchoumi sont probablement à rattacher à cet ensemble. Les âges conventionnels obtenus par la méthode Rb/Sr (Bonhomme, 1962) sont de 1708  $\pm$  220 Ma sur roche totale et  $613 \pm 9$  Ma sur biotite à Kouandé et de  $1925 \pm 90$  Ma sur roche totale à Karou (où la biotite est datée de  $301 \pm 9$  Ma). Ces âges indiquent qu'il s'agit de matériel éburnéen repris au Panafricain.

#### 4 - Les dolérites

Elles affleurent au SE de Birni et sont généralement porphyriques, avec des phénocristaux de plagioclase, de teintes gris foncé à noirâtres, à débit en boules ou dalles, et à altération brunâtre. Ces dolérites présentent une texture ophitique porphyrique, avec des phénocristaux ou lattes automorphes et zonés de bytownite, plus ou moins corrodés, incluant de petits cristaux de clinopyroxène ou d'épidote dans une mésostase. Cette dernière comprend des microlattes de labrador ou bytownite à extinction irrégulière ; des clinopyroxènes interstitiels lie de vin (augite titanifère ?), souvent zonés ; de rares cristaux d'orthopyroxènes (hypersthène) à couronne réactionnelle de clinopyroxènes ; de la biotite plus ou moins chloritisée ; des amphiboles vert-bleu (ouralite ou actinote) dérivant de la transformation des pyroxènes ; des épidotes (surtout zoïsite) généralement associées à l'amphibole et à la calcite ou biotite ; des minéraux opaques parfois abondants ; et de la calcite interstitielle. Le tout est recoupé par des filonnets constitués de quartz, calcite et chlorite. Ces dolérites sont *intrusives* dans des micaschistes et paragneiss à deux micas et grenat et ne sont pas déformées par les principales phases tectoniques reconnues dans l'unité structurale de l'Atacora ou les unités internes des Dahomeyides. Elles sont probablement postérieures à toutes ces unités et ne sont étudiées dans ce chapitre que compte tenu de la position géographique de leur affleurement principal.

# G - Apports de la coupe faite à la latitude de Natitingou à la compréhension de l'unité structurale de l'Atacora

A la latitude de Natitingou, l'unité structurale de l'Atacora se compose de *deux ensembles : Le groupe inférieur* est essentiellement *gréso-quartzitique* à l'Ouest et quartzitique à l'Est, à passées conglomératiques (plus ou moins monogéniques) dont il est encore impossible de préciser la place, et à lentilles micaschisteuses. Le *groupe supérieur* est essentiellement *micaschisteux*, et à lentilles et passées quartzeuses ou quartzitiques,

probablement en discordance de ravinement sur le groupe inférieur. Ces deux groupes, respectivement dénommés les "Quartzites de l'Atacora" et les "Schistes de l'Atacora", comportent des schistes et quartzites ferrugineux dont les caractéristiques sont peu connues et la valeur économique indéterminée. Ils comportent également des métavolcanites basiques intrusives, mais anté-métamorphiques (cas du secteur de Tanougou), ou sub-concordantes et ayant subi les mêmes déformations et le même métamorphisme que leurs encaissants (cas des secteurs de Toucountouna, Natitingou, Perma et Kotiagou). En outre, on y observe des filons de quartz sulfurés et aurifères, concordants ou discordants, particulièrement abondants dans le secteur de Perma. Il s'agit probablement de filons syn- à post-tectoniques ou syn- à post-métamorphiques.

L'unité structurale de l'Atacora y a subi un métamorphisme général, de moyenne à forte pression et moyenne température, souligné notamment par la présence de chloritoïde, de ripidolite et de zoïsite. Il s'agit d'un métamorphisme à faciès schiste vert et dont l'intensité croît d'Ouest en Est : Les métapélites sont à séricite et chlorite à l'Ouest de Toucountouna. De belles paillettes de muscovite et de biotite apparaissent à l'Est de ce village et sont largement développées dans l'anticlinorium de Kotopounga. Les métavolcanites sont également de plus en plus métamorphisées d'Ouest en Est, mais elles restent dans le faciès schiste vert.

Dans l'unité structurale de l'Atacora, on observe trois principales phases de plissement :

- Des plis centimétriques isoclinaux P<sub>1</sub>, développant une schistosité de flux S<sub>1</sub> subparallèle à la stratification S<sub>0</sub>. Les plans S<sub>1</sub>/S<sub>0</sub> sont assez peu pentés en général et les plis isoclinaux P<sub>1</sub> sont *couchés*. Les axes de plis b<sub>1</sub> sont N-S à NE-SW, plus ou moins dispersés, peu inclinés et subparallèles aux linéations minérales L<sub>1</sub>. C'est à cette phase de plissement qu'est associé le métamorphisme épizonal mentionné ci-dessus.
- Des plis centimétriques à hectométriques P<sub>2</sub>, ouverts et généralement déversés vers le NW. Les axes b<sub>2</sub> sont également peu inclinés, N-S à parfois NE-SW, subparallèles à b<sub>1</sub> ou suggérant une légère rotation du NE vers le NW. Ces plis développent une schistosité de crénulation ou de fracture S<sub>2</sub> et une linéation L<sub>2</sub> de type cannelure. Aucun épisode métamorphique franc ne semble lié à cette seconde phase tectonique, à la latitude de Natitingou.
- Des plis P<sub>3</sub> d'ampleur plurikilométrique, donnant naissance aux anticlinoriums et synclinoriums visibles sur la coupe C43 (fig. 165).

En outre, l'unité de l'Atacora et ses structures sont découpées en écailles chevauchantes, dont les semelles sont souvent soulignées par des faciès mylonitiques. Les plis, Pn, Pn+1 et P1 sont probablement tronqués lors de cet écaillage chevauchant. Cette unité est parcourue par des fractures longitudinales, transversales et obliques, conjuguées, comparables à celles du secteur de Boukombé (Affaton, 1975). La synthèse de l'étude sur photos satellites de l'unité structurale de l'Atacora entre les 10e et 11e parallèles nord (Socohou, 1981 ; Kpondjo, 1982) montre que les linéaments ou principales fractures ont les directions suivantes (fig. 172) : 9 % sont orientées N0° à 10°, 26 % N50° à 70° et 23,3 % N130° à 150°E.

L'unité structurale de l'Atacora chevauche celle du Buem : Le plan de recouvrement est matérialisé, à l'Est de Tanguiéta, par des quartzites mylonitiques massifs. Ce chevauchement ou charriage, localisé au pied de la grande falaise de l'Atacora, semble tronquer obliquement à la base les extrémités septentrionales de la plupart des écailles de l'unité structurale de l'Atacora et correspondre ainsi à la fracture majeure d'un système de fractures en gerbes.

La bordure occidentale des unités internes des Dahomeyides est charriée sur l'unité structurale de l'Atacora, développant des nappes (Affaton, 1975 ; Affaton *et al.*, 1980) dont la semelle est mal connue à la latitude de Natitingou. Le contour cartographique séparant les nappes internes de l'unité structurale de l'Atacora est très sinueux (fig. 17), ce qui est un argument majeur en faveur d'un contact tectonique relativement plat. Dans cette région, cette bordure comprend notamment des orthogneiss variés dont une partie au moins représente des reliques d'un socle éburnéen d'âge compris entre 1700 et 2000 Ma, et remobilisé au cours de l'orogenèse

Quatrième partie

panafricaine datée de  $613 \pm 9$  Ma. A ces orthogneiss sont associés les quartzites micacés à disthène dits du Mont Niaro (ou des Monts Taneka). Ces quartzites présentent deux schistosités de flux S<sub>n</sub> et S<sub>n+1</sub>, dont la première est associée à un plissement P<sub>n</sub> inconnu dans les quartzites de l'Atacora adjacents, et deux paragenèses métamorphiques M<sub>n</sub> et M<sub>n+1</sub>, respectivement à disthène + biotite et à disthène + muscovite (cette dernière étant pénécontemporaine de la première phase syn-métamorphique connue dans l'unité structurale de l'Atacora et dénommée P<sub>1</sub>). Ces quartzites sont surmontés en accordance par des micaschistes, des amphibolites et des paragneiss, nettement plus métamorphiques que les faciès de l'unité structurale de l'Atacora et où l'on retrouve les mêmes caractéristiques structurales et paragenèses métamorphiques que dans les quartzites micacés à disthène. Ces quartzites doivent donc être structuralement rattachés aux unités internes des Dahomeyides et non à des écailles de l'Atacora, comme nous l'avions antérieurement proposé (Affaton, 1975 ; Affaton *et al.*, 1980), unité dont ils diffèrent par leurs caractéristiques tectono-métamorphiques. Leur juxtaposition aux quartzites de l'Atacora est fortuite et liée à la tectonique tangentielle. Il pourrait s'agir soit de faciès de socle d'àge éburnéen, venant chevaucher l'Atacora, soit d'un équivalent plus interne et donc plus tectonisé des quartzites de l'Atacora ayant subi au cours de l'orogenèse panafricaine une importante translation vers l'Ouest. Les observations exposées jusqu'ici ne permettent pas d'opter pour l'une ou l'autre de ces deux hypothèses (voir p. 221).

## III - CARACTÉRISTIQUES DE L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA A LA LATITUDE DE DÉFALÉ. LITHOSTRATIGRAPHIE ET DÉFORMATIONS.

Dans cette région, on peut distinguer sept ensembles lithologiques (C44 ; fig. 173) qui sont, d'Ouest en Est, les schistes de Kadjala, les quartzites du Mont Béhao, les schistes de Kanté, les quartzites du Mont Défaloo, les schistes de Défalé, les orthogneiss et amphibolites de la Salawou et les quartzites du Mont Tédédé.

#### A - Les schistes de Kadjala

Ces schistes (C44 ; fig. 173 ; stat. 1) constituent, à l'Ouest du Mont Béhao, une bande où l'on trouve des schistes variés à passées de quartzites, métasilexites et serpentinites. Il s'agit de :

- Séricitoschistes et séricito-chloritoschistes plus ou moins quartzeux ; quartzo-séricitoschistes chloriteux ; et quartzoschistes sériciteux plus ou moins chloriteux. Ces schistes renferment des lentilles subconcordantes, des amygdales ou boudins et des veinules de quartz. Ils présentent des plis isoclinaux P<sub>1</sub>, d'axe N10° à N25° plongeant de 0 à 12° vers le NNE ou le SSW, avec une schistosité de flux S<sub>1</sub> subméridienne et pendant de 35 à 75°E. On y observe des cannelures associées à un plissement P<sub>2</sub>, d'axe N10° à N28° plongeant de 10 à 20° vers le NNE (rarement N52°-22°NE), avec une schistosité de crénulation ou de fracture grossièrement N5°-75°E. Ce sont des roches gris-brun à verdâtres ou bleu-vert, à altération brune à rouille et à débit en plaques ou plaquettes. Elles affleurent généralement en petites buttes arrondies donnant un paysage en "dos de tortue".
- Quartzites sériciteux, parfois chloriteux, fins à moyens, en lentilles métriques à décamétriques, à linéations minérales L<sub>1</sub>, subparallèles aux axes des plis P<sub>1</sub> et reprises par des cannelures L<sub>2</sub>.
- Métasilexites ferrugineuses et pyriteuses, rosâtres à rouge foncé, montrant les linéations  $L_1$  et  $L_2$  matérialisant les plis  $P_1$  et  $P_2$ , à altération rouille à noirâtre. Elles affleurent surtout à l'Ouest de Kadjala, au-dessus du chevauchement frontal de l'unité structurale de l'Atacora, où elles comportent de nombreux miroirs à stries de friction.
- Serpentinites chromifères, schisteuses et à passées massives. Elles présentent souvent une allure bréchique, avec des filonnets d'asbeste, un débit en plaquettes amygdalaires ou en blocs à surfaces striées, des teintes verdâtres à noirâtres et une altération brune à rouille. Elles affleurent notamment à environ 5 km au NW de l'Hôtel-Campement de Kanté, le long de la route internationale Kara-Ouagadougou.

#### B - Les quartzites du mont Behao

Le Mont Béhao (C44 ; fig. 173 ; stat. 2) est constitué par des *quartzites*, *grès-quartzites* et *brèches quartzitiques*, généralement sériciteux, fins à moyens, gris-blanc, à patine rosâtre, présentant des ripple-marks dissymétriques, de direction moyenne N30°, indiquant un courant dirigé du SE vers le NW.

Le pendage moyen de ces faciès y est de 15°SE (fig. 174) et ils sont découpés par un système orthogonal de fractures (N52°-50°SE et N120°-52°NE). Les quartzites du Mont Béhao chevauchent les schistes de Kadjala.

#### C - Les schistes de Kante

Ces schistes (C44 ; fig. 173 ; stat. 3) occupent la zone comprise entre les Monts Béhao et Défaloo. Il s'agit de schistes variés à passées métriques à décamétriques de quartzites, comportant une partie inférieure composée de métamixtites, métasilexites et méta-arkoses. Ils sont limités à l'Est par les schistes et quartzites mylonitiques du chevauchement frontal du Mont Défaloo. Nous y avons notamment observé six ensembles de faciès :

- Des séricitoschistes chloriteux et séricito-chloritoschistes plus ou moins quartzeux ; des quartzoséricitoschistes chloriteux et des métasiltstones sériciteux et chloriteux. Ces schistes sont parfois ferrugineux ou graphiteux. Ils comportent généralement des lentilles, amygdales et veinules de quartz. On y observe des plis isoclinaux P<sub>1</sub>, des cannelures ou gaufrages L<sub>2</sub>, une schistosité de flux S<sub>1</sub> subparallèle à la stratification S<sub>0</sub>, une schistosité de fracture S<sub>2</sub>, et des fractures longitudinales ou transversales. De fines crénulations ou des linéations minérales L<sub>1</sub> y matérialisent les axes b<sub>1</sub>.
- Des quartzites et grès-quartzites sériciteux, à chlorite, rarement ferrugineux ou feldspathiques, à grain fin à moyen, rarement grossier, à structure schisto-amygdalaire ou bréchoïde et à débit en plaques ou plaquettes.
- Des métamixtites (C 45; fig. 175) constituées d'éléments millimétriques à pluridécimétriques (< 60 cm), étirés et aplatis, de nature variée (quartz, quartzites, granites, gneiss, rhyolites et silexites), enrobés dans une matrice représentée par des quartzoschistes sériciteux et des séricitoschistes quartzeux, gris-vert. Leur épaisseur est d'environ 25 m.
- Des *méta-arkoses* fines, séricito-chloriteuses, conglomératiques polygéniques, à granules, graviers et petits galets de quartz, quartzites, granites et schistes et à pustules millimétriques de chlorite.
- Des *métasilexites sériciteuses*, en bancs centimétriques à décimétriques et finement feuilletés, à boudins et fines veines de quartz, à fines intercalations de quartzo-séricitoschistes.
- Des phyllonites qui se présentent comme des chlorito-séricitoschistes quartzeux, à fines lentilles quartzeuses ou quartzo-feldspathiques ou quartzitiques intensément bréchifiées ou boudinées, de teinte vert foncé et à altération brun-rouille. Elles matérialisent la plupart des plans de chevauchement.

Des marbres calcaro-dolomitiques ont été signalés dans cette zone (Aregba, 1982) sans que nous puissions préciser leur position stratigraphique par rapport aux métasilexites ou métamixtites. Il en est de même pour des métaphospharénites que l'équipe de Godonou vient d'y reconnaître (communication orale). La stratification  $S_0$ , les schistosités de flux  $S_1$  et de fracture  $S_2$  et les microfractures longitudinales sont en zone, avec des pendages variant de 20° à 76° vers l'Est (fig. 176). Les axes des plis  $P_1$  et  $P_2$  sont subparallèles, avec des directions subméridiennes à N47°E, rarement N85°, et un plongement pouvant atteindre 50° vers le NNE ou le SSW. Les axes b<sub>2</sub> plongent rarement à plus de 25° vers le NNE ou le SSW ou SSE ; de rares plis  $P_2$  ont des axes de direction N70° à N86° avec un plongement de 6 à 20°ENE. D'après Sylvain *et al.* (1986), ces derniers plis résulteraient de la première phase tectonique, ce qui est contraire au résultat des études des relations spatiales ou chronologiques entre  $S_1$  et  $S_2$  ou entre  $b_1$  et  $b_2$ . Les microfractures forment un système orthogonal : certaines sont longitudinales, subméridiennes et à pendage de 75°E, et d'autres transversales et orientées N82°-60°NNW.

Par ailleurs, l'intense plissement des schistes de Kanté contraste avec les plis amples et peu accentués des quartzites fortement compétents du Mont Béhao qui les supportent. Il est probable qu'un plan de disharmonie sépare ces schistes de ces quartzites, ce qui n'enlèverait rien à leur relation stratigraphique. La figure 175 (C45) suggère que les métamixtites sont probablement en discordance de ravinement sur les quartzites du Mont Béhao. En effet, ces mixities supportent des métasilexites sur lesquelles reposent des métaarkoses et des schistes : cette succession est comparable à celle du groupe du Sud-Banboli (p. 70) dans les secteurs où les calcaires dolomitiques à barytine font défaut. Nous pouvons donc considérer *les métamixtites de la partie basale des schistes de Kanté comme l'équivalent métamorphique probable de la séquence glaciogénique qui représente la partie basale du supergroupe de la Pendjari .* Toutefois, il n'est pas possible de se prononcer sur l'origine glaciaire ou non de ces métamixtites trop déformées. Les métasilexites correspondraient à la formation de Barkoissi. Les quartzites du Mont Béhao pourraient être l'équivalent métamorphique de l'une des formations du supergroupe de Boumbouaka. Enfin, les méta-arkoses et schistes variés, à passées quartzitiques, y représenteraient l'équivalent métamorphique de la formation de la Pendjari.

Des métamixtites, à éléments centimétriques à métriques de quartz, quartzites, orthogneiss et schistes, se retrouvent à l'Est de Boukombé, au NW-Bénin (fig. 17). La plupart des "conglomérats" que nous avons décrits au NE de Manta ou de Boukombé, et notamment ceux du secteur de Katinga associés à des cipolins (Affaton, 1975), sont en fait des équivalents probables des métamixtites de Boukombé, avec des compositions et des positions lithostratigraphiques comparables. Par ailleurs, certains "quartzites" décrits au NE de Boukombé sont en fait des métasilexites, notamment dans le secteur de Koubichigou. Nous considérons ces métamixtites, cipolins et métasilexites du NW-Bénin comme des équivalents septentrionaux de ceux du secteur de Kanté (fig. 173) et partant, comme des équivalents des formations du groupe du Sud-Banboli.

#### **D** - Les quartzites du mont Défaloo

Le Mont Défaloo (C44 ; fig. 173 ; stat. 4) est constitué par des quartzites, des schistes, des métaconglomérats et des faciès mylonitiques frontaux, à l'Est de Kanté.

Les *quartzites* sont sériciteux, à paillettes de mica blanc ou bleu-vert alignées selon  $L_1$ , rarement ferrugineux, à grain fin à moyen, parfois grossier et d'un aspect saccharoïde. Ils montrent de rares stratifications obliques centimétriques à métriques, des plis isoclinaux  $P_1$ , à plans axiaux redressés et à schistosité de flux  $S_1$  subparallèle à la stratification  $S_0$ , et des cannelures  $L_2$  associées à une schistosité de fracture  $S_2$ . Ces quartzites ont une structure amygdalaire fruste ou se présentent en fins feuillets ou en gros bancs. Ils sont blanchâtres à verdâtres ou bleuâtres, ou rarement rosâtres.

Les schistes sont représentés par des séricitoschistes chloriteux, plus ou moins quartzeux, des quartzoséricitoschistes chloriteux, et des quartzoschistes sériciteux et chloriteux. Ils comportent par endroits des amygdales de quartz et quartzites ; de rares horizons conglomératiques à galets monogéniques centimétriques de quartzites, des lentilles et veines de quartz ; et de minces horizons ferrugineux ou graphiteux ou riches en cubes de pyrite épigénisés en hématite. Ils présentent de fines linéations minérales  $L_1$ , des gaufrages  $L_2$  et une structure amygdalaire.

Les métaconglomérats sont monogéniques, à éléments de quartz et quartzite, quartzitiques ou schisteux.

Les faciès mylonitiques frontaux (C 46 ; fig. 177) ont une foliation de direction N15° à 20°, inclinée de 45 à 60° vers l'Est. Ils supportent des quartzites et schistes dans lesquels cette foliation est orientée N55°-55°SE. Il s'agit de quartzites sériciteux, parfois ferrugineux ; de quartzoschistes mylonitiques, à structure en poissons ou finement feuilletée ; d'un mélange de séricitoschistes, quartzoséricitoschistes et quartzites sériciteux, à lentilles quartzeuses boudinées ou en amygdales, l'ensemble présentant de fines cannelures  $L_2$ , ce qui suggère que cette mylonitisation est antérieure à, voire pénécontemporaine de la seconde phase de plissement.

Dans le Mont Défaloo (fig. 178), les schistosités de flux  $S_1$  et de fracture  $S_2$  sont en zone, avec des pendages de 35 à 80°SE ou ESE. Les axes des plis  $P_1$  y sont de direction N18 à 48°, avec des plongements pouvant atteindre 30°NNE ou SSW. Par contre, les axes  $b_2$  sont de direction N26 à 65° et leur plongement de 20 à

 $60^{\circ}$ NE (on constate ainsi que les axes b<sub>2</sub> sont plus redressés que les axes b<sub>1</sub>). Ces orientations sont comparables à celles obtenues dans les schistes de Kanté (fig. 176), si l'on fait subir aux premières citées une rotation horaire de 40 à 50°, avec aussi une augmentation des plongements. Une telle rotation pourrait être liée à un découplage dû au charriage des quartzites du Mont Défaloo sur les schistes de Kanté.

## E - Les schistes de Défalé

Grâce aux travaux de construction de la nouvelle route en 1975, nous avons pu observer les principaux faciès constituant le secteur de Défalé, (C44 ; fig. 173 ; stat. 5), notamment les métamixtites (Affaton *et al.*, 1975) qui reposent en discordance angulaire sur les quartzites du Mont Défaloo. En effet, le mur de ces métamixtites fait un angle d'environ 13° avec la stratification  $S_0$  mesurée au toit de ces quartzites (C47 ; fig. 179 et 180). Le contact ainsi fossilisé est irrégulier et correspond probablement à une discordance angulaire. Il est intercepté par la schistosité principale  $S_1$ .

Les métamixtites de Défalé présentent un granoclassement limité à leur partie inférieure (C47 ; fig. 180). Elles sont composées d'éléments étirés et aplatis, pouvant atteindre 3 m d'allongement principal, et de nature variée (quartz, quartzites, gneiss, amphibolites et granitoïdes), enrobés dans une abondante matrice de métaarkoses ou quartzites ou quartzoschistes microconglomératiques et polygéniques, à structure schistoamygdalaire. Elles passent vers le haut à des méta-arkoses, quartzoschistes et schistes plus ou moins conglomératiques et polygéniques. Les éléments présentent une orientation N35°- 14°NE et sont par endroits disposés dans un plan S<sub>0</sub> recoupé par la schistosité S<sub>1</sub>. Ces métamixtites ont une puissance d'au moins 30 m.

Au-dessus de ces métamixtites affleurent des séricitoschistes, des micaschistes plus ou moins chloriteux et quartzeux et des quartzomicaschistes. Il s'agit de schistes rarement ferrugineux ou graphiteux, renfermant parfois du chloritoïde, de la tourmaline, de fines lentilles ferrugineuses noirâtres (à grains moyens à grossiers, généralement saccharoïdes, et à fines cavités rouille), des lentilles plus ou moins boudinées et amygdales de quartz, de petits galets de quartzites, et de minces passées quartzitiques. On y observe des plis  $P_1$  et  $P_2$  peu différents de ceux qui affectent les quartzites du Mont Défaloo.

Les métamixtites de Défalé sont probablement l'équivalent oriental des métamixtites qui matérialisent la semelle des schistes de Kanté. Ainsi, les corrélations établies dans le secteur de Kanté-Mont Béhao peuventelles être étendues plus à l'Est au secteur Défalé-Mont Défaloo. L'absence des métasilexites dans ce dernier secteur pourrait être due à une variation latérale de faciès.

#### F - Les orthogneiss et amphibolites de la Salawou

A la bordure orientale du secteur de Défalé, notamment dans la vallée de la Salawou (C44; fig. 173; stat. 6), affleurent des *orthogneiss à muscovite*, rarement à deux micas et/ou grenat, à grain fin à moyen, avec des passées d'amphibolites, de pegmatites et de mylonites. Ils présentent une structure massive, peu ou non orientée, à très finement feuilletée et à débit en plaques. Ces orthogneiss ont une texture granoblastique orientée, sont riches en porphyroblastes, ce qui suggère parfois la texture en poissons ou fuseaux d'un orthogneiss oeillé. Les "lambeaux" les moins déformés montrent qu'il s'agit bien d'un granitoïde cataclasé ou mylonitisé. Ces orthogneiss se composent de quartz plus ou moins allongés ou aplatis, à extinction onduleuse et en plages polycristallines ou en sous-grains ; de microcline en faible proportion (< 10 %) ; de plagioclases dont le coeur est plus ou moins séricitisé ; de muscovite plus ou moins tordue ou cassée ; de rare biotite brunâtre ou vert clair, partiellement chloritisée ; de pistachite et clinozoïsite parfois ferruginisées ; de grenat cassé parfois amiboïde ; et de très rares cristaux de sphène, d'apatite trapue, de minéraux opaques et de zircon.

Les amphibolites, plus ou moins mylonitiques, sont schisteuses à massives, de teintes grises à verdâtres et à débit en plaques ou blocs. Elles présentent une texture nématoblastique à némato-lépidoblastique, et sont

composées de quartz, plagioclases, hornblende brun clair à verdâtre, muscovite, chlorite, biotite plus ou moins chloritisée, épidotes (zoïsite et pistachite en proportions très variables), sphène, grenat et rares minéraux opaques. Elles sont probablement ortho-dérivées.

Les *pegmatites* sont composées de quartz, feldspaths et muscovite, et sont intrusives ou subconcordantes dans les orthogneiss et amphibolites.

Les mylonites ou phyllonites ont l'aspect de micaschistes et chloritoschistes et sont de teintes grises à vertes ou noirâtres. Elles renferment des "restites" amygdalaires d'orthogneiss et d'amphibolites et de fines pustules noirâtres de chlorite. Elles se débitent en plaquettes selon les plans N0°-60°E et N34°-48°SE.

Les faciès d'orthogneiss mylonitisés montrent du quartz fortement orienté, à fabrique de forme généralement nette et souvent de cisaillement ; des feldspaths plus ou moins brisés ; des paillettes de muscovite plus ou moins cassées ou tordues et regroupées en fuseaux ; et d'abondantes chlorites. De nombreux filons de quartz blanc laiteux ou enfumé recoupent ces divers faciès. Les orthogneiss et amphibolites de la Salawou représenteraient le substratum des quartzites de l'Atacora (stat. 7 de la C44 ; fig. 173), à la bordure orientale du secteur de Défalé. Ce sont les premiers faciès de socle signalés au sein de l'unité structurale de l'Atacora au Nord-Togo. Pour nous, ils représentent la semelle de l'écaille du Mont Tédédé (fig. 173). Il se pourrait que les orthogneiss oeillés, embréchites et amphibolites décrits par Vaucorbeil (1965) comme des "micaschistes granitisés" dans le synclinorium de Toucountouna au NW-Bénin (fig. 17 et 165 ; C43), puissent être interprétés de la même manière.

## G - Les quartzites du mont Tédédé

Le Mont Tédédé (C44 ; fig. 173 ; stat. 7) est constitué par des *quartzites à muscovite et chloritoïde* rarement ferrugineux, fins à grossiers, à lentilles et amygdales de quartz et à minces passées de quartzoschistes micacés. Le mica blanc ou vert-bleu y souligne de fines linéations minérales orientées N22°-12°SW à N46°-31°NE et subparallèles aux axes des plis P<sub>1</sub>. Ces quartzites présentent par ailleurs des cannelures ou crénulations L<sub>2</sub> (N56°- 30°NE), une structure massive à finement feuilletée et des teintes jaunâtres à grises.

Ils reposent en "accordance" sur les orthogneiss et amphibolites de la Salawou, les deux ensembles ayant une orientation moyenne N22°-50°E. Bien que nous n'ayons pas pu observer le contact entre les deux, nous proposons de considérer les orthogneiss et amphibolites de la Salawou comme le substratum des quartzites du Mont Tédédé. Une telle hypothèse suppose l'existence d'une discordance fondamentale entre les deux ensembles, les quartzites étant en outre probablement décollés de leur substratum (fig. 173).

### H - Apports de la coupe de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Défalé

Les observations effectuées à la latitude de Défalé (C44 ; fig. 173) permettent de préciser trois points :

#### 1 - La lithostratigraphie approximative et hypothétique

La lithostratigraphie dégagée pour l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Natitingou (p. 191 à 199) est précisée et affinée (tabl. 55). Elle confirme la présence de trois ensembles lithologiques : un socle et deux ensembles sédimentaires (les "Quartzites de l'Atacora" et les "Schistes de l'Atacora"), équivalents probables des supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari.

#### 2 - Le métamorphisme de l'unité structurale de l'Atacora

L'analyse des paragenèses métamorphiques démontrent que le métamorphisme y croît dans l'unité structurale de l'Atacora d'Ouest en Est, comme à la latitude de Natitingou. Ce métamorphisme ne dépasse pas le stade du *faciès schiste vert* : Des grès-quartzites et quartzites à séricite du Mont Béhao, on passe progressivement aux

quartzites à muscovite et chloritoïde du Mont Tédédé. Et des schistes essentiellement sériciteux et chloriteux à épidotes de Kanté, on passe aux micaschistes à muscovite, chloritoïde et épidotes de la partie orientale du secteur de Défalé.

Schistes	Schistes variés à séricite ou muscovite,	Formation de la Pendjari	Supergroupe	
4-	chlorite, épidotes et parfois chloritoïde, et à lentilles conglomératiques	(ou de l'Oti)	de la	
ae	ou quartzitiques Métasilexites à séricite	Formation de Barkoissi	Pendjari	
l'Atacora	Cipolins calcaro-dolomitiques Métamixtites	Formation du Sud-Banboli	(ou de) l'Oti	
	- Discordance angulaire ou de ravinement pr	o parte glaciaire		
Quartzites de l'Atacora	Grès quartzites ou quartzites à séricite muscovite, chlorite, et parfois chloritoïde, à intercalations schisteuses et lentilles métaconglomératiques.	Supergroupe de Boumbouaka		
	? Discordance fondamentale ?			
Substratum de l'Atacora	Orthogneiss à muscovite ou deux micas et parfois à grenat et orthoamphibolites quartzofeldspathiques à muscovite, chlorite, épidote, grenat et biotite.	Socle éburnéen de la dorsale de Léo ou de Man		

**Tableau 55** : Principaux ensembles lithostratigraphiques de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Défalé (C44 ; fig. 173) et leurs équivalents proposés dans le bassin des Volta.

#### 3 - Les caractéristiques structurales de l'unité de l'Atacora

Elles sont particulièrement nettes à la latitude de Défalé :

- Aux plis isoclinaux  $P_1$  sont associées une schistosité de flux  $S_1$ , généralement subparallèle à la stratification  $S_0$ , et une linéation minérale  $L_1$  parallèle aux axes  $b_1$ .
- Les plis cylindriques droits ou déversés  $P_2$  développent des cannelures  $L_2$ , subparallèles à la linéation minérale  $L_1$ , et une schistosité de fracture ou de crénulation  $S_2$ , généralement en zone avec  $S_0$  et  $S_1$ .
- Des plis kilométriques P<sub>3</sub>, ouverts et déversés vers l'WNW sont illustrés par la structure synclinoriale des schistes de Kanté (3). Une telle structure est suggérée par les observations complémentaires effectuées à l'Ouest du Mont Koulaco (fig. 185).
- Des microfractures longitudinales L sont en zone avec les plans S<sub>0</sub>, S<sub>1</sub> et S<sub>2</sub> et subparallèles aux chevauchements frontaux des écailles des Monts Béhao, Défaloo et Tédédé ; et des microfractures transversales, moins visibles, sont subperpendiculaires à L. L'importance des écaillages est soulignée par la présence des faciès mylonitiques de schistes et quartzites aux fronts occidentaux des Monts Béhao et Défaloo et d'orthogneiss et d'amphibolites au front occidental du Mont Tédédé.

## COUPE DÉTAILLÉE DES ORTHOGNEISS ET AMPHIBOLITES MYLONITIQUES DE LA SALAWOU A PROXIMITÉ DE DÉFALÉ

Les quartiers sud de Défalé (C44 ; fig. 173 ; stat. 6), notamment les environs du centre culturel et du collège d'enseignement général, permettent de préciser les caractéristiques de la zone mylonitique de la Salawou (C48 ; fig. 181).

<b>0</b>			
Stat.	Caractéristiques pétrographiques et microstructurales	Ech.	Etude
1	Quartzites conglomératiques à muscovite, à galets centimétriques à décimétriques, étirés, de quartz, quartzites et silexites ou rhyolites, présentant une schistosité principale de flux N20°-50°SE, une linéation d'étirement N22°-13°SW, et de fines cannelures $L_2$ .	1130	
2	Quartzites à muscovite, à linéation minérale $L_1$ et cannelures $L_2$ , à structure finement amygdalaire.		
3	<ul> <li>Faciès mylonitiques variés à deux plans de débit (N0°-60°E et N34°-48°SE) :</li> <li><i>Phyllonites amygdalaires</i>, vert foncé, à débit en plaquettes et altération brune à rouille.</li> <li><i>Amphibolites mylonitiques</i> gris-brun, à structure amygdalaire et à débit en plaques ;</li> <li><i>Orthogneiss à muscovite</i>, gris-vert, à structure schisteuse, en lentilles ou passées subconcordantes dans les faciès précédents et comportant de rares boudins pegmatitiques.</li> </ul>	1277 1278 1131	LM
4	<ul> <li>Faciès mylonitiques variés à lentilles et boudins d'orthogneiss, d'amphibolites et de pegmatites :</li> <li>Orthogneiss à muscovite et amphibolites peu différents de ceux de la station 3.</li> <li>Par endroits, les orthogneiss ont une structure finement feuilletée et amygdaloïde.</li> <li>Les amphibolites sont les faciès les mieux représentés.</li> <li>Phyllonites gris foncé à vert foncé, à fines amygdales ou boudins d'amphibolite</li> </ul>	1132 à 1134	LM
	ou d'orthogneiss, à structure amygdalaire ou schisteuse, à débit en plaques ou plaquettes et à altération brunâtre à rouille.		•
5	Orthogneiss mylonitiques à muscovite, à structure finement amygdalaire, à débit en plaques et plaquettes, de teintes gris clair à blanchâtres, à fines lentilles ou passées de phyllonites micaschisteuses, quartzo-feldspathiques, gris-blanc à gris-vert, à fins minéraux noirâtres, et à rares boudins de pegmatites à quartz, feldspaths et muscovite.	1135	
6	<i>Phyllonites micaschisteuses</i> vert foncé, à fines lentilles ou boudins quartzo- feldspathiques blanchâtres, comportant de rares lentilles boudinées d'orthogneiss à muscovite ou à deux micas (de structure amygdalaire, à teinte gris clair) et de pegmatites.	1136	LM
7	Orthogneiss à muscovite, à structure schisteuse, de teinte gris clair, à altération brune, et à rares lentilles de phyllonites micaschisteuses gris foncé à verdâtres et à débit en plaquettes.		
8	Quartzites à muscovite, jaunâtre à gris-vert, à linéation minérale $L_1$ et cannelures $L_2$ , à débit en plaques ou dalles, de direction N7° et à pendage de 45°E. Ils compor- tent de fines intercalations de micaschistes à tourmaline et chloritoïde et sont affectés de plis isoclinaux $P_1$ .	1138	

9	Phyllonites micaschisteuses et quartzo-feldspathiques, orientées N7°- 48°E, verdâtres à brunâtres, à nombreuses amygdales de quartz, à structure généralement schisteuse et à minces lentilles d'orthogneiss gris clair et à structure amygdalaire	1123 à 1125	
10	Orthogneiss à muscovite ou deux micas, à rares grenats, à structure finement feuilletée ou amygdalaire, de teinte gris-vert et à altération brunâtre à rouille.	3942	LM
11	Quartzites à muscovite et rares chloritoïdes, à linéation minérale $L_1$ et fines cannelures $L_2$ , à feuilletage fruste et à débit en plaques ou dalles.	1142 à 1144	LM

Dans cette coupe (C48; fig. 181), les stations 1 et 2 représentent des intercalations quartzitiques au sein des schistes de Défalé (C44; stat. 5, fig. 173) et les stations 8 et 11 sont des quartzites de l'Atacora. Les orthogneiss et amphibolites mylonitiques de Défalé pourraient donc représenter du socle tectonisé constituant les semelles de deux écailles de quartzites type Atacora (compte tenu de son échelle, la coupe synthétique C44 de la figure 173 ne fait mention que d'un seul plan de chevauchement, celui situé entre les stations 5 et 6 de cette figure).

## IV - CARACTÉRISTIQUES DE LA BORDURE ORIENTALE DE L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA A LA LATITUDE DE BAGA. UNITÉS INTERNES EN NAPPE SUR LEUR COUVERTURE

Au Sud et SE de Défalé, à la latitude de Baga (C 49 ; fig. 182), la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacora (fig. 173) est chevauchée par les unités internes des Dahomeyides. On y observe en effet, d'Ouest en Est, les quartzites et quartzoschistes conglomératiques de la partie orientale du Mont Siambenou (1), les orthogneiss représentant l'équivalent méridional des orthogneiss et amphibolites de Défalé (2), les quartzites du Mont Koumaou qui est le prolongement méridional du Mont Tédédé (3), les micaschistes mylonitiques variés, représentant la bordure occidentale des unités internes des Dahomeyides (4), et les orthogneiss de Baga (5). Les caractéristiques pétrographiques et microstructurales de ces cinq ensembles sont intéressantes à plusieurs titres.

#### A - La partie orientale du mont Siambenou

Cette partie (C 49 ; fig. 182 ; stat. 1) est constituée par des quartzites à muscovite ; par des quartzoschistes micacés, conglomératiques (à éléments aplatis, étirés selon un axe N22°-13°SW, centimétriques à rarement décimétriques, de quartz, quartzites, silexites ou rhyolites), présentant des plis isoclinaux P<sub>1</sub>, à schistosité de flux S<sub>1</sub> subparallèle à la stratification S<sub>0</sub> (N20°-50°SE), et des cannelures L<sub>2</sub> ; et par des micaschistes et quartzo-micaschistes variés. Il s'agit des équivalents méridionaux des schistes de Défalé (Stat. 5 de la fig. 173), et plus précisément des stations 1 et 2 de la coupe détaillée de la figure 181).

## B - Le prolongement méridional des orthogneiss de Défalé

Les faciès constituant ce prolongement (C 49 ; fig. 182 ; stat. 2) sont mylonitiques et à muscovite, fins à moyens, à fines lentilles de phyllonites micaschisteuses et quartzo-feldspathiques, à structure finement feuilletée et amygdalaire et de teintes gris clair à verdâtres. Ce socle mylonitique est l'équivalent des stations 3 à 10 de la figure 181. Toutefois, sa structure est ici plus simple et les quartzites micacés à chloritoïde de la station 8 de cette figure ont disparu, à la latitude du Mont Koumaou.

## C - Les quartzites du mont Koumaou

Le Mont Koumaou (C 49 ; fig. 182 ; stat. 3) est constitué par deux ensembles de faciès :

- Des quartzites à muscovite, chloritoïde et tourmaline, en petits bancs schisteux ou en gros bancs massifs, de teinte blanchâtre ou grisâtre voire verdâtre à rouge. Ils comportent des lentilles ou de larges passées de quartzoschistes micacés et de micaschistes et quartzo-micaschistes variés ; des passées bréchiques subconcordantes et à structure amygdalaire ; et des zones mylonitiques métriques (< 6 m), constituées par des quartzo-micaschistes. Ces quartzites présentent des plis isoclinaux P<sub>1</sub>, centimétriques à hectométriques, d'axe moyen N34°-15°NE, avec une linéation minérale L<sub>1</sub> et une schistosité de flux S<sub>1</sub> ; des cannelures L<sub>2</sub> et des axes de pli b<sub>2</sub> subparallèles à b<sub>1</sub>.
- Des quartzites mylonitiques, à muscovite et chloritoïde, constituant la partie orientale du Mont Koumaou; ils sont comparables aux faciès des stations 16 à 18 de la coupe de Conpomgou (fig. 162), à structure en poissons ou fuseaux, à deux ou trois plans de débit (fig. 183), avec des surfaces polies ou striées d'orientations N22°-70° SE, N173°-68°E, et N130°-80°W. Au microscope, le quartz y montre une nette réorientation et des structures indiquant un cisaillement. Ces quartzites mylonitiques supportent, par l'intermédiaire d'un plan de charriage les micaschistes mylonitiques (4).

#### D - La bordure occidentale des unités internes des Dahomeyides

Elle comprend, à la latitude de Baga (C 49 ; fig. 182 ; stat. 4), des micaschistes mylonitiques à faciès de micaschistes chloriteux et quartzeux, de quartzo-micaschistes plus ou moins chloriteux et de micaschistes quartzo-feldspathiques. Ces micaschistes mylonitiques renferment du grenat et de la tourmaline, ont des teintes grises à vertes, avec des lentilles ou passées blanchâtres. Ils comportent des amygdales, boudins, lentilles ou passées de plusieurs faciès : des orthogneiss mylonitiques à muscovite et grenat, à structure schisteuse, finement feuilletée ou amygdalaire, de teintes grises à rougeâtres, avec de fins feuillets verdâtres ; des amphibolites quartzo-feldspathiques, gris foncé à noirâtres, à amas de tourmaline, présentant une nette linéation minérale et une foliation fruste ; des quartzo-feldspathiques à muscovite verdâtre, tourmaline et rares grenats ; des cannelures  $L_2$ ; des pegmatites quartzo-feldspathiques à muscovite verdâtre, tourmaline et rares grenats ; des tourmalinites quartzeuses ; et des veines ou filons de quartz à faciès variés. Ces roches présentent généralement une altération brune à rouille et supportent une altérite latéritique parfois cuirassée. On y observe des plis isoclinaux P<sub>1</sub> dessinés par des lentilles quartzitiques ou des filons de quartz et pegmatites. Cet ensemble de micaschistes mylonitiques se rattache au groupe de la Binah (Affaton *et al.*, 1978 ; Affaton, 1983).

La synthèse des données microstructurales recueillies dans cette bordure mylonitique (fig. 184) permet de souligner plusieurs points : Les axes de ses plis  $P_1$  sont subparallèles à ceux des plis  $P_1$  et  $P_2$  des quartzites du Mont Koumaou, avec une direction N30° et un plongement ne dépassant pas 20° vers le NNE ou SSW. La schistosité principale  $S_1$  y est orientée N20° - 25 à 65°SE, tandis qu'elle a une direction N10 à 40° avec des pendages de 22 à 86° SE dans le Mont Koumaou. Les micaschistes mylonitiques apparaissent de ce fait comme une unité ayant subi une légère rotation par rapport aux quartzites du Mont Koumaou, mais le contact tectonique entre les deux ensembles pourrait être très important.

#### E - Les orthogneiss de Baga

Dans le secteur de Baga (C 49 ; fig. 182 ; stat. 5) affleure le prolongement nord-ouest des orthogneiss de Niamtougou (Affaton *et al.*, 1978). Il s'agit d'orthogneiss à muscovite, rarement à deux micas et grenats, à structure finement feuilletée ou amygdalaire, de teinte blanchâtre à grise, parfois verdâtre. A l'Ouest de Baga, ils présentent un faciès schisteux, orienté N28°-42°W. Leur pendage atteint rarement 32°NE ou SE quand on va vers l'Est. Il s'agit de l'équivalent septentrional des orthogneiss de Niamtougou ou de Kara (fig. 185 et 187).

# F - Apports de la coupe de la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Baga

Cette coupe (C 49; fig. 182) nous conduit à souligner plusieurs points :

- Des variations latérales de faciès sont signalées au sein de l'unité structurale de l'Atacora, notamment au sein des schistes de l'Atacora. Ceci se dégageait déjà de la synthèse de la coupe effectuée à la hauteur de Défalé (tabl. 55). Mais il semble également probable que certaines de ces variations soient imputables à des écaillages de faible ampleur.
- La flèche de chevauchement est de plusieurs kilomètres pour l'unité du Mont Koumaou, qui recouvre le prolongement méridional de plusieurs stations décrites dans la figure 181 (C 48). Ceci pourrait être le cas de la plupart des écailles de l'unité structurale de l'Atacora.
- Compte tenu de leurs caractéristiques pétrographiques, les orthogneiss à muscovite de Baga sont à rapprocher des orthogneiss mylonitiques de Défalé. Ils pourraient donc représenter le substratum des quartzites de l'Atacora.
- Les micaschistes mylonitiques (station 4), rattachés au front occidental des unités internes des Dahomeyides, pourraient correspondre à un faciès de l'Atacora dont ils seraient séparés par un chevauchement. En effet, la partie orientale du Mont Koumaou est elle-même constituée de quartzites mylonitisés sur une centaine de mètres d'épaisseur. Par ailleurs, le front occidental des unités internes des Dahomeyides représente ici une véritable *zone de mélange tectonique* où des amphibolites probablement d'origine volcanique, des orthogneiss plus ou moins mylonitiques, des pegmatites et des tourmalinites sont emballés dans des micaschistes mylonitiques variés, à passées quartzitiques de faciès Atacora. Une telle zone représenterait la semelle de la nappe des orthogneiss de Baga. Une seconde hypothèse est de rapprocher ces micaschistes mylonitiques de ceux étudiés dans la bordure occidentale des unités internes des Dahomeyides à la latitude de Natitingou (fig. 165; Affaton, 1975 et 1983; Affaton *et al.*, 1980).
- A la latitude de Boukombé (fig. 17), des orthogneiss à muscovite, considérés comme l'équivalent probable de ceux de Baga, sont charriés directement sur des quartzites du prolongement septentrional du Mont Tédédé (Affaton, 1975), avec un passage graduel depuis des orthogneiss sains jusqu'aux phyllonites à minéraux. Les micaschistes mylonitiques étudiés à l'Ouest de Baga ont donc disparu sous les orthogneiss avant la latitude de Boukombé. Il en est de même à la hauteur de Sara Kawa (C 50; fig. 185).

Ces données montrent que les unités internes des Dahomeyides à faciès socle reposent en nappes sur l'unité structurale de l'Atacora. Par endroits, des lambeaux de ces unités internes forment le substratum des quartzites de l'Atacora qui représentent une couverture plus ou moins décollée de son socle.

Quatrième partie

## V - CARACTÉRISTIQUES DE L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA ET DES UNITÉS INTERNES DES DAHOMEYIDES A LA LATITUDE DE SARA KAWA. UNITÉ GRANULITIQUE DU MASSIF KABIÉ CHARRIÉE SUR LA NAPPE D'ORTHOGNEISS

A la latitude de Sara Kawa (9°40'), les quartzites de l'Atacora n'affleurent que sur environ 2 km de largeur et les unités internes des Dahomeyides présentent leur extension la plus occidentale au Nord de Sokodé (pl. 4 et 5). D'Ouest en Est (C50 ; fig. 185) se succèdent les schistes de la Kara, les métamixtites et quartzites du Mont Koulaco, les orthogneiss de Sara Kawa et les granulites du Mont Tcha.

#### A - Les schistes de la Kara

Ces schistes (C50 ; fig. 185 ; stat. 1). sont représentés par des séricitoschistes chloriteux, des séricitochloritoschistes plus ou moins quartzeux, des quartzoschistes sériciteux ou/et chloriteux, des métasiltstones sériciteux et chloriteux, des quartzites sériciteux et à chlorite et, dans la rivière Kara (Aregba, 1982), des cipolins calcaro-dolomitiques. Ces schistes comportent des lentilles et veines de quartz plus ou moins boudinés ; des plis isoclinaux P<sub>1</sub> d'axes N10° à N24° plongeant généralement de moins de 10° vers le NNE ou le SSW, avec une schistosité de flux S<sub>1</sub> pentée de 30 à 80° vers l'ESE ou l'ENE (fig. 186). Les plis P<sub>2</sub> s'y manifestent par des cannelures L<sub>2</sub>, des kink-bands ou plis en genoux d'axe moyen N170° à N28° avec un plongement pouvant atteindre 20°, avec une schistosité de fracture ou de crénulation S<sub>2</sub>. Ces schistes de la Kara constituent l'équivalent méridional de la partie supérieure des schistes de Kanté.

#### **B** - Les métamixtites du mont Koulaco

Dans le Mont Koulako (C50 ; fig. 185 ; stat. 2) affleurent des métamixtites. Elles se composent d'éléments centimétriques à pluridécimétriques (< 70 cm) de nature variée (quartz, quartzites, orthogneiss et amphibolites), étirés et aplatis. Ces éléments sont enrobés dans une abondante matrice représentée par des quartzoschistes et séricitoschistes quartzeux, dans lesquels s'observent des plis  $P_1$  et  $P_2$  comparables à ceux décrits dans les schistes de la Kara. Ces métamixtites sont semblables à celles de la partie inférieure des schistes de Kanté. Nous les considérons donc comme leur équivalent méridional et comme la partie *inférieure* des schistes de la Kara, ce qui justifie la disposition synclinale ou synclinoriale des schistes de Kanté dans la coupe effectuée à la latitude de Défalé (fig. 173 ; C44).

## C - Les quartzites du mont Koulaco

Ces quartzites (C50; fig. 185; stat. 3) sont fins à moyens, à muscovite et fines lentilles de micaschistes, à structure finement feuilletée et à pendage très variable (fig. 186), ce qui résulterait de la superposition de plusieurs phases tectoniques. Ils présentent des linéations minérales  $L_1$  de direction N167° à N20° plongeant de 10 à 30°SSE/SSW, et des plis cylindriques  $P_2$  déversés vers le NW et d'axe N10°-20°SSW. Ils dessinent un anticlinorium  $P_3$  d'axe subparallèle à celui des plis  $P_2$ . Cet anticlinorium est repris par un plissement synclinal  $P_4$  d'axe N32°-20°SW et à coeur d'orthogneiss à muscovite. Les quartzites du Mont Koulaco représentent l'équivalent méridional des stations 4 à 7 et 1 à 3 des coupes effectuées aux latitudes de Défalé et de Baga (fig. 173 et 182). Dans la coupe de Sara Kawa la flèche de recouvrement de la nappe des unités internes des Dahomeyides sur l'unité structurale de l'Atacora est donc particulièrement importante.

#### **D** - Les orthogneiss de Sara Kawa

Ces orthogneiss (C50 ; fig. 185 ; stat. 4) affleurent bien dans la vaste pénéplaine située entre les villages de Sara Kawa et de Yadé. Il s'agit d'orthogneiss riches en muscovite, rarement à deux micas, grenat et tourmaline,

à structure oeillée à finement feuilletée et à passées pegmatitiques à gros cristaux de microcline cassés. Ils présentent une foliation faiblement pentée vers le NE ou le SW (fig. 186) et des phyllonites à faciès micaschisteux et grenatifère soulignant des plans de charriage subconcordants à la foliation.

Au microscope, ils présentent une texture granoblastique orientée à granolépidoblastique, parfois lamellaire ou en lanières. Ils se composent de quartz en plages polycristallines étirées et à extinction ondulante ; de microcline en amandes plus ou moins bréchifiées ; de plagioclases (oligoclase An15) à coeur plus ou moins séricitisés et montrant des traces de déformation ; de micas soulignant la foliation ou se moulant autour des minéraux blancs ; d'apatite en cristaux trapus souvent cataclastiques ; de grenat, épidote et sphène, et de rares minéraux opaques. Ces orthogneiss dérivent probablement de granitoïdes calco-alcalins plus ou moins monzonitiques (Aicard, 1957). De plus ils sont porteurs de la plupart des indices de minéralisations uranifères du Nord-Togo (Joppich, 1977).

Ces orthogneiss ont donné un âge au Rb/Sr conventionnel de  $2077 \pm 62$  Ma, alors que l'isochrone Rb/Sr sur minéraux (muscovite, feldspath potassique et plagioclase) indique un rajeunissement à  $608 \pm 17$  Ma (Affaton *et al.*, 1978 ; Caen-Vachette *et al.*, 1979). En fait, les orthogneiss de Sara Kawa sont l'équivalent des orthogneiss de Niamtougou (ou de Baga) et de Kara (fig. 182 et 187). Une isochrone de  $2064 \pm 90$  Ma a été également obtenue sur les orthogneiss de Sara Kawa, de Kara et du Mô. Ces âges radiométriques indiquent qu'il s'agit d'un matériel birrimien remobilisé au Panafricain.

#### E - Les granulites du mont Tcha

Le Mont Tcha (C50; fig. 185; stat. 5) représente la partie la plus occidentale du Massif Kabié (pl. 4 et 5) étudié par Aicard (1957), Henry et Scanvic (1973) et Affaton *et al.* (1978). Ce massif est constitué par un empilement de grandes écailles à pendage Est et dont les semelles correspondent à des dépressions longitudinales. Il est charrié vers l'Ouest ou le SW sur les orthogneiss de Sara Kawa ou de Niamtougou ou de Kara (Affaton, 1983).

Dans l'unité du Mont Tcha se rencontrent la plupart des faciès pétrographiques constituant le Massif Kabié : des orthogneiss grenatitiques ou grenatites ; des amphibolites et amphibolo-pyroxénites plus ou moins plagioclasiques et à grenat ; des pyroxénites à amphibole et grenat auxquelles sont souvent associées des amphibolites à trémolite-actinote, des trémolitites et des talcschistes considérés comme des faciès de rétromorphose dans des contacts tectoniques ; des ortholeptynites à grenat et épidotes ; des ultrabasites chromifères associées à des serpentinites, trémolitites et talcschistes dérivant probablement des péridotites et servant souvent de couche-savon à la semelle des écailles ; de rares éclogites à texture coronitique ; des orthogneiss plagioclasiques à pyroxènes et parfois disthène ; et des quartzites à disthène, grenat et épidotes, avec ou sans clinopyroxène. Ces différents faciès ont été décrits en détail (Affaton et al., 1978) et nous ne reviendrons ici que sur deux de ces faciès : grenatites et pyroxénites.

Les orthogneiss grenatitiques ou grenatites présentent une texture granoblastique ou blastoporphyrique orientée, parfois mylonitique ou en lanières. Ils se composent de quartz à extinction onduleuse ; de plagioclases (andésine An 40) plus ou moins bréchifiés et à macles tordues ou mécaniques ; de clinopyroxènes (diopside) et d'orthopyroxène (hypersthène riche en fer) ; de hornblende verte dérivant généralement des pyroxènes ; de grenat plus ou moins cataclasé et pouvant constituer parfois près de 50 % de la roche ; de rare biotite ; de rutile assez fréquent ; de scapolite et de minéraux opaques abondants par endroits ; et d'apatite.

Les *pyroxénites* ont une texture grano-nématoblastique ou nématoblastique, parfois symplectitique ou en mortier. Elles se composent de clinopyroxène (diopside) et d'orthopyroxène (hypersthène riche en fer) ; de plagioclases (andésine/labrador An 50) dans lesquels se sont parfois développées de grandes paillettes de mica blanc ; de hornblende verte, rarement brune ; de biotite parfois abondante ; d'épidotes et de sphène avec parfois du grenat et du scapolite, et fréquemment du rutile et des minéraux opaques.

Les caractéristiques géochimiques et pétrologiques de la plupart des roches constituant le Massif Kabié ont permis de démontrer leur origine magmatique (Aicard, 1957; Johan, in Affaton et al., 1978). Il s'agirait de gabbros et leucogabbros noritiques, à cumulats de pyroxénolites, métamorphisés dans le faciès granulite à hornblende et grenat (almandin ?) et localement dans le faciès éclogite. Ces granulites ont subi par endroits une rétromorphose conduisant à des faciès amphibolites ou schistes verts, notamment dans les contacts tectoniques. Ces roches basiques et ultrabasiques proviendraient du manteau supérieur ou de la partie inférieure de la croûte continentale et pourraient être les témoins d'une ancienne croûte océanique et caractériser un complexe ophiolitique comme le laisse supposer la présence des éclogites (Javoy, 1970 ; Péré et Colin, 1972 ; Montigny et Allègre, 1974). Cette hypothèse paraît d'autant plus séduisante que pour nous les éclogites du Mont Lato (Kouriatchy, 1931 et 1932 ; Ménot, 1984) et celles du SE-Ghana (Koert, 1910) se trouvent dans le même contexte structural, c'est-à-dire dans la zone de suture des Dahomeyides (Crenn, 1957; Sagbohan, 1972; Trompette, 1980; Ako et Wellman, 1985), contrairement à l'idée que les composantes du groupe de Dérouvarou-Kabré (Aicard et Pougnet, 1954) ne pourraient être les marqueurs d'un même contexte géodynamique mais résulteraient de plusieurs générations de mises en place lors des orogenèses libérienne (= Archéen), éburnéenne et panafricaine (Ménot, 1980). Cependant, de tels problèmes débordent le cadre assigné à ce travail.

D'après Affaton *et al.* (1978), les tentatives de datation radiométriques par la méthode d'isochrone Rb/Sr sur roches totales n'ont pas abouti en raison des valeurs très faibles des rapports  ${}^{87}$ Rb/ ${}^{86}$ Sr (toujours inférieurs à 0,02). D'après R. Caby (communication orale), ces granulites et orthogneiss associés sont comparables à ceux d'Amalaoulaou (région du Gourma, Mali), considérés comme des remontées du manteau et indiquant respectivement des âges de  $830 \pm 30$  Ma et  $730 \pm 20$  Ma (par la méthode U/Pb sur zircon). Les granulites du Massif Kabié seraient donc probablement pénécontemporaines de celles d'Amalaoulaou. Les âges modèles récemment obtenus sur les éclogites des Monts Lato (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985) attestent d'une mise en place des protolithes entre 900 et 700 Ma (méthode Sm-Nd) alors que le métamorphisme éclogitique daterait de 510 Ma. Ces résultats sont en accord avec l'hypothèse de Caby. Cependant, nous sommes par ailleurs tentés de comparer l'unité granulitique du Massif Kabié à celle des Iforas (Mali) qui a subi un métamorphisme éburnéen (2170 Ma) et un rajeunissement panafricain (800 à 650 Ma) (Picciotto *et al.*, 1965 ; Clauer, 1976 ; Boullier *et al.*, 1978 ; Ducrot *et al.*, 1978) : un tel rapprochement suppose que l'ensemble des granulites du groupe de Dérouvarou-Kabié est anté-panafricain et simplement repris au Panafricain. Les âges qui lui sont attribués varieraient alors entre le Libérien (= Archéen) et l'Eburnéen. Pour Ménot (1980) il serait composite et se serait mis en place dans l'intervalle Archéen-Panafricain.

A Yadé, les granulites du Mont Tcha ont une direction N113° à N150° et un pendage de 25°NE, alors que les orthogneiss de Sara Kawa immédiatement sous-jacents ont une direction subméridienne, un pendage de 30°E et un aspect cataclastique. L'unité granulitique du Massif Kabié correspond en fait à une nappe relativement plate, charriée sur l'unité orthogneissique de Sara Kawa, elle-même chevauchant l'unité structurale de l'Atacora.

# F - Apports de la coupe de la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Sara Kawa

Cette coupe (C50; fig. 185) confirme et complète les résultats des coupes précédentes (fig. 162, 165, 173 et 182) :

#### 1 - Les schistes de Kanté

Ils constituent un synclinorium déversé vers l'Ouest, structure déjà reconnue par Aicard (1957) et qui peut être reconstruite malgré l'importance de l'écaillage. Les *quartzites du Mont Koulaco* (fig. 185) sont l'équivalent de ceux du Mont Défaloo (fig. 173). Cette équivalence suggère que ces derniers représentent le seul flanc oriental d'un anticlinorium complet dans la coupe de Sara Kawa, et dont le flanc occidental laminé aurait fait

place ici à un chevauchement. Ces deux structures synclinoriale et anticlinoriale sont pénécontemporaines de celles décrites à la latitude de Natitingou (fig. 165).

#### 2 - Les orthogneiss de Sara Kawa

Ils sont équivalents de ceux de Baga et Niamtougou ou de Kara, d'âge birrimien  $(2077 \pm 62 \text{ Ma})$  et remobilisés au Panafricain il y a  $608 \pm 17 \text{ Ma}$ , et reposent en nappes sur l'unité structurale de l'Atacora. Ces orthogneiss sont eux-mêmes écaillés, les semelles mylonitiques de ces écailles étant généralement masquées par des altérites récentes. Par ailleurs, ils supportent la nappe de l'unité granulitique du Massif Kabié dont la semelle est généralement matérialisée par des amphibolites mylonitiques résultant de la rétromorphose des granulites.

#### 3 - Les corrélations proposées aux latitudes de Défalé et Baga (tabl. 55) sont confirmées :

- a L'âge initial des orthogneiss de Niamtougou, de Kara, ou de Sara Kawa est antérieur à celui des quartzites de l'Atacora. Ces orthogneiss représenteraient, dans l'orogène panafricain, les témoins d'un socle essentiellement éburnéen. Quant aux granulites du Massif Kabié, leur âge reste inconnu : les tentatives de datation par isochrone Rb/Sr sur roche totale ont démontré que cette méthode n'est pas adaptée à de telles roches dont le rapport <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr est inférieur à 0,02 (Affaton *et al.*, 1978). Par comparaison avec les granulites et orthogneiss d'Amalaoulaou, qui appartiennent à la chaîne panafricaine du Gourma (Mali), et avec les éclogites des Monts Lato (Centre-Togo), l'âge du matériel de l'unité granulitique du Massif Kabié pourrait être compris entre 900 et 700 Ma.
- b Enfin, comme cela a été clairement montré à Défalé (p. 199), les quartzites de l'Atacora sont l'équivalent tectonisé et métamorphique du supergroupe de Boumbouaka et les schistes de Kanté représentent le supergroupe de la Pendjari.

## VI - COMPOSANTES ET CARACTÉRISTIQUES DE L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA A LA LATITUDE D'AWANDJELO. PRÉSENCE D'UNE PORTION DE NAPPE ENCAPUCHONNÉE

La coupe synthétique à la latitude d'Awandjélo (C51 ; fig. 187 ; pl. 6) intéresse les schistes de Sanda-Kédan (autrefois appelés respectivement Santé-Bas et Santé-Haut), les orthogneiss de la Kawa et le complexe de Djamdé, ainsi que les portions orientale du Buem à l'Ouest et occidentale des orthogneiss d'Awandjélo à l'Est. Ces schistes, auxquels sont associés des quartzites, sont comparables à ceux décrits aux latitudes de Natitingou, Défalé, Baga et Sara Kawa. La présence des orthogneiss de la Kawa formant une tête plongeante de nappe en plein coeur de l'unité structurale de l'Atacora constitue l'originalité de cette coupe où la tectonique est beaucoup plus complexe que dans les autres coupes de l'Atacora et, de ce fait, l'interprétation plus hypothétique. On y observe plusieurs ensembles d'Ouest en Est (fig. 187).

### A - La portion orientale de l'unité structurale du Buem

Cette portion (C51 ; fig. 187 ; stat. 1) est dénommée la sous-unité structurale de Kabou par Simpara (1978). Elle est constituée par des grès-quartzites feldspathiques, plus ou moins argileux et des siltstones et shales variés. Elle comporte des veinules et filonnets de quartz et présente par endroits un aspect bréchique. Elle présente une direction N-S à N60°, avec un pendage de stratification de 30 à 85° vers l'Est ou, très rarement, vers l'Ouest.

#### B - Les schistes du secteur de Sanda-Kedan

Ces schistes (C51 ; fig. 187 ; stat. 2) sont représentés par des faciès variés de séricitoschistes, chloritoschistes, quartzoschistes ou schistes ardoisiers et de quartzites. Ils comportent généralement de fines lentilles subconcordantes et des amandes de quartz d'exsudation. On y rencontre des passées riches en amphibole, grenat, épidotes et minéraux opaques. Comme les schistes de Sanda-Kédan représentent les équivalents septentrionaux des schistes de la Kama et de Tchatchaminade (fig. 190), on peut penser par extrapolation qu'ils comportent probablement une partie inférieure non visible, composée de métamixtites et de cipolins calcaro-dolomitiques. Des métasilexites et des métaphospharénites y ont également été signalées.

Les axes des plis  $P_2$  y sont subparallèles à ceux des plis  $P_1$ , avec des directions N160° à N40° et un plongement pouvant atteindre 40° vers le Nord ou le Sud (fig. 188). La schistosité de flux S<sub>1</sub>, subparallèle à la stratification S<sub>0</sub>, présente des directions N160° à N30° et des pendages de 35 à 80°E ou WNW. La schistosité de fracture S<sub>2</sub>, de direction subméridienne et à pendage variant de 50 à 85° vers l'Ouest, se trouve pratiquement en zone avec la schistosité de flux S<sub>1</sub> (fig. 188). Cependant, il faut noter que dans le détail les plis P<sub>2</sub>, coaxiaux des plis P<sub>1</sub>, dispersent quelque peu la schistosité S<sub>1</sub>. Enfin, les microfractures mesurées sont suborthogonales à ces schistosités, avec une orientation moyenne N108°-75°NE, et s'apparentent aux microfractures transversales T.

Les schistes de Sanda-Kédan, qui à Sanda présentent un plan de chevauchement interne, chevauchent l'unité structurale du Buem. Des mylonites matérialisant ce dernier plan de chevauchement affleurent dans la Niempenou, à l'Ouest de Sanda.

#### C - Les orthogneiss de la Kawa

Ces orthogneiss (C51 ; fig. 187 ; stat. 3) sont à quartz légèrement enfumé, à muscovite vert clair, très rarement à deux micas et grenat, et à apatite légèrement bleuâtre. Ils ont généralement des grains fins à moyens et comportent des passées pegmatitiques (à quartz, feldspaths, muscovite et rarement tourmaline).

Ils présentent des plis isoclinaux  $P_{n+1}$  avec une linéation minérale  $L_{n+1}$ , des cannelures  $L_{n+2}$ , une structure finement feuilletée, parfois oeillée, et un débit en dalles ou plaques. Leur plan principal de débit  $(S_{n+1})$  est orienté N30°-25°W dans les environs de la chaîne de Kawabou dont ils sont séparés par des phyllonites assez fortement pentées (N10°-55°W), alors que les quartzites de cette chaîne ont une direction de schistosité S<sub>1</sub> N8° à N35°, avec un pendage de 20° à 30°W. La schistosité principale S<sub>n+1</sub> y est généralement orientée N10° à N52°, avec des pendages de 25 à 70°W, rarement vers l'Est. Ce plan principal de débit, considéré comme une foliation ou une schistosité S<sub>n+1</sub>, est probablement subparallèle à une foliation antérieure S<sub>n</sub> reprise dans la phase tectonique P<sub>n+1</sub> pénécontemporaine du plissement P<sub>1</sub> des quartzites et schistes de l'Atacora. Les axes des plis P<sub>n+1</sub> et P<sub>n+2</sub> de ces orthogneiss sont subparallèles à ceux des plis P<sub>1</sub> et P<sub>2</sub> du complexe de Djamdé (fig. 189) ou des schistes de Sanda-Kédan (fig. 188).

La zone limitant à l'Ouest les orthogneiss de la Kawa est constituée par des schistes mylonitiques, intensément microplissotés et bréchifiés, et dont la schistosité principale est subhorizontale. Les axes de plis y sont très perturbés et ne semblent pas présenter un air de famille avec ceux connus dans les stations précédentes. Cette zone mylonitique, large d'une cinquantaine de mètres, passe progressivement vers l'Ouest aux schistes de Sanda-Kédan, à pendage de schistosité vers l'Est.

#### D - Le complexe de Djamdé

Ce complexe (C51 fig. 187 ; stat. 4) dessine une structure anticlinoriale complexe où, d'Ouest en Est, des quartzites constituent un anticlinal aigu déversé vers l'Est, appelé chaîne de Kawabou. Les schistes variés de Djamdé forment le cocur de l'anticlinorium et sont limités en partie à l'Est par l'écaille quartzitique de Bounon. Les principaux faciès rencontrés dans ce complexe se répartissent en quatre ensembles :

- Des *quartzites à muscovite* et minéraux opaques, parfois à chloritoïde, épidotes et tourmaline, à rares lentilles ou minces passées de *séricitoschistes chloriteux*, plus ou moins ferrugineux et à lentilles subconcordantes et filonnets de quartz. Ils montrent des plis  $P_1$  et  $P_2$ , et une linéation minérale  $L_1$  et une structure finement feuilletée, rarement massive.
- Des faciès variés de séricitoschistes, chloritoschistes et quartzoschistes, à rares galets de quartz, et à lentilles et amygdales de quartz. On y observe des niveaux à fins cristaux de grenat et/ou à fines pustules d'albite, des niveaux riches en tourmaline et minéraux opaques et de rares horizons calcareux à deux micas et épidotes.
- Des cipolins calcaro-dolomitiques, affleurant à l'Est de la chaîne de Kawabou, dénommés marbre de Djamdé (Aregba, 1982). Ces cipolins sont probablement l'équivalent de ceux de Tchatchaminadé (fig. 190) et constitueraient, avec des métamixites qui leur sont associées, la partie inférieure des schistes de Djamdé, peu différents de ceux de Sanda-Kédan.
- Des schistes ferrugineux ou itabirites étudiés par Kpalma et Seddoh (1983) qui représenteraient 10 000 tonnes métriques de minerai à 40-45 % de fer, par mètre de profondeur. Il est fort probable que ces schistes ferrugineux ou itabirites représentent l'équivalent épimétamorphique des hématitites ou shales ferrugineux, microconglomératiques, polygéniques et à lentilles silexitiques de la formation de Bitjabé (p. 147), ou/et des silexites de la formation de Barkoissi (p.71).

Dans le complexe de Djamdé, les axes des plis  $P_1$  et  $P_2$  ont la même géométrie que ceux des plis  $P_{n+1}$  et  $P_{n+2}$  des orthogneiss de la Kawa (fig. 189). Par ailleurs, les pôles du plan principal de débit de ces deux ensembles (respectivement  $S_1$  et  $S_{n+1}$ ) sont en zone et permettent de déterminer un axe subhorizontal de plis  $P_3$  (ou  $P_{n+3}$ ) et de direction N28°.

#### E - Les orthogneiss d'Awandjélo

Ces orthogneiss (C51 ; fig. 187 ; stat. 5) sont peu différents de ceux de Niamtougou, de Sara Kawa ou de Kara, dont ils représentent l'équivalent méridional. Ils sont leucocrates, à muscovite ou deux micas, fins à grossiers, à passées pegmatitiques (à quartz, feldspaths, muscovite, tourmaline et rarement grenat), à lentilles, veines et boudins de quartz, et à structure oeillée à finement foliée. Ils renferment de rares panneaux relictuels hectométriques de granitoïdes équants à deux micas. Ils présentent une semelle et des passées mylonitiques à plaquettes.

Dans la Pilja (fig. 187), le plan principal de débit des orthogneiss mylonitiques ( $S_{n+1}$ ) a des directions N15° à N35°, avec des pendages de 10 à 20°SE ; tandis que la direction de la schistosité principale  $S_1$  des quartzites sous-jacents, très différente, varie de N60° à N85°, avec un pendage de 10 à 25°SE. Les orthogneiss d'Awandjélo reposent donc sur le complexe de Djamdé par le biais d'une surface de charriage relativement peu pentée, visible dans la Pilja. Ils sont le pendant des orthogneiss de la Kawa par rapport à l'axe de l'anticlinorium de Djamdé. Nous les considérons comme les racines relatives de "la nappe à tête plongeante" replissée par P<sub>n+3</sub> responsable des structures anticlinoriales et synclinoriales associées. La flèche minimale de cette nappe de charriage est d'environ 15 km et reste inférieure à celle de 25 km mise en évidence dans le secteur de Perma (Affaton, 1975).

D'une façon générale, le pendage de la foliation  $S_{n+1}$  de ces orthogneiss (fig. 189) reste faible (8° à 25°) mais leur direction varie beaucoup, ce qui montre que les structures  $P_{n+1}$  y ont été reprises par les phases tectoniques  $P_{n+2}$  et  $P_{n+3}$  étudiées plus à l'Ouest.

# F - Apports de la coupe synthétique de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude d'Awandjélo

La coupe synthétique effectuée à la latitude d'Awandjélo (C 51 ; fig. 187 ; pl. 6) montre la complexité structurale de l'Atacora et l'importance de la tectogenèse panafricaine.

#### 1 - Les schistes de l'Atacora à la latitude d'Awandjélo

Ils présentent en surface une grande extension par rapport aux quartzites de cette unité, ce qui confirme nos observations antérieures (Affaton, 1983). Les schistes du secteur de Sanda-Kédan représentent le prolongement méridional de ceux de Kanté et de Kadjala. Ils sont probablement l'équivalent latéral de ceux du complexe de Djamdé situés plus à l'Est et, en dernier lieu, l'équivalent tectonisé et épimétamorphique du supergroupe de la Pendjari. Les quartzites affleurant le long de cette coupe correspondraient à l'équivalent oriental du supergroupe de Boumbouaka (tabl. 55). Dans cette coupe, les relations géométriques entre les équivalents des supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari n'apparaissent pas clairement. Toutefois, comme cela a été suggéré dans la coupe de Défalé (fig. 173), il est possible que ces deux ensembles y soient séparés par une discordance de ravinement *pro parte* glaciaire. Quant aux orthogneiss d'Awandjélo et de la Kawa, ils représentent l'équivalent oriental remobilisé du socle de la dorsale de Léo.

#### 2 - L'unité structurale de l'Atacora à la latitude d'Awandjélo

Elle s'y compose grossièrement de trois zones structurales : deux zones monoclinales, occidentale (stat. 2 de la fig. 187) et orientale (portion orientale de la station 4 de la fig. 187), charriées vers l'Ouest, comme nous l'avons observé dans toutes les coupes précédentes (fig. 162, 165, 173, 182 et 185), et séparées par une structure synclinoriale centrale, en blague à tabac, qui induit des pendages Ouest dans les stations 3 et 4 (fig. 187). Cet exemple est exceptionnel. Les caractéristiques pétrographiques et structurales des orthogneiss de la Kawa et d'Awandjélo étant comparables et l'ensemble étant allochtone, nous proposons de les interpréter comme une nappe de charriage dont la flèche de recouvrement dépasse largement les 15 km. La partie occidentale d'une telle nappe serait postérieurement replissée en un synforme pincé ou encapuchonné dans le secteur de la Kawa (stat. 3 ; fig. 187) et un antiforme érodé entre les stations 3 et 5. Cet antiforme aurait un axe subhorizontal et de direction N28°.

#### 3 - Le complexe de Djamdé

Il présente une structure compliquée, délicate à interpréter. La lithostratigraphie suggère une structure synclinoriale, avec les schistes au coeur et les quartzites (et métamixtites) sur les flancs. Les pendages, quant à eux, suggèrent une structure anticlinoriale. La structure en anticlinal pincé et à vergence Est des quartzites de Kawabou permet de proposer une interprétation respectant les données lithostratigraphiques et structurales. La nappe des orthogneiss d'Awandjélo-Kawa, charriée sur un avant-pays déjà structuré et notamment sur le synclinorium de Djamdé, serait replissée dans la phase  $P_{n+3}$  responsable de la géométrie en blague à tabac replissée et de la structure encapuchonnée des orthogneiss de la Kawa.

#### 4 - Les quatre phases de la tectogenèse panafricaine

Finalement, il est possible de retracer, en quatre phases et à titre d'hypothèse, l'évolution structurale de l'Atacora à la latitude d'Awandjélo : Une phase de plissement  $P_n$ , à laquelle est associé un métamorphisme à faciès amphibolite, responsable de la foliation du socle décrite comme le plan principal de débit  $S_n$  dans les orthogneiss d'Awandjélo et de la Kawa, a probablement précédé le dépôt des séquences métasédimentaires de l'Atacora. Elle est suivie par une phase de plissement  $P_{n+1}$ , dénommée  $P_1$  dans les métasédiments, permettant le développement des plis isoclinaux et d'une schistosité de flux  $S_{n+1}$  ou  $S_1$  et à laquelle est lié un métamorphisme à faciès schiste vert. La seconde phase de plissement intéressant les métasédiments, caractérisée

par des plis cylindriques droits ou déversés  $P_{n+2}$  ou  $P_2$  et une schistosité de fracture ou de crénulation  $S_{n+2}$  ou  $S_2$ , est probablement responsable du pli de type synclinal de Djamdé. La mise en place de la nappe d'orthogneiss d'Awandjélo-Kawa résulterait de l'exagération finale de cette phase  $P_2$ . Cette mise en place est suivie par une phase  $P_{n+3}$  ou  $P_3$  responsable du replissement de la nappe de socle et de son "substratum". C'est également à ce plissement que seraient dûs le décollement et la disharmonie observés entre les orthogneiss et les schistes sur le flanc occidental du synforme encapuchonné de la Kawa.

Ainsi, la phase  $P_n$  n'est connue que dans le substratum des métasédiments de l'Atacora (ou les unités internes des Dahomeyides) alors que la tectogenèse panafricaine se décompose en trois phases dans l'Atacora.

## VII - ÉTUDE DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA RÉGION DE BASSAR

Les premières coupes détaillées de la partie occidentale de l'unité structurale de l'Atacora, à la latitude de Bassar, sont dues à Simpara (1978). La récente découverte d'un important indice de phosphates dans cette région (Blot, 1985; Slansky, 1985; Blot *et al.*, 1987) nous amène à y décrire trois coupes (fig. 138 et pl. 4 et 6).

# A - Cadre géologique et structural des phosphates de Bassar et des itabirites de Labo à Bafilo. Caractéristiques de ces phosphates et axe de la virgation de Bafilo.

La coupe synthétique de la partie orientale de la région de Bassar (C 52 ; fig. 190) permet de distinguer, d'Ouest en Est, la portion orientale de l'unité structurale du Buem et les schistes de la Kama (ou Kamaka), les quartzites du Mont Timbou et le complexe de Tchatchaminade rattachés à l'unité structurale de l'Atacora.

#### 1 - La partie orientale de l'unité structurale du Buem

Définie comme la sous-unité de Kabou par Simpara en 1978 (p. 146 à 149), elle comprend de bas en haut, des shales et siltstones affleurant peu ; des grès-quartzites feldspathiques et argileux, fins à moyens, à lentilles et passées de shales et siltstones ; des mixtites à matrice arkosique et argilo-silteuse et polygénique ; des hématitites plus ou moins microconglomératiques et polygéniques, à lentilles et passées silexitiques ; et des shales et siltstones.

#### 2 - Les schistes de la Kama

Ils constituent la sous-unité structurale de la Kama (Simpara, 1978). Ils représentent le prolongement méridional des schistes de Kadjala ou de la portion occidentale des schistes de Sanda-Kédan (fig. 173 et 187). On y distingue des séricitoschistes et chloritoschistes variés, plus ou moins quartzeux, à rares et fins horizons de schistes conglomératiques polygéniques (à galets centimétriques de quartz, quartzites et gneiss) ; des quartzoschistes séricito-chloriteux ; des lentilles ou minces passées de quartzites sériciteux, fins à moyens ; et des brèches tectoniques constituées de boudins et blocs subanguleux de quartz et quartzites enrobés dans une matrice de séricitoschistes intensément plissotés. Tous ces faciès, qui peuvent être ferrugineux ou calcaires par endroits, comportent généralement des lentilles subconcordantes et plus ou moins boudinées et des veinules, filonnets et amygdales de quartz. A l'Ouest du Mont Timbou, on y observe des serpentinites schisteuses, subconcordantes, plus ou moins boudinées ou bréchifiées ; et des intercalations de métasilexites ferrugineuses. Ces dernières sont communément dénommées quartzites ferrugineux à oligiste ou magnétite, rougeâtres à gris métallique, en lentilles décimétriques ou bancs métriques à décamétriques, et associées à une passée métrique de cipolins. Il est fort probable que ce soit ce même niveau à métasilexites ferrugineuses qui affleure, avec une orientation N6°- 49°E, dans le secteur de la Pennpéné, à l'Ouest de Binako (fig. 196).

Ces schistes de la Kama comportent, à l'Ouest de la Kasso, au moins deux niveaux larges à l'affleurement de 150 à 200 m, longs d'environ 8 km (C53 ; fig. 191), constitués d'intercalations métriques à décamétriques (< 30 m) de métaphospharénites et de quartzites phosphatés, fortement pentés vers l'Est, regroupés sous la dénomination de "phosphates de Bassar" (Blot, 1985 a et b ; Blot et al., 1987). Les métaphospharénites sont à grain fin, rarement moyen, parfois calcareuses, à structure massive discrètement feuilletée, à aspect d'argilites indurées. Elles présentent de très fines alvéoles d'altération tapissées de cutanes ferrugineuses brun-rouille et un litage So très fruste souligné par de très fines lamelles détritiques de micas, probablement subparallèle à la schistosité S<sub>1</sub>. Elles sont grises à bleuâtres, rarement noirâtres, et s'altèrent en brun-rouille. On y observe un réseau d'apparence anarchique de veinules et filonnets de silice et de nombreuses diaclases ouvertes, responsables d'un débit en blocs plus ou moins parallélépipédiques. Les quartzites phosphatés sont fins à moyens, gris-brun à fines taches blanches, à structure finement feuilletée et poreuse. Ils se composent de quartz détritique recristallisé, de minéraux phosphatés blanchâtres, et de substances ferrugineuses. L'influence du métamorphisme y est indiscernable à l'oeil nu, bien que l'étude micropétrographique démontre clairement qu'ils ont subi un métamorphisme à faciès schiste vert (Blot et al., 1987). La teneur en P2O5 des métaphospharénites est de 28 à 41,5 % (tabl. 14); il s'agit essentiellement de fluor-apatite avec les paramètres cristallographiques a et c mesurant respectivement 9,34 Å et 6,86 Å. Les réserves de phosphates de Bassar sont de plusieurs centaines de milliers de tonnes par mètre de profondeur et la puissance cumulée de ces phosphates peut atteindre 65 m par endroits.

En plus des zones mylonitiques internes, représentant probablement des semelles d'écailles difficiles à mettre en évidence, les schistes de la Kama présentent des plis isoclinaux  $P_1$  dont les axes sont fortement dispersés par les plissements postérieurs (fig. 192), avec une schistosité de flux  $S_1$  généralement orientée N14°-60°E. On y observe des plis  $P_2$  en chevrons ou genoux, d'axe  $b_2$  de direction plus ou moins subparallèle à celle de  $b_1$  et à schistosité de fracture ou de crénulation  $S_2$  en zone avec  $S_1$ . Des microfractures longitudinales L et transversales T y sont fréquentes. Les axes des plis  $P_2$  (fig. 192) sont dispersés suivant deux cônes de 110° et 20° d'angle d'ouverture, par un pli conique  $P_3$ , responsable de la structure synclinoriale des schistes de la Kama, d'axe subhorizontal N25° et subparallèle en direction à ceux des plis  $P_1$  et  $P_2$ .

La limite occidentale de ces schistes est matérialisée par des mylonites ou brèches épaisses par endroits de 20 m, avec une orientation moyenne N15°-77°E, riches en veinules boudinées et amandes de quartz et à débit amygdalaire. Ces mylonites ou brèches matérialisent la semelle du chevauchement de l'unité structurale de l'Atacora sur celle du Buem.

#### 3 - Les quartzites du Mont Timbou

Ils sont fins à moyens, rarement grossiers, à séricite définissant une linéation minérale  $L_1$ , et à deux schistosités  $S_1$  et  $S_2$ . Ces quartzites, équivalents de ceux de Binako (fig. 196), chevauchent les schistes de la Kama. Ils supportent, probablement en discordance de ravinement *pro parte* glaciaire, le complexe de Tchatchaminade dont la partie basale comprend surtout des métamixtites et des marbres assimilables à une séquence glaciogénique.

#### 4 - Le complexe de Tchatchaminade

Il comprend une partie inférieure, constituée par des métamixtites et des marbres, et une partie supérieure schisteuse représentant le prolongement méridional des schistes de Djamdé et de la partie orientale des schistes de Sanda-Kédan. Les *métamixtites* se présentent sous forme de séricitoschistes chloriteux, conglomératiques et polygéniques, à galets jointifs, allongés et aplatis, parfois cisaillés ou boudinés, de diamètre moyen variant de 5 à 40 cm, de quartz, grès-quartzites, quartzites, cipolins, gneiss et granitoïdes variés. Les *marbres* sont calcaro-dolomitiques, plus ou moins pyriteux, à rares galets de nature variée et à lentilles micaschisteuses. Les "minéralisations de type itabirite" étudiées par Kpalma et Seddoh (1983) à Labo, Dako et Bafilo se localiseraient dans la partie inférieure du complexe de Tchatchaminade et, par conséquent, représenteraient

l'équivalent métamorphique de la formation de Bitjabé (p. 147). Les caractéristiques de la partie supérieure du complexe de Tchatchaminade sont peu différentes de celles de ses équivalents septentrionaux. Nous y avons notamment observé de fins cristaux de grenat, à partir de la longitude de la Kawa jusqu'à Bafilo, ce qui pourrait permettre de définir une isograde du grenat dans le cadre d'un travail plus détaillé.

La synthèse des éléments microstructuraux mesurés entre Tchatchaminade et Bafilo (fig. 193 et pl. 6) permet de suivre l'évolution de la grande virgation  $P_4$  qui fait tourner les structures subméridiennes de l'Atacora pour leur faire prendre une direction Est-Ouest dans la région de Bafilo. Dans le secteur de Tchatchaminade, les schistosités de flux S<sub>1</sub> et de fracture ou de flux S<sub>2</sub> sont en zone, ont une direction subméridienne et un pendage moyen de 85°E. Entre Tchatchaminade et la Kawa, ces schistosités sont orientées N158°-45°NE, et N110°-30°NE entre la Kawa et Bafilo. Ainsi, elles évoluent suivant un grand cercle admettant un axe N10°-30°NNE, leur dispersion étant due à un plissement cylindrique P<sub>4</sub> d'axe subméridien. En regroupant et comparant les observations microstructurales faites entre Bounon et la Nintangibaba, à la latitude d'Awandjélo, et entre Tchatchaminade et Bafilo (fig. 193 et 194), on s'aperçoit que les schistosités S<sub>1</sub> et S<sub>2</sub> sont dispersées suivant un cône de 80° d'angle d'ouverture et admettant un axe b<sub>4</sub> de direction N15° plongeant au plus de 10° vers le NNE. Par ailleurs, les axes des plis P<sub>1</sub> et P<sub>2</sub> sont dispersés suivant un cône de 30° d'angle d'ouverture et d'axe b<sub>4</sub> méridien subhorizontal.

En attendant une meilleure connaissance de cette région, retenons en résumé que la grande virgation  $P_4$  de Bafilo résulte d'un plissement subcylindrique à conique et d'axe subméridien et subhorizontal.

#### **B** - Apports de la coupe synthétique de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Bassar

L'analyse des données recueillies dans l'unité structurale de l'Atacora de la région de Bassar (fig. 190 à 194) conduit à préciser plusieurs conclusions déjà formulées et à dégager certains points nouveaux.

La lithologie de la partie inférieure du complexe de Tchatchaminade confirme la corrélation proposée entre le supergroupe de la Pendjari et les schistes de l'Atacora, et les quartzites du Mont Timbou correspondent bien à tout ou partie du supergroupe de Boumbouaka. Ces corrélations sont renforcées par la découverte des métaphospharénites dans les schistes de la Kama, équivalents latéraux ou méridionaux de ceux de Kanté, Sanda-Kédan, Djamdé ou Tchatchaminade. La position stratigraphique de ces métaphospharénites, roches suffisamment peu fréquentes pour être un bon repère, serait comparable à celle des faciès similaires décrits dans la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari dans le bassin des Volta ou au sein de l'Unité structurale du Buem (p. 60 et 135).

Des métaphospharénites sont également connues dans le secteur de Pagala au Centre-Togo (pl. 4), dans un cadre géologique et structural comparable à celui de Bassar (Blot, 1985). Toutes ces métaphospharénites suggèrent que les schistes de l'Atacora se sont déposés dans un paléoenvironnement marin relativement peu profond ( $\leq 200$  m), assez voisin de celui reconstitué pour la base de la formation de la Pendjari dans le bassin des Volta.

Les serpentinites de la bordure orientale des schistes de la Kama sont probablement pénécontemporaines de celles rencontrées dans les schistes de Kandjala à l'Ouest de Kanté. En outre, des métavolcanites variées sont signalées aux latitudes de Natitingou et d'Awandjélo dans les Schistes de l'Atacora. C'est également dans ces schistes que Godonou *et al.* (1986) décrivent, dans le secteur de Pagala (tabl. 56 page suivante, fig. 195), des métavolcanites variées, d'affinité tholéiitique à calco-alcaline. La sédimentation des Schistes de l'Atacora était donc pénécontemporaine d'un volcanisme volumétriquement peu important, probablement de type plancher océanique. Les caractéristiques de ces métavolcanites de l'Atacora restent à préciser, même si elles sont comparables à celles des métavolcanites du Buem (p. 172 à 176). Le lien entre ce volcanisme et les phospharénites, s'il en existe un, est également à préciser.
N° anal.	SiO2	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O3	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> Ot	Total	Elém.	Моу.	Etype
1 SG424	57,04	0,70	21,70	4,30	0,00	0,13	0,45	5,18	6,92	1,83	0,18	0,66	99,09	SiO <sub>2</sub>	47,85	5,97
2 SG310	46,60	0,10	1,90	7,10	0,00	0,08	35,10	0,73	0,10	0,03	0,15	7,05	98,94	TiO <sub>2</sub>	1,90	1,19
3V7057	44,32	3,50	14,80	15,45	0,00	0,23	4,59	9,45	4,50	0,40	0,03	0,94	98,21	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	5,82
4SG441	53,61	2,40	15,10	8,50	0,00	0,12	2,37	9,10	4,08	2,24	0,01	1,59	99,12	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,29	4,36
5 SG298	51,48	0,80	23,50	5,80	0,00	0,14	1,35	2,52	6,40	3,70	0,03	3,21	98,93	FeO	0,00	0,00
6SG329	46,20	2,10	15,20	13,75	0,00	0,23	5,25	10,36	3,25	0,40	0,02	2,50	99,26	MnO	0,21	0,11
7 40042	41,50	3,30	14,20	14,80	0,00	0,22	4,58	13,68	4,29	0,34	0,02	2,17	99,10	MgO	8,11	11,66
8 10002a	44,76	2,70	14,00	15,10	0,00	0,25	4,03	13,12	1,23	0,07	0,05	4,08	99,39	CaO	7,95	4,79
9 SG269a	46,67	3,05	14,00	13,00	0,00	0,21	5,77	11,06	2,40	1,30	0,02	0,86	98,34	Na <sub>2</sub> O	3,28	2,12
10 SG286	43,35	3,10	14,90	15,33	0,00	0,44	3,92	10,92	3,40	0,50	1,10	1,31	98,27	K <sub>2</sub> O	1,01	1,16
11 SG287	45,49	1,80	16,50	14,75	0,00	0,44	2,33	13,44	0,92	0,20	0,14	1,59	97,60	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,28
12 SG288	45,45	2,50	14,00	17,20	0,00	0,25	5,41	10,49	2,70	0,12	0,40	0,25	98,77	H <sub>2</sub> O+	2,82	3,15
13 SG257b	40,76	0,11	1,50	6,36	0,00	0,10	37,60	0,31	0,10	0,03	0,13	12,35	99,35	H <sub>2</sub> O-	0,00	0,00
14 SG262	62,25	0,40	17,50	6,67	0,00	0,09	0,77	0,92	5,61	2,93	0,04	0,87	98,45	Total	98,77	
														1		1

Tableau 56 : Compositions géochimiques des métavolcanites intercalées dans les schistes de l'Atacora de la région de Pagala (Togo) d'après Godonou (1986).

219

### L'UNITE STRUCTURALE DE L'ATACORA ET LA FRANGE OCCIDENTALE DES UNITES INTERNES DES DAHOMEYIDES

Les différents éléments microstructuraux reconnus dans les coupes précédentes de l'unité structurale de l'Atacora se retrouvent dans la région de Bassar où le chevauchement de cette unité sur celle du Buem est bien observable. La présence d'une grande virgation  $P_4$  remarquable à hauteur de Bafilo, d'axe subméridien et subhorizontal, représente une nouveauté structurale. Il faut cependant noter que la direction subméridienne de l'axe b<sub>4</sub> n'explique pas les directions E-W observées dans les environs de Bafilo ; un axe de direction NE-SW rendrait mieux compte des structures observées. Quoi qu'il en soit, c'est à cette phase de déformation  $P_4$  que nous attribuons l'orientation des Monts Noumbo au Nord de Sara Kawa (pl. 4 et 6). A ce stade, il est intéressant de rappeler le subparallélisme des axes des quatre phases tectoniques panafricaines distinguées dans l'unité structurale de l'Atacora, phénomène qui rend délicate l'analyse structurale de cette unité.

### C - Composantes et positions des unités internes des Dahomeyides à l'est de Binako

A l'Est de Binako (9°10')(fig. 196), on retrouve l'équivalent méridional du complexe de Tchatchaminade (fig. 190). Il comporte notamment des quartzo-séricitoschistes et des séricitoschistes ou micaschistes plus ou moins graphiteux ou ferrugineux, parfois pyriteux ou à grenat, à rares galets étirés de quartz et quartzites et à lentilles, veines, filonnets et boudins de quartz parfois pyriteux. Ces faciès sont affectés par des plis isoclinaux P<sub>1</sub>, avec une linéation minérale L<sub>1</sub>, parallèle aux axes de plis b<sub>1</sub>, et une schistosité de flux S<sub>1</sub>; et des plis droits ou déversés P<sub>2</sub>, auxquels sont associées des cannelures L<sub>2</sub>, parallèles aux axes de plis b<sub>2</sub>, et une schistosité de crénulation ou de flux S<sub>2</sub> subparallèle à S<sub>1</sub>. Les axes de plis b<sub>1</sub> et b<sub>2</sub> sont subparallèles et la schistosité principale S<sub>1</sub> présente une orientation moyenne N5°-45°E (fig. 197). Ce complexe essentiellement schisteux repose sur les quartzites à muscovite de Binako, qui représentent l'équivalent méridional de ceux du Mont Timbou (fig. 190), par l'intermédiaire d'une discordance de ravinement supposée *pro parte* glaciaire comme à Tchatchaminade.

Ce complexe schisteux supporte les quartzites de Malfakassa que nous considérons comme un faciès des unités internes des Dahomeyides. Il s'agit de quartzites fins à moyens, à muscovite, disthène et tourmaline, à passées de quartzoschistes micacés à disthène et amandes de quartz et quartzites, à lentilles ou minces passées de micaschistes feldspathiques à muscovite ou deux micas et chlorite, et à fins horizons ferrugineux. Ces quartzites comportent des lentilles subconcordantes de quartz à disthène et sont comparables à ceux décrits à la latitude de Natitingou (fig. 165). Ils présentent des linéations minérales  $L_{n+1}$ ; des plis isoclinaux  $P_{n+1}$ , développant une schistosité de flux  $S_{n+1}$  et à axe subparallèle à la linéation minérale  $L_{n+1}$ ; et des plis cylindriques  $P_{n+2}$ , auxquels sont associées une schistosité de flux  $S_{n+2}$  subparallèle à  $S_{n+1}$ , et des crénulations  $L_{n+2}$  matérialisant la charnière de microplis  $P_{n+2}$ . Le stéréogramme synthétique (fig. 197) montre que les axes des plis  $P_{n+1}$  et  $P_{n+2}$  sont pratiquement superposables à ceux des plis  $P_1$  et  $P_2$  du complexe de Tchatchaminade (même si une rotation horaire d'une quinzaine de degrés s'observe par endroits). On y observe également que les quartzites de Malfakassa présentent une schistosité principale S<sub>n+1</sub> d'orientation moyenne N105°-25°NNE, différente de celle du complexe sous-jacent dont il est séparé par un contact anormal masqué par des éboulis de quartzites et des colluvions. Il s'agit d'un contact tectonique, peu incliné, représentant le front de la nappe des unités internes des Dahomeyides. Ces quartzites de Malfakassa présentent des caractéristiques comparables à celles des quartzites décrits à la bordure occidentale des unités internes des Dahomevides à la latitude de Natitingou (fig. 165) et qui, rappelons-le, avaient été rattachés au "socle", bien que l'on se demande encore s'il ne s'agit pas d'un équivalent des quartzites de l'Atacora, impliqué dans un stade de plissement et de métamorphisme plus important à l'Est et ramené au contact des faciès épizonaux à l'Ouest.

Les quartzites de Malfakassa supportent, probablement en discordance de ravinement soulignée par la présence des micaschistes conglomératiques, *le complexe du Mô*. Ce complexe est constitué par des faciès mésozonaux variés, d'origine sédimentaire ou magmatique avec notamment sept ensembles de faciès :

 Micaschistes conglomératiques (à galets étirés, centimétriques à pluridécimétriques, de quartz et quartzites), à muscovite ou deux micas, grenat et tourmaline, se situant à la base de ce complexe ou en intercalations dans les autres faciès. Des micaschistes conglomératiques comparables affleurent sur les quartzites de Sokodé, dans les environs de l'hôpital de cette ville et un peu plus au Sud (pl. 4 et 6). Mais ces quartzites de Sokodé reposent sur des orthogneiss ou des méta-ultrabasites par l'intermédiaire d'un contact tangentiel.

- Micaschistes feldspathiques, plus ou moins quartzeux, à muscovite ou deux micas, grenat, tournaline et parfois épidote et chlorite, et à lentilles, veines et amandes de quartz. Certains faciès renferment des cristaux subautomorphes de feldspaths postérieurs à la schistosité  $S_{n+1}$ . Dans de rares cas, le disthène et le staurotide y sont associés au grenat.
- Paragneiss variés, rubanés à veinés ou foliés, à muscovite ou deux micas, grenat et tourmaline.
- Quartzites à muscovite, ou deux micas et disthène et quartzoschistes micacés, sous forme de passées, lentilles ou minces intercalations parfois boudinées. Ces quartzites et quartzoschistes, parfois à grenat, sont probablement comparables à ceux de Sokodé.
- Orthogneiss à muscovite ou deux micas et tourmaline, présentant par endroits des phénocristaux centimétriques de microcline (plus ou moins étirés, bréchifiés ou boudinés). Ils comportent des passées de greisens à apatite et tourmaline, des veines de quartz plissées ou boudinées au cours du plissement  $P_{n+1}$ , et une linéation minérale qui ne peut être attribuée avec certitude à l'une des phases de plissement. Ces orthogneiss sont peu différents de ceux de Baga, de Niamtougou, de Sara Kawa et d'Awandjélo.Une isochrone Rb/Sr sur roche totale donne pour ces orthogneiss et ceux de Sara Kawa (ou Niamtougou) et de Kara un âge radiométrique de 2064 ± 90 Ma.
- Amphibolites feldspathiques ou quartzofeldspathiques, à grenat.
- Pegmatites concordantes ou sécantes à quartz, muscovite et apatite.

Ce complexe comporte également des *phyllonites et gneiss mylonitiques*, à deux micas et feldspaths en amandes, riches en boudins de quartz et à structure amygdalaire, soulignant des contacts tangentiels internes. On remarque également que le grenat s'y présente sous forme de disquettes (< 5 cm) à plat dans la schistosité principale  $S_{n+1}$  qui lui est postérieure.

Dans le complexe du Mô, nous avons observé des plis isoclinaux  $P_{n+1}$ , avec une schistosité principale de flux  $S_{n+1}$  et une linéation minérale  $L_{n+1}$  parallèle aux axes  $b_{n+1}$ ; des plis droits ou déversés  $P_{n+2}$ , développant une schistosité de fracture ou de flux  $S_{n+2}$  et une crénulation  $L_{n+2}$ ; et des plis droits  $P_{n+3}$ , métriques à hectométriques (fig. 198). Les axes des plis  $P_{n+1}$ ,  $P_{n+2}$  et  $P_{n+3}$  sont subparallèles et ont une direction N-S à N60° et un plongement nul à 30°NE ou SW; ils sont rarement orientés N96 à N106°-42°SE. Les pôles de la schistosité principale  $S_{n+1}$  sont dispersés suivant un cylindre d'axe N37°-14°NE, matérialisant un plissement  $P_{n+2}$  ou  $P_{n+3}$ , voire  $P_{n+4}$ . Les microfractures longitudinales (L) semblent en zone avec les pôles de la schistosité  $S_{n+1}$ , les transversales (T) sont grossièrement perpendiculaires à L, avec une direction NNW-SSE et leurs pôles regroupés avec les projections des axes de plis, et les obliques (O) représentent la bissectrice de l'angle formé par L et T.

Les axes des plis  $P_{n+1}$  à  $P_{n+4}$  sont parallèles entre eux et superposables à ceux des plis  $P_1$  à  $P_4$  déterminés dans l'unité structurale de l'Atacora (fig. 194 et 197). Par ailleurs, le plan de zone de la schistosité principale  $S_{n+1}$  est pratiquement superposable à celui de la schistosité  $S_1$ . Ces caractéristiques attestent que le complexe du Mô a été affecté par les différentes phases de l'orogenèse panafricaine, même si les paragenèses minérales observées et les données radiométriques montrent qu'il est d'âge birrimien. La foliation  $S_n$ , reprise isoclinalement au cours de la phase tectonique  $P_{n+1}$  (=  $P_1$ ) et mise en parallèle avec la schistosité  $S_{n+1}$  (=  $S_1$ ), a donc été acquise au cours de l'orogenèse éburnéenne.

Finalement, il nous semble important de souligner que notre étude de la partie orientale de la région de Bassar ne peut prétendre avoir résolu, ou même abordé, tous les problèmes qui s'y posent. Par exemple, au Sud de la faille (ou passe) d'Alédjo, au NW d'Aléhéridé, des micaschistes à deux micas et grenat affleurent en demifenêtre ou fenêtre *sous* les quartzites d'Agaradé (fig. 199 et pl. 6) qui ne constituent qu'une portion des quartzites de l'Atacora. Ces micaschistes représentent une partie du complexe du Mô qui donc constitue le

## L'UNITE STRUCTURALE DE L'ATACORA ET LA FRANGE OCCIDENTALE DES UNITES INTERNES DES DAHOMEYIDES

substratum des quartzites de l'Atacora au NW d'Aléhéridé. Dans les environs de ce village, ce complexe comporte également des orthogneiss à muscovite ou deux micas, des amphibolites variées, des talcschistes, des serpentinites schisteuses, des quartzites à muscovite et disthène et des faciès granulitiques rappelant ceux du Massif Kabié. D'importantes zones mylonitiques s'y rencontrent au Sud et au NE et permettent d'affirmer que le même complexe peut partiellement reposer sur l'unité structurale de l'Atacora par l'intermédiaire d'un contact tectonique et qu'il comporte des charriages internes. A cette étape de notre exposé, il est important de rappeler qu'il serait préférable d'inclure les quartzites de Malfakassa et leurs équivalents orientaux (ceux de Sokodé et des Monts Koronga et Kemini) dans le complexe du Mô qui comprendrait ainsi une partie inférieure essentiellement quartzitique, à muscovite et disthène, supportant en discordance de ravinement une partie supérieure très hétérogène, constituée de roches métasédimentaires et métamagmatiques variées, généralement à faciès amphibolite et d'âge probablement birrimien. Et ce sont les migmatites d'Afem (Affaton *et al.*, 1978 ; Affaton, 1983 ; Rahaman *et al.*, 1984) que nous considérons comme le substratum du complexe du Mô, ce qui ne peut être démontré dans le cadre assigné à ce travail.

### D - Apports des observations faites à l'est de Binako

Les observations effectuées à l'Est de Binako, au sein de l'unité structurale de l'Atacora et à la partie occidentale des unités internes des Dahomeyides (fig. 196 et 198 et pl. 6) permettent d'aborder quatre points principaux :

### 1 - Quartzites et schistes de l'Atacora

Dans ces quartzites et schistes, la schistosité  $S_2$ , liée au plissement  $P_2$ , devient progressivement vers l'Est une schistosité de flux, subparallèle à la schistosité de flux  $S_1$  considérée comme la schistosité principale de cette unité. Cette schistosité de flux  $S_2$  s'accompagne d'une seconde phase de métamorphisme, mais dans ces schistes et quartzites le métamorphisme ne dépasse nulle part le faciès schiste vert à biotite, grenat et albite. Donc dans l'unité structurale de l'Atacora, la tectogenèse comme les transformations métamorphiques croissent d'Ouest en Est.

### 2 - Les unités internes des Dahomeyides

Elles sont hétérogènes et à faciès amphibolite. Elles sont représentées par des micaschistes, des quartzites micacés à disthène, des paragneiss, des amphibolites, des talcschistes, des serpentinites, des orthogneiss d'âge birrimien (2064  $\pm$  90 Ma) et des granulites comparables à celles du Massif Kabié. C'est tout cet ensemble, que nous appelons le complexe du Mô, qui a subi un métamorphisme de faciès amphibolite et un plissement polymorphe caractérisé par une schistosité de flux ou une foliation S<sub>n</sub> antérieure à la tectogenèse panafricaine. A ce métamorphisme s'est superposée une rétromorphose épizonale associée aux deux schistosités panafricaines S<sub>1</sub> et S<sub>2</sub>. Les schistosités de flux S<sub>n+1</sub> et S<sub>n+2</sub> décrites dans ce complexe sont donc respectivement contemporaines des schistosités panafricaines S<sub>1</sub> et S<sub>2</sub>, tout comme les phases de plissement P<sub>n+1</sub> à P<sub>n+4</sub> distinguées dans le complexe du Mô sont à rapprocher des phases panafricaines P1 à P4.

### 3 - Le complexe du Mô

Il y occupe deux positions distinctes par rapport à l'unité structurale de l'Atacora : il en constitue le substratum mais se trouve également charrié sur cette unité.

### 4 - L'unité migmatitique d'Afem

En considérant cette unité et ses équivalents comme le substratum du complexe du Mô, nous sommes amenés à schématiser la lithostratigraphie régionale en quatre grands ensembles, séparés par des discordances hypothétiques angulaires ou fondamentales ou de ravinement, qui sont de bas en haut : l'unité migmatitique d'Afem ; le complexe du Mô où l'on peut distinguer une unité de quartzites micacés à disthène et un ensemble pétrographiquement varié où se côtoient micaschistes, amphibolites, paragneiss et orthogneiss ; les Quartzites de l'Atacora et les Schistes de l'Atacora. La localisation des quartzites micacés à disthène du complexe du Mô à proximité de l'Atacora les a souvent fait assimiler à l'unité structurale de l'Atacora. En fait, leur paragenèse et leur structure suggèrent *fortement* qu'il s'agit de "socle". Nous devons également retenir que les granitoïdes panafricains, syn- à post-tectoniques (Affaton *et al.*, 1978 ; Rahaman *et al.*, 1984), n'ont pas été rencontrés dans la zone que nous venons d'étudier.

Quatrième partie

# VIII - L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA ET LA BORDURE OCCIDENTALE DES UNITÉS INTERNES DES DAHOMEYIDES AU SUD DU PARALLÈLE DE SOKODÉ

Au Sud de Sokodé, le prolongement méridional de l'unité structurale de l'Atacora est représenté par les Monts Togo et la chaîne d'Akwapim (pl. 4). Aucun travail de synthèse géologique n'a été réalisé, après les travaux d'Aicard (1957), sur les Monts Togo, c'est-à-dire sur les parties sud-centrale et méridionale de l'unité structurale de l'Atacora, et sur leurs relations avec les unités internes des Dahomeyides. Par contre, des travaux localisés y ont été effectués (Péré, 1969 ; Ilavsky, 1972 ; Menot et Seddoh, 1977 et 1981 ; Menot, 1980 et 1983 ; Lenoir, 1983). De plus, en collaboration avec les collègues du Bureau National des Recherches Minières du Togo, du Centre ORSTOM de Lomé et des Universités du Bénin (Togo), d'Ile Ife et de Zaria (Nigeria), nous y avons effectué de nombreuses observations locales et quatre géotraverses entre les frontières du Bénin et du Ghana (Affaton, 1983 ; Godonou, 1983 ; Ajibade et Rahaman, 1984 ; Godonou et Aregba, 1984 ; Rahaman *et al.*, 1984).Tous les résultats sont pour l'essentiel comparables à ceux acquis entre le "W" du Niger et Sokodé. Par ailleurs, des équipes du BNRM (Togo), du BRGM (France), de l'ORSTOM, et des Universités du Bénin et de Saint-Etienne (France) y sont actuellement à pied d'oeuvre dans le cadre des programmes de cartographie géologique au 1/200 000 et de recherches minières et/ou scientifiques.

Au Ghana, les travaux de synthèse sont également rares sur les parties centre-sud et méridionale de l'unité structurale de l'Atacora et des unités internes des Dahomeyides. Les conceptions de Junner (1952) paraissent largement dépassées selon les synthèses de l'équipe géologique de Marseille (Sougy, 1970 et 1971 ; Affaton *et al.*, 1980 ; Bessoles et Trompette, 1980), des géologues soviétiques (Bozhko, 1968 ; Sulutiu, 1968 ; Annan-Yorke et Cudjoe, 1971) et de Crook (1970 ; tabl. 57 page suivante). Les corrélations récemment suggérées par Blay (1983, 1984 et 1985) ont été discutées et ne résistent pas à une comparaison avec des résultats acquis au Bénin et Togo. Nous résumerons les observations concernant la zone située au Sud du 7e parallèle nord (tabl. 58 page 225).

# A - Le "Dahomeyen"

Dans cette zone, le "Dahomeyen" comprend deux ensembles séparés par une discordance angulaire (McCallien and Burke, 1969; Fitches, 1970; Schackleton, 1971); il s'agit de migmatites et d'orthogneiss supportant le groupe de Dawa constitué de schistes, quartzites, amphibolites et gneiss variés. Pour Fitches (1970), il est difficile de comparer cette lithostratigraphie avec celle du socle de la dorsale de Léo au NW d'Accra : l'ensemble inférieur pourrait représenter le Birrimien, ou le Birrimien et le Tarkawaïen. alors qu'il n'est pas encore clairement établi qu'il existe un équivalent latéral du groupe de Dawa dans ce socle éburnéen. Ce "complexe Dahomeyen" présenterait au moins quatre phases de plissement dont la première est associée à un important métamorphisme de faciès amphibolite et granulite. Il est considéré comme l'équivalent, remobilisé au Panafricain, des migmatites, roches vertes, métasédiments et granitoïdes birrimiens voire tarkwaïens. A la fin de la seconde phase de plissement du "Dahomeyen" (ces deux premières phases étant considérées comme éburnéennes) et après la mise en place des granitoïdes post-birrimiens (≥1645 ± 120 Ma), une importante et très longue phase d'érosion a permis la pénéplanation des Eburnéïdes avant le dépôt, en discordance fondamentale (Adjei, 1968), d'une vaste couverture à faciès miogéosynclinal à eugéosynclinal, où seront individualisés plus tard, lors de l'orogenèse panafricaine, le "Voltaïen inférieur", le Buem et l'Akwapimien ou "formation du Togo". C'est ce que l'on peut schématiser en disant que le Voltaïen, le Buem et l'Akwapimien sont des équivalents latéraux, post-éburnéens, reposant indifféremment en discordance fondamentale sur le Birrimien-Tarkwaïen ou son équivalent repris au Panafricain, le "Dahomeyen".

Classification	n d'après Crook (1970)	Classement en fonction de nos résultats				
Voltaïen	Shales de l'Afram = Série de Davi Valley = groupe volce	Supergroupe de	Shales de l'Afram = Série de			
	nique du Buem	la Pendiari (ou	Groupe volcanique			
supérieur		(	du Buem =			
		de l'Oti)	Groupe ferrugineux =			
			Schistes et conglomérats de			
			la serie du logo			
		- Discordance de ra	vinement <i>pro parte</i> glaciaire			
Voltaïen	Série de Kpandu Hill =	Supergroupe	Série de Knandu Hill =			
	Groupe ferrugineux =	inférieur ou de	Quartzites de la série			
inférieur	Quartzites, schistes et conglo- mérats de la Série du Togo	Boumbouaka	du Togo			
	- Discordance de base	- Discordance fond	 amentale			
	Orthogneiss dérivant probable-	Unités internes	Orthogneiss, paragneiss			
	ment de roches d'âge	des	(mica-schistes à deux micas			
	birrimien remobilisées (en	Dahomeyides	et grenat et quartzites à dis-			
Dahomeyen	particulier le groupe de Dawa)		thène) dérivant probablement			
			remobilisées (Complexe			
			du Mô)			
	Discordance angulaire		Discordance fondamentale			
	Complexe migmatitique et		Unité migmatitique d'Afem			
	orthogneissique					

L'UNITE STRUCTURALE DE L'ATACORA ET LA FRANGE OCCIDENTALE DES UNITES INTERNES DES DAHOMEYIDES

**Tableau 57 :** Classifications lithostratigraphiques des composantes de la partie orientale du Ghana. La subdivision en "Voltaïen inférieur" et "Voltaïen supérieur" est source d'ambiguïté comme nous l'avons démontré (p. 101). Notre classification lithostratigraphique des ensembles attribués au Buem est proche de celle proposée par Bates en 1961.

# **B** - Les travaux de Saunders (1970)

Ils conduisent à distinguer trois "formations" discordantes dans cette couverture au Sud-Ghana (tabl. 49 ; fig. 82). La découverte d'une métatillite à Weija, à l'extrême Sud du Ghana (Gaisie et Winter, 1974), au sein de l'Akwapimien (l'équivalent méridional de l'unité structurale de l'Atacora), démontre la possibilité de subdiviser cet ensemble en deux parties séparées par une discordance de ravinement *pro parte* glaciaire. La partie inférieure correspond à la couverture inférieure représente l'équivalent latéral métamorphisé des Shales de l'Afram qui correspondent au supergroupe de la Pendjari. Certains conglomérats signalés par Mitchell (1960) et Saunders (1970) à la partie inférieure des Shales de l'Afram pourraient représenter des équivalents de la métatillite de Weija, tout comme les diamictites et conglomérats décrits dans l'unité structurale du Buem au Ghana. L'équivalent du supergroupe de Tamalé n'est connu ni dans le Buem ni dans l'Atacora.

### Quatrième partie

SYNTHESE CONCERNANT LE SE-GHANA							<b>RESULTATS ACQUIS*</b>			
S.G.Couches de l'Obosum (grès et conglomérats)Tamalé(+shales, siltstones et tillites)							Supergroupe de Tamalé			
								·r	T	
nem l		Sha grau	les de l'Afr iwackes, sha	am (c ales, s	conglomérats, "tillites", iltstones, calcaires, silexites)	_	Supergroupe de l'Oti (ou de la Pendjari)			
	u B		Disc. ra	avine	ment pro parte glaciaire					
	rale d	For	mation	Grè	s feldspathiques massifs			ale dı		
structur		d'Anyaboni		Grè silts	s micacés finement lités avec tones et shales à la base		Supergroupe	structur	cora	
, a	Unit	<b></b>		Dis	c. de ravinement			Jnité	'Atac	
acor				Grè	s-quartzites		de		de	
Unité structurale de l'At		Grè Kw	s de	Sha	- Disc. de ravinement ? les et siltstones	anites		ļ	ucturale	
		12.07		Grè siqu	s finement lités, à base arko- e et parfois argileux	es et volc	Boumbouaka		Unité str	
		Birrimien (et Tarkawaïen)	Roches vertes, migma- tites et granites post- birri- miens	Dahomeyen	Disc. fondamentale Groupe de Dawa : Schistes et gneiss variés Disc. de ravinement Migmatites et gneiss variés	Dolérite	Complexe du Mô -Disc. angul. ou de ravin "Migmatites d'Afem"	Unités internes des Dahomeyides		

\* Résultats acquis au Bénin et Togo où le supergroupe de Tamalé n'existe pas.

Tableau 58 : Synthèse des données lithostratigraphiques disponibles sur la partie sud-orientale du Ghana (d'après Burke, 1969 ; McCallien et Burke, 1969 ; Fitches, 1970 ; Saunders, 1970 ; Shackleton, 1971 ; Bondesen, 1972 ; Gaisie et Winter, 1974). Les formations constituant les unités structurales du Buem et de l'Atacora sont pour la plupart les équivalents latéraux, anchizonaux à épizonaux, de celles qui composent les supergroupes inférieur et moyen du bassin des Volta.

# C - Les déformations subies par cette région

L'intensité de ces déformations croît d'Ouest en Est (fig. 82 et 200) selon Saunders (1970), Shackleton (1971) et Bondesen (1972). On y reconnaîtrait au plus deux phases tectoniques panafricaines et un métamorphisme synschisteux, à faciès schiste vert, lié à la première de ces deux phases de plissement. Ces deux phases, bien représentées dans l'Akwapimien, sont pénécontemporaines des deux dernières phases de plissement ayant affecté le "Dahomeyen". Des chevauchements, charriages et nappes de charriage ont rendu complexe la structure de cette région (Burke, 1969 ; McCallien and Burke, 1969 ; Saunders, 1970 ; Shackleton, 1971 ;

### L'UNITE STRUCTURALE DE L'ATACORA ET LA FRANGE OCCIDENTALE DES UNITES INTERNES DES DAHOMEYIDES

Bondesen, 1972). Par exemple, le Buem chevauche les shales de l'Afram et une partie du Massif du Kwahu ; l'Akwapimien chevauche à la fois le Buem, la partie la plus méridionale du Massif du Kwahu et la partie la plus sud-orientale du socle éburnéen ; et le "Dahomeyen", qui se trouve parfois en fenêtres ou demi-fenêtres au sein de l'Akwapimien, est généralement charrié sur celui-ci et même sur le socle éburnéen (fig. 200 et 201). On y confond souvent ces fenêtres, qui sont peut-être le socle des quartzites de l'Akwapimien, et ces unités chevauchantes. Dans cette région, McCallien et Burke (1969) signalent également des intrusions doléritiques postérieures à la restructuration tectonique panafricaine. Il est fort probable que des volcanites antépanafricaines, pénécontemporaines des métavolcanites rencontrées dans les faciès du Buem équivalents du supergroupe de la Pendjari et des Shales de l'Afram, s'y rencontrent sous forme de serpentinites et de métavolcanites à faciès schiste vert et comparables à celles que nous avons décrites dans les Schistes de l'Atacora au Bénin et Togo. Pour Burke (1969), certains contacts tectoniques limitant l'Akwapimien et le "Dahomeyen", ou localisés au sein de ce dernier, se rattacheraient aux failles transformantes de la ride médioatlantique, précisément aux zones de failles de Romanche et de Charn. Cela suppose que la plupart des plans d'écaillage, de chevauchement, de charriage ou de nappe observés dans les Dahomeyides ont été découpés postérieurement au Panafricain.

Cette brève synthèse des principaux résultats acquis au Ghana sud-oriental sur l'unité structurale de l'Atacora et la frange occidentale des unités internes des Dahomeyides n'apporte aucune donnée vraiment nouvelle, mais elle complète les résultats obtenus plus au Nord. Elle confirme que les unités structurales du Buem et de l'Atacora sont des équivalents latéraux au moins partiels des formations qui constituent le bassin des Volta (tabl. 58) et que les unités internes des Dahomeyides, considérées comme un socle remobilisé au Panafricain, se subdivisent en deux ensembles discordants, un complexe migmatitique supportant le groupe de Dawa à faciès amphibolite.

# IX - CARACTÉRISTIQUES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES DE L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA. SES RELATIONS AVEC LES UNITÉS STRUCTURALES ADJACENTES

Les différentes coupes décrites et les données bibliographiques synthétisées montrent que l'unité structurale de l'Atacora est constituée par une couverture plissée, allant du faciès anchizonal au faciès schiste vert, et un substratum à faciès amphibolite et granulite. Ces roches ont subi trois à quatre phases de plissement d'âge panafricain. Nos conclusions partielles ont également montré par endroits que l'unité structurale de l'Atacora chevauche celle du Buem et est chevauchée à son tour par un matériel de socle dit "Dahomeyen".

# A - Caractéristiques lithostratigraphiques de l'unité structurale de l'Atacora. Ses relations avec les unités internes des Dahomeyides.

Les composantes pétrographiques de l'unité structurale de l'Atacora se répartissent en trois grands ensembles (tabl. 59) : un substratum correspondant aux unités internes des Dahomeyides ou à leurs équivalents occidentaux, et une couverture où l'on peut distinguer un ensemble inférieur dénommé "Quartzites de l'Atacora" et un ensemble supérieur appelé "Schistes de l'Atacora". Ces quartzites et schistes, qui n'ont subi que les effets de l'orogenèse panafricaine, sont structuralement moins complexes que le substratum d'âge antérieur au Panafricain.

Au Nord de la latitude de Sokodé, il n'est pas aisé de subdiviser *les quartzites de l'Atacora*. Par contre, dans la portion méridionale de l'unité structurale de l'Atacora, ces quartzites se composent d'équivalents tectonisés et

métamorphiques des cinq membres constituant "les grès du Kwahu" et "la formation d'Anyaboni" (tabl. 58). D'une façon générale, il s'agit d'anciennes arénites fines à grossières, plus ou moins feldspathiques ou micacées, parfois ferrugineuses ou argilo-ferrugineuses, le plus souvent siliceuses, finement litées ou massives, présentant par endroits des stratifications obliques et des ripple-marks. Ces arénites, très comparables à leurs équivalents du bassin, sont déposées dans un environnement semblable de type épicontinental. Pour Ilavsky (1972), il s'agirait d'un ensemble flyschoïde dont le matériel clastique proviendrait de l'Est, c'est-à-dire du côté des unités internes des Dahomeyides.

Au Nord de la latitude de Sokodé, *les Schistes de l'Atacora* comprennent quatre sous-ensembles, à valeur de formations (tabl. 59 page suivante), dont les deux inférieurs sont probablement lenticulaires. Il s'agit d'équivalents tectonisés et métamorphiques des formations du supergroupe de la Pendjari. En effet, l'originalité et l'ordre de ces formations sont un argument solide en faveur de l'équivalence latérale. Selon Blay (1985), il serait possible de suivre, au Ghana, le passage latéral de ces Schistes de l'Atacora aux Shales de l'Afram, l'équivalent méridional du supergroupe de la Pendjari, en passant par les schistes de la Dayi Valley appartenant à l'unité structurale du Buem. Un tel passage s'accompagne de transformations métamorphiques croissantes d'Ouest en Est, de contacts chevauchants séparant ces trois unités et d'écaillages à l'intérieur même des unités. Ces Schistes de l'Atacora sont localement caractérisés par une sédimentation rythmique pénécontemporaine d'un paléovolcanisme de type probable auquel sont associées les métasilexites. La présence locale de phospharénites indique un environnement marin qui, quoique subsident, devait être relativement peu profond.

Les unités internes des Dahomeyides, allant du faciès amphibolite au faciès granulite sont très hétérogènes et comprennent trois unités pétrographiques principales :

- Des unités à dominante métasédimentaire. Elles sont constituées par des quartzites micacés à disthène, des micaschistes et paragneiss à deux micas et grenat, des amphibolites et orthogneiss variés, et des pegmatites. Les complexes de Perma et de la Binah, et une partie du complexe du Mô représentent ces unités métasédimentaires au Nord de Sokodé. Les gneiss de la Mékrou (Breda, 1982) et les quartzites micacés à disthène qui leur sont associés, sont les témoins les plus septentrionaux de ce substratum métasédimentaire. Le groupe de Dawa en est un exemple au Sud-Ghana.
- Des *unités essentiellement orthogneissiques*. Elles comprennent des orthogneiss à muscovite ou deux micas et grenat, des pegmatites et de rares amphibolites. Elles sont représentées dans la zone étudiée par les unités orthogneissiques de Kara-Niamtougou, de Kouandé et par une partie du complexe du Mô. La mise en place de ces roches est datée d'environ 2000 Ma et suivie par une remobilisation autour de 600 Ma.
- Et des unités à dominante granulitique orthodérivée. Elles sont constituées de granulites leucocrates à mélanocrates, de grenatites, d'orthogneiss variés, de métagabbros et métadiorites, d'amphibolites, de serpentinites et talcschistes, plus rarement d'éclogites, de quartzites micacés à disthène et de micaschistes à deux micas et grenat . Il s'agit des unités granulitiques de Dérouvarou et du Massif Kabié, des unités granulitiques basiques et ultrabasiques de Titigbé, de Djabatouré, d'Anié, des Monts Lato et Agou, et d'Akuse dans la partie méridionale (pl. 4). Ces unités granulitiques sont généralement localisées dans la zone de suture des Dahomeyides.
- Des intrusions doléritiques, d'extension restreinte et probablement post-panafricaines, et des granitoïdes syn- à tardi-panafricains sont également signalés dans ces unités internes qui reposeraient en discordance fondamentale sur l'unité migmatitique d'Afem ou ses équivalents.

Les unités métasédimentaires, qui comportent au moins une discordance de ravinement à l'Est du Massif de Malfakassa et dans le secteur de Sokodé, affleurent sous les quartzites de l'Atacora, par exemple au NW d'Aléhéridé et probablement par le biais d'une discordance fondamentale comparable à celle décrite au Sud-Ghana par Adjei (1968). Elles sont localement charriées sur l'unité structurale de l'Atacora comme dans les environs de Malfakassa, d'Aléhéridé, de Perma et de Nantori.

	UNITÉ STRUCTUR	ALE DE L'ATACORA	UNITÉ STRUCTURALE DU BUEM	BASSIN DES VOLTA		
ora	Schistes variés à lenti métaconglomérats, ci métavolcanites, serpe	lles ou passées de quartzites, polins, métaphospharénites, ntinites.	Groupe de la Katcha	Formation de la Pendjari (ou de l'Oti)	ndjari	
l'Ataco	Métasilexites à interca schistes plus ou moin	alations schisteuses et/ou s ferrugineux	Formation de Bitjabé	Formation de Barkoissi	e la Per	
Schistes de	Cipolins calcaro-dolo renfermant parfois de des galets de nature vi Métamixtites et métat ce schisteuse et proba	mitiques, lenticulaires, s lentilles schisteuses et/ou ariée. tillites à abondante matri- blement lenticulaires.	Formation de Bijomambé	Formation du Sud-Banboli	Supergroupe de (ou de l'C	
	Grès, grès-quartzites et quartzites micacés,	Grès-quartzites feldspathi- ques massifs, à stratifi- cations obliques	Formation de Dimouri	Formation du mont Panabako		
Atacora	à lentilles ou passées de schistes variés, de	Grès-quartzites micacés, finement lités, conglo- mérats, shales et	Formation de l'Oualsion <i>s.s.</i>	Formation de Bogou	mbouaka	
rtzites de l	métaconglomérats monogéniques et	Siltstones. Grès-quartzites massifs à stratifications obliques	Discordance de ravinement Membre supérieur des "Kwahu Sandstones"	Formation du Kotiaré	pe de Bou	
Qua	rarement de métavolcanites	Shales et silstones Disc. de ravin Grès-quartzites finement lités à horizons de shales et de conglomérats		Formation de Natala Groupe de Dapaong	Supergrou	
Substratum de l'Atacora	Discordance Faciès variés de micas de paragneiss, d'ortho de serpentinites et de à des granulites, éclog fricain (=ensemble de Dahomeyides)	fondamentale schistes, de quartzites, gneiss, d'amphobolites, talcschistes associés (?) gites et granutoïdes pana- s unités internes des	Inconnu	Socle éburbéen de la dorsale de Léo-Man	<b>_</b>	

### L'UNITE STRUCTURALE DE L'ATACORA ET LA FRANGE OCCIDENTALE DES UNITES INTERNES DES DAHOMEYIDES

**Tableau 59**: Lithostratigraphie de l'unité structurale de l'Atacora. Les équivalents probables de ses formations dans l'unité structurale dans le bassin des Volta. Les lithostratigraphies complètes ou détaillées des unités structurales de l'Atacora et du Buem ne sont connues qu'au Ghana sud-oriental.

Les unités orthogneissiques constituent, à Défalé, le substratum des quartzites de l'Atacora dont elles sont séparées par une discordance fondamentale. Nous les retrouvons charriées ou en nappe sur l'unité structurale de l'Atacora à l'Est de Boukombé et dans les secteurs de Sara Kawa, d'Awandjélo et de la Kawa, sur les unités métasédimentaires des environs de Kouandé et Baga, et sur les unités granulitiques dans le secteur de Séméré. Les unités granulitiques se présentent en nappes sur l'unité structurale de l'Atacora dans la région de Dérouvarou et sur les unités orthogneissiques de Kara-Niamtougou.

Au Ghana sud-oriental, ces différentes unités pétrographiques peuvent se trouver en nappes directement sur le socle éburnéen. Elles sont partout impliquées dans les différentes phases de l'orogenèse panafricaine. A faciès amphibolite et à faciès granulite, elles constituent donc à la fois le "substratum" de l'unité structurale de l'Atacora et se retrouvent en nappes sur celle-ci.

Dans ce "substratum", il nous faut revenir sur les faciès de quartzites micacés à disthène qui affleurent souvent à proximité des quartzites de l'Atacora (Massif des Taneka), voire directement au contact de ceux-ci (Massif de Malfakassa). Ces quartzites se retrouvent également plus à l'Est, au sein du "Dahomeyen", constituant en particulier les quartzites individualisés par Pougnet (1957) sous le nom de "Quartzites de Badagba" et ceux du groupe de Dawa au Ghana méridional. Ces quartzites micacés à disthène, de par leur localisation non loin de la bordure orientale de l'Atacora, avaient été fréquemment corrélés avec cette unité (Affaton, 1975 ; Affaton *et al.*, 1980). Nos études détaillées, notamment dans les coupes effectuées aux latitudes de Natitingou et de Binako (fig. 165 et 196), montrent que ces quartzites sont structuralement plus complexes que ceux de l'Atacora (au moins une foliation en plus) et assez nettement plus métamorphiques. Ils doivent être rattachés au "substratum dahomeyen" s. l.. Notons par ailleurs que le complexe essentiellement métasédimentaire auquel appartiennent ces quartzites micacés à disthène reposerait en discordance angulaire ou fondamentale sur l'unité migmatitique d'Afem et ses équivalents probablement rajeunis entre  $609 \pm 30$  Ma et  $511 \pm 68$  Ma (Affaton *et al.*, 1978).

Les âges radiométriques déterminés sur les unités orthogneissiques du substratum de l'Atacora varient de 2077  $\pm$  62 Ma à 1708  $\pm$  220 Ma et dénotent un rajeunissement panafricain de 608  $\pm$  17 Ma, postérieur au dépôt de la partie moyenne du supergroupe de la Pendjari daté de 660  $\pm$  65 Ma. L'âge conventionnel de 670 Ma obtenu sur la muscovite des quartzites de l'Atacora (Breda, 1982) est probablement panafricain. Celui de 1135  $\pm$  30 Ma indiqué par la muscovite des quartzites micacés à disthène peut être interprétée soit comme un âge de mélange (Birrimien partiellement rajeuni au Panafricain), soit comme traduisant l'influence d'un événement kibarien. Le nombre de datations radiométriques sur la région étudiée, particulièrement sur le "substratum de l'Atacora", est encore trop restreint pour que l'on puisse conclure. En première approximation, nous pouvons considérer que le substratum de l'Atacora (en particulier l'ensemble des quartzites micacés à disthène) est d'âge éburnéen et rajeuni au Panafricain (Rocci, 1965 et 1969), tout en sachant que la présence de noyaux archéens reste possible, tout comme la présence d'une couverture kibarienne.

# B - Caractéristiques structurales métamorphiques de l'unité structurale de l'Atacora

Les données structurales et métamorphiques recueillies dans le cadre de ce travail précisent et complètent celles que nous avons déjà exposées précédemment sur l'unité structurale de l'Atacora et les unités internes des Dahomeyides (Affaton, 1975 ; Affaton *et al.*, 1980). En effet, la synthèse des données structurales que nous venons de présenter permet de préciser que l'unité structurale de l'Atacora et son substratum ont subi quatre phases tectoniques panafricaines, postérieurement à l'orogenèse éburnéenne. Ce sont, en partant de la plus ancienne :

- Un plissement isoclinal  $P_1$ , à plis isoclinaux couchés, centimétriques à métriques, développant une schistosité de flux  $S_1$  subparallèle à la stratification  $S_0$ , et d'axes subméridiens à NNE-SSW. Cette schistosité de flux  $S_1$  demeure le plan principal de débit dans toute l'unité structurale de l'Atacora. Elle est associée à un métamorphisme anchizonal à épizonal  $M_1$  (faciès schiste vert), dont l'intensité croît d'Ouest en Est, et qui définit une linéation minérale  $L_1$ , subparallèle aux axes de plis  $b_1$ . Dans le substratum de l'Atacora, ce plissement  $P_1$  s'est surimposé au plissement polyphasé  $P_n$  et à la schistosité  $S_n$ , d'âge probablement éburnéen et où  $M_1$  se manifeste par une rétromorphose épizonale. Cette phase se serait achevée par un écaillage chevauchant, caractéristique des unités structurales du Buem et de l'Atacora, et la mise en place des nappes de charriage à la bordure orientale de l'Atacora et au sein des unités internes des Dahomeyides. C'est donc finalement au cours de cette phase tectonique que les principales unités structurales des Dahomeyides se seraient mises en place.

#### L'UNITE STRUCTURALE DE L'ATACORA ET LA FRANGE OCCIDENTALE DES UNITES INTERNES DES DAHOMEYIDES

- Un plissement  $P_2$ , à plis centimétriques à kilométriques, généralement ouverts et déversés vers l'Ouest, à schistosité de fracture ou de crénulation devenant progressivement vers l'Est une schistosité de flux et à axes b<sub>2</sub> subparallèles à ceux des plis P<sub>1</sub>. Il développe une génération de cannelures L<sub>2</sub> subparallèles à L<sub>1</sub>. Un métamorphisme M<sub>2</sub> généralement anchizonal lui est associé vers l'Est. Il est probable que les principaux contacts tangentiels de la fin de la première phase ont rejoué au cours de cette seconde phase. Par ailleurs, c'est particulièrement à cette dernière que sont liées la plupart des microfractures longitudinales, transversales et obliques que l'on rencontre dans l'unité structurale de l'Atacora et son substratum. Finalement, la présence d'un synforme encapuchonné dans le secteur de la Kawa, suggérant l'existence d'une nappe d'orthogneiss sur un synclinal en blague à tabac probablement de type b<sub>2</sub>, serait la preuve de l'exagération des contacts tangentiels à la fin de cette seconde phase tectonique.
- Un plissement P<sub>3</sub> auquel l'on doit des anticlinoriums et synclinoriums cylindriques à coniques, droits ou déversés vers l'Ouest, à grand rayon de courbure et dont les axes sont subparallèles à ceux des plis P<sub>1</sub> et P<sub>2</sub>. L'ensemble de l'unité structurale de l'Atacora a subi ces trois phases tectoniques.
- Un plissement  $P_4$  se traduisant par de grandes virgations apparemment localisées à la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacora. L'axe moyen de ces virgations reste subparallèle à ceux des plis  $P_1$  à  $P_3$ . De telles virgations sont relativement fréquentes dans les unités internes des Dahomeyides (Affaton, 1975).

En résumé, nous attribuons à l'orogenèse panafricaine, dans l'unité structurale de l'Atacora, quatre phases tectoniques subméridiennes d'importance inégale, mais pratiquement coaxiales, et une à deux phases de métamorphisme anchizonal à épizonal, dont l'intensité croît d'Ouest en Est. Dans les unités internes des Dahomeyides ou le substratum de l'Atacora, ces phases tectoniques et ce métamorphisme se sont surimposés aux déformations  $P_n$  et transformations métamorphiques d'âge probablement éburnéen, dont les manifestations les plus nettes sont une foliation  $S_n$  et un métamorphisme méso- à catazonal  $M_n$ .

### C - Relations entre les unités structurales de l'Atacora et du Buem

Les principales coupes étudiées (fig. 140 ; 162 ; 165 ; 187 ; 190 ; pl. 4 et 6) démontrent clairement que *l'unité* structurale de l'Atacora chevauche celle du Buem. Ce chevauchement est très net sur le terrain quand ce sont les quartzites de l'Atacora qui se trouvent au contact avec les formations du Buem, ce qui est le cas tout au long de la grande falaise de Tanguiéta . Il est plus ou moins masqué, comme à l'Ouest de Kanté ou à l'Est de Bassar, lorsque ce sont les Schistes de l'Atacora qui viennent au contact des formations du Buem. La semelle du chevauchement est constituée par de véritables mylonites ou des brèches de quartzites, schistes et serpentinites traversées par d'abondants filonnets et veinules de quartz boudinés. Elle présente un pendage relativement fort (50 à 70°), ce qui suppose la probabilité de troncature basale pour les structures P<sub>1</sub> et P<sub>2</sub> de l'Atacora et de troncature sommitale pour le Buem. Sur le plan cartographique, la trace de ce chevauchement est généralement oblique par rapport à la direction subméridienne des structures longitudinales de l'Atacora et apparaît comme la fracture principale d'un système de fractures en gerbe. Dans le détail, ce plan présente par endroits des décalages liés aux fractures transversales.

L'analyse comparée des principaux ensembles pétrographiques constituant les unités structurales du Buem et de l'Atacora a permis de souligner des similitudes de faciès (tabl. 58 et 59) et conduit à retenir que *l'unité structurale du Buem est un équivalent latéral partiel de celle de l'Atacora*. Par ailleurs, l'importance des déformations et des charriages au sein de ces deux unités empêche de parler de "passage latéral" direct.

En effet, la comparaison des éléments structuraux de ces deux unités montre que l'unité structurale du Buem a subi deux phases tectoniques dont les caractéristiques, hormis l'intensité, sont en gros comparables à celles des phases  $P_1$  et  $P_2$  de l'unité structurale de l'Atacora. Toutefois, les plis  $P_1$  du Buem sont droits ou déversés et ne sont isoclinaux que dans la zone de contact avec l'Atacora où les plis  $P_2$ , à schistosité de fracture, sont également très fréquents. Dans l'unité structurale du Buem, le métamorphisme  $M_1$  est à faciès anchizonal ou de très bas degré et la schistosité  $S_1$  est de type schistosité de fracture, sauf très localement dans la zone orientale. Par contre, l'unité structurale de l'Atacora peut présenter deux métamorphismes anchizonaux à épizonaux. Le premier est associé à la schistosité de flux  $S_1$  et le second à la schistosité de fracture ou de crénulation  $S_2$  qui tend à devenir une schistosité de flux vers l'Est. L'anchimétamorphisme  $M_1$  observé dans le Buem daterait de  $512 \pm 20$  Ma (Cambrien) (Jones, 1978), tandis que l'épimétamorphisme atacorien  $M_1$  serait de 670 Ma (Riphéen supérieur) (Breda, 1982). En toute rigueur, ce dernier âge paraît plus élevé que celui auquel l'on pourrait s'attendre, en admettant que ce métamorphisme intéresse également l'équivalent de la formation de la Pendjari datée de  $660 \pm 9$  Ma. Quoi qu'il en soit, retenons de ces âges la suggestion que les métamorphismes  $M_1$  du Buem et de l'Atacora pourraient être hétérochrones.

# **D** - Relations de l'unité structurale de l'Atacora avec le bassin des Volta et le socle éburnéen

C'est seulement dans sa partie méridionale (dénommée l'Akwapim Range) que l'unité structurale de l'Atacora se trouve au contact direct des formations appartenant au bassin des Volta ou au socle éburnéen. Il s'agit probablement d'un contact tectonique dont la flèche, relativement importante, permet le recouvrement de toute la portion méridionale de l'unité structurale du Buem (pl. 4 et fig. 201).

Malgré les effets de la tectonique et du métamorphisme panafricains, il y est clairement démontré que les composantes des Quartzites de l'Atacora ne sont que les équivalents tectonisés et métamorphiques des formations qui constituent le Plateau du Kwahu (c'est-à-dire des formations composant le supergroupe inférieur, dit de Boumbouaka, du bassin des Volta), tandis que les Schistes y représentent les Shales de l'Afram (ou plus précisément le supergroupe de l'Oti). De telles corrélations nous conduisent à considérer comme du Birrimien remobilisé les écailles ou fenêtres de socle que l'on rencontre sous les Quartzites de l'Atacora (tabl. 57). C'est également à ce substratum s. l., mais pas nécessairement au Birrimien, qu'appartiendraient les micaschistes à deux micas et grenat et les quartzites micacés à disthène du groupe de Dawa (p. 223), affleurant à la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacora et probablement aussi en nappes sur celle-ci.

Comme l'unité structurale du Buem et les unités internes des Dahomeyides, l'unité structurale de l'Atacora a été l'une des sources principales du matériel clastique qui compose la majeure partie du supergroupe de Tamale du bassin des Volta. On reconnaît en effet dans ce supergroupe des galets des faciès atacoriens.

Sur le plan structural, les déformations croissent d'Ouest en Est. Une seule phase tectonique se rencontre à la partie orientale du Plateau du Kwahu, alors qu'au moins deux phases tectoniques s'observent dans la partie adjacente de l'unité structurale de l'Atacora. Ces deux phases présentent les caractéristiques des déformations  $P_1$  et  $P_2$  étudiées plus haut, alors que seule  $P_1$  intéresse le Plateau du Kwahu.

L'unité structurale de l'Atacora est donc charriée directement sur la partie sud-orientale du craton ouestafricain. Cette portion du socle éburnéen est probablement peu affectée par la tectonique panafricaine et elle peut être considérée comme l'équivalent du substratum initial des Quartzites de l'Atacora. La limite méridionale actuelle du Plateau du Kwahu est une limite d'érosion. Le bassin des Volta, ou tout au moins le supergroupe inférieur, s'étendait beaucoup plus au Sud et le prolongement de l'unité structurale de l'Atacora jusqu'à la côte atlantique en est une preuve indirecte. Ceci reste vrai même si l'on peut démontrer que la limite d'érosion du Plateau du Kwahu est antérieure à la tectonique de serrage qui a provoqué le chevauchement du bassin par l'unité structurale de l'Atacora.

# Cinquième partie

# **CONCLUSIONS GÉNÉRALES**

... Les théories que nous possédons sont loin de représenter des vérités immuables. Quand nous faisons une théorie générale dans nos sciences, la seule chose dont nous soyons certains, c'est que toutes ces théories sont fausses absolument parlant. Elles ne sont que des vérités partielles et provisoires qui nous sont nécessaires, comme des degrés sur lesquels nous nous reposons, pour avancer dans l'investigation, elles ne représentent que l'état actuel de nos connaissances...

> Claude BERNARD "Introduction à l'étude de la Médecine expérimentale"

En guise de conclusion à l'étude du bassin des Volta considéré comme une marge passive, d'âge protérozoïque supérieur, tectonisée au Panafricain ( $600 \pm 50$  Ma), nous nous proposons :

1 - de synthétiser les principales données sur ce bassin et son substratum ;

- 2 de dégager les caractéristiques des principales unités structurales externes de la chaîne des Dahomeyides qui, pour ce qui concerne le Buem et l'Atacora, représentent la partie orientale tectonisée et métamorphisée de cette marge ;
- 3 de proposer un modèle d'évolution géodynamique pour le bassin des Volta et les Dahomeyides ;
- 4 de schématiser l'évolution de la plaque chevauchante bénino-nigériane ;
- 5 et, finalement, de voir le devenir de la marge passive voltaïenne vers le Nord et le Sud.

# I - LE BASSIN DES VOLTA ET SON SUBSTRATUM

### A - Le substratum

Le substratum du bassin des Volta (pl. 4 et fig. 1, 100 et 202) est représenté par la portion sud-orientale de la dorsale de Léo-Man, partie méridionale du craton ouest-africain. Il est constitué par des gneiss plus ou moins migmatiliques, des métasédiments et métavolcanites et des granitoïdes pré- à post-tectoniques. Ces roches sont attribuées au Libérien (= Archéen = 3500-2500 Ma), Birrimien (2500-1800 Ma) et Tarkwaïen ( $\geq 1645 \pm 120$  Ma). Au cours de l'orogenèse éburnéenne, responsable de la cratonisation de l'Afrique de l'Ouest, les formations antébirrimiennes et birrimiennes ont subi un intense plissement isoclinal NNE-SSW à NE-SW et une rétromorphose ou un métamorphisme à faciès schiste vert. Par contre, les formations tarkwaïennes, essentiellement conglomératiques et gréso-quartzitiques, considérées comme la molasse des Eburnéïdes, ne sont que modérément plissées.

Sous la surface topographique actuelle du bassin des Volta, la paléosurface de ce substratum se trouve entre + 100 et + 500 m sur les bordures et entre - 2,5 et - 7 km dans les zones les plus profondes de ce bassin (fig. 2 et 102). Elle présente un flanc occidental relativement doux et un flanc oriental plus abrupt, la partie centrale comportant des dépressions ou fossés et des paléo-reliefs dont les crêtes NNE-SSW sont subparallèles à l'orientation des reliefs connus dans le socle au Sud du bassin (fig. 101). Cette paléotopographie se traduit également par les variations d'altitude de la surface de base du bassin à sa périphérie (fig. 2) ; certaines de ces variations d'altitude seraient dues aux rejets de failles ou au ravinement *pro parte* glaciaire précédant le dépôt du supergroupe moyen dit de la Pendjari. De nombreuses anomalies géophysiques (gravimétriques ou magnétiques) caractérisent le bassin des Volta. (fig. 101 ; 104 à 106). Elles reflètent d'une part la complexité et l'hétérogénéité du substratum et d'autre part la présence de masses magmatiques basiques à l'interface sédiments/socle (fig. 108). En outre, des données de sismique réflexion (fig. 103) suggèrent que le socle est découpé en horsts et grabens par de grandes failles normales subméridiennes.

A l'Est du bassin des Volta, l'équivalent oriental de ce substratum est remobilisé au Panafricain. Il constitue les semelles d'écailles et de nappes de socle au sein de l'unité structurale de l'Atacora et l'essentiel des unités internes des Dahomeyides (pl. 4). Il s'agit notamment des unités migmatitiques comme celle d'Afem et ses équivalents, des unités orthogneissiques comme celle de Kara-Niamtougou et ses équivalents et du complexe du Mô et de ses équivalents comme le groupe de Dawa au Ghana. Ce substratum remobilisé est à faciès amphibolite, souvent migmatisé, avec des traces de rétromorphose dans le faciès schiste vert. Les études radiométriques permettent d'y individualiser un socle birrimien ( $\geq 1800$  Ma) rajeuni au Panafricain ( $600 \pm 50$  Ma). Dans les unités internes des Dahomeyides, on rencontre, associés aux faciès de ce socle remobilisé, les granitoïdes panafricains, calco-alcalins à alcalins, syn- à post-tectoniques, communément dénommés "Older Granites" et dont l'âge varie de 780  $\pm$  40 à 446  $\pm$  30 Ma (Rahaman, 1983 ; Caen-Vachette, 1982 ; Matheis et Caen-Vachette, 1983 ; Tubosun, 1983). La zone de suture, qui sépare à l'Ouest la frange tectonisée du bassin des Volta du socle polycyclique charrié, est jalonnée par des faciès variés de métabasites, ultrabasites, granulites et éclogites. L'âge modèle de mise en place des protolithes des éclogites est compris entre 900 et 700 Ma (méthode Sm-Nd) alors que le métamorphisme éclogitique ou la mylonitisation de ces roches daterait d'environ 510 Ma (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 ; Ménot et Seddoh, 1985).

Selon Breda (1982), ces granulites indiquent plutôt un métamorphisme panafricain de  $616 \pm 7$  Ma (isochrone Rb/Sr sur roche totale, biotite et plagioclase).

## B - Le bassin des Volta

Le bassin des Volta s'étend sur une largeur de 25 à 280 km et une longueur d'environ 800 km. Il couvre ainsi une superficie d'environ 145.700 km<sup>2</sup>, soit l'équivalent d'environ 85 % de la surface du bassin parisien. Il est à cheval sur le Ghana (qui en renferme près de 105.000 km<sup>2</sup>), le Togo, le Bénin, le Burkina Faso et le Niger. Il est constitué par une pile de 2,5 à 7 km de sédiments subdivisés en trois supergroupes (tabl. 33 ; pl. 4 et fig. 109). Le supergroupe inférieur, dit de Boumbouaka, est en discordance fondamentale sur le substratum éburnéen de la dorsale de Léo-Man. Le supergroupe moyen, dit de la Pendjari ou de l'Oti (ou de l'Afram), repose en discordance cartographique ou/et de ravinement, *pro parte* glaciaire, sur le supergroupe de Boumbouaka et même sur le substratum éburnéen, à la faveur des paléodépressions de Banda Nkwanta, de Kanjaga, de Tindangou et d'Arly. Enfin, le supergroupe supérieur, dit de Tamalé, transgressif vers l'Ouest, est en discordance cartographique ou/et progressive sur le supergroupe de la Pendjari.

### 1 - Le supergroupe inférieur ou de Boumbouaka

C'est le supergroupe de Boumbouaka qui constitue la bordure montagneuse méridionale et occidentale du bassin des Volta. Il constitue en effet la guirlande de hauts plateaux à surface structurale disséquée, descendant en pente douce vers l'intérieur du bassin, et à escarpement de falaise tourné vers l'extérieur. Il s'agit des Massifs ou Plateaux du Kwahu, de Damongo, de Gambaga (dont la partie togolaise est dénommée "Massif de Boumbouaka "), de Madjoari et du Gobnangou.

Dans sa totalité, le supergroupe de Boumbouaka correspond à une couverture détritique relativement continue. Elle n'est interrompue qu'au droit des paléodépressions de Banda Nkwanta, de Kanjaga, de Tindangou et d'Arly, où le supergroupe de la Pendjari est directement transgressif sur le socle. Sa double falaise bordière méridionale et occidentale représente une limite d'érosion et sa bordure originelle reste inconnue. Il est donc possible qu'à l'origine, les bassins de la Volta et de Taoudeni soient en continuité ou possèdent au moins deux jonctions : L'une est démontrée entre la région du "W" du Niger et le Gourma (Brunnschweiler *et al.*, 1972 ; Machens, 1973 ; Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978). L'autre, encore hypothétique, se situerait entre les régions de Damongo et de Bobo (fig. 1), actuellement séparées par environ 250 km. Le supergroupe de Boumbouaka correspondrait donc à la séquence détritique de base du Gourma et au groupe ou supergroupe inférieur de la partie méridionale du bassin de Taoudeni (Lajoinie, 1960 ; Zimmermann et Vernhes, 1961 ; Trompette, 1977 ; Simon, 1979 ; Rossi, 1982 ; Ouédraogo, 1983 ; Kéita, 1984).

Dans le bassin des Volta, l'épaisseur du supergroupe inférieur croît d'Ouest en Est et du Nord au Sud, passant d'environ 500 m dans les massifs bordiers à plus de 2 km dans les zones les plus profondes du bassin. (fig. 103 et 109). De nombreuses fractures, notamment des failles normales et un système de horsts et grabens, sont détectées par la sismique réflexion dans le supergroupe inférieur et son substratum (fig. 103). Ces fractures induisent des rejets rarement supérieurs à 500 m et de faibles ondulations. Elles permettent un approfondissement progressif du bassin vers l'Est ou le SE. Aux extrémités septentrionale et sud-orientale du bassin des Volta, et probablement dans toute la frange orientale de ce bassin, le supergroupe inférieur est progressivement plissé à l'approche du chevauchement frontal de l'unité structurale du Buem. Par ailleurs, des équivalents tectonisés et métamorphiques de ce supergroupe sont connus dans le Buem et l'Atacora.

Le supergroupe inférieur présente des variations latérales de faciès, des discordances cartographiques ou de ravinement, et comporte plusieurs niveaux ou membres lenticulaires. Nous y distinguons un ensemble moyen, essentiellement silto-argileux, encadré par deux ensembles à dominante gréseuse. L'ensemble inférieur, ou groupe de Dapaong, est constitué de grès micacés, fins à moyens, et d'une passée silto-argileuse dans la moitié inférieure. Il présente de nombreuses figures sédimentaires, des indices d'exondation et des scolithes. Il reflète un environnement continental à sa base, et qui devient marin peu profond vers le haut. L'ensemble moyen, dénommé groupe de la Fosse-aux-Lions, présente une sédimentation plus fine et litée, silto-argileuse et franchement transgressive. Il s'est déposé dans un milieu marin généralement plus profond et éloigné des aires pourvoyeuses d'éléments terrigènes, sauf dans le Plateau du Kwahu où il est constitué essentiellement par des grès et grès-quartzites. L'ensemble supérieur, dit groupe du Mont Boumbouaka, correspond à une séquence généralement gréso-feldspathique présentant de nombreuses figures sédimentaires et des scolithes. Il s'agit d'un ensemble régressif épicontinental, matérialisant un épisode de comblement. Par ailleurs, d'après les données géophysiques (gravimétrie, magnétisme et sismique réflexion), la partie basale du supergroupe inférieur renfermerait des sills ou lacolithes de roches basiques d'âge inconnu (fig. 103). Il est également probable que de telles roches se rencontrent dans la partie centrale du bassin, à l'interface socle-sédiments (fig. 108).

Le supergroupe inférieur est azoïque. Seules des structures de type scolithes ont été identifiées dans les ensembles gréseux inférieur et supérieur. La présence de scolithes, interprétés comme des terriers de vers d'un paléo-environnement marin peu profond, souvent intertidal, est surprenante dans ce supergroupe daté du début du Protérozoïque supérieur. En général, les scolithes ne sont particulièrement abondants que dans les mers du Paléozoïque inférieur et notamment dans le Cambro-Ordovicien du Sahara. Les illites du groupe moyen de ce supergroupe indiquent un âge de 993  $\pm$  65 Ma (méthode d'isochrone Rb/Sr). Cet âge est considéré comme celui d'une diagenèse précoce et donc comme une approximation par défaut de l'âge du dépôt de cet ensemble (Clauer, 1976; Clauer *et al.*, 1982). La partie inférieure du supergroupe de la Pendjari étant également datée de 660  $\pm$  9 Ma par défaut, nous retenons que l'âge du supergroupe inférieur serait plus ancien que 660 Ma et probablement compris dans la fourchette 1100 - 700 Ma.

Finalement, le supergroupe inférieur peut être interprété comme une séquence essentiellement détritique, matérialisant un mégacycle transgression-régression. Il présente des caractéristiques épicontinentales sur ses bordures occidentale et méridionale et montre l'approfondissement du bassin vers l'Est. Il indique donc une structure de *marge passive* où l'enfoncement se fait par un système de failles normales, de horsts et de grabens. Cette marge passive serait relativement peu subsidente, avec un taux moyen de subsidence de 1 à 5 m/Ma. Une telle marge correspond en fait à la portion sud-occidentale de la marge passive panafricaine (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978; Black *et al.*, 1979).

## 2 - Le supergroupe de la Pendjari (ou de l'Oti ou de l'Afram)

Le supergroupe moyen, dit de la Pendjari, occupe la partie centrale déprimée du bassin des Volta. Sa partie inférieure, dénommée groupe du Sud-Banboli, est constituée d'une triade classique dans tout l'Ouest africain. Le membre inférieur de cette triade est glaciogénique et représenté par des diamictites qui localement (comme au SE du Burkina Faso) passent à des tillites s.s. Il s'agit d'un membre généralement lenticulaire mais dont l'épaisseur peut atteindre exceptionnellement 150 m. Le membre moyen se compose de dolomies et de

calcaires dolomitiques à barytine, à très rares galets exotiques, à minces lentilles gréso-calcaires ou argilosilteuses. Il renferme de très rares stromatolithes de type *Parmites* cf. crescens Raab. et des structures algaires encore indéterminées. Egalement lenticulaire, ce membre moyen présente une épaisseur atteignant rarement 50 m. Ces deux premiers membres constituent la formation du Sud-Banboli. Le "membre supérieur" (appelé la formation de Barkoissi), dont l'épaisseur peut atteindre 150 m, présente une continuité remarquable. Il est constitué par des silexites argileuses, parfois argilo-calcaires, à lentilles de shales et siltstones, à débit parallélépipédique caractéristique, passant latéralement ou vers le haut à des shales et siltstones ou des siltstones argileux, ou rarement à des phospharénites argilo-siliceuses. Les gîtes phosphatés du SE du Burkina Faso et de la Tapoa au Niger appartiennent à cette séquence. L'indice de manganèse du Nord-Togo s'y localise également.

La partie supérieure du supergroupe de la Pendjari, dénommée la formation de la Pendjari, est épaisse de 1,5 à 4 km. Elle est essentiellement argilo-silteuse et comporte des lentilles ou/et des passées de grès feldspathiques argileux, parfois microconglomératiques et polygéniques, de silexites, et rarement de grès tufacés et de grauwackes. On y rencontre également de minces lentilles de calcaires. Ces roches ne montrent aucune trace de métamorphisme. Elles ont subi une diagenèse moyenne attestée par l'indice de cristallinité des illites alumineuses et le pouvoir réflecteur de la vitrinite (PRV < 1 %) ou/et l'indice d'altération thermique de la matière organique (2,56 < IAT < 4). Des microfossiles, évoquant des spicules d'éponge, des stromatolithes de type *Collenia* et de nombreux acritarches, dont des *Chuaria circularis* Walcott, y sont signalés. Ces Chuaria suggèrent que la formation de la Pendjari a un âge vendien. Les illites des shales de la base de la partie inférieure de cette formation donnent un âge radiométrique de  $660 \pm 9$  Ma. Cet âge est probablement celui d'une diagenèse précoce et est considéré comme une approximation par défaut de l'âge du dépôt de la base de cette partie inférieure. L'âge de 620 Ma obtenu sur de la glauconite du membre moyen carbonaté du groupe du Sud-Est Banboli (partie inférieure du supergroupe de la Pendjari) correspondrait à l'âge d'une diagenèse plus ou moins tardive. Ces âges radiométriques permettent d'attribuer le supergroupe de la Pendjari au *Vendien*, voire au Riphéen tout à fait supérieur.

La sismique réflexion détecte un grand nombre de fractures intéressant le supergroupe de la Pendjari. Ces fractures sont masquées à l'affleurement par des alluvions ou des altérites. Dans ses parties septentrionale et sud-orientale et sur la bordure orientale du bassin des Volta, ce supergroupe est progressivement plissé à l'approche du chevauchement frontal de l'unité structurale du Buem. Par ailleurs, des équivalents tectonisés et métamorphiques de ce supergroupe se rencontrent dans le Buem et l'Atacora, notamment dans le Buem occidental considéré comme un lambeau parautochtone du bassin des Volta.

La triade constituant la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari présente une intéressante évolution latérale que nous discuterons et interpréterons après l'exposé des caractéristiques du Buem. Par contre, il est très difficile de mettre en évidence des variations latérales de faciès et de reconstituer l'évolution de la partie supérieure de ce supergroupe. Nous pouvons cependant retenir qu'elle est partiellement érodée, notamment vers l'ESE, au point que sa portion sommitale a complètement disparu. La portion restante, épaisse de 1,5 à 4 km, présente généralement les caractéristiques d'une sédimentation flyschoïde finement litée, avec des grauwackes, un cortège argileux riche en montmorillonite et des microfossiles marins et pélagiques, tels que des acritarches. Caractérisée par des matériaux fins et des matériaux instables ou immatures, ayant subi un faible transport, cette sédimentation reflète un paléo-environnement marin bien éloigné de grands reliefs. La nature et l'état de fraîcheur des plagioclases que l'on y observe et la présence des grès tufacés suggèrent un volcanisme basique pénécontemporain du dépôt de cette portion restante.

Finalement, le supergroupe de la Pendjari serait pénécontemporain du supergroupe 2 du bassin de Taoudéni, des formations II et III ou II à V du Gourma (?) et de la Série Verte du Hoggar. Ces corrélations à grandes distances demeurent très hypothétiques.

~

### 3 - Le supergroupe de Tamalé

Le supergroupe supérieur ou de Tamalé n'affleure que dans la partie centrale du bassin des Volta au Ghana, où il possède les caractéristiques d'une molasse. Il est constitué par deux groupes.

Le groupe inférieur ou de Yendi se compose de deux formations. La formation inférieure est constituée de conglomérats polygéniques dont certains éléments proviennent des unités externes des Dahomeyides, notamment du Buem. La formation supérieure est essentiellement argilo-silteuse et comporte des lentilles ou passées de grès et de calcaires. Le groupe de Yendi repose en discordance angulaire faible ou de ravinement sur le supergroupe de la Pendjari.

Le groupe supérieur ou de Kébia comporte une formation inférieure gréso-conglomératique (conglomérats polygéniques), à passées argilo-silteuses, avec des *diamictites vers la base*. Il s'agirait d'une séquence glaciogénique ou fluvio-glaciaire. La formation moyenne débute par des arkoses à lentilles conglomératiques et s'achève par une sédimentation argilo-silteuse, à lentilles de grès et de calcaires. La formation supérieure est généralement gréso-feldspathique, avec d'abord un fin litage et des lentilles silteuses ou argileuses, puis une structure massive et à stratifications obliques. Les caractéristiques de cette formation supérieure sont comparables à celles du groupe du Mont Boumbouaka, dans les massifs bordiers du bassin des Volta. Elles ont souvent conduit les premiers géologues ayant étudié ce bassin à confondre ces deux ensembles. Le groupe de Kébia repose en discordance cartographique ou de ravinement sur le groupe de Yendi et vers l'Ouest directement sur le supergroupe de la Pendjari ou de l'Afram.

Le supergroupe de Tamalé peut s'interpréter comme la molasse de la chaîne des Dahomeyides, ce que confirme la présence des galets provenant des unités structurales du Buem et de l'Atacora, voire des unités internes. En se fondant sur l'éventuelle équivalence de ce supergroupe avec les formations constituant les bassins côtiers de Sekondi et d'Accra et sur un possible âge ordovicien des diamictites du groupe de Kébia, on attribue généralement un âge cambro-dévonien moyen ou ordovicien-dévonien moyen à ce supergroupe supérieur (Trompette, 1972 ; Bär et Riegel, 1974 ; Annan-Yorke, 1975 ; Bär, 1977). Aucun équivalent de ce supergroupe n'est connu dans les unités externes des Dahomevides. De rares équivalents orientaux, souvent localisés dans de petits grabens, se rencontrent au Bénin (Dion, 1968; Fonseca et Kusnir, 1973; Boussari, 1975; Alidou et al., 1975; Breda, 1982 et 1985; Alidou et al., 1986), au Nigéria (Holt, 1982) et au Cameroun (Béa, 1984 et 1985), en discordance fondamentale sur les unités internes des Dahomeyides ou les "Schist belts". Les faciès détritiques y sont intimement associés à des volcanites. Ces dernières suggèrent au Bénin un âge ordovicien pour la sédimentation, âge compris entre  $483 \pm 4$  Ma et  $451 \pm 3$  Ma (âges K/Ar sur feldspaths potassiques d'un galet de granite et sur biotite d'une rhyolite, selon Breda, 1985), alors que des fossiles ou traces fossiles témoignent d'un âge cambro-silurien (Breda, 1982). Elles indiquent un âge cambro-ordovicien au Nigéria, soit  $516 \pm 20$  Ma (âge K/Ar sur roche totale d'après McCurry, 1976). Elles se seraient mises en place au Silurien (405 ± 20 Ma) au Cameroun (âge moyen K/Ar sur trois roches totales d'après Lasserre et al., 1977). En attendant des résultats plus précis, nous pouvons retenir que le supergroupe de Tamalé et ses équivalents probables se seraient déposés au Paléozoïque inférieur à moyen.

Enfin, le supergroupe de Tamalé serait pénécontemporain du supergroupe 3 du bassin de Taoudéni, des formations IV et V (?) et du groupe de Bandiagara du Gourma, et de la Série Pourprée du Hoggar.

# II - LES UNITÉS EXTERNES ET LA FRANGE OUEST DES UNITÉS INTERNES DES DAHOMEYIDES

## A - L'unité structurale du Buem

L'unité structurale du Buem frange à l'Est le bassin des Volta. (pl. 4 et 6). Elle est large de 10 à 50 km et longue d'environ 750 km. Son modelé, fait de chaînons de collines allongées, séparées par des dépressions plus ou moins larges, contraste avec celui des parties centrale et orientale déprimées du bassin des Volta.

L'unité structurale du Buem chevauche le bassin des Volta. Ce chevauchement, généralement peu penté ( $\leq 35^{\circ}$ E), est souligné soit par des brèches ou mélanges tectoniques, soit plus rarement par des serpentinites schisteuses. Il coïncide généralement avec de faibles anomalies gravimétriques ou magnétiques. Par ailleurs, l'unité structurale du Buem est à son tour chevauchée sur sa bordure orientale par celle de l'Atacora.

Deux types de Buem peuvent être distingués : un "Buem s.s." et un "Buem s.l.". Le Buem s.s., dont la zone type est au Nord-Bénin, est un faciès tectonique caractérisé par la présence d'un dense enchevêtrement de veinules et filonnets de silice résultant de la cicatrisation partielle d'un important réseau de microfractures et par la présence d'écailles chevauchantes, de fractures transversales et obliques, et de plis déversés vers l'Ouest et à schistosité de fracture. Le Buem s.l. a pour zone-type la région de Bassar au Nord-Togo. Il se subdivise en un "Buem oriental", à caractéristiques du Buem s.s., et un "Buem occidental" représenté par un morceau de bassin remonté et tectonisé au front de la chaîne des Dahomeyides. Ce Buem occidental, considéré comme un lambeau parautochtone, est caractérisé par un plissement à grand rayon de courbure, une très faible densité de veinules et filonnets de silice, de rares plans de chevauchement, et par l'absence des serpentinites.

Les effets de la tectonique rendent généralement hypothétiques les reconstitutions lithostratigraphiques dans le Buem. Deux phases tectoniques y ont été mises en évidence. La première est caractérisée par des plis  $P_1$ , d'axe NNE-SSW à NNW-SSE, généralement déversés vers l'Ouest et à schistosité  $S_1$  de fracture ou rarement de flux ; un écaillage lié à la rupture des flancs inverses des plis  $P_1$ ; et un métamorphisme anchizonal de haute pression et basse température. Cette première phase tectonique est pénécontemporaine du plissement progressif reconnu dans la partie orientale du bassin des Volta. La seconde phase tectonique est essentiellement cassante et se matérialise par de grandes écailles subméridiennes et des plis  $P_2$  en chevrons, généralement localisés dans le Buem *s.s.*. Des fractures conjuguées (longitudinales, transversales et obliques) sont associées aux écaillages des deux phases tectoniques. D'une façon générale, l'intensité de la tectonique croît d'Ouest en Est et il est probable que l'ensemble du Buem soit décollé de son substratum. D'une façon plus générale, l'unité structurale du Buem se présente comme un méga-synclinorium à flanc oriental redressé et écaillé (fig. 140 et 202).

La succession lithostratigraphique du Buem est hypothétique sauf dans le Buem occidental de la région de Bassar au Nord-Togo. Les principales formations, définies dans cette zone-type, se rencontrent généralement dans presque toutes les autres régions (tabl. 46) :

A la partie inférieure, *la formation de l'Oualsion* est représentée par des shales et siltstones alors que la *formation de Dimouri* sus-jacente est formée de grès feldspathiques et grès-quartzites. Enfin, au Sud-Ghana, *les quartzites du Kwahu* semblent se situer sous la formation de l'Oualsion. Les formations de l'Oualsion et de Dimouri peuvent dès lors être corrélées avec le groupe du Mont Boumbouaka et la partie sommitale du groupe de la Fosse-aux-Lions. Elles correspondent donc à la moitié supérieure du supergroupe de Boumbouaka.

La formation de Bijomambé et ses équivalents au Ghana (Sandy mudstones, Kpandu Hill Series, etc.) sont constitués de diamictites auxquelles sont associés des brèches volcano-sédimentaires et des calcaires dolomitiques. La formation de Bitjabé et ses équivalents ghanéens (Shieni iron ore deposits et Hematitic cherty quartzites) ou septentrionaux (jaspes et silexites plus ou moins hématitiques et associés à des métavolcanites) sont représentés par des hématitites microconglomératiques à passées de silexites plus ou moins ferrugineuses. L'ensemble de ces deux formations peut être corrélé avec la triade du bassin de Taoudeni ou le groupe du Sud-Banboli du bassin des Volta. Quant au groupe de la Katcha, l'équivalent de l'épaisse formation de la Pendjari, il comprend des shales, des siltstones, des pélites et des grès, avec localement des passées de phospharénites et rarement de silexites. En outre, sa partie inférieure comporte des faciès volcaniques (Dayi Valley et Ataulo Valley Series au Ghana, ...) qui sont probablement à cheval sur ce groupe de la Katcha et l'équivalent de celui du Sud-Banboli.

Il est ainsi démontré que l'unité structurale du Buem est constituée par des équivalents latéraux, tectonisés et anchimétamorphiques, des formations du supergroupe de la Pendjari ou de l'Afram et des groupes moyen (partie supérieure) et supérieur du supergroupe de Boumbouaka. Presque partout, les équivalents des formations du supergroupe de la Pendjari représentent, au moins en surface, l'essentiel du Buem. A ces équivalents des formations du bassin des Volta sont associées, notamment à l'équivalent du groupe du Sud-Banboli, des serpentinites dérivant de plutonites basiques ou ultrabasiques et des métavolcanites variées, de type transitionnel entre les termes tholéiitiques et calco-alcalins. Ces métavolcanites, particulièrement abondantes au Nord-Bénin et au Sud-Ghana, présentent des caractéristiques de métavolcanites provenant d'un paléo-environnement de type plancher océanique.

Par ailleurs, l'unité structurale du Buem constitue l'une des principales sources du matériel détritique composant les formations du supergroupe de Tamalé du bassin des Volta. Elle confirme ainsi la nature molassique de ce supergroupe.

La reconstitution de l'évolution paléogéographique du groupe de la Katcha et de son équivalent du bassin des Volta (la formation de la Pendjari) reste délicate. Par contre, l'évolution latérale de la triade est frappante (fig. 203) : des faciès continentaux (comme la tillite *s.s.*) ou épicontinentaux passent vers l'Est à des faciès aquatiques, probablement marins. Des phospharénites, déposées au sommet des silexites sur la bordure occidentale, disparaissent vers l'intérieur du bassin où apparaissent des hématitites. Ceci suggère un bassin plus profond mais isolé de la circulation des eaux. On constate ainsi, d'Ouest en Est, que la tillite *s.s.* passe à une "tillite marine", tandis que les phospharénites disparaissent. Parallèlement, les silexites à lentilles manganésifères passent à des hématitites microconglomératiques et à lentilles de jaspes puis à des silexites et jaspes associés à des volcanites à dominante tholéiitique dont les caractéristiques suggèrent un paléoenvironnement de type plancher océanique. Le groupe de la Katcha et la formation de la Pendjari appartiendraient donc à une marge passive.

# **B** - L'unité structurale de l'Atacora et la frange occidentale des unités internes des Dahomeyides

L'unité structurale de l'Atacora forme une zone montagneuse NNE-SSW, rarement NE-SW, dont l'altitude peut atteindre 850 m et dont les parties septentrionale, centrale et méridionale sont respectivement dénommées Chaîne de l'Atacora, Monts Togo et Akwapim Range. Elle s'étend depuis le "W" du Niger jusqu'au Golfe de Guinée (pl. 4), avec une largeur de 10 à 65 km et une longueur d'environ 870 km. Elle chevauche l'unité structurale du Buem et supporte à son tour les nappes des unités internes de la chaîne des Dahomeyides.

# 1 - Caractéristiques lithostratigraphiques de l'unité structurale de l'Atacora. Ses relations avec les unités internes des Dahomeyides

L'unité structurale de l'Atacora est constituée par trois grands ensembles. D'une part les Quartzites de l'Atacora et les Schistes de l'Atacora, qui n'ont subi que les effets de la tectogenèse panafricaine, et d'autre part

le substratum polycyclique de l'Atacora, d'âge éburnéen mais remobilisé au Panafricain, qui se rattache aux unités internes des Dahomeyides.

Il n'est possible d'établir une lithostratigraphie des Quartzites de l'Atacora que dans la partie méridionale de l'unité structurale de l'Atacora (tabl. 59). Ils y représentent les équivalents tectonisés et métamorphiques du supergroupe de Boumbouaka du bassin des Volta. Il s'agit essentiellement de quartzites fins à grossiers, rarement conglomératiques, plus ou moins feldspathiques ou micacés, parfois ferrugineux ou argilo-ferrugineux, finement lités à massifs et présentant quelquefois des stratifications obliques et des ripple-marks. Très comparables à leurs équivalents du bassin, ils sont probablement déposés dans un paléo-environnement semblable, de type épicontinental, encore que pour certains auteurs il s'agirait d'un ensemble flyschoïde. En effet, en se fondant sur l'alternance des schistes et quartzites dans les"Quartzites de l'Atacora" et sur la fréquence des stratifications obliques et du granoclassement dans ces quartzites, Ilavsky (1972) les considère comme des flyschs. Ces quartzites, dont le contact avec les unités internes est en général tectonique, s'observent localement en discordance fondamentale sur le substratum de l'Atacora représenté par des unités métasédimentaires ou orthogneissiques, notamment aux environs de Tsito au Sud-Ghana (Adjei, 1968), d'Aléhéridé et de Défalé au Nord-Togo. Ils supportent les Schistes de l'Atacora par l'intermédiaire d'une discordance de ravinement pro parte glaciaire, remblayée par des métamixtites qui constituent la base de l'ensemble schisteux. Leur principale phase de métamorphisme (à faciès schiste vert) daterait de  $663 \pm 13$  Ma à  $656 \pm 14$  Ma (Breda, 1982), âge dont la fiabilité reste discutable.

Les schistes de l'Atacora se composent de quatre séquences distinctes (tabl. 59). Les deux séquences inférieures lenticulaires et constituées essentiellement par des métamixtites et des cipolins calcaro-dolomitiques. La séquence suivante est composée de métasilexites, d'itabirites et de schistes plus ou moins ferrugineux. Ces trois séquences représentent l'équivalent probable de la Triade ou groupe du Sud-Banboli. La séquence supérieure, essentiellement schisteuse, correspond à la formation de la Pendjari. Par endroits, ces schistes sont caractérisés par une sédimentation rythmique pénécontemporaine d'un paléovolcanisme tholéitique à tendance calco-alcaline, à affinité océanique, et comparable à celui du Buem. Localement, on y observe des métaphospharénites témoignant de paléo-environnements marins relativement peu profonds, matérialisant peut-être d'anciens horsts. Globalement, les Schistes de l'Atacora représentent les équivalents tectonisés et métamorphiques des formations du supergroupe de la Pendjari, avec en particulier des métavolcanites. On y observe un métamorphisme à faciès schiste vert et dont l'intensité croît d'Ouest en Est.

Les effets de la tectonique et du métamorphisme étant plus forts dans l'unité structurale de l'Atacora que dans le Buem, il nous semble hasardeux de tenter une comparaison détaillée des faciès ou des formations de ces deux unités, sauf dans la partie méridionale dénommée Akwapim Range. Nous pouvons donc retenir que l'unité structurale de l'Atacora est constituée par trois ensembles : Un substratum qui correspond au socle éburnéen remobilisé au Panafricain. Un ensemble inférieur, appelé "Quartzites de l'Atacora", qui présente des faciès distaux du supergroupe de Boumbouaka et montre par conséquent les caractéristiques paléogéographiques d'un bassin plus profond vers l'Est. L'ensemble supérieur, dénommé "Schistes de l'Atacora", correspond au supergroupe de la Pendjari. Son dépôt est pénécontemporain d'un volcanisme transitionnel comparable à celui du Buem et soulignant une fois de plus le développement d'une marge passive.

Le substratum de l'Atacora est très hétérogène et représenté par des roches cristallophylliennes, à faciès amphibolite à granulite, se rattachant aux unités internes des Dahomeyides. Il s'agit d'un socle polycyclique allochtone, formant des nappes ou semelles d'écailles dans lesquelles la couverture quartzitique repose en discordance fondamentale sur ce socle.

Ce socle peut être subdivisé en quatre grands ensembles :

1 - Un ensemble essentiellement métasédimentaire, composé de micaschistes et de quartzites micacés à disthène, associés à des marbres dolomitiques, des amphibolites et des gneiss. Le complexe du Mô et le

groupe de Dawa en sont des témoins. L'âge de cet ensemble est discuté : pour Breda (1982 et 1985), il s'agirait d'une couverture kibarienne dont le métamorphisme s'étagerait de 1195  $\pm$  33 Ma à 743  $\pm$  34 Ma. Nous le considérons comme du Birrimien ou / et du Tarkwaïen partiellement remobilisés au Panafricain, ce que supporte l'âge de 595  $\pm$  7 Ma du métamorphisme (Breda, 1982 et 1985).

- 2 Un ensemble gneissique acide, d'origine ortho, d'âge birrimien (2000  $\pm$  250 Ma), remobilisé au Panafricain (600  $\pm$  50 Ma; Affaton *et al.*, 1978; Caen-Vachette *et al.*, 1979). L'unité orthogneissique de Kara-Niamtougou en est un exemple.
- 3 Un ensemble migmatitique représenté par les unités migmatitiques d'Afem, de Kpédomé, d'Agramarou ou de Nikki (Affaton *et al.*, 1978 ; Caen-Vachette *et al.*, 1979). Ces unités indiquent souvent un âge birrimien  $(2000 \pm 250 \text{ Ma})$  et une remobilisation au Panafricain  $(600 \pm 50 \text{ Ma})$ .
- Ces trois premiers ensembles sont recoupés par les granitoïdes panafricains, dits "older granites" au Nigéria, dont l'âge s'échelonne entre 780  $\pm$  40 Ma et 446  $\pm$  30 Ma (Tougarinov *et al.*, 1968 ; Caen-Vachette, 1982 ; Rahaman, 1983).
- 4 Le quatrième ensemble est constitué par des *unités essentiellement granulitiques*, basiques à ultrabasiques, de types Kabié et Dérouvarou. Ces unités sont classiquement rangées dans le socle par les anciens auteurs mais leur mise en place se situerait entre 900 et 700 Ma et leur métamorphisme granulitique ou éclogitique daterait de  $616 \pm 7$  Ma à 510 Ma (Breda, 1982; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985). Ce chapelet de massifs basiques à ultrabasiques, jalonnant la suture des Dahomeyides, est interprété par Sagbohan (1972) comme un ensemble de diapirs d'origine mantellique. A titre d'hypothèse, nous considérons ces massifs comme des *vestiges du paléoocéan panafricain*, comme l'ont suggéré Péré et Colin (1972). Ils sont comparables et probablement pénécontemporains du Massif d'Amalaoulaou ( $810 \pm 50$  Ma à 730  $\pm 40$  Ma; de la Boisse, 1979) ou de l'assemblage de type arc intraocéanique ou zone d'accrétion du Tilemsi (726 Ma; Andreopoulos-Renaud, communication orale Caby *et al.*, 1981). On pourrait également les rapprocher des métadiorites datées de 696  $\pm 8$  Ma dans l'Adrar des Iforas (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1985).

L'identification de ce socle est aisée pour ce qui concerne les ensembles orthogneissique, migmatitique et granulitique. Par contre, les quartzites à disthène et micaschistes de l'ensemble métasédimentaire, lorsqu'ils viennent au contact de l'Atacora, sont bien difficiles à distinguer des quartzites et schistes atacoriens. Et ces deux ensembles ont bien souvent été confondus (Affaton, 1975 ; Breda, 1982). Nous proposons, à titre d'hypothèse, de considérer cet ensemble métasédimentaire comme une couverture d'âge probablement birrimien et / ou tarkwaïen, en discordance fondamentale sur un socle archéen (= libérien) dont témoigne l'ensemble migmatitique, remobilisé et dilacéré par les orogenèses éburnéenne et panafricaine.

### 2 - Caractéristiques structurales et métamorphiques de l'unité structurale de l'Atacora et des premières unités internes des Dahomeyides

L'unité structurale de l'Atacora et son substratum ont subi quatre phases tectoniques panafricaines :

- Une première phase développant des plis isoclinaux couchés  $P_1$ , centimétriques à décamétriques, d'axe NNE-SSW à rarement NE-SW, avec une schistosité de flux  $S_1$  subparallèle à la stratification So et une linéation minérale  $L_1$ . A ce plissement est associé un métamorphisme  $M_1$ , anchizonal à épizonal (à faciès schiste vert), rarement mésozonal, dont l'intensité croît d'Ouest en Est. Le plissement  $P_1$  est surimposé aux déformations  $P_n$ , à la schistosité  $S_n$  et au polymétamorphisme  $M_n$  du substratum polycyclique de l'Atacora. Il y induit une rétromorphose généralement épizonale. Cette première phase tectonique se serait achevée par un important système d'écailles chevauchantes, l'individualisation de l'unité structurale de l'Atacora et la mise en place des nappes de charriage des unités internes des Dahomeyides.
- Les plis P<sub>2</sub> de la seconde phase sont centimétriques à kilométriques, généralement déversés vers l'Ouest ou rarement vers l'Est, et d'axe NNE-SSW à NE-SW. Ils développent une schistosité de fracture ou de crénulation S<sub>2</sub>, passant progressivement vers l'Est à une schistosité de flux, et des cannelures L<sub>2</sub>. A cette phase sont associés un métamorphisme (ou une rétromorphose) anchizonal à épizonal M<sub>2</sub>, et un système de fractures conjuguées, longitudinales, transversales et obliques. Cette seconde phase conduit finalement à la reprise et à

l'exagération des contacts tangentiels de la première phase tectonique, notamment au front des nappes des unités internes des Dahomeyides.

- Le plissement  $P_3$  développe des anticlinoriums et synclinoriums cylindriques à coniques, droits ou légèrement déversés vers l'Ouest et d'axe  $b_3$  subparallèle aux axes  $b_1$  et  $b_2$ . Toutes les structures antérieures, notamment les nappes, ont été replissées au cours de cette troisième phase tectonique.
- De grands plis P<sub>4</sub> d'axe NNE-SSW à NE-SW, spectaculaires sur la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacora et dans les unités internes des Dahomeyides, sont associés à la quatrième phase tectonique. Tous les éléments structuraux antérieurs y ont subi une torsion.

Ainsi, l'orogenèse panafricaine est matérialisée dans l'unité structurale de l'Atacora par quatre phases tectoniques subméridiennes, d'importance inégale mais pratiquement coaxiales, et un ou deux épisodes métamorphiques, anchizonaux à mésozonaux, dont l'intensité croît d'Ouest en Est. Ces phases tectonométamorphiques se retrouvent dans les unités internes des Dahomeyides. Elles s'y sont superposées aux événements tectono-métamorphiques d'âge probablement éburnéen.

#### 3 - Relations entre les unités structurales de l'Atacora et du Buem

L'unité structurale de l'Atacora chevauche celle du Buem. Ce chevauchement apparaît nettement quand les quartzites de l'Atacora se trouvent en contact du Buem. Il est par contre masqué lorsque ce sont les schistes de l'Atacora qui viennent à son contact. La semelle de ce chevauchement est constituée par des brèches et mylonites de quartzites et de schistes et des *serpentinites*, le tout généralement riche en filonnets et veinules de quartz boudinés. Cette semelle présente un pendage relativement fort (50° à 70°E) et s'accompagne de troncatures basale et sommitale des structures de l'Atacora et du Buem.

Sur le plan lithostratigraphique, l'unité structurale du Buem peut être considérée comme un équivalent latéral partiel de celle de l'Atacora (tabl. 59). L'Atacora et le Buem sont tous deux des équivalents tectonisés et métamorphiques des supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari. Si dans le Buem le second est très largement dominant, dans l'Atacora le premier, à dominante quartzitique, est bien représenté et associé à du socle polycyclique allochtone.

Les caractéristiques des deux phases tectoniques définies dans l'unité structurale du Buem sont peu comparables à celles des deux premières phases tectoniques décrites dans l'unité structurale de l'Atacora. Par exemple, aux plis isoclinaux  $P_1$ , à la schistosité de flux  $S_1$ , et au métamorphisme anchizonal à épizonal  $M_1$  de l'Atacora correspondent des plis  $P_1$  droits ou déversés, une schistosité  $S_1$ , généralement de fracture et très localement de flux, et un métamorphisme  $M_1$  anchizonal ou de très bas degré dans le Buem. Les phases tectoniques  $P_3$  et  $P_4$  et le métamorphisme anchizonal  $M_2$  sont caractéristiques de l'Atacora et inexistants dans le Buem. Les âges radiométriques actuellement attribués à  $M_1$  dans les unités structurales de l'Atacora et du Buem [respectivement  $663 \pm 13$  Ma à  $656 \pm 14$  Ma (?) et  $512 \pm 20$  Ma (Breda, 1982 ; Jones, 1979)] indiqueraient le caractère probablement hétérochrone de cette première phase métamorphique et, par conséquent, de la première phase tectonique panafricaine.

Enfin, remarquons que la partie méridionale de l'unité structurale de l'Atacora, équivalent latéral tectonisé et métamorphique du Kwahu Plateau et du supergroupe de l'Afram, est charriée directement sur le bassin des Volta et sur le socle éburnéen. Le Buem disparaît sous ce charriage. Par ailleurs, l'unité structurale de l'Atacora et les unités internes des Dahomeyides représentent, avec le Buem, les principales sources du matériel détritique constituant le supergroupe de Tamalé du bassin des Volta. Ce supergroupe leur est donc postérieur et ne représente donc que la molasse des Dahomeyides.

# III - ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU BASSIN DES VOLTA. INFLUENCE DE LA TECTOGENÈSE PANAFRICAINE

"Let those whom this picture does not satisfy paint their own ; from the confrontation and resulting search for more facts a better hypothesis than the present one may evolve ..." J. Rodgers (1972)

La reconstitution de l'architecture du bassin des Volta et des unités externes de la chaîne des Dahomeyides montre que ce bassin des Volta correspond à un bassin composite dont l'évolution pourrait se décomposer en trois étapes principales :

- Constitution d'une marge passive, faiblement alimentée en matériaux, sur la bordure occidentale d'un océan panafricain. C'est au cours de cet épisode que se sont déposés les supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari.
- Collision de cette marge passive avec la plaque bénino-nigériane ou centrafricaine et genèse des Dahomeyides. Au cours de cette collision, la partie distale de la marge passive voltaïenne est plissée, écaillée et partiellement renversée. L'ensemble acquiert finalement une structure synclinoriale.
- Formation d'un bassin molassique au pied de la chaîne des Dahomeyides, bassin dont le dépocentre migre progressivement vers l'Ouest à mesure que l'orogène s'édifie. Ce bassin est comblé par le supergroupe de Tamalé en discordance progressive sur le supergroupe de la Pendjari.

# A - Genèse et évolution de la marge passive voltaïenne

### 1 - Genèse du bassin voltaïen sur la marge orientale du craton ouest-africain

Les formations les plus vieilles actuellement connues dans le bassin des Volta sont représentées par le groupe de Dapaong. Elles sont constituées par des sédiments déposés dans un environnement continental à marin épicontinental. Elles ne sont pratiquement représentées qu'au Sud du 11e parallèle. A son origine, le bassin des Volta correspondait à une vaste dépression cratonique (fig. 204 A). A cette époque (comprise entre 1650 et 1000 Ma), la dorsale de Léo-Man ne présentait probablement pas d'importants reliefs pourvoyeurs de sédiments immatures. Elle se comporterait déjà comme une vaste pénéplaine supportant un paléosol assez évolué et fournissant un matériel détritique fin à la synéclise voltaïenne dans sa phase initiale. Le caractère saccadé ou hésitant de la subsidence au cours du dépôt du groupe de Dapaong, ajouté à la présence de grandes fractures intéressant ce groupe, démontre que l'individualisation de la synéclise des Volta est contemporaine d'une phase d'extension modérée, c'est-à-dire des premières manifestations d'une taphrogenèse.

Le groupe de la Fosse-aux-Lions est constitué par des sédiments souvent fins, immatures et transgressifs, déposés sous des conditions franchement subsidentes dans un environnement marin, probablement plus profond que celui du groupe de Dapaong. A cette époque (~1000 Ma), les dimensions de la synéclise voltaïenne restent relativement modestes, même s'il existe des équivalents latéraux de ce groupe dans les unités structurales du Buem et de l'Atacora. Ces observations suggèrent que l'extension crustale s'est accentuée après le dépôt du groupe de Dapaong et au cours de celui du groupe de la Fosse-aux-Lions. L'amincissement lithosphérique est donc devenu de plus en plus important et cette étape d'évolution pourrait correspondre à la *"phase extensive cassante ou phase initiale de rupture cratonique"* de Reyre (1984).

Le groupe du Mont Boumbouaka se compose de faciès de démolition ou de comblement, plus ou moins matures, étalés dans un environnement marin bien au-delà du 12e parallèle. Ses équivalents latéraux sont largement représentés dans le Buem et l'Atacora. C'est donc probablement à cette époque que la synéclise voltaïenne présentait ses plus grandes dimensions. Une telle extension correspondrait à la phase majeure d'extension lithosphérique régionale : la taphrogenèse atteindrait son paroxysme et conduirait à la naissance d'un fossé d'effondrement, associé à des failles longitudinales subméridiennes, et à un important magmatisme basique. L'évolution d'un tel fossé d'effondrement conduirait au *"découplage" des blocs cratoniques* et à la naissance d'un proto-océan panafricain (fig. 204 B). Ainsi, le méga-craton éburnéen serait éclaté en un *craton ouest-africain et une plaque bénino-nigériane*, probablement amincie et intensément fracturée. Le craton ouest-africain porte, sur sa portion sud-orientale, la *proto-marge passive voltaïenne*. A cette étape, la croûte lithosphérique sous-jacente à cette proto-marge passive serait très amincie et truffée d'injections basiques. Elle correspondrait donc à la définition d'une *croûte intermédiaire ou transitionnelle*, ce qui expliquerait en partie les anomalies gravimétriques ou magnétiques signalées dans le substratum de l'actuel bassin des Volta.

Dans sa totalité, le supergroupe de Boumbouaka se compose de faciès essentiellement détritiques, continentaux à marins épicontinentaux. Cette méga-séquence s'épaissit légèrement d'Ouest en Est et comble, en trois étapes principales, une vaste synéclise voltaïenne dont le dépocentre serait situé bien à l'Est du bassin actuel des Volta (qui n'en représenterait qu'une petite portion conservée en bordure du craton stable). L'épaisseur de ce supergroupe (500 à 2000 m) suggère que cette synéclise était relativement peu subsidente. Les rares données géophysiques en notre possession (fig. 101 à 107) démontrent la présence des failles normales intéressant le supergroupe de Boumbouaka et son substratum. Ces failles définissent des horsts et grabens qui sont en fait les témoins de l'importante taphrogenèse dont résulte la synéclise voltaïenne. C'est peut-être à cette taphrogenèse que nous devons la plupart des dépressions et des aspérités décelées à la surface du substratum du bassin des Volta et que reflètent grossièrement les figures 101 et 102. Ces données géophysiques attestent par ailleurs la présence d'injections magmatiques basiques dans ce substratum, à l'interface socle-couverture ou même dans le supergroupe inférieur. L'importance probable de telles injections dans le substrtaum lui confererait le statut d'une croûte lithosphérique, transitionnelle ou intermédiaire, probablement amincie. D'après les modèles d'édification d'une marge passive exposés par Bally (1980), Dickinson (1981) et Reyre (1984), c'est à la fin du dépôt d'une séquence comparable au supergroupe de Boumbouaka que se situe la rupture complète de plaques cratoniques, le long d'une jointure de divergence, et que naît une vraie croûte océanique. Nous admettons ce découplage des blocs cratoniques avant le dépôt du supergroupe de la Pendjari, bien qu'aucune donnée de terrain n'atteste encore de la réalité de ce proto-océan panafricain.

#### 2 - Développement de la marge passive voltaïenne

Le supergroupe de la Pendjari (ou de l'Afram) se trouve en discordance de ravinement pro parte glaciaire sur le supergroupe de Boumbouaka. Il est essentiellement constitué par des faciès marins immatures, massifs ou à très fins rythmes, résultant d'une subsidence relativement importante. Son épaisseur (1500 à 4000 m) croît d'Ouest en Est, obéissant ainsi à la même polarité de sédimentation que le supergroupe précédent. La relative importance de la subsidence au cours de son dépôt serait en partie due à la flexure de la croûte lithosphérique transitionnelle à la marge du craton ouest-africain. Cette flexure serait facilitée par des fractures plus ou moins profondes et le rejeu des fractures antérieures. Ces nouvelles fractures sont probablement à l'origine du magmatisme de type transitionnel entre les termes tholéittiques et calco-alcalins dont des reliques sont connues dans le bassin des Volta (faciès tufacés ou grauwackeux) et dans les unités structurales du Buem et de l'Atacora (p. 172 à 176 et 218). Les roches phosphatées ou manganésifères de la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari, localisées le plus souvent dans les zones les moins profondes, sont plus ou moins synchrones et peutêtre liées à ce volcanisme, sans que l'on connaisse la nature de ce lien. Rappelons que les métavolcanites signalées dans le Buem et l'Atacora n'appartiendraient pas à un complexe ophiolitique comme cela avait été proposé (Burke et Dewey, 1972). Ce sont des intercalations magmatiques dans un équivalent distal du supergroupe de la Pendjari. Elles sont probablement pénécontemporaines du développement du paléo-océan panafricain, suggérant un paléo-environnement de type plancher océanique dans un contexte de marge passive.

La période de sédimentation du supergroupe de la Pendjari (700-600 Ma ?) correspondrait donc au *stade margino-océanique* dans l'évolution du bassin des Volta, c'est-à-dire au stade de la constitution tranquille d'un prisme sédimentaire en bordure d'océan (fig. 204 C).

En résumé retenons que, depuis le dépôt des premiers horizons du groupe de Dapaong jusqu'à la fin de celui du supergroupe de la Pendjari, la marge orientale du craton ouest-africain a enregistré les différentes étapes de la genèse et de l'évolution d'un paléo-océan et notamment celles de l'édification d'un prisme sédimentaire, relativement maigre du fait d'un faible taux de subsidence. Ainsi, à la fin du dépôt du supergroupe de la Pendjari, le bassin des Volta correspondrait à une marge passive en bordure d'un paléo-océan dont nous ne possédons que de rares traces dans la région étudiée : d'une part, des intercalations volcaniques de type transitionnel et à caractéristiques de plancher océanique dans un contexte de marge passive ; et d'autre part, une zone de suture suggérant la disparition d'un paléo-océan au cours de la subduction ayant précédé la collision panafricaine. Les roches ultrabasiques connues dans les unités externes des Dahomeyides témoigneraient également de l'existence d'un plancher océanique lors de leur mise en place.

Dans les marges passives en général, une phase de quiescence relative s'établit après le découplage des plaques lithosphériques (Dickinson, 1981 ; Reyre, 1984). Elle permet une pédiplanation générale et un cycle évaporitique avant le dépôt de la séquence supérieure du prisme sédimentaire. Dans ces conditions, on s'attendrait à trouver des évaporites entre les supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari. Or, dans l'évolution de la marge passive voltaïenne, on remarquera l'absence de cet épisode évaporitique. La barytine, présente dans les carbonates de la triade, est connue dans tout le bassin de Taoudeni. Elle n'est pas l'indice d'un milieu confiné mais serait plutôt associée à des apports volcaniques fins. Par ailleurs, les saumures de Daboya semblent en étroite liaison avec des carbonates de la triade. Relativement peu subsidente au cours du dépôt du supergroupe inférieur, la proto-marge passive voltaïenne serait un environnement non-confiné, bien différent de la Mer Rouge, ce qui expliquerait l'absence d'une séquence évaporitique. Tout comme la glaciation du Protérozoïque terminal, l'absence des évaporites serait alors l'une des caractéristiques de la marge passive voltaïenne.

A ce stade, le bassin des Volta peut être considéré comme une marge passive atypique : ll est constitué par un prisme sédimentaire peu épais (2 à 6 km), dénotant un faible taux de subsidence, et composé de deux séquences principales séparées par un épisode glaciaire. Il renferme des volcanites transitionnelles suggérant une sédimentation sur une marge passive, au voisinage d'un paléo-environnement de type plancher océanique. L'absence des évaporites y est remarquable.

# B - Participation de la partie orientale de la marge passive voltaïenne à l'édification des Dahomeyides externes

Dans les Dahomeyides, rien ne permet encore de reconstituer la géométrie de l'océan panafricain. Par contre, sa durée de vie peut être évaluée à au moins 60 Ma, voire 100 Ma [intervalle de temps qui sépare le début de la sédimentation du supergroupe de la Pendjari (660 Ma pour la base de la formation de la Pendjari) et la tectonique panafricaine (600 Ma)].

La disparition de la croûte océanique se fait par subduction sous la marge de la plaque bénino-nigériane puis par collision. Celle-ci est responsable de la tectonisation de la bordure orientale du craton ouest-africain. La marge passive voltaïenne se trouve ainsi plissée en un "synclinorium renversé", dont le flanc oriental est écaillé (fig. 202 et 204 D) :

Dans les équivalents les plus orientaux des supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari, cette première étape de collision provoque un intense plissement isoclinal  $P_1$ . Ce plissement à vergence ouest, d'axe NNE-SSW à NE-SW et à schistosité de flux, intéresse notamment l'unité structurale de l'Atacora. A ce plissement est associé un métamorphisme à faciès schiste vert dont l'intensité décroît vers l'Ouest. Ce plissement et ce

métamorphisme intéressent aussi les unités internes des Dahomeyides. La phase tectonique  $P_1$  s'atténuerait progressivement vers l'Ouest et irait finalement mourir dans la partie orientale du bassin actuel des Volta, après avoir structuré l'unité du Buem et la bordure tectonique de ce bassin. L'anchimétamorphisme et la schistosité de fracture reconnus dans le Buem seraient liés à cette phase, ainsi que le rejeu probable de toutes les grandes fractures antérieures. La mise en place des nappes de charriage des unités internes et l'écaillage chevauchant caractéristique des unités externes sont également dûs à cette phase tectonique. La *première étape de collision* a donc mis en place les Dahomeyides, même si celles-ci n'y ont pas acquis toutes leurs caractéristiques.

La seconde étape de collision, que l'on pourrait attribuer à la mise en contact du bloc bénino-nigérian avec le craton ouest-africain par suite de la reprise des contraintes tectoniques, est à l'origine de la phase tectonique P<sub>2</sub>. Celle-ci est caractérisée par des plis P<sub>2</sub> généralement déversés vers l'Ouest, d'axes également NNE-SSW à NE-SW, à flancs occidentaux souvent laminés et à schistosité de fracture ou rarement de flux ; par des fractures longitudinales, transversales et obliques ; et par le rejeu des contacts tangentiels antérieurs.

Les plis P<sub>2</sub> sont discrets et même absents par endroits au sein de l'unité structurale du Buem. Leur intensité décroîtrait donc régulièrement vers l'Ouest et s'annulerait dans la zone du Buem.

Les phases tectoniques  $P_1$  et  $P_2$ , à vergence ouest, résultent donc de la collision et sont datées d'environ 600 Ma. Elles sont à l'origine d'un fort serrage ayant entraîné d'importants mouvements tangentiels. A ces phases tectoniques sont également associées les phases métamorphiques  $M_1$  et  $M_2$ . Les plissements  $P_3$  et  $P_4$  à grand rayon de courbure, ont finalement achevé la structuration des Dahomeyides. Ces déformations  $P_3$  et  $P_4$  peuvent être considérées comme des phases fini- à post-collisionnelles. Elles induisent des serrages plus restreints. Toutes ces quatre phases tectoniques sont pratiquement coaxiales et sont probablement dues à la même tectogenèse panafricaine. Elles résulteraient des contraintes principales dont la direction a peu varié dans le temps.

### C - Mise en place de la partie supérieure molassique du bassin des Volta

Les différentes phases de déformation dues à l'orogenèse panafricaine conduisent finalement à la mise en place des différentes unités structurales des Dahomeyides à l'Est de ce qui reste de la marge passive voltaïenne, c'est-à-dire les parties inférieure et moyenne du bassin des Volta constitué par les deux supergroupes inférieurs.

Ainsi, au cours des deux premières phases tectoniques panafricaines, le "bassin inférieur des Volta" correspondait à une vaste dépression au pied des jeunes montagnes des Dahomeyides. Les chevauchements et charriages sont à l'origine d'une surcharge tectonique responsable d'une nouvelle flexure de ce bassin et y créant les conditions optimales d'appel de sédiments. Une première phase d'intense érosion de ces montagnes jeunes fournit la majeure partie des matériaux détritiques, déposés en discordance angulaire et de ravinement sur le supergroupe de la Pendjari (pl. 4 et fig. 109). Ces matériaux constituent le groupe de Yendi qui présente sa plus grande épaisseur dans la partie orientale, avec un dépocentre localisé au voisinage du méridien de Salaga (0°30'W).

Une seconde phase d'intense érosion des Dahomeyides intervient après la glaciation qui souligne la base du groupe de Kébia dont le dépocentre est déporté vers l'Ouest et se situe au voisinage de la droite passant par Kumbungou et Barache.

Ces deux importantes phases d'érosion de la chaîne des Dahomeyides ont repris une partie des matériaux de la marge passive voltaïenne impliqués dans l'orogène panafricain pour édifier, en discordance progressive grâce à la migration des dépocentres d'Est en Ouest, la partie supérieure du bassin des Volta. Cette dernière présente les caractéristiques d'un bassin péricratonique d'avant-pays, avec une structure emboîtée. Son extension actuelle, relativement restreinte à la partie méridionale de la région étudiée, résulte de l'importance de l'érosion subie depuis sa constitution en tant qu'unité structurale distincte. La tectogenèse panafricaine joue donc un rôle dans l'histoire du bassin actuel des Volta. Il s'agit en effet d'un bassin composite comprenant un "bassin inférieur", qui correspond à la portion occidentale de la marge passive voltaïenne anté-panafricaine, et un "bassin supérieur" constitué par les produits de démolition de la chaîne des Dahomeyides.

# IV - ÉVOLUTION DE LA PLAQUE CHEVAUCHANTE BÉNINO-NIGÉRIANE

Dans les pages qui précèdent, rien n'est dit sur l'évolution de la proto-marge passive édifiée sur la bordure occidentale de la plaque bénino-nigériane (fig. 204). En réalité nous n'en savons pratiquement rien. En effet, au Togo et Bénin, aucun des ensembles lithologiques localisés à l'Est de la zone de suture ne peut être rapproché avec certitude des unités supracrustales définies à l'Ouest de cette zone (Affaton *et al.*, 1978). Tout se passe comme si de tels équivalents orientaux avaient été érodés entièrement, lors du soulèvement épirogénique de la plaque bénino-nigériane (Lesquer *et al.*, 1984), ou n'avaient jamais été déposés. Cette seconde hypothèse est peu vraisemblable. Dans l'unité structurale de l'Atacora, le supergroupe inférieur, s'il montre des faciès grossiers pouvant annoncer la proximité d'un rivage oriental, ne représente pas un faciès de bordure de bassin. Ce dernier s'étendait vers l'Est. Il en va de même pour le supergroupe moyen qui s'est nécessairement déposé sur les deux marges de l'océan panafricain. On peut donc affirmer que la zone de suture des Dahomeyides ne représente pas la limite originelle du bassin des Volta (parties inférieure et moyenne). Celui-ci s'étendait vers l'Est, sur l'actuelle plaque bénino-nigériane.

Tentons de préciser l'ampleur de cette extension. Pour le supergroupe inférieur, certaines lithologies dans l'unité structurale de l'Atacora suggèrent, comme nous venons de le rappeler, que l'extension du bassin vers l'Est était réduite. Il en irait de même pour le supergroupe moyen déposé sur la bordure occidentale de la plaque bénino-nigériane. Une façon de tester la validité de ces conclusions consiste à voir de plus près si certains métasédiments de la plaque orientale ne pourraient pas représenter des équivalents des supergroupes du bassin des Volta.

Les "Schist Belts" du Nigéria (tabl. 60 ; fig. 205) et leurs probables équivalents au Cameroun, comme le groupe de Poli (Koch, 1959 ; Le Fur, 1971 ; Dumont, 1984 ; Ngako, 1985) sont potentiellement de possibles équivalents. Au Nigéria, les "Schist Belts" ont fait l'objet d'interprétations contradictoires. Trois ensembles sédimentaires y ont été classiquement reconnus : un ensemble inférieur souvent rattaché au Kibarien ; un ensemble moyen, discordant, parfois corrélé avec les faciès constituant les unités structurales du Buem et de l'Atacora ; et un ensemble supérieur, volcano-détritique, rapproché du supergroupe molassique de Tamalé. Les deux premiers ensembles sont intensément plissés et le plus souvent métamorphisés dans le faciès schiste vert. L'ensemble supérieur est modérément ondulé et dépourvu de toute trace de métamorphisme. Les études récentes, tant structurales que géochronologiques, confirment le bien fondé du rapprochement entre l'ensemble supérieur et la molasse du bassin des Volta. Certains chercheurs considèrent même que ce sont ces trois ensembles qui pourraient représenter la molasse panafricaine. Par contre, la réalité d'une sédimentation kibarienne est de plus en plus mise en doute, notamment par des études radiométriques réalisées tant au Nigéria qu'au Hoggar (Bertrand *et al.*, 1986).

Ces "Schist Belts", assez souvent délimités par des faciès mylonitiques, ont une structure en grabens développés dans un contexte sialique (Hubbard, 1975 ; Holt *et al.*, 1978 ; Bessoles et Trompette, 1980 ; Turner, 1983). Ils ne représentent donc pas des témoins orientaux de l'extension du bassin des Volta, montrant d'ailleurs des lithostratigraphies fort différentes de celle de ce bassin. Il semble que l'on peut y distinguer deux types de grabens. Le premier type est comblé par des équivalents du supergroupe molassique de Tamalé. Il est bien

PLAQUE BENINO-NIGERIANE								BASSIN DES VOLTA BUEM			BUEM	"ATACORA"		
BASEMENT COMPLEX DU NIGERIA								RESULTATS DE LA PRESENTE ETUDE (BENIN, TOGO, GHANA)						
Molasse ( ≖ Post- Panafricain )	Roches sédimentalres et Roches volcaniques (non métamorphiques) datées de 516 ± 20 Ma à 485 ± 50 Ma ( Mc Curry, 1976 ; Ogezi , 1977) DISCORDANCE ANGULAIRE Métapélites, Méta-arénites, Métavolcanites							s '	upergro le Tama	oupe ale	Groupe du Kébia pisc. RAV pro parte Gr. de Yendi	?	Groupe de Logozohoue ou Lanta (Bénin) (483±4 à 451±3Ma, d'après Breda, 1985)	
Panafricain (1100-550Ma)	ଳି Métapélites, Métaconglomérats, Marbres, Métavolcanites, Méta-arénites				métasédin		Superground de la		CORD	ANCE ANGULAIR Formation de la Pendjari	E OU FONDAMENT Groupe de la Katcha	Les Schistes		
	44 à 48		. DIS	NSCORDANCE FONDAMENTALE 이 8 전 고			3		Pendja	ari	Groupe du Sud-Banboll	Form. Biljabé Form. Bijomambé	l'Atacora	
KIBARIEN 30-1200 Ma)	ins (904 ±		Fac	Faciàs variés de Migmatites, Gneiss,				anatricains	ədin	Groupe du Mont- Boumbouaka		VINEMENT PRO P Formalion de Dimouri	Les Quartzlies	
	s panatrica	(ibariens (?)	Quartzites, Métacongie Itabirites,	Schistes, Métagrauwackes, mérats, Métavolcanites, Métamixtites		Panafric	toīdes p	Supergrou	Boumbou	Groupe de la Fosse-aux-Llons	Formation de l'Oualsion	. de <sup>'</sup>		
(18	Granitoïdes										Groupe de Dapaong	??	l'Atacora	
	l	iss l		DISCO	RDANCE FONDAMENTALE	1		-		2	DISCO	RDANCE FONDAM	IENTALE	
Ma)	nites	Orthogne	Faciès variés de Gneiss, Amphibolites, E Migmatites, Micaschistes, Granulites, Quartzites, Marbres		e vertée de Cooles Amobile	L C			2	DISCOR	DANCE DE RA	VINEMENT		
URNEEN 1800	der Gra				Ebumée		uméens	plexe o	Quar	tzites micacés à	disthène			
EB [2300	Ģ		ébui						<del>ç</del> e	Б О	Gnel	ss et amphibolites	s varlés	
	DISCORDANCE FONDAMENTALE							$\mathbf{I}$	neiss		DISCO	ORDANCE FONDA	MENTALE	
LIBERIEN > 2300 Ma	Image: Section of the section of t					Libérien		Orthog	Orthogneis: Itbériens	Migmat varlės	ites et g∩eiss n et quartzites	nigmailtiques		

Tableau 60 : Lithostratigraphie du "Basement Complex" du Nigeria d'après nos travaux de terrain et les principaux documents intéressant notamment les Schist Belts (McCurry, 1976 ; Rahaman, 1976 ; Ogezi, 1977 ; Ajibade, 1980 ; Bessoles et Trompette, 1980 ; Caen-Vachette, 1982 ; Egbuniwe, 1982 ; Holt, 1982, Rahaman, 1983 ; Turner, 1983 ; Ajibade *et al.*, 1985). Comparaison avec les résultats de la présente étude.

250

.

représenté au Bénin (Dion, 1968; Fonseca et Kusnir, 1973; Boussari, 1975; Breda, 1982 et 1985; Alidou, 1983), au Nigéria (Holt, 1982) et au Cameroun (Béa, 1984 et 1985). Cette molasse est généralement constituée de roches détritiques associées à des volcanites, le plus souvent acides et d'âge paléozoique inférieur à rarement moyen. Dans le second type de graben, illustré notamment par les "Schist Belts" du NW-Nigéria, seule la partie supérieure du remplissage représenterait la molasse panafricaine. Le reste serait l'équivalent des supergroupes inférieur et moyen du bassin des Volta. Ce second type de graben serait donc contemporain de l'extension crustale responsable de l'individualisation du bassin des Volta. Le remplissage des grabens de cette génération est donc en gros contemporain du dépôt des supergroupes inférieur et moyen du bassin des Volta. Par conséquent, le "socle" polycyclique du Nigéria, Cameroun et Centrafrique ne peut être considéré comme représentant les racines, ou l'infrastructure, d'un énorme édifice tectonique. Au contraire, il faut se représenter ce socle comme un continent bordant le bassin des Volta et abritant quelques dépressions, le plus souvent des grabens, où se déposait une séquence panafricaine. Au cours de l'Orogenèse panafricaine, ce socle est affecté par un métamorphisme épizonal à mésozonal et une intense migmatisation, puis découpé en grands panneaux N-S à NE-SW par de grands décrochements tardi-panafricains, bien étudiés au Hoggar. Par ailleurs, cette plaque est recoupée par des plutonites variées, calco-alcalines à alcalines, dont l'âge varie de 904 ± 44 à 485 Ma : il s'agit des fameux "Older Granites" (Caen-Vachette, 1982; Rahaman, 1983), à caractéristiques de plutons syn-à post-tectoniques. Leur origine est probablement liée à la subduction panafricaine ou à la réactivation des zones de cisaillement lithosphérique.

Finalement, nous pouvons retenir que le magmatisme panafricain s'est poursuivi bien après la collision, dans la plaque bénino-nigériane remobilisée où les "Schist Belts" ont enregistré les différentes phases de la tectogenèse panafricaine. Il est donc probable que la plupart des "Schist Belts" soient plissés et métamorphisés seulement au cours de l'orogenèse panafricaine. Ces "Schist Belts" résulteraient des sédiments et volcanites déposés dans une vaste zone de taphrogenèse n'ayant pas abouti au découplage des blocs cratoniques ou à la genèse d'une véritable croûte océanique. La genèse et le développement d'une telle zone seraient pénécontemporains de ceux de la marge passive voltaïenne. C'est également dans des anciens grabens que se rencontrent des reliques de la molasse post- panafricaine et des volcanites associées. En un mot, la géologie de la plaque bénino-nigériane remobilisée et de ses couvertures paraît complexe et reste en grande partie à déchiffrer.

# V - LE DEVENIR DE LA MARGE PASSIVE VOLTAIENNE LE LONG DE LA BORDURE ORIENTALE DU CRATON OUEST-AFRICAIN AU-DELA DES DAHOMEYIDES

# A - Le prolongement au Gourma

Dans le Gourma (fig. 206), on retrouve les équivalents des deux grands ensembles structuraux que nous venons d'étudier. Il s'agit :

- de la bordure sud-orientale du bassin de Taoudeni qui est en grande partie occupée par un aulacogène orienté WSW-ENE (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978 ; Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine, 1983), le long du grand linéament Adrar-Guinée de Bayer et Lesquer (1978) et de Simon *et al.* (1982) ;
- et d'un édifice constitué par un empilement de nappes dites externes.

### 1 - L'aulacogène du Gourma

La coupe schématique des formations du Gourma (fig. 207) permet de souligner deux points : la présence probable d'un remplissage basal, détritique et grossier, inconnu à l'affleurement ; et l'épaississement des séquences sédimentaires vers le NNE, jusqu'à un total de plus de 9 km selon Reichelt (1972) et Black *et al.* (1979). Par ailleurs, cette coupe pose deux questions :

- L'évolution mentionnée ci-dessus est-elle entièrement commandée par l'aulacogène ?

En fait, une partie de l'épaississement des séquences moyenne et supérieure pourrait traduire un enfoncement du bassin vers le NE, en direction de la chaîne. Cette évolution refléterait les influences jointes de l'aulacogène du Gourma et de la marge passive bordant le craton ouest-africain.

Quel est l'âge des séquences concernées ?

On les attribue généralement au supergroupe 1 (Simon *et al.*, 1979), par référence à la lithostratigraphie du bassin de Taoudeni (fig. 208) ; Trompette, 1973 ; Bronner *et al.*, 1980). En effet, on considère souvent les grès de Bandiagara comme un équivalent des formations glaciaires de la base du supergroupe 2 du bassin de Taoudeni dont l'âge est en gros voisin de 650 Ma (Vendien). Si l'on accepte cette corrélation, l'aulacogène du Gourma et la marge passive associée se seraient individualisés plus tôt que la marge passive voltaïenne, autour de 850 à 800 Ma selon Caby et *al.* (1981 et 1982) et Lesquer *et al.* (1984).

Une autre interprétation est possible. Si, au lieu de se référer à la stratigraphie du bassin de Taoudeni, on tente de s'appuyer sur celle du bassin des Volta, les grès de Bandiagara (continentaux et discordants sur l'ensemble des séquences sous-jacentes) pourraient être rapprochés du supergroupe de Tamalé. Les formations sous-jacentes appartiendraient alors aussi bien au supergroupe 1 que 2, comme l'avaient implicitement suggéré Zimmermann et Vernhes (1961). Le modèle d'évolution de la marge passive voltaïenne resterait donc applicable au Gourma. Toutefois, ils est possible que vers le Nord l'océan panafricain ait pu s'ouvrir plus tôt que dans le bassin des Volta.

### 2 - Les nappes externes

Caby (1979) et Sacko (1985) distinguent deux types de nappes externes dans le Gourma (fig. 207) : celles dont le matériel est parautochtone et qui sont parfois dénommées "nappes de Labezenga", du nom d'un village situé non loin de la frontière Niger / Burkina Faso ; et celles dont le matériel schisteux est franchement allochtone.

Les nappes parautochtones sont constituées de grès-quartzites calcareux, de dolomies et de jaspes ou silexites. Cette lithologie se retrouve dans le bassin voisin. Ces nappes dessinent de grands plis couchés. Le métamorphisme y reste très faible. Leur extension est comprise entre 10 et 20 km.

Les nappes schisteuses, franchement allochtones, présentent une intense schistosité de flux subhorizontale. Le métamorphisme y est épizonal, avec une rétromorphose de biotite en chlorite. Ces nappes schisteuses occupent une superficie beaucoup plus importante que les précédentes. Leur patrie est interne mais leur origine reste inconnue.

Contrairement aux unités externes de la chaîne des Dahomeyides (unités subautochtones dans lesquelles l'on peut identifier des équivalents tectonisés et métamorphisés des formations du bassin voisin), les nappes externes du Gourma seraient donc essentiellement allochtones et constituées de matériaux dont l'origine est encore inconnue. En résumé, la tectonique tangentielle semble plus développée dans le Gourma.

## B - Le prolongement dans l'Adrar des Iforas et le Hoggar occidental

Le bassin et les nappes externes semblent absents dans le Hoggar. Ils y sont masqués par des recouvrements sableux. Les nappes externes affleurent pour la dernière fois à Taounnant (Fabre *et al.*, 1982). Elles y sont représentées par des quartzites subautochtones et des nappes schisteuses tout à fait semblables à celles décrites dans le Gourma. Par contre, le Hoggar et l'Adrar des Iforas sont les seuls endroits où les dépôts de la marge de la plaque orientale ont été préservés. D'après Caby *et al.* (1981) et Lesquer *et al.* (1984), cette préservation est due au caractère non rectiligne du rebord de la plaque orientale, avec un important saillant méridional dit du Bénin-Nigéria. Au niveau de ce saillant, la collision a été précoce et prolongée. Elle y a entraîné un fort épaississement de la plaque orientale, suivi d'une forte érosion des dépôts de sa bordure. Au contraire, la collision a été plus tardive (entre 620 et 580 Ma selon Liégeois, 1987) et plus "douce" au NE du Gourma et a préservé les formations mises en place sur la bordure de la plaque orientale.

Au Nord de l'Adrar des Iforas, dans le Tilemsi, la fragmentation continentale que l'on situe autour de 800 Ma s'accompagne de la mise en place d'un important volume de roches magmatiques (fig. 209). Il s'agit surtout de roches basiques à ultrabasiques, présentant d'abord des caractères de tholéiites océaniques puis devenant calcoalcalines. Cette fragmentation continentale est suivie par le dépôt de la Série Verte (Caby, 1970) constituée par environ 6000 m de grauwackes flyschoïdes et attribuée au Vendien par comparaison au groupe de Tafeliant (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1985 ; Caby et *al.*, 1985). Ces dernières sont envahies par des andésites, des dacites, des brèches dacitiques et des pyroclasites. A sa partie inférieure, la Série Verte comporte un niveau de mixtites localement interprété comme glaciogénique (Caby et Fabre, 1981). Dominée par un volcano-plutonisme calco-alcalin, la Série Verte évoquerait un environnement de type marge active.

La tectogenèse panafricaine, datée d'environ 600 Ma, se traduit dans la Série Verte par deux importantes phases . Elle y est suivie par le dépôt de sédiments molassiques, décrits sous le nom de Série Pourprée, et remblayant souvent des fossés subméridiens. Cette séquence, qui peut atteindre 6000 m d'épaisseur, est marine à la base et continentale au sommet. Elle débute par une tillite corrélée par Caby et Fabre (1981) avec la tillite de la base du supergroupe de la Pendjari. Elle renferme également des intercalations volcaniques acides et basiques.

En conclusion, retenons que l'Adrar des Iforas et le Hoggar occidental montrent le seul exemple de zone d'accrétion préservée sur la marge de la plaque orientale. Comme dans le Gourma, l'ouverture océanique y est placée autour de 800 Ma, c'est-à-dire nettement plus tôt que dans le bassin des Volta. Par contre, la "Série à stromatolites", qui constitue la partie inférieure du remplissage sédimentaire déposé entre 1000 et 800 Ma et que l'on peut corréler avec le supergroupe inférieur du bassin des Volta, est antérieure au rifting et représente un dépôt de plate-forme. La collision y intervient entre 620 et 580 Ma (Liégeois, 1987).

Ainsi le schéma d'évolution géodynamique proposé pour le couple Dahomeyides-Bassin des Volta peut être étendu et complété par l'étude du Gourma, de l'Adrar des Iforas et du Hoggar occidental. Il est particulièrement complété par la mise en évidence d'une zone d'accrétion développée sur la bordure de la plaque orientale. Dans ces corrélations, des incertitudes et divergences restent quant au calendrier des événements. Si l'on emboîte le pas aux corrélations proposées par Caby et Fabre (1981), on aboutit à une ouverture océanique précoce au Nord (800 Ma) et tardive au Sud (~700 Ma). Il en résulterait un fort hétérochronisme des dépôts, les faciès géosynclinaux du Sud se retrouvant dans la molasse du Hoggar (Deynoux *et al.*, 1978). La première opposition correspond peut-être à l'hypothèse d'une ouverture en ciseaux ouverts vers le Nord de l'océan panafricain, comme cela a été suggéré par Bozhko (1979) et Trompette (1979). La seconde met en cause la fiabilité des corrélations à grande distance. Somme toute, beaucoup de travail reste à faire dans ce domaine, même dans les tentatives de corrélation entre les formations occupant les parties occidentale, centrale et orientale du Hoggar (fig. 209 ; Liégeois, 1987).

## C - Le prolongement vers le Sud au Brésil

Au Ghana, lorsque les Dahomeyides viennent rencontrer l'Océan Atlantique, une importante modification se produit : le Bassin des Volta disparaît par suite d'érosion et les unités externes de la chaîne, réduites au seul Akwapim Range ou Atacora, viennent chevaucher directement le socle de la dorsale de Léo. La continuation de l'Atacora indique que la partie inférieure du bassin des Volta se prolongeait vers le Sud, au-delà de ses limites actuelles. Par contre, la disparition du Buem suggère que sa limite méridionale actuelle pourrait être voisine de la limite du bassin originel, ce qui renforcerait l'idée d'un océan panafricain ouvert en ciseaux.

Au NE-Brésil, les études gravimétriques de Lesquer *et al.* (1984) conduisent au tracé du prolongement de la suture des Dahomeyides (fig. 210). Elles permettent de distinguer, à l'Est, une zone marquée par des anomalies gravimétriques subméridiennes à NNW-SSE. Cette zone est peu importante et constituerait la prolongation de la chaîne des Dahomeyides en partie masquée par le bassin du Parnaiba ou Maranhao. A l'Ouest, les fortes anomalies gravimétriques, orientées NW-SE à WNW-ESE, sont attribuées à la prolongation des Rockélides (Allen, 1969; Thorman, 1976; Williams et Culver, 1982; Lesquer *et al.*, 1984; Villeneuve, 1984). La limite méridionale du craton ouest-africain se situerait au large dans l'Océan Atlantique, encore que, selon Hurley *et al.* (1967) et Almeida *et al.* (1973), ce craton affleurerait dans les environs de Sao Luis. Quoi qu'il en soit, on constate qu'il est difficile de suivre le bassin des Volta et la chaîne des Dahomeyides au Brésil. Le premier n'y est probablement pas représenté et la dernière ne peut y être étudiée en détail.

Les Rokélides sont considérées comme le prolongement méridional des Mauritanides (Bassot, 1966 ; Chiron, 1974 ; Lécorché, 1980 ; Le Page, 1983 ; Dia, 1984 ; Villeneuve, 1984). Ces dernières s'étendent jusqu'à la bordure nord-occidentale de la Dorsale Réguibat (fig. 1 et 210). Elles sont d'âge panafricain et partiellement remobilisées à l'Hercynien, notamment dans leur partie septentrionale (Dallmeyer et Villeneuve, 1987 ; Lécorché *et al.*, 1987). Leurs composantes anté-panafricaines et leur évolution géodynamique panafricaine pourraient être rapprochées de celles des Dahomeyides. Ainsi, à la fin de la tectogenèse panafricaine, le craton ouest-africain se trouve-t-il pratiquement ceinturé par des chaînes relativement jeunes. Il s'agit là d'un exemple remarquable "d'accrétion cratonique" : tout se passe comme si le bouclier ouest-africain assure sa propre croissance en recevant les chaînes panafricaines sur toute sa périphérie.

Finalement, au Ghana, Togo, Bénin, Burkina Faso et Niger, le bassin des Volta et les unités externes des Dahomeyides représentent la marge passive du craton ouest-africain. Cette marge a été tectonisée et rebroussée lors de la collision panafricaine. Par contre, c'est dans l'Adrar des Iforas et le Hoggar occidental, au Mali et en Algérie, que l'on peut étudier en détail la marge active accrétée à la plaque orientale. Si en gros l'évolution géodynamique de l'océan panafricain est connue, le calendrier de cette évolution reste controversé et peut être diachrone le long de la chaîne.

# BIBLIOGRAPHIE

,

"Quand vous collerez la meilleure des montres contre votre oreille, elle finit par s'arrêter. Elle s'arrête parce que vous doutez d'elle. Les montres c'est comme les gens : il faut savoir leur faire confiance"

.

•

.

•

Frédéric Dard

- ADJEI A.O. (1968) The structural geology and petrology of the Awudome-Abutia Area. Thesis, Dept. Geology, Univ. Ghana, Legon.
- AFFATON P. (1971) Etude photogéologique du Nord-Ouest Dahomey. Mém. DEA, Lab. Géol. struct., Fac. Sci. St-Jérôme, Univ. Aix-Marscille III, Marscille, Fr., 52 p., 9 fig.
- AFFATON P. [1975 (1973)] Etude géologique et structurale du Nord-Ouest Dahomey, du Nord-Togo et du Sud-Est de la Haute-Volta. Thèse 3e cycle Univ. Aix-Marseille III, Marseille, Fr. et Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille, Fr., sér. B, n° 10, 201 p., 96 fig., 9 tabl.
- AFFATON P. (1983) Etude des grandes unités géologiques du Nord-Togo. Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille, Fr., sér. X, n° 57, 31 p., 8 fig., 3 tabl.
- AFFATON P., BLANT G., SOUGY J. et TROMPETTE R. (1975) Présence d'un conglomérat polygénique dans l'unité structurale de l'Atacora, à Défalé (chaîne des Dahomeyides, Nord-Togo). *3e Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, 23-25 avril, 1 p., 2 fig.
- AFFATON P. et DADJO A. (1977) Prospection pour l'or alluvionnaire dans le bassin de la Perma. Campagne 1975-1976. Rapp. Dir. Mines, Géol. Hydrocarb., Cotonou, Bénin, 11 p., 3 pl. h.-t., 1 tabl., inéd.
- AFFATON P. et KUSNIR J. (1977) Présence de "corps subcylindriques" dans l'unité structurale de la zone des collines à Tiélé. *5e Réun. ann. Sci. Terre*, Rennes, 1 p., 2 fig.
- AFFATON P., LASSERRE J.L., LAWSON L.T. et VINCENT P.L. (1978) Notice explicative des cartes géologiques au 1/200 000 de la République du Togo et de la République populaire du Bénin entre les 9e et 10e degrés de latitude nord (feuille Bassari-Djougou et feuille Parakou-Nikki). Rapp. B.R.G.M., n° 78RDM O55AF, Orléans, Fr., 70 p., 2 cartes, 2 annexes, inéd.
- AFFATON P., SOUGY J. et TROMPETTE R. (1980) The tectono-stratigraphic relationships between the Upper Precambrian and Lower Paleozoic Volta Basin and the Pan-African Dahomeyide Orogenic Belt (West Africa). Amer J. Sci., vol. 280, p. 224-248, 7 fig.
- AFFATON P., HOUESSOU A. et GOMEZ G. (1985) La formation d'Adakplamé (Bénin, Ouest-Afrique) n'appartient pas au Continental Terminal. J. afr. Earth Sci., vol. 3, 3, p. 359-364.
- AFFATON P. et ROBERT C. (1986) Les dragages sur la pente ghanéenne. Identification des différentes zones du craton africain. In : Blarez E. et Mascle J. (Edit.) : les marges continentales transformantes ouestafricaines : Guinée - Sierra Leone - Côte d'Ivoire - Ghana. Campagne EQUAMARGE I. Campagnes océanographiques françaises, Mém. n° 3, p. 224-232, 4 fig., 1 tabl., 1 pl., IFREMER, Brest, Fr.
- AICARD P. [1957(1953)] Le Précambrien du Togo et du Nord-Ouest du Dahomey. Thèse Doct. Etat Univ. Nancy et Bull. Dir. fédér. Mines et Géol., Dakar, n° 23, 226 p., 30 pl., 6 pl. h.-t.
- AICARD P. (1959) Notice explicative sur la feuille Kandi-Ouest (N° NC-31-N.O.-O.33). Publ. Dir. féd. Mines et Géol., Dakar, 32 p., 1 fig., 1 pl., 1 carte coul. dépl. h.-t. 1/500 000.
- AICARD P. et POUGNET R. (1952) Le Dahomeyen du Dahomey et du Togo français. Rapp. Dir. Mines Géol. A.O.F., Dakar, 6 p. multicop., 1 fig. et 19e Congr. géol. intern., Alger, fasc. 20, p. 107-113, 1 fig.
- AICARD P., BLANCHOT A. et SOUGY J. (1958) Sur la position stratigraphique des grès de Firgoun (Niger). C.R. somm. Soc. géol. Fr., n° 13, p. 297.
- AJIBADE A.C. (1974) Provisional classification KNOLL correlation of the Schist Belts in North-Western Nigeria. In : "Geology of Nigeria", KOGBE C.A. Edit., Univ. Ife, Nigeria, p. 85-90, 1 pl.
- AJIBADE A.C. (1980) Geotectonic evolution of the Zungeru region, Nigeria. Ph. D. Thesis, Univ. College of Wales, Aberystwyth, 303 p., 2 pl. h.-t.
- AJIBADE A.C. (1982) Precambrian studies in Northwestern Nigeria. Publ. Projet PICG 108/144, Cotonou, 20.1.82., 13 p. dactylo., inéd.
- AJIBADE A.C., RAHAMAN M.A. et WOAKES M. (à paraître) Proterozoic crustal development in the Pan-African regime of Nigeria, 41 p. dactylo., 6 fig. (1985).
- AKO J.A. et MURRAY A.S. (1983) Bouguer gravity anomaly map of Ghana 1 : 1 000 000. Publ. Ghana geol. Surv. Dept., Accra.
- AKO J.A. et WELLMAN P. (1985) The margin of the West African craton : the Voltaian Basin. J. geol. Soc. London, 142, p. 625-632, 9 fig.
- ALIDOU S. (1983) Etude géologique du bassin paléo-mésozoïque de Kandi (Nord-Est du Bénin, Afrique de l'Ouest). Thèse Doct. Sci., Univ. Cotonou et Dijon, 328 p.
- ALIDOU S., BARD J. et JULLIEN M. (1975) Conglomérats métamorphiques d'affinités tillitiques dans le socle dahoméen. 3e Réun. ann. Sci. Terre, Montpellier, Fr., p. 6.
- ALIDOU S., GERMAIN P., JULLIEN J.-L. et TEMPIER P. (1975) Sur le métamorphisme des quartzites du groupe de Badagba (Dahomey). C.R. Acad. Sci., Paris, sér. D, 281, p. 339-342.
- ALIDOU S., LANG J., ROMAN I. et SEILACHER A. (1986) Eléments de datation en faveur d'un âge paléozoïque et mésozoïque du bassin de Kandi (Nord-Est du Bénin, Afrique de l'Ouest). Journ. afr. Earth Sci., vol. 5, n° 4, p. 339-344, 3 fig., 1 tabl.
- ALMEIDA F.F.M. (de), AMARAL G., CORDANI U.G., et KAWASHITA K. (1973) The Precambrian evolution of the south American cratonic margin south of the Amazon river. *In* : "The ocean basins and margins" ed. by Nairn A.E.M. and Stehli F.G., Plenum Publishing Corporation, New York, p. 411-446, 7 fig., 15 tabl.
- AMARD B. (1984) Nouveaux éléments de datation de la couverture protérozoïque du craton ouest-africain : un assemblage de microfossiles (Acritarches) caractéristique du Riphéen supérieur dans la formation d'Atar (Mauritanie). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 299, sér. II, 20, p. 1405-1410.
- AMARD B. (1986) Microfossiles (Acritarches) du Protérozoïque supérieur dans les shales de la formation d'Atar (Mauritanie). Precambrian Research, 31, p. 69-95.
- AMARD B. et AFFATON P. (1984) Découverte de Chuaria circularis (Acritarche) dans le bassin des Volta (Haute Volta et Bénin, Afrique de l'Ouest). Age protérozoïque terminal de la formation de la Pendjari et de la tillite sous-jacente. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 299, sér. II, 14, p. 975-980, 4 fig.

- AMMON L. (von) (1906) Zur geologie von Togo und von Nigerland. Mitteil. d. geogr. Gesellschaft, München, vol. I, bd I, heft. 3, p. 393-474.
- ANNAN-YORKE R. (1975) Devonian Chitinozoa and Acritarcha from Exploratory Oil Wells on the Shelf and Coastal Region of Ghana. Report of the Director of Geological Survey for the period 1st April, 1973 to 31st March, 1974, Accra, Ghana, p. 8-11.
- ANNAN-YORKE R. (1978) A correlation of the Premuase Well : a reappraisal of the Voltaian Basin stratigraphy and classification. In : Contrib. Geol. Ghana, vol. 3.
- ANNAN-YORKE R. et CUDJOE J.E. (1971) Geology of the Voltaian basin : summary of current ideas. Sp. Bull. Oil Expl., Geol. Surv. Ghana, Accra, 33 p.
- ANDREYEVA M.B. (1966) Results of the Spore Analysis of the core samples from key hydrological hole n° 1 in Tibagona. Publ. Ghana geol. Surv. Dept., Accra, inéd.
- AREGBA P.A. (1982) Synthèse sur les indices de calcaires dolomitiques (ou marbres) et de serpentinites au Nord-Togo. Rapp. B.N.R.M., Lomé, 12 p., 2 pl. h.-t. inéd.
- ATGER M. (1977) Note sur les résultats et les perspectives des recherches de phosphates dans la zone XII -Mekrou. Projet minier Ben 76/004, Dir. Mines, Géol. Hydrocarbures, Cotonou, 6 p., 1 fig., 11 pl. h.-t., 1 tabl., inéd..
- ATGER M., DEPCIUCH T., AGBOTON J. et SOCOHOU A. (1977) Rapport sur les prospections géologiques dans la zone XII Mekrou. Projet minier Ben 76/004, Dir. Mines, Géol. Hydrocarbures, Cotonou. inéd.
- BALLY A.W. (1980) Basins and subsidence. A summary. In : Bally A.W., Bender P.L., McGetchin T.R. et Walcott R.I. (Edit) : Dynamics of Plate Interiors. Geodynamics Series, Volume 1, American Geophysical Union, Washington, D.C., p. 5-20, 12 fig., 1 tabl.
- BÄR P. (1977) Geologische Entwicklung der jungpräkambrish altpaläozoischen Schichtfolgen im sudlichen Randgebiet des Volta-Becken (Ghana, W-Afrika). Giessener Geologische Schriften, 12, Festschrift Richard Weyl, S.21-56, Giessen, 1977. Trad. M. Wolf, CNRS Strasbourg, Fr., 28 p., 8 fig.
- BÄR P. et RIEGEL W. (1974) Les microflores des séries paléozoïques du Ghana (Afrique occidentale) et leurs relations paléofloristiques. Sci. géol., Bull., Strasbourg, Fr., t. 27, 1-2, p. 39-58, 8 fig., 2 pl. photo.
- BARITSE L. (1986) Versants et systèmes de versants (l'exemple du Nord-Togo). Thèse 3e cycle Univ. Paris I, 180 p.
- BARTHELET D. (1975) Rapport de fin de mission sur les portions voltaïques des degrés carrés de Kandi et Kirtachi. Etude préliminaire du gisement d'Aloub Djouana. Rapp. Dir. Géol. Mines Haute Volta, 70 p., 14 fig., 3 tabl., 4 pl. h.-t., inéd.
- BASSOT J.P. (1966) Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris, 40, 322 p., 44 fig., 6 tabl., 9 pl. h.-t., 2 cartes h.-t.

BATES D.A. (1929) - Unpublished Report. Gold Coast Geol. Surv., Accra.

BATES D.A. (1945a) - Report on the geology and hydrogeology of the Keta and Ada districts and the eastern parts of the Accra and Volta river districts. Mem. Gold Coast geol. Surv., Accra, 7, p. 13-22.

- BATES D.A. (1945b) Reports on the geology and hydrology of the coastal area East of the Akwapim Range. Gold Coast Geol. Surv. Mem., Accra, 7, pt III, p. 15-16 et 19.
- BATES D.A. (1956) Gold Coast and Togoland. In : Lexique stratigraphique international, Paris, vol. 4, fasc. 3b.
- BATES D.A. [1966 (1955)] Geological map of Ghana (1/1000 000). Ghana Geol. Surv. Dept., Accra.
- BATES D.A. (1957b) The past history of geological research in the Gold Coast and some problems awaiting investigation. J. West afr. Sci. Assoc., vol. 3, 1.
- BATES D.A. (1959) Iron ore near Shieni. Rep. geol. Surv. Ghana, Accra.
- BATES D.A. (1961) Report of the Director of Geological Survey. Ann. Rep. geol. Surv. Ghana 1959-60, Accra, 30 p.
- BATES D.A. (1955 et 1956) Geological Map of Ghana. Publ. Ghana geol. Surv. Dept., Accra.
- BAYER R. et LESQUER A. (1978) Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouestafricain : géométrie d'une suture pan-africaine. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XX, 6, p. 863-876.
- BEA A. (1984) La formation de Mangbai : une couverture volcano-sédimentaire d'âge paléozoïque inférieur probable de la zone mobile d'Afrique centrale (Cameroun). Synthèse bibliographique, étude photogéologique, étude pétrographique préliminaire. Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille, Fr., sér. X, 65, 57 p., 4 pl. h.-t.
- BEA A. (1985) Etude de la couverture paléozoïque de type "Mangbai" au Nord-Cameroun. Rapport des travaux de terrain 1984-1985. Rap. Lab. Géol. dyn. Fac. Sci. St-Jérôme, Marseille, Fr., 36 p., 4 pl. h.-t., inéd.
- BEAUREGARD J. (de), BOUCHARDEAU A. et ROCH E. (1949) La formation de Mangbai (Nord-Cameroun). C. R. somm. Soc. Géol. Fr., n° 13, p. 310.
- BELL S.V. (1962) Report of the Director of Geological Survey for the period April, 1961 to March, 1962. Ann. Rep. geol. Surv. Dept. Ghana.
- BELL S.V. (1964) Some comments on the tillite from the Buem formation of Upper Precambrian age, from the Volta region of Ghana, West Africa. *Geol. Mag.*, G.B., 101, 6, p. 564-565.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., MENOT R.P., SEDDOH K.F. et LAWSON L. (1985) Sm-Nd study of some eclogites from Togo (West Africa). Terra Cognita, vol. 5, 4, p. 434.
- BERTRAND J.M.L. et LASSERRE M. (1976) Pan-African and Pre-Pan-African history of the Hoggar (Algerian Sahara) in the light of new geochronological data from the Aleksod area. *Precambrian Research*, 3, p. 343-362.
- BERTRAND J.M.L. et CABY R. (1978) Geodynamic Evolution of the Pan-African Orogenic Belt : A new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara). *Geologische Rundschau*, 67, 2, 357-388, 8 fig.
- BERTRAND J.M.L., CABY R., DUCROT J., LANCELOT J., MOUSSINE-POUCHKINE A. et SAADALLAH A. (1978) - The late Pan-African intracontinental linear fold belt of the eastern Hoggar (Central Sahara, Algeria) : geology, structural development, U/Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar shield. *Precambrian Research*, Amsterdam, 7, p. 349-376.

- BERTRAND-SARFATI J. and RAABEN M.E. (1970) Comparaison des ensembles stromatolitiques du Précambrien supérieur du Sahara occidental et de l'Oural. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, 2, p. 364-371, 6 fig., 1 pl. photo.
- BERTRAND-SARFATI J. [1972 (1971)] Stromatolites columnaires du Précambrien supérieur (Sahara nordoccidental). Inventaire, morphologie et microstructure des laminations. Corrélations stratigraphiques. Mém. Centr. Rech. Zones Arides, sér. Géol., 14 : 245 p.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1983) Platform-to-basin facies evolution : the carbonates of Late Proterozoic (Vendian) Gourma (West Africa). *Journ. sedim. Petrol.*, 53, 1, p. 275-293, 14 fig.
- BERTRAND J.M., MICHARD A., BOULLIER A.M. et DAUTEL D. (1986) Structure and U/Pb geochronology of central Hoggar (Algeria) : A reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics*, 5, 7, p. 955-972.
- BESSOLES B. et TROMPETTE R. (1980) Géologie de l'Afrique. La chaîne panafricaine : "zone mobile d'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise". *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, Paris, n° 92, 397 p., 118 fig., 29 tabl.
- BLACK R. (1966) Sur l'existence d'une orogénie riphéenne en Afrique occidentale. C. R. Acad. Sci., Paris, sér. D, t. 262, p. 1046-1049.
- BLACK R. (1967). Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques Afrique occidentale. Chron. Mines Rech. min., Paris, n° 364, p. 225-238.
- BLACK R., BA H., BALL E., BERTRAND J.M., BOULLIER A.M., CABY R., DAVISON I., FABRE J., LEBLANC M. et WRIGHT L.I. (1979a) - Outline of the Pan-African Geology of Adrar des Iforas (Republic of Mali). Geologische Rundschau, 68, 2, p. 543-564, 5 fig.
- BLACK R., CABY R., MOUSSINE-POUCHKINE A., BAYER R., BERTRAND J.M., BOULLIER A.M., FABRE J. et LESQUER A. (1979b) - Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature*, G.B., vol. 278, 5701, p. 223-227, 4 fig.
- BLANT G. (1975) Note préliminaire sur la campagne terrain "Togo : Précambrien du bassin de la Volta". Dir. Domaine minier B.E.R.D.M., 1011, n° 5-62, 4 p., 5 pl. h.-t., inéd.
- BLANT G. (1978) Note pour la Direction Exploration : Togo.- Le Haut Bassin de la Volta ou Bassin de la Pendjari (Précambrien à ?). Note interne, SNEA(P), DEX/PDMI/ZN n° 8-38, 8 p., 1 tabl., 4 pl., inéd.
- BLAREZ E., MASCLE J., AFFATON P., ROBERT C., HERBIN J.P. et MASCLE (1987) Géologie de la pente continentale ivoiro-ghanéenne : résultats de dragages de la campagne EQAMARGE. Bull. Soc. géol. Fr., 9 p.
- BLAY P.K. (1983) The stratigraphic correlation of the Afram Shales of Ghana, West Africa. J. afr. Earth Sci., 1, (1), p. 9-16.
- BLAY P.K. (à paraître) On the question of the lateral equivalence between the Voltaian sediments on the West African craton and the Buem and Togo sediments within the Pan-African Dahomeyide deformed belt. 19 p. dactylo., 2 fig., 4 tabl., (1985a).

- BLAY P.K. (à paraître) Lithostratigraphic classification of the southern rim sandstones based on correlation of units of the Volta basin sediments. 13 p. dactylo., 5 fig., 2 tabl., (1985b).
- BLOT A. (1985a) Un nouvel indice de phosphates dans le centre du Togo : Bassar Tchatchammade. Notes n° 28 et 28b, Centre ORSTOM de Lomé, Togo, 5 p., 3 fig.
- BLOT A. (1985b) Contributions aux recherches minières du Togo. Note n° 29, Centre ORSTOM de Lomé, Togo, 9 p., 5 fig.
- BLOT A., AFFATON P., SEDDOH K.F., AREGBA A.P., GODONOU S.K., LENOIR F., DROUET J.J., SIMPARA N.T., MAGAT P. (1987) - Phosphates du Protérozoïque supérieur dans la chaîne des Dahomeyides (circa 600 Ma) de la région de Bassar (Nord-Togo, Afrique de l'Ouest). Sous presse : Journ. african Earth Sciences.
- BOILLLOT G. (1984) Le golfe de Gascogne et les Pyrénées. In : "Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France", Masson édit., Paris, p. 5-81.
- BOISSE H. (de la) (1979) Pétrologie et géochronologie de roches cristallophyliennes du bassin du Gourma (Mali); conséquences géodynamiques. Thèse Doct. spécialité Univ. Montpellier, Fr.
- BOISSE H. (de la) (1981) Sur le métamorphisme du micaschiste éclogitique de Takamba (Mali) et ses conséquences paléogéodynamiques au Précambrien supérieur. C. R. somm. Soc. géol. Fr., Paris, fasc. 3, p. 97-100.
- BONDESEN E. (1972) On the structure of the Akwapim range and the Birrimian-Dahomeyan boundary in Ghana. Ann. Univ. Abidjan, sér. C, VIII (1), p. 85-98, 5 fig.
- BONHOMME M. (1962) Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, n° 5, fasc. 5.
- BONHOMME M. (1982) The use of Rb-Sr and K-Ar dating methods as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals. *Precambrian Research*, Amsterdam, 18, p. 5-25.
- BONHOMME M., LUCAS J. et MILLOT G. (1966) Signification des déterminations isotopiques dans la géochronologie des sédiments. Sci. Terre, Bull., Nancy, t. X, n° 3-4, p. 539-565, 10 fig., 2 tabl.
- BONHOMME M.G., GAUTHIER-LAFAYE F., WEBER F. (1982) An example of lower proterozoic sediments : the francevillian in Gabon. *Precambrian Research*, Amsterdam, 18, p. 87-102, 3 fig., 3 tabl.
- BOSTICK N.H. (1971) Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. *Geoscience Mag.azine*, 3, p. 83-92.
- BOSTICK N.H. (1973) Time as a factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles). Congr. internat. Stratigr. Geol. Carbonif., 7e Sess., Krefeld, C. R., 2, 183-193.
- BOSTICK N.H. (1979) Microscopic measurement of the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rocks to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures.- A review. Soc. Econ. Paleont. Min. Special Publ., n° 26, 17-43, 34 fig., 4 tabl.
- BOUDIN G. (1970) Rapports des tournées de contrôle des 255 puits. Marché Fonds europ. Dével. n° 211.007.02. Rapp. inéd. Dir. Hydraul., Cotonou, Dahomey.

- BOULET R. et LEPRUN J.C. (1969) Etude pédologique de la Haute-Volta : Région Est. Rapp. Centre ORSTOM Dakar, 331 p., 21 fig., 33 tabl., 1 pl. h.-t.
- BOULLIER A.-M., DAVISON I., BERTRAND J.-M., et COWARD M. (1978) L'unité granulitique des Iforas : une nappe de socle d'âge pan-africain précoce. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XX, 6, p. 877-882.
- BOUREAU E. (1976) Sur des organismes collectifs nouveaux du Précambrien de l'Ouest africain. C. R. Acad. Sci., Paris, 282, sér. D, p. 1593-1596, 2 fig.
- BOUREAU E. (1983) Les organismes du Précambrien terminal du craton ouest-africain. *Bothalia*, 14, 3 et 4, p. 471-477, 7 fig.
- BOUREAU E. et DARS R. (1979) Sur les organismes précambriens récoltés au Mali. Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau, Fr., 3, 2, 481-487, 2 pl.
- BOURLIER M., VAUCORBEIL H. (de) et WEBER C. (1967) Prospection géophysique aéroportée du Dahomey. Reconnaissance au sol des anomalies. Rapp. DS. 67. A134<sup>25</sup>, BRGM, Direction Scientifique, Département Géophysique, 87 p., 3 fig., 14 pl. h.t., inéd.
- BOUSSARI W. et ROLLET M. (1974) Découverte d'un bassin volcano-sédimentaire dans la région centreouest du Dahomey. C.R. Acad. Sci., Paris, Fr., t. 279, sér. D, 29, p. 29-32.
- BOUSSARI W.T. (1975) Contribution à l'étude géologique du socle cristallin de la zone mobile pan-africaine (Région centrale du Dahomey). Thèse n° 236, Fac. Sci. Tech. Univ. Besançon, Fr., 105 p., 14 fig., 4 tabl., 6 pl. photo.
- BOZHKO N.A. (1964) Report of the work carried out by the Soviet Geological Survey Team within the first half of 1964. Rapp. Ghana Geol. Surv. Dept., Accra, inéd.
- BOZHKO N.A. (1969) Stratigraphy and Tectonics of the Voltaian basin. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, Geol. et Min., Fr., 41, 19, p. 3-4.
- BOZHKO N.A. [1969 (1968)] Division et corrélation des dépôts du Précambrien supérieur de la plateforme africaine. Traduit de "Vestnik Moskoskogo Universiteta, Geologija" (URSS), 1969, n° 2, p. 21-34, 1 carte, 2 tabl.
- BOZHKO N.A. (1969c) Sur l'existence d'un domaine géosynclinal riphéen en Afrique occidentale. Izvestiia Vyschikh outchiebny zavie dieniy, Moscou, Geologiia i Razviedka, n° 5, p. 21-26.
- BOZHKO N.A. (1973) Les zones plissées intracontinentales du Précambrien supérieur et la couverture des bassins. In : "Géologie et substances utiles de l'Afrique". Vysotskij I.V., Kats Ja. G., Leonov G.P. et Khain V.E. Edit. Nedra, Moscou (en russe).
- BOZHKO N.A. (1979) Développement tectonique de l'Afrique et de l'Arabie au Précambrien supérieur. *Izv.* vyssh. uchcbn. sav., Geol. i razvodka, 2, p. 3-14. Traduit par A. Moussine-Pouchkine, CGGM, Univ. Sci. Techn. Languedoc, Montpellier, Fr.
- BOZHKO N.A., KAZAKOV G.A., TROFIMOV D.M., KNORRE K.G. et GATINSKY, Y.U.A. (1971) New absolute dating of West African glauconites. *Acad. Nauk. SSSR, Doklady, Earth Science Section*, 198, 138-139 (AGI translations).

- BOZHKO N.A., PYKHOVA N.G. et RAABEN M.Y. (1974) Upper Precambrian Biostratigraphy of Africa. Translated from : K. biostratigrafii verkhnego dokembriya Afriki. Doklady Akademii Nauk, SSSR, vol. 214, (3), p. 643-646.
- BRABAN S. (1984) Prospection gravimétrique dans la province de l'Atacora (Bénin). Etude gravimétrique du gisement de sulfures massifs de Perkoa (Haute-Volta). Mém. DEA : Tectonique, Géophysique, Géochimie ; Option géophysique. Univ. Sci. Techn. Languedoc, Montpellier, Fr., 43 p.
- BREDA I.R. (1982) Etude de cartographie géologique et de prospection minière de reconnaissance au Nord du 11e parallèle (Bénin). Rapp. final, Projet n° 4105-011-13-20, *Geomineraria Italiana*, Borgo S. Dalmazzo, Italie, inéd.
- BREDA I.R. (1985) Etude de cartographie géologique et de prospection minière de reconnaissance au Sud du 9e parallèle (Bénin). Rapport de la première phase. Projet F.E.D. n° 5100-11-13-015, Geomineraria Italiana, Borgo S. Dalmazzo, Italie, inéd.
- BRONNER G., ROUSSEL J., TROMPETTE R. et CLAUER N. (1980) Genesis and Geodynamic Evolution of the Taoudeni Cratonic Basin (Upper Precambrian and Paleozoic), Western Africa. In : Geodynamics of Plate Interiors, Geodynamics Series, vol. 1, 81-90, 6 fig., 1 tabl.
- BRUNNSCHWEILER R.O., DEMPSTER A.N. et KUSNIR I. (1972a) The "Voltaian" ("Infracambrien" ?) of western Niger and the Cambrian Pan-African Orogeny. *In* : Dessauvagie T.F.J. and Whiteman A.J. Edit. : "African Geology". Dept. Geology, Univ. Ibadan, Nigeria, p. 35-43, 4 fig.
- BRUNNSCHWEILER R.O., DEMPSTER A.N. et KUSNIR J. (1972b) Precambrian systems in Western Niger. In : Dessauvagie T.F.J. and Whiteman A.J. Edit. : "African Geology". Dept. Geology, Univ. Ibadan, Nigeria, p. 19-34, 7 fig., 1 tabl.
- BURKE K. (1969) The Akwapim Fault, a recent fault in Ghana and related faults of the Guinea Coast. J. min. Geol. Nigeria, 4, p. 29-38, 7 fig.
- BURKE K.C. et DEWEY J.F. [1972 (1970)] Orogeny in Africa. In : Dessauvagie T.F.J. and Whiteman A.J. Edit. : "African Geology". Dept. Geol., Univ. Ibadan, Nigeria, p. 583-608, 8 fig., 6 tabl.
- BURKE K.C. et DEWEY J.F. (1973) An outline of Precambrian plate development. *In* : "Implications of continental drift to the Earth sciences", vol. 2., D.M. Tarling and S.K. Runcorm Edit., Academic Press. London, p. 1035-1045, 5 fig.
- BURKE K., FREETH S.J. et GRANT N.K. (1976) The structure and sequence of geological events in the Basement Complex of the Ibadan area, Western Nigeria. *Precambrian Research*, Amsterdam, 3, p. 537-545.
- BUSHINSKII G.I. (1969) Old phosphorites of Asia and their genesis. Jerusalem, Israel Program. Sci. Translations, n° 149, 266 p.
- CABY R. (1970) La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara Central ; Algérie) ; sa place dans l'orogenèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse Univ. Montpellier, 335 p., 328 fig., 25 pl., 5 cartes h.-t.
- CABY R. (1978) Paléodynamique d'une marge passive et d'une marge actuelle au Précambrien supérieur : leur collision dans la chaîne pan-africaine du Mali. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XX, n° 6, p. 857-861.

- CABY R. (1979) Les nappes précambriennes du Gourma dans la chaîne pan-africaine du Mali. Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., Paris, vol. 21, fasc. 5, p. 365-376.
- CABY R. (1983) Les molasses pan-africaines en Afrique occidentale : synthèse des données stratigraphiques, paléogéographiques et géochronologiques. Trav. Lab. Sci. Terre, Saint-Jérôme, Marseille, Fr., (A), 15, p. 11-12.
- CABY R., DOSTAL J. et DUPUY C. (1977) Upper proterozoic volcanic graywackes from northwestern Hoggar (Algeria). Geology and geochemistry. *Precambrian Research*, Amsterdam, 5, p. 283-297.
- CABY R. et FABRE J. (1981a) Late Proterozoic to Early Palaeozoic diamictites, tillites and associated glaciogenic sediments in the Série Pourprée of western Hoggar, Algéria. *In* : "A record of earth's glacial history" (I.G.C.P. 38), M.J. Hambrey and W.B. Harland Edit., Cambridge Univ. Press, p. 140-145, 3 fig.
- CABY R. et FABRE J. (1981b) Tillites in the latest Precambrian strata of the Touareg Shield (central Sahara). In : "A record of earth's glacial history" (I.G.C.P. 38), M.J. Hambrey and W.B. Harland Edit., Cambridge Univ. Press, p. 146-149, 1 fig.
- CABY R., BERTRAND J.M.L. et BLACK R. (1981) Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. *In* : : "Precambrian Plate Tectonics", Kröner A. Edit., Elsevier, Amsterdam, p. 407-434, 8 fig.
- CABY R., ANDREOPOULOS-RENAUD U. et GRAVELLE M. (1982) Cadre géologique et géochronologie U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-africain du Hoggar central (Algérie). Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXIV, n° 4, p. 677-684.
- CABY R., AFFATON P., ANDREOPOULOS-RENAUD U., BALL E., BLACK R., DUPUY C., LIEGEOIS J. P., MOUSSINE-POUCHKINE A., MEGARD F., SIMPARA N., VEDOGBETON V. (1985) -Lithostratigraphie, structure et paléogéodynamique des parties frontales de la chaîne panafricaine entre le Sud du Sahara et le Golfe du Bénin. Rés. Comm. Coll. Eval. Prosp. ASP-RCP 540 CNRS "Recherches Géologiques en Afrique", Fac. Sci. Poitiers, Fr., p. 35-38, 1 fig.
- CABY R. et ANDREOPOULOS-RENAUD U. (1985) Etude pétrostructurale et géochronologique U/Pb sur zircon d'une métadiorite quarzique de la chaîne pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali). Bull. Soc. géol. Fr. (8), t. I, n° 6, p. 899-903.
- CABY R., ANDREOPOULOS-RENAUD U. et LANCELOT J.R. (1985) Les phases tardives de l'orogenèse panafricaine dans l'Adrar des Iforas oriental (Mali) : Lithostratigraphie des formations molassiques et géochronologie U/Pb sur zircon de deux massifs intrusifs. *Precambrian Research*, Amsterdam, 28, p. 187-199.
- CAEN-VACHETTE M., PINTO K.J.M. et ROQUES M. (1979) Plutons éburnéens et métamorphisme dans le socle cristallin de la chaîne pan-africaine au Togo et au Bénin. Revue Géol. dyn. et Géogr. phys., vol. 21, fasc. 5, p. 351.
- CAEN-VACHETTE M. (1982) Récapitulation des âges radiométriques déterminés sur les formations cristallines et cristallophylliennes de l'Afrique de l'Ouest. Trav. Dépt. Géol. Minéral. Univ. Clermont II et L.A. 10 CNRS, série Documentation, inéd.
- CAHEN L. (1982) Geochronological correlation of the late Precambrian sequences on and around the stable zones of equatorial Africa. *Precambrian Research*, Amsterdam, 18, p. 73-86, 1 fig. 1 tabl.

- CAHEN L., SNELLING N.J., DELHAL J. et VAIL J.R. (1984) The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford, 512 p.
- CHERMETTE A. (1936a) Note sur le gisement de chromite de Bontomo (Haut-Dahomey). Rapp. Dir. fédér. Mines A.O.F., Dakar, Sénégal, inéd.
- CHERMETTE A. (1936b) L'or dans l'Atacora (Haut-Dahomey). Rapp. Dir. fédér. Mines A.O.F., Dakar, Sénégal, inéd.
- CHERMETTE A. (1937) Relations entre les amphibolites et la présence de l'or dans la région de Natitingou. Rapp. Serv. Mines Géol., Cotonou, Dahomey, inéd.
- CHERMETTE A. (1939a) Note sur les gisements de chromite du Togo. Rapp. Inspect. gén. Trav. publ., Dakar, Sénégal (3 octobre 1939), inéd.
- CHERMETTE A. (1939b) Note sur certaines possibilités minières en Afrique Occidentale Française. Note Inspect. gén. Trav. publ., Dakar, Sénégal, inéd.
- CHERMETTE A. (1939c) Le gisement d'or de la Perma. Rapp. Serv. Mines A.O.F., Dakar, Sénégal, inéd.
- CHERMETTE A. (1939d) Le gisement d'or filonien de la Perma. Rapp. Dir. fédér. Mines A.O.F., Dakar, Sénégal, inéd.
- CHUMAKOV N.M. et SEMIKHATOV M.A. (1981) Riphean and Vendian of the U.S.S.R. Precambrian Research, Asterdam, 15, 3-4, p. 229-253.
- CLAUER N. (1976) Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. *Sci. Géol.*, Mém. Strasbourg, 45, 256 p.
- CLAUER N. (1981) Rb-Sr and K-Ar Dating of Precambrian clays and glauconies. *Precambrian Research*, Amsterdam, 15, p. 331-352, 7 fig., 1 tabl.
- CLAUER N., TROMPETTE R., CABY R., LEBLANC M., AFFATON P. et DARS R. (1977) Implications stratigraphiques d'une étude radiochronologique de la couverture sédimentaire précambrienne du craton ouest-africain. IXe Coll. Géol. afr., Göttingen, Abstracts, p. 39-40.
- CLAUER N., CABY R., JEANNETTE D. et TROMPETTE R. (1982) Geochronology of sedimentary and metasedimentary Precambrian rocks of the west African craton. *Precambrian Research*, Amsterdam, 18, 53-71, 3 fig.
- COLLART J., OUASSANE I. et SYLVAIN J.P. (1985) Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000. Feuille Dapaong. Mémoire n° 2, Dir. Génér. Mines Géol. Bur. nat. Rech. min., Lomé, Togo, 42 p.
- COMBAZ A. (1964) Les palynofaciès. Rev. Micropal., 7, p. 205-218.
- COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (1971) Airborne magnetometric survey of the Voltaian basin carried out between 8.11.70 and 3.1.71. C.G.G. Rep., Paris, inéd.
- CONTRI J.-P. (1975) Etude géologique et prospection générale stratégique orientée du complexe volcanosédimentaire Tcholliré-Bibémi-Maroua (Cameroun). Rapp. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, Fr., inéd.

- COOPER W.G.G. (1926) The classification of the Voltaian rocks. Ann. Rep. Gold Coast geol. Surv. 1925-26, Accra, p. 14-15.
- COOPER W.G.G. (1932) Classification of the Voltaian rocks. Ann. Rep. Gold Coast geol. Surv., Accra, p. 9.
- CORDANI U.G., KAWASHITA K., FILHO A.T. (1978) Applicability of the Rubidium-Strontium Method to Shales and Related Rocks. Contributions to the Geologic Time Scale. A.A.P.G. Studies. Geol., 6, p. 93-117, 21 fig.
- CRENNY. (1957) Mesures gravimétriques et magnétiques dans la partie centrale de l'Afrique Occidentale Française. Interprétation géologique. Publ. Off. Rech. Scient. Techn. Outre-Mer, Paris, série Géophysique, 43 p., 1 carte au 1/1 000 000.
- CROOK J.P. (1963) The Geology of Sheets 142, 144 and 147, HO S.E. and N.E. and Honuta N.W. G.S. U.R. 3. Geol. Surv. Ghana, Accra.
- CROOK J.P. (1970) Some preliminary notes on the classification of rocks of eastern Ghana. In : "50th Anniversity Bulletin of the Ghana Geological Survey Department". Ghana gol. Surv. Bull. nº 38, p. 27-32.
- CROW A.T. (1952) The rocks of the Sekondi series of the Gold Coast. Bull. Gold Coast geol. Surv., Accra, 18, 66 p., 13 pl.
- CRUYS H. (1966) Mission Dahomey B.O.A.T. (juin-décembre 1966). Rapp. de fin de mission. Arch. Dir. Mines, Cotonou, Bénin, inéd.
- CUDJOE J.E. (1964) Work on sheet 182, Hohoe SE. Ann. Rep. Ghana geol. Surv., Accra.
- CUDJOE J.E. (1970) Progress in mineral exploration in Ghana during the past half century (1913-63). In : "Symposium fiftieth anniversary Ghana Geological Survey. 1913-1963." Paulo K.L., Ahmed S.M., Harris N. et Cudjoe J.E. Edit. Ghana geol. Surv. Bull. n° 38, p. 1-10, 10 pl.
- CUDJOE J.E. (1971) Report of the Director of Geological Survey for the period 1969-1970. Accra, Ghana.
- DALLMEYER R.D. et VILLENEUVE M. (1987) <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral age record of polyphase tectonothermal evolution in the southern Mauritanide orogen, southeastern Senegal. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 98, p. 602-611, 11 fig.
- DARS R. (1961) Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan occidental (Afrique de l'Ouest). Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris, n° 12, 329 p.
- DAVISON I. (1980) A tectonic petrographical and geochronological study of a Pan-African belt in the Adrar des Iforas and Gourma. Thesis, Dept Earth Sci., Leeds Univ., U.K. et CGG, U.S.T.L., Montpellier, Fr.
- DEFOSSEZ M. [1962 (1958)] Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle du Niger. Thèse Univ. Strasbourg et Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Paris, 13, 174 p., 22 fig., 7 pl., 15 dépl. h.-t., 2 cartes h.-t.
- DEMPSTER A.N. (1966) The manganese deposit of Nayega in the Nakitindi Lare region, Circumscription of Dapango, Togo. Rapp. Dir. Min. Géol., Fonds Spéc. Nat. Unies, Lomé, Togo, 13 p., inéd.
- DEMPSTER A.N. (1967) Some notes on the jaspoid iron formation of the circumscription of Bassari. United Nations Spec. Fund. Rapp., Lomé, Togo, 3e append., p. 1-4, inéd.

- DEYNOUX M. (1968) Etude du front nord des formations d'Akjoujt du Rag El Melgat à l'oued Jenné (Région d'Akjoujt, Mauritanie occidentale). Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar, t. 23, sér. Sci. Terre n° 23, p. 41-114, 20 fig., 5 pl.
- 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 plateforme stable. Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille, 1980, (B), n° 17, 554 p., 217 fig., 11 tabl., 2 cartes h.-t., 5 fiches + 113 coupes en annexe.
- DEYNOUX M., TROMPETTE R., CLAUER N. et SOUGY J. (1978) Upper Precambrian and Lowermost Paleozoic correlations in West Africa and in the Western Part of Central Africa. Probable diachronism of the Late Precambrian tillite. *Geol. Rundschau*, 67, 2, p. 615-630.
- DEYNOUX M., SOUGY J. et TROMPETTE R. (1985) Lower palaeozoic rocks of West Africa and the western part of central Africa. In : "Lower Palaeozoic of Northwestern and West Central Africa". C.H. Holland Edit., J. Wiley, New York, p. 337-495.
- DICKINSON W.R. (1981) Plate tectonic evolution of sedimentary basins. *In* : W. R. Dickinson et H. Yarborough (1981) "Plate tectonics and hydrocarbon accumulation". Amer. Assoc. Petrol. Geol., Educ. Course note sér. 1, p. 1-56.
- DIESSEL C.F.K. (1975) Coalification trends in the Sydney Basin, New South Wales. In : Campbell K.S.W. Edit., "Gondwana Geology", p. 295-309. ANU Press, Canberra.
- DIESSEL C.F.K. et OFFLER R. (1973) The relationship between graphite rank and metamorphic grade in the Mt-Lofty Ranges, South Australia. Search, 4, p. 497-499.
- DIESSEL C.F.K. et OFFLER R. (1975) Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism. *Neues Jb Miner. Mh.*, p. 11-26.
- DIESSEL C.F.K., BROTHERS R.N. et BLACK P.M. (1978) Coalification and graphitization in High-Pressure Schists in New Caledonia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, p. 63-78, 13 fig., 1 tabl.
- DION P. (1966a) Rapport sur la prospection au sol de quelques anomalies magnétiques. Rapp. Serv. Mines Géol. Dahomey, 1965, 26 p., 1 tabl., 10 pl., 6 pl. h.-t., inéd.
- DION P. (1966b) Rapport sur la prospection du fer de Madékali (sous-préfecture Malauville) (Travaux effectués du 18 au 25 mai 1966). Rapp. Serv. Mines Géol., Cotonou, Dahomey, inéd.
- DION P. (1967a) Rapport sur la prospection du fer dans la série du Buem. Rapp. Serv. Mines Géol., Cotonou, Dahomey, 10 p., 4 pl. h.-t., inéd.
- DION P. (1967b) Rapport sur la prospection de la zone d'anomalies magnétiques au Nord du parc du W. Rapport Dir. Mines Géol., Cotonou, Dahomey., inéd.
- DION P. (1967c) Note au sujet du manganèse dans le Voltaïen. Rapp. Dir. Mines Géol., Cotonou, Dahomey., inéd.
- DION P et al. (1967d) Etude géologique du centre du Dahomey. Rapp. Serv. Mines Géol., Cotonou, Dahomey., inéd.
- DION P. (1968) Rapport sur la région ouest de Dassa-Zoumé (Dahomey). Rapp. Service des Mines Géol., Cotonou, Dahomey, 29 p., 8 pl. h.-t., inéd.

- DION P. (1971) Résultats des travaux de recherches de la société Essex Iron Company sur le "W" nigérien. Rapp. Soc. Essex Iron Company, Dir. Mines, Niger, Niamey, 76 p., inéd.
- DJOSSOU P. (1965) Rapport de prospection d'or alluvionnaire d'un secteur du bassin de la Perma. (Travaux effectués en février, mai, juin, juillet 1965). Rapp. Serv. Mines Géol., Cotonou, Dahomey., inéd.
- DONNOT M. (1975a) Indices de phosphate dans le parc national du W du Niger (République du Niger). Point sur les résultats obtenus. Rapp. inéd. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, Fr., 38 p.
- DONNOT M. (1975b) Premières recherches de phosphate dans le bassin voltaïen du Ghana. Rapp. Bur. Rech. géol. min., Orléans, Fr., 75 SGN 300 GEO, 21 p., inéd.
- DROUET J.J., AFFATON P., SEDDOH K.F., GODONOU K.S. et LAWSON L.T. (1983) Lithostratigraphie du Précambrien supérieur infratilitique du Bassin voltaïen au Nord-Togo (Ouest-Afrique). Abstracts 12th Coll. Géol. afr., Bruxelles, Belgium, p. 26.
- DROUET J.J., AFFATON P., SEDDOH K.F., GODONOU K.S. et LAWSON L.T. (1984) Synthèse lithostratigraphique du Précambrien supérieur infratillitique du Bassin des Volta au Nord-Togo. *In* : Géologie africaine African geology. Klernkx J. et Michot J. Edit., Tervuren, Belgique, p. 217-225, 5 fig., 3 tabl.
- DUCROT J., BOISSE H. (de la), RENAUD-ANDREOPOULOS U. et LANCELOT J.R. (1979) Synthèse géochronologique sur la succession des événements magmatiques pan-africains au Maroc, dans l'Adrar des Iforas et dans l'Est Hoggar. 10th Coll. Géol. afr., Abstr., p. 40-41.
- DUMONT J.F. (1984) Etude structurale de l'Adamaoua et de sa marge nord. Rapp. ORSTOM, Paris, Fr., 374 p., inéd.
- DUNHAM R.J. (1961) R.J. [1962(1961)] Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: "Classification of carbonate Rocks". A symposium., Ham W.E. Edit., Mem. 1 Amer. Assoc. petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma, U.S.A., p. 108-121, 1 tabl., 7 pl. photo.
- DUNOYER de SEGONZAC G. (1969) Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg, n° 29, 320 p.
- EDMONDS E.A. (1956) The geology of the Bawku-Gambaga area (with geol. map 1/2 degree sheet, scale 1/125 000e). Bull. Gold Coast geol. Surv., Accra, n° 19, 54 p.
- EDMONDS E.A. (1952) Unpublished Report Ghana geol. Surv. Dept., Accra.
- EGBUNIWE I.G. (1982) Geotectonic evolution of the Maru belt, N.W. Nigeria. Ph. D. Thesis, Univ. College of Wales, Aberystwyth, 410 p.
- ELF (1972) Mission Ghana 1972 : Description pétrographique sommaire de 82 échantillons en provenance du bassin intérieur. Rapp. ELF-RE, C.R. Boussens, Lab. Explor., 03-D-31 n° 2/1592 N/eg., 6 p., inéd.
- ESQUEVIN J. (1969) Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A., Pau, Fr., 3 (1): 147-153, 3 fig.
- ESQUEVIN J. (1977) Diagenèse de la série de l'Oti (Togo). Rapp. SNEA(P), GEO/LAB. Pau, 231/77, 2 p., 2 fig., inéd.

- FABRE J., BA H., BLACK R., CABY R., LEBLANC M. et LESQUER A. (1982) La chaîne pan-africaine, son avant-pays et la zone de suture au Mali. Notice explicative de la carte géologique et gravimétrique de l'Adrar des Iforas au 1/500 000. Dir. Nat. Géol. Min. Mali, 85 p., 1 pl. h.-t.
- FEYS R., GREBER Ch. et PASCAL M. (1966) A propos de l'ancienneté de la flore continentale : découverte de "charbons" et de "phytomorphes" dans le Francevillien (Précambrien du Gabon). Bull. Soc. géol. Fr., (7), VIII, p. 638-641.
- FITCHES W. R. (1970) The Pan-African Orogeny in the Coastal Region of Ghana. Nature, G.B., vol. 226, p. 744-746.
- FLINT R.F., SANDERS J.E. et RODGERS J. (1960a) Symmictite : a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 71, p. 507-509.
- FLINT R.F., SANDERS J.E. et RODGERS J. (1960b) Diamictite, a substitute term for symmictite. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 71, p. 1809.
- FONSECA C.E. (da) et KUSNIR J. (1973) Rapport sur la prospection géochimique de la zone IV : Dassa-Zoumé. Rapp. PNUD, Projet DAH 68-504, Direct. Mines Géol., Cotonou, 30 p., 2 fig., 4 pl. h.-t., inéd.
- FORD T.D. et BREED W.J. (1973) The problematic Precambrian fossil Chuaria. *Palaeontology*, 16, (3), p. 535-550.
- FOUCAULT A. et RAOULT J.-F. (1980) Dictionnaire de Géologie. Masson Edit., Paris, 334 p.
- FRANCISQUE J. (1968) Rapport de fin de campagne sur le degré carré d'Arli. Annexe I : Liste des échantillons pétrographiques et détermination macroscopique. Annexe II : Etude des lames minces. Dir. Géol. Mines Rép. Haute-Volta, 24 p., 1 carte.
- FREY M., SEVERAC J.P., JARDINE S., ROBERT P. et JONATHAN D. (1977) Mission Togo 1974 (BERDM). Etude Pétrographique et Etude de la Matière Organique de 19 échantillons. S.N.E.A (P). D.G.M.-D. Exploration. Lab. Géol. Boussens, Fr., GEO / LAB Bss n° 7 / 1456 RP / mo, 9 p.
- FREY M., JARDINE S., ROBERT P. et JONATHAN D. (1977) Mission Togo 1974. Etude pétrographique et étude de la matière organique de 19 échantillons. Rapp. SNEA(P), D.G.H.-D. Explor., Lab. Géol. Boussens, Fr., GEO/LAB Bss n° 7/1456 RP/mo., 9 p., 3 fig., 2 ann., inéd.
- GAISIE J.S. et WINTER J. (1974) Tillite in the Togo formation in Ghana. *Geol.ogical Magazine*, G.B., II, 3, p. 253-254.
- GARBA S. (1981) Les roches basiques du Massif Kabye et leurs altérations. Observations de terrain et premières interprétations. Rapp. Stage, Centre ORSTOM de Lomé, Togo, 68 p., 9 fig., 3 pl., inéd.
- GASTIL G., KRUMMENACHER D. et MINCH J. (1979) The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. Bull. geol. Soc. Amer., 90, p. 839-857.
- GIOT D. et PASCAL M. (1978) Eocambrian phosphates of Southeast Senegal-Faleme Series. Abstr. 10th internat. Congr. Sedimentol., Jerusalem, vol. 1, p. 249.
- GODONOU K.S. (1980) Le point sur les recherches géologiques et minières dans l'extrême Nord Togo. Rapport de fin de mission. Rapp. Bur. nat. Rech. min., Lomé, Togo., inéd.

- GODONOU K.S. (1983) Quelques données nouvelles sur la géologie du Togo. Rapp. Bur. nat. Rech. min., Lomé, Togo, 35 p., 17 fig., inéd.
- GODONOU K.S. et AREGBA A. (1984) Coupes géologiques effectuées dans le Massif Kabye et sa bordure orientale et les zones de Sokodé-Bafilo-Bassar-Dimouri, Badou-Atakpamé-Glito ; Klélé-Elé-Ahito, et Mango-Dapaong, en compagnie d'Affaton (10 Novembre au 10 Décembre 1983). Rapp. DGMG/BNRM, Lomé, Togo, 31 p., 16 fig., inéd.
- GODONOU K.S., AREGBA A. et ASSIH-EDEOU P. (1986) Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000, feuille Sokodé, 1ère édition. Dir. Génér. Min. Géol./Bur. nat. Rech. min., Lomé, Togo. Edit. Bur. Rech. géol. min., Orléans, Fr.
- GODONOU K.S., ASSIH-EDEOU P. et AHIAGBAH K. (1986) Travaux effectués durant la saison 85-86 (chantier de Pagala). Rapp. DGMG BNRM, Lomé, Togo.
- GRADY J.C. (1966a) Photogeology of the Bassari-Bandjeli region. Dir. Projet Fonds Spéc. Nat. Unies, Rech. Min. Eaux souterraines, Lomé, Togo, inéd.
- GRADY J.C. (1966b) Photogeology of part of Togo. Unpubl. Rept. United Nations special fund survey of groundwater and mineral resources in the Republic of Togo, Juin 1966, Lomé., inéd.
- GRADY JC. (1966c) Periodical report. Direction Projet du Fonds Spécial des Nations Unies. Recherches Minières et Eaux Souterraines, Septembre 1966, Togo., inéd.
- GRANT N.K. (1967) Complete late Precambrian to early Paleozoic orogenic cycle in Ghana, Togo and Dahomey. *Nature*, G.B., vol. 215, 5101, p. 609-610.
- GRANT N.K. (1969a) The late Precambrian to early Paleozoic Pan-African orogeny in Ghana, Togo, Dahomey and Nigeria. Geological Society of America Bull., vol. 80, p. 45-56.
- GRANT N.K. (1969b) The nature of the Pan-Zfrican orogeny in Nigeria. 13th Ann. Rep. Inst. afr. Geol. Univ. Leeds, G.B., p. 20-21 (déc. 1964).
- GUIRAUD M. (1983) Evolution tectono-sédimentaire du bassin wealdien (Crétacé inférieur) en relais de décrochements de Logrono-Soria (NW-Espagne). Thèse 3e cycle, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, Fr., 184 p., 93 fig., 2 pl. h.-t.
- GUSSOW W.C. (1973) Chuaria sp. cf. C. circularis Walcott from the Precambrian Hector Formation, Banff National Park, Alberta, Canada. J. Paleontol., 47, (6), p. 1108-1112, 2 fig.
- HASTINGS D.A. (1977) Gravity mapping and interpretation in Ghana. Eos, 58, p. 333-337.
- HASTINGS D.A. (1983) An updated Bouguer anomaly map of south-central West Africa. *Geophysics*, 48, p. 1120-1128.
- HASTINGS D.A. [1983 (1983)] On the tectonics and metallogenesis of Ghana : a model based on a new synthesis of geological and geophysical data. EROS Data Center Rept., U.S. geological Survey, Sioux Falls, South Dakota, U.S.A., 216 p.
- HAUSKNECHT J.-J. (1976a) Etude photogéologique du bassin de l'Oti, Togo. Rapp. ELF-R.E., D.E.P.-D. Explor., D.G.C. 1035 n° 6/35 du 26.1.76, 4 p., 1 pl. h.-t. 1/200 000., inéd.

- HAUSKNECHT J.-J. (1976b) Notice explicative de l'esquisse photogéologique du Haut-Bassin Voltaïen d'après images ERTS-LANDSAT. Rapp. ELF-R.E., D.E.P.-D. Explor., D.G.C. 1035 n° 6-201 du 12.5.76, 2 p., 1 pl. h.-t. au 1/1 000 000., inéd.
- HEDBERG H.D. (1972) An international guide to stratigraphic classification, terminology and usage. Introduction and summary. Intern. Subcom. stratigr. Classific., Rep. 7, Lethaia, Oslo, 5 : p. 297-323.
- HEDBERG H.D. (1976) International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. J. Wiley, New York, 200 p., 14 fig., 3 tabl.
- HEDBERG H.D. (1979) Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédures. Doin Edit., Paris, 233 p., 14 fig., 3 tabl.
- HENRY B. et SCANVIC J.Y. (1973) Rapport de mission au Togo. Le massif Kabré et ses minéralisations (Cu, Cr). Rapp. Bur. Rech. géol. min., Orléans, Fr., 35 p., inéd.
- HERARD A. (1963) Etude de Hosséré Mangbei au Nord-Cameroun. Rapp. Bur. Rech. géol. min., Orléans, Fr., 93 p., inéd.
- HIRST (1944) Progress report for March, 1944. Rept. Gold Coast geol. Surv., Accra, inéd.
- HOFMANN H.J. (1977) The problematic fossil Chuaria from the Late Precambrian Uinta Mountain group, Utah. Precambrian Research, 4, p. 1-11, 4 fig., 1 tabl.
- HOFMANN H.J. et AITKENJ.D. (1979) Precambrian biota from the Little Dal Group, Mackenzie Mountains, northwestern Canada. Can. J. Earth Sci., 16, p. 150-166.
- HOFMANN H.J. et CHEN J. (1981) Carbonaceous megafossils from the Precambrian (1800 Ma) near Jixian, northern China. Can. J. Earth Sci., 18, 443-447.
- HOLM R.F. (1973) Ultramafic and mafic protoclastic intrusions of the Dahomeyan gneisses of Ghana. Geological Magazine, G.B., 110, p. 557-564.
- HOLMES A. et CAHEN L. (1957) Géochronologie africaine, 1956. Mém. Acad. roy. Sci. colon. Bruxelles, 5, 1.
- HOLT R. (1982) Geotectonic evolution of the Anka belt in the Precambrian basement complex of NW-Nigeria. Ph. D. thesis, Open Univ., G.B.
- HOLT R., EGBUNIWE I.G., FRITCHES W.R. et WRIGHT J.B. (1978) The relationships between low grade metasedimentary belts, calc-alkaline volcanism and the Pan-African orogeny in N.W. Nigeria. *Geologische Rundschau*, 67, p. 631-646.
- HOOD A., GUTJAHR C.C.M. et HEACOCK R.L. (1975) Organic metamorphism and the generation of Petroleum. Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., 59, 6, p. 986-996.
- HUBBARD F.H. (1975) Precambrian crustal development in western Nigeria : indications from the Iwo region. Bull. geol. Soc. Amer., 86, p. 548-554.
- HUBERT H. (1911) Essai d'une carte géologique de l'Afrique occidentale. C.R. Acad. Sci., Paris, 153, p. 737-740.

- HUBERT H. (1919) Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de l'Afrique occidentale. Carte géologique et notice explicative. Larose Edit., Paris, 12 p., 1 carte géol. 500 000e, 2e édit.
- HUBERT H. (1932) Afrique Occidentale Française et Togo. In : "La géologie et les mines de la France d'Outre-Mer". Publ. Bur. Et. géol. min., Paris, 1, p. 205-239.
- HUDDLESTON (1944) Progress Report for April, 1944. Rept. Gold Coast geol. Surv., Accra, inéd.
- HUGHES I.G. (1952). Annual Report, 1950-1951. Gold Coast geol. Surv., Accra, p. 4.
- HUOT G. et LELONG F. (1963) Nouvelles données sur la structure de la série du Buem et sur la stratigraphie de la série de l'Oti au Nord-Ouest du Dahomey. Bull. Soc. géol. Fr., (7), V : p. 924-929, 3 fig.
- HURLEY P.M., ALMEIDA F.F.M. (de), MELCHER G.C., CORDANI U.G., RAND J.R., KAWASHITA K., VANDOROS P., PINSON W.H. et FAIRBAIRN Jr. H.W. (1967) Test of continental drift by comparison of radiometric ages. A pre-drift reconstruction shows matching geologic age provinces in West Africa and Northern Brazil. *Science*, 157, p. 495-500, 4 fig.
- HUTTON A.N. (1957) Unpublished reports. Ghana geol. Surv. Dept., Accra.
- ILAVSKY J. (1972) Un paléoplacer métamorphisé d'hématite-rutile uranifère et thorifère dans l'Atacorien (Précambrien supérieur) du Togo, Afrique occidentale. *Mineralium Deposita*, Berlin, 7, p. 73-88, 11 fig.
- INGRAM (1953) In : Pettijohn E.J. (1975) : "Sedimentary Rocks". 3rd edit., Harper and Row, Publishers, New-York.
- IRVINE T.N. et BARAGAR W.R.A. (1971) A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, 8, p. 523-548.
- JACQUES E.H. (1957) Report on the Shiene Iron Ore Deposits. Geol. Surv. Dept., inéd.
- JANKAUSKAS T.V. (1982) Microfossils of the Riphean of the South Urals. In : "Stratotype of Riphean, Paleontology, Paleomagnetism". Acad. Sci. U.R.S.S., Nauka, 84-120.
- JAVOY M. (1970) Utilisation des isotopes de l'oxygène en magmatologie. Thèse Univ. Paris-VI, Contribution IPG NS N° 122.
- JEPSEN H.F. et DEPCIUCH T. (1974) Rapport sur la prospection géologique et géochimique dans la zone X-Buem. Rapp. Projet PNUD DAH 73/006, Dir. Mines Géol. Cotonou, Bénin, 38 p., 12 pl. h.-t., inéd.
- JONATHAN D. (1979) Analyses géochimiques d'échantillons de la série de l'Oti. Sondages Buipe et Bongoda et terrain 1974 (Ghana et Togo). Rapp. SNEA(P), Dir. Explor., Lab. Géol. Boussens, Fr., GEO/LAB Bss n° 9/1836 RP/Ca, 8 p., 5 fig., 3 tabl., inéd.
- JONES W.B. (1978) The stratigraphy, age and relationships of the Buem series. Contr. Geol. Ghana, Ghana geol. Surv. Dept., Accra, vol. 2.
- JONES W.B. (1979) The stratigraphy and age of the Voltaian System (Ghana). Contr. Geol. Ghana, Ghana geol. Surv. Dept., Accra., vol. 3, 28 p. dactylo., 2 fig., 2 tabl.
- JOPPICH H. (1977) The uranium mineralizations in the gneisses of the Dahomeyan formation of northern Togo. Advisory Group Meeting on Uranium Deposits in Africa, 14-18 November, 1977, Lusaka, Zambia. Rept. Uranerzbergbau GMBH, Lomé, Togo, West Afrika. 7 p., 3 fig., inéd.

JUNNER N.R. (1936) - Annual Report, 1935-1936. Gold Coast geol. Surv., p. 7.

JUNNER N.R. (1937) - Annual Report, 1936-1937. Gold Coast geol. Surv., p. 4-5.

- JUNNER N.R. (1938) The geology and mineral resources of the Gold Coast. Rept Gold Coast geol. Surv., Accra, 11 p., 1 pl.
- JUNNER N.R. (1939) Annual Report, 1938-1939. Gold Coast geol. Surv., p. 20-22.
- JUNNER N.R. (1940) The Geology of the Gold Coast and Western Togoland with revised geological map (1.000.000). Gold. Coast geol. Surv. Bull. n° 11, 40 p., 5 tabl., 9 pl. phot., 1 carte géol. h.-t.
- JUNNER N.R. (1942) Unpublished Field Notes. Gold Coast geol. Surv.
- JUNNER N.R. (1945) Reports of the Geology and Hydrology of the Coastal Area East of the Akwapim Range. Gold Coast geol. Surv. Mem., 7, pt. II, p. 6.
- JUNNER N.R. [1954 (1952)] Notes on the classification of the Precambrian of West Africa. C.R. 19e Congr. Géol. Intern., Alger, 1952, fasc. 20, p. 115-127.
- JUNNER N.R. et SERVICE H. (1937) Annual Report, 1935-1936. Gold Coast geol. Surv., Accra, p. 3-6.
- JUNNER N.R. et BATES (1942). Unpubl. Rep. Gold Coast geol. Surv., Accra.
- JUNNER N.R. et BATES D.A. (1945) Reports on the geology and hydrology of the coastal area of the Akwapim Range. Gold Coast geol. Surv. Mem., Accra, n° 7.
- JUNNER N.R. et HIRST T. (1946) The geology and hydrology of the Voltaian Basin. Mem. Gold Coast geol. Surv., Accra, n° 8, 51 p., 4 pl. h.-t.
- KARVEIL J. (1956) Die metamorphose der Kohlen vom Standpunkt der physikalischen Chemie. Z. dtsch. geol. Ges., 107, p. 132-138.
- KARVEIL J. (1975) The determination of palaeotemperatures from the optical reflectance of coaly particles in sediments. In : Alpern B. Edit., "Pétrographie organique et Potentiel pétrolier". Coll. CNRS, Paris, 1973, p. 195-203.
- KEITA N.D. (1984) Etude géologique des formations sédimentaires de la partie sud-orientale du bassin précambrien supérieur et paléozoïque de Taoudeni au Mali (Région du Plateau de Bandiagara). Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Techn. St Jérôme, Marseille, 212 p., 67 fig., 6 pl. h.-t., 6 tabl., 6 pl. photo.
- KELLER B.M. et KRASNOBAEV A.A. (1983) Late Precambrian geochronology of the European U.S.S.R. Geological Magazine, G.B., 120, (4), p. 381-389, 2 tabl.
- KESSE G.O. et BANSON J. K.A. (1975) Iron Ore Deposits of Ghana. Rept. Ghana geol. Surv., Accra, n° 75/7, 54 p., 10 fig., 9 tabl.

KHAN M.H. (1970) - Unpubl. Rept. Ghana geol. Surv. Dept., Accra.

KITSON A.E. (1918) - Annual Report, 1916. Gold Coast geol. Surv., Accra, p. 4, 6.

- KITSON A.E. (1919) Annual Report, 1918. Gold Coast geol. Surv., Accra, p. 5-6.
- KITSON A.E. (1925) Annual Report, 1924-1925. Gold Coast geol. Surv., p. 6.
- KITSON A.E. (1926) Annual Report, 1925-1926. Gold Coast geol. Surv., p. 5-6 et 9-10.
- KITSON A.E. (1927) Geological notes on the Kumasi-Kitampo-Morno-Zuarugu-Gambaga-Bole-Tamale districts. Ann. Rep. Gold Coast geol. Surv., Accra, (1926-1927), p. 3-8.
- KITSON A.E. (1928) Provisional geological map of the Gold Coast and western Togoland with brief descriptive notes. *Gold Coast geol. Surv. Bull.*, 2, 13 p., 19 pl. photo h.-t., 1 carte géol. 1/ 500 000e.
- KLEMM D.D., SCHNEIDER W. et WAGNER B. (1984) The Precambrian sedimentary sequence east of Ife and Ilesha/SW Nigeria. A Nigerian "greenstone belt" ? J. afr. Earth. Sci., vol. 2, n° 2, p. 161-176.
- KNOLL A.H. et CALDER S. (1983) Microbiotas of the Late Precambrian Ryssö Formation, Nordanstlandet, Svalbard. *Paleontology*, 26 (3), 467-496.
- KOCH P. (1955) Etudes et levés de la carte Garoua Ouest. Rapp. Ann. (1953), Sect. géol. Serv. Mines Cameroun, Yaoundé, p. 59-73.
- KOCH P. (1959) Contribution à l'étude géologique du socle de l'Afrique. Le Précambrien de la frontière occidentale du Cameroun central. Bull. Dir. Min. Géol. Cameroun, n° 3, 316 p.
- KOERT W. (1906) Das Eisenerzlager von Bandjeli in Togo. Mitt. a. d. d. Schutz., Bd XIX, Helft 2, p. 113-131, 1 carte.
- KOERT W. (1910) Geologische karte von Togo. Mit Begleitwort, in H. Meyer : "Das deutsche Kolonialreich II Leipzig, Allemagne.
- KOGBLEVI J.-C., AFFATON P., TIAMIYOU S., DADJO A. et MAMA B.C. (1977) Prospection pour l'or alluvionnaire dans le bassin de la Perma. Compte rendu de la campagne 1974-1975. Rapp. Dir. Mines Géol. Hydrocarbures, Cotonou, Bénin, 15 p., 3 tabl., 3 fig., inéd.
- KOURIATCHY N. (1931) Les gisements de chromite et de serpentines au Togo. C. R. Ac. Sci., Paris, 192, 25, p. 1669-1672.
- KOURIATCHY N. (1932) Sur quelques roches cristallophylliennes du Togo. C. R. Congr. Soc. Sav., Paris, p. 172-177.
- KPALMA A.S. et SEDDOH F.K. (1983) Les minéralisations de type itabirite dans l'Atacorien du Togo. J. Afric. Earth Sci., vol. 1, n° 3/4, p. 199-212.
- KPONDJO M. (1982) Interprétation de l'imagerie landsat pour une étude géologique et minière. Zone de l'Atacora. Secteur Irikouakou-Sarga. Rapp. Centre régional Télédétection de Ouagadougou, Burkina Faso, 30 p., inéd.
- KRÖNER A. (1977) Non-synchroneity of Late Precambrian glaciations in Africa. J. Geol., 85, p. 289-300, 1 tabl.
- KUBLER B. (1967) Anchimétamorphisme et schistosité. Bull. Centre. Rech. Pau-SNPA, 1, 2, 259-278, 14 fig., 1 tabl.

KUBLER B. (1968) - Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des Progrès réalisés ces dernières années. Bull. Centre Rech. Pau, vol. 2, p. 385-397, 4 fig.

ċ.

- KUHN A. et ZAJACZKOWSKI W. (1975) Evaluation du gisement de phosphates du secteur Tapoa nord. Rapport final. Rapp. Minist. Min. Hydraul., BUREMI, Niamey, Niger, 16 p., inéd.
- KUSNIR I. et THOENES E. (1973) Rapport préliminaire sur les prospections dans la zone VIII (Bassin sédimentaire du Nord-Dahomey). Rapp. Projet PNUD, Dir. Min. Géol. Hydrocarb., Dahomey, 37 p., 3 fig., 2 tabl., 8 pl. h.-t., inéd.
- KUSNIR I. et FONSECA C.E. (da) (1973) Rapport sur les recherches géologiques et géochimiques de la région de Lanta. Projet Minier, PNUD, Rapp. Dir. Min. Géol., Cotonou, Bénin, 58 p., inéd.
- KUSNIR I., DEPCIUCH T. et AGBOTON J. (1974) Rapport sur la prospection géologique et géochimique dans la zone XII-Mekrou. Projet Minier PNUD-DAH 73/006, Rapp. Dir. Min. Géol. Hydrocarb., Cotonou, Bénin, inéd.
- KUSNIR J., DEPCIUCH T. et AGBOTON J. (1974) Rapport sur la prospection géologique et géochimique dans la zone XII-Mekrou. Rapp. PNUD, Projet DAH 73-006, Dir. Min. Géol., Cotonou, Bénin, 35 p., inéd.
- LAJOINIE J.-P. (1960) Observations sur le Primaire de la région de Bobo-Dioulasso (Haute-Volta). Bull. Soc. géol. Fr., (7), 2, p. 208-212, 1 fig.
- LAMBERT R. (1954) Rapport de visite au gisement de Bangeli (Togo). Fer Bangeli. Rapp. d'activité 1955-56. Rapp. Arch. Bur. min. Fr. O.M., Dakar, Sénégal, inéd.
- LASSERRE M. (1967) Données nouvelles acquises, en géochronologie, par la méthode au strontium appliquée à l'étude des massifs cristallins du Cameroun. C. R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 3, p. 89-90.
- LASSERRE M. (1969) Cameroun : examen des résultats géochronologiques obtenus depuis 1967. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermond-Ferrand, n° 41, Géol. et Min., fasc. 19, p. 29-31.
- LASSERRE M., BAUBRON J.-C. et CANTAGREL J.-M. (1977) Existence d'une couverture non plissée, d'âge paléozoïque inférieur, au sein de la zone mobile de l'Afrique Centrale : âge K/Ar des formations de type Mangbai. C. R. Acad. Sci., Paris, 284, sér. D, p. 2667-2070.
- LASSERRE J.L., AREGBA A.P. et MATHEUS P. (1980) Prospection minière commune au Bénin et au Togo entre les 9e et 10e degrés de latitude nord. Secteur Togo : Géologie et prospection. Etudes détaillées. Rapp. Bur. Rech. géol. min., n° 80 RDM 027 AF., 31 p., 3 fig., 20 pl. h.-t., 4 ann., inéd.
- LAWSON D.T. (1972) Géologie et perspectives économiques de la formation ferrifère de la cuvette du Buem au Togo (Cir. administrative de Bassari). Rapp. Bur. nat. Rech. min., Lomé, 110 p., inéd.
- LE COCQ A. (1975) Quelques nouvelles données de terrain à propos du Buem du Togo et des formations avoisinantes (Schistes de l'Oti et micaschistes de Bonkombé). Note tech. S.S.C. de l'O.R.S.T.O.M., Bondy, Fr., 9 p., 1 pl., 1 annexe (1 tabl.), inéd.
- LECORCHE J.-P. (1985) Les Mauritanides face au craton ouest-africain. Structure d'un secteur-clé : la région d'Ijibiten (Est d'Akjoujt, R.I. Mauritanie). *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme,* Marseille, (B) n° 26, 446 p., 117 fig., 8 tabl., 12 pl. photo.

LECORCHE J.P., DALLMEYER R.D. et VILLENEUVE M. (1987) - Tectonostratigraphic Terranes in the Mauritanide, Bassaride and Rokelide Orogens. A paraître dans Geol. Soc. Amer. Bull.

LEEDER M.R. (1982) - Sedimentology. Process and Product. Georges Allen and Unwin, London.

- LE FUR Y. (1971) Indices de cuivre du groupe volcano-sédimentaire de Poli (Cameroun). Bull. Bur. Rech. géol. min., Orléans, Fr., sect. 11, 6, p. 79-93.
- LEGOUX P. (1939) Esquisse géologique de l'A.O.F. Bull. Serv. Mines A.O.F., Dakar, nº 4.
- LEGRAND J.M. (1968) Levé géologique du 1/4 Sud-Est du degré carré de Pama. Rapp. Dir. Géol. Mines Haute-Volta, 60 p., 12 fig., 7 dépl. h.-t., inéd.
- LEHINGUE J. (1961) Etude des carottes de sondages recueillies dans les ouvrages S 37-42-43-45-46 de la SASIF (1960). Rapp. Bur. Rech. géol. min., Abidjan, Côte d'Ivoire, inéd.
- LEHINGUE J. (1962) Mission de prospection sur les indices de chromite de Bontomo (NO du Dahomey). Rapport de fin de mission. Campagnes de 1960 et 1961. Rapp. Bur. Rech. géol. min., Abidjan, Abi 62A 17, 68 p., 14 fig., 12 tabl., 11 pl. h.-t., 4 annexes, inéd.
- LEHINGUE J. et MARCHESSEAU J. (1962) Rapport d'ensemble sur les prospections effectuées dans la région des Tannékas et dans le bassin de la Sina-Issiré. Rapp. Bur. Rech. géol. min., juin-octobre 1962, Abidjan, inéd.
- LEHINGUE J. et ROIGNOT R. (1964) Gisement primaire de l'or dans le bassin de la Perma. Rapp. Bur. Rech. géol. min., juillet 1964, Abidjan, inéd.
- LELONG F. (1961) Structure de la série du Buem et stratigraphie de la série de l'Oti au NO du Dahomey. Rapp. Bur. Rech. géol. min., inéd.
- LE MARECHAL A. et VINCENT P.M. (1971) Le fossé crétacé du Sud-Adamaoua (Cameroun). Cah. ORSTOM, Géol., 3, 1, p. 67-83.
- LE MARECHAL A. et VINCENT P.M. [1972 (1970)]. Le fossé crétacé du Sud-Adamaoua, Cameroun. In : "African Geology". Dessauvagie T.F.J. et Whiteman A.J. Edit. p. 229-240. Dept. Geol. Univ. Ibadan, Ibadan, Nigéria.
- LENOIR F. (1983) Proposition pour un découpage du socle dahomeyen entre les parallèles 7° et 8° Nord (carte 1/200 000 Abomey). Document de travail, diffusion restreinte. Rapp.inéd., ORSTOM, Lomé, Togo.
- LEPRUN J.C. et TROMPETTE R. (1969) Subdivision du Voltaïen du massif de Gobnangou (République de Haute-Volta) en deux séries discordantes séparées par une tillite d'âge éocambrien probable. C. R. Acad. Sci., Paris, D, 269, p. 2187-2190, 3 fig.
- LESQUER A., BELTRAO J.F. et ABREU F.A.M. (de) (1984) Proterozoic links between Northeastern Brazil and West Africa : a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, 110, p. 9-26, 6 fig.
- LEVIN A. (1974) Sketch Geological Map of the Kintampo-Buipe-Daboya Area (scale 1 : 250 000). Publ. Ghana geol. Surv. Dept., carte géol. inéd.

- LIEGEOIS J.P. (1987) Le batholite composite de l'Adrar des Iforas (Mali). Géochimie et géochronologie d'une succession magmatique du calco-alcalin à l'alcalin dans le cadre de l'orogenèse pan-africaine. Thèse Doct. Sci., Fac. Sci., Univ. Libre de Bruxelles, Belgique, 335 p.
- LOUIS P. (1977) Gravimétrie et géologie en Afrique occidentale et centrale. Mém. Bur. Rech. géol. min., Orléans, Fr., n° 91, p. 53-61.
- LUCAS J., PREVOT L. et TROMPETTE R. (1980) Petrology, mineralogy and geochemistry of the late Precambrian phosphate deposits of Upper Volta (W Africa). J. geol. Soc., London, vol. 137, p. 787-792, 2 fig., 1 tabl.
- LUCAS J., ILYIN A.V. et KUHN A. (1986) Proterozoic and Cambrian phosphorites deposits : Volta Basin, West Africa. *In* : Cook P.J. and Shergold J.H. Edit., "Phosphate deposits of the world". vol. 1, Cambridge Univ. Press, London, p. 235-243, 5 fig., 5 tabl.
- MACHENS E. (1967) Notice explicative sur la carte géologique du Niger occid. (1/200 000). Dir. Min. Géol. Rép. Niger, Bur. Rech. géol. min., Edit., Paris.
- MACHENS E. (1969a) Les relations entre le Voltaïen et l'Atacorien (Bassin voltaïen) et le groupe d'Ydouban (Bassin de Taoudenni), Afrique occidentale. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, n° 41, Géol. Minéral., 19, p. 1-3.
- MACHENS E. (1969b) Observations nouvelles sur les relations entre le Voltaïen et l'Atacorien, Infracambrien du "Parc national du W" au Niger (Afrique occidentale). C. R. som. Soc. géol. Fr., p. 251-253, 1 fig.
- MACHENS E. (1973) Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger. Mém. Bur. Rech. géol. min., n° 82, 168 p., 17 fig., 9 tabl., 9 pl. photo.
- MAGNIEN A., HOTTIN J., ANGEL J.-M., SEMPER T. (1983) Quelques données nouvelles sur les sédiments paléozoïques du Nord-Cameroun. In : Conrad. G. Edit., "Bassins sédimentaires en Afrique". Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille, sér. A, n° 15, p. 121-122.
- MALAVOY J. (1932) Sur le Voltaïen et l'Atacorien (Gold Coast, Togo et Dahomey). C. R. Acad. Sci., Paris, 195, p. 713-714.
- MARCHESSEAU J. (1964) Mission-diamant dans le Nord-Togo (janv.-juin 1964). Rapp. Bur. Rech. géol. min., Abidjan, ABI 64 A 20, inéd.
- MARCHESSEAU J. (1969) Nouvelles observations sur l'Atacora dans le Nord-Dahomey. Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand, n° 41, Géol. Minéral., 19, p. 53.
- MARESCAUX G. (1969) Sur les conditions de dépôt de l'Atacorien (Dahomey nord-occidental et Togo septentrional). Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand, n° 41, Géol. Mineral., 19, p. 1.
- MARTINET B. et SOUGY J. (1961) Utilisation pratique des classifications chimiques des roches carbonatées. Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar, Sénégal, t. 6, p. 81-92, 4 fig., 2 tabl.
- MARTINOTTI G. et al. (1983) Carte géologique au 1/200 000 du territoire béninois au Nord du 11e parallèle. Istituto Ricerche Breda, div. Geomineraria, Italie.

- MARVIER L. (1953) Notice explicative de la carte géologique d'ensemble de l'Afrique occidentale française. Bull. Dir. Min. Afr. occ. fr., Dakar, 16, 99 p., 1 fig., 3 pl. h.-t., 2 cartes.
- MASCLANIS P.[1958 (1955)] Le Précambrien de la partie orientale de la boucle du Niger. Thèse Univ. Clermont-Ferrand et Bull. Serv. Géol. Prosp. min., Dakar, n° 24, 161 p., 16 pl., 2 cartes h.-t. 1/500 000.
- .MASON D. (1963) The geology of 1/4 Field Sheet n° 132-Bompata NE. Ghana geol. Surv. Bull. 33, 31 p., 19 photos, 3 cartes et planches.
- MATHEIS G. et CAEN-VACHETTE (1983) Rb-Sr Isotopic study of rare-metal bearing and barren pegmatites in the Pan-African reactivation zone of Nigeria. J. afric. Earth Sci., vol. 1, 1, p. 35-40.
- McCALLIEN W.J. et BURKE K.C. (1969) The Geological of the Coastal Region near Accra, Gold Coast, from the Akwapim Escarpment to Senya Beraku. J. Mining Geol., Nigeria, t. 4, p. 73-90.
- McCURRY P. (1971) Plate Tectonics and the Pan-African orogeny. Nature Phys. Sci., 229, p. 154-155.
- McCURRY P. (1976) The geology of the Precambrian to Lower Palaeozoic rocks of northern Nigeria. A review. In : C.A. Kogbe Edit., "Geology of Nigeria". Elizabethan Publ., Lagos, Nigeria, p. 15-39.
- McGREGOR D.P. (1929) Unpublished Reports. Gold Coast Geol. Surv. Accra.
- McGREGOR D.P. (1946) Unpublished Reports. Gold Coast Geol. Surv. Accra.
- MENOT R.-P. (1977) Les massifs basiques et ultra-basiques antémétamorphiques de la bordure ouest du "môle" dahoméo-nigerian. Essai de synthèse bibliographique. Ann. Univ. Bénin, Togo, III, p. 53-94.
- MENOT R.-P. (1980) Les massifs basiques et ultrabasiques de la zone mobile pan-africaine au Ghana, Togo et Bénin. Etat de la question. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XXII, 3, p. 297-303.
- MENOT R.P. (1982) Les éclogites des Monts Lato : un témoin de l'évolution tectonométamorphique de la chaîne pan-africaine du Sud-Togo (Afrique de l'Ouest). Ist intern. Eclogite Conf., *Terra Cognita*, 2, (3), p. 320.
- MENOT R.-P. et SEDDOH K.F. (1977) Données nouvelles sur la pétrographie de l'Atacorien au Togo (Région des Plateaux, Atakpamé). Bull. Soc. géol. Fr., 1977, (7), XIX, 2, p. 331-334.
- MENOT R.-P. et SEDDOH K.F. (1978) Analyse des petites structures dans les faciès atacoriens de la région d'Atakpamé, région centrale du Togo. Ann. Univ. Bénin, Togo, IV, p. 53-69.
- MENOT R.-P. et SEDDOH K.F. (1981) Le massif basique stratifié précambrien de Djabatore-Soutouboua (région centrale du Togo, Afrique de l'Ouest). Pétrographie et évolution métamorphique. Bull. Bur. Rech. géol. min., sect. IV, Orléans, Fr.
- MENOT R.-P. et SEDDOH K.F. (1985) The eclogites of the Lato Hills, South Togo, West Africa : Relics from the early tectonometamorphic evolution of the Pan-African orogeny. *In* : D.C. Smith, G. Franz et D. Gebauer (Guest-Editors), Chemistry and Petrology of Eclogites. *Chemical Geology*, 50, p. 313-330.
- MENSAH M.K. (1973) On the question of the age of the Sekondi Series upper Devonian or Lower Carboniferous rocks of Ghana. Ghana J. Sci., 2, vol. 13, p. 134-139, 1 tabl.

- MICHEL J.-P. et FAIRBRIDGE R.W. (1980) Dictionnaire des Sciences de la Terre. Anglais-Français ; Français-Anglais. Masson Publ. USA, Inc., New York., 411 p.
- MITCHELL J. (1953) Annual Report of Gold Coast Geological Survey, 1951-1952. Rapp. Ghana geol. Surv. Dept., Accra., inéd.
- MITCHELL J. (1960) Limestones of Ghana. Ghana geol. Surv., Bull. nº 23, 78 p.
- MONTIGNY R. et ALLEGRE C.J. (1974) A la recherche des océans perdus : les éclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 279, sér. D, p. 543-545, 1 fig.
- MOON P.A. et MASON B.S.C. (1967) The Geology of 1°/4 field sheets Nos 129 and 131, Bompata SW and NW. Ghana geol. Surv., Bull. n° 31, 51 p.
- MORTON J.-P., LONG L.E. (1982) Rb-Sr Ages of Precambrian sedimentary rocks in the U.S.A. Precambrian Research, 18, p. 133-138. 1 tabl.
- MOUSSINE-POUCHKINE A. et BERTRAND-SARFATI J. (1978) Le Gourma : un aulacogène du Précambrien supérieur ? Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XX, 6, p. 851-857.
- MOUSSINE-POUCHKINE A. et BERTRAND-SARFATI J. (1980) Séquences sédimentaires algo-laminaires littorales : les dolomies de Sarnyéré du Protérozoïque supérieur (Vendien, Gourma, Mali). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, v. 22, p. 89-99.
- MUIR I.D. et TILLEY C.E. (1964) Basalts from the northern part of the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge. J. *Petrol.*, 5, p. 409-434.
- MUIR I.D. et TILLEY C.E. (1966) Basalts from the Northern Part of the Mid-Atlantic Ridge. II : The Atlantis collections near 30°N. J. Petrol., 7, part 2, p. 193-201.
- MURRAY R.J. (1960) The geology of the Zuarungu 1/2 field sheet with geological map. Bull. geol. Surv. Ghana, Accra, n° 25, 118 p.
- NGAKO V. [1986 (1985)] Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. *Thèse 3e cycle, Univ. Rennes I*, Mém. et Documents. Centr. armoricain d'Et. struct. socles, n° 5, 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl.
- NGANGOM E. (1983) Etude tectonique du fossé crétacé de la Mbéré et du Djerem, Sud-Adamaoua, Cameroun. Bull. Centres Rech. Explor. Dévelop. Product..soc. nat. Elf-Aquitaine, Pau, Fr., 7, p. 339-347.
- ODIN G.S. (1975) Les glauconies : constitution, formation, âge. Thèse Doct. Sci., Univ. P. et M. Curie, Paris, 298 p.
- OFFLER R. et DIESSEL C.F.K. (1976) The application of reflectance determinations on coalified and graphitized plant fragments to metamorphic studies. J. geol. Soc. Australia, 23, Pt. 3, p. 293-297, 3 fig.
- OGEZI A.E.O. (1977) Geochemistry and geochronology of basement rocks from northwestern Nigeria. Ph. D. Thesis, Dept. Earth Sci., Univ. Leeds, U.K., 298 p.
- OLADE M.A. et ELUEZE A.A. (1979) Petrochemistry of the Ileska amphibolites and Precambrian crustal evolution in the Pan-African domain of SW Nigeria. *Precambrian Research*, 8, p. 303-318.

- ORSINI X. (1955) Le Dahomey-Togo. Etude géographique et géologique. Rapp. Serv. Mines Géol., Cotonou, Dahomey, inéd.
- OUASSANE M.I. (1983) Travaux complémentaires sur le gisement de manganèse de Nayega (préfecture de Tone) (Rapport périodique). B.N.R.M. Rép. Togo. Mission permanente de Dapaong.
- OUEDRAOGO Z.R. (1982) Contribution à l'étude des gisements de phosphates d'âge précambrien du Sud-Est voltaïque. Géologie-Valorisation. Thèse 3e cycle, Ecole nat. sup. Géol. Appl. Prospect. min., Nancy, Fr., 205 p., 2 annexes.
- OUEDRAOGO C. (1982) Apport de la télédétection dans l'étude de la bordure du bassin de Taoudéni en Haute-Volta. Centre Région. Télédétection Ouagadougou, Burkina Faso, 6 p., inéd.
- OUEDRAOGO C. (1983) Etude géologique des formations sédimentaires du bassin précambrien supérieur et paléozoïque de Taoudeni en Haute Volta. Thèse 3e cycle, Univ. Poitiers, Fr., 210 p., 69 fig., 5 pl. h.-t., 7 tabl.
- PARENTI COUTO J.G. (1984) Corrélation Brésil/Afrique dans le Précambrien : une étude sur les occurrences phosphatées sédimentaires de l'Etat de Minas Gerais (Brésil) et de l'Afrique de l'Ouest. Mém. Centr. Enseign. sup. Explor. Valor. Ressources Minérales, Ecole nat. sup. Géol. appl. Prosp. min., Nancy, Fr., 66 p.
- PASCAL M. (1972) Réinterprétation de la géologie et examen des possibilités minières de l'ensemble Voltaïen-Buem-Atacorien au Togo, Dahomey, Haute-Volta et Niger. Rapp. Bur. Rech. géol. min., Orléans, Fr., 74RME 014AF, 77 p., inéd.
- PATRUTIA I.A. (1963) On the prospective Oil Possibilities of the Republic of Ghana. Rept. Ghana geol. Surv. Dept., Accra, inéd.
- PEARCE J.A. et CANN J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks investigated using trace elements analyses. *Earth planet. Sci. Lett.*, 19, p. 290-300.
- PEARCE T.H., GORMAN B.E. et BIRKETT T.C. (1975) The TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram : a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 24, p. 419-426.
- PERE N.B. (1969) Recherches géologiques et minières dans la région de Palimé-Adéta. Rapp. Bur. nat. Rech. min, Lomé, Togo., inéd.
- PERE et COLIN F. (1972) Le gite de chromite de Farendé (Circ. de Lama-Kara, Togo). Univ. Bénin, Ann. Ecole Sci., Lomé, Togo, t. I, p. 1-23.
- PETTIJOHN E.J. (1975) Sedimentary Rocks, 3rd Edit., Harper and Row Publ., New York.
- PETTIJOHN F.J. et POTTER P.E. (1964) Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer-Verlag Edit., Berlin, 370 p.
- PICCIOTTO E., LEDENT D. et LAY C. (1965) Etude géochronologique de quelques roches du socle cristallophyllien du Hoggar. Actes 151e Coll. internat. CNRS "Géochronologie absolue", Nancy, p. 277-289.
- PILLEMENT P. (1982) La houillification des formations carbonifères en Belgique. Sa place dans l'histoire sédimentaire et structurale varisque. Thèse 3e cycle, Fac. Sci. St-Jérôme, Marseille, Fr., 220 p., 99 fig., 13 tabl., 14 pl. h.-t.

- POUGNET R. [1957 (1955)] Le Précambrien du Dahomey. Thèse Univ. Clermont-Ferrand et Bull. Dir. fédér. Min. Afr. occ. fr., Dakar, 22, 186 p., 26 pl., 14 tabl., 6 cartes 500 000e.
- POUGNET R. (1957a) Notice explicative sur la feuille Kandi-Est (N° NC 31-NO-E.34). Rapp. Dir. féd. Mines Géol., Dakar, Sénégal, inéd.
- POUGNET R. (1957b) Notice explicative sur les feuilles Gaya-Ouest (N° NC 31-N.E.-O.35) et Nikki-Ouest (N° NC 31 - S.E.- O.22). Rapp. Dir. féd. Mines Géol., Dakar, Sénégal, inéd.
- POUGNET R. et AICARD P. (1956) Observations géologiques nouvelles sur la région du Parc National du "W" au Niger. Rapp. Dir. Min. Géol., Dakar, Sénégal, inéd.
- POURTAL H. (1973) Prospection du gisement de phosphates d'Arly. Etude préliminaire de niveaux analogues dans la région de Kodjari-Tansarga. Rapp. Dir. Géol. Min. Haute Volta, Ouagadougou, 20 p., inéd.
- PRIEM H.N.A, BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA E.H., VERSCHURE R.H. et SZUMLAS F. (1967) Isotopic age determinations on a biotite-granodiorite and a biotite-hornblende-diorite in the coastal area west of Accra, Ghana. Geol. en Mijnb., 46, p. 208-210.
- RAHAMAN M.A. (1976) Review of the basement geology of south-western Nigeria. In : C.A. Kogbe (Editor), Geology of Nigeria. Elizabethan Publ., Lagos, Nigeria, p. 41-58.
- RAHAMAN M.A. [1983) (à paraître)] Recent advances in the study of the basement complex of Nigeria. 80 p. dactylographiées.
- RAHAMAN O., AFFATON P., LAWSON L.T., AJIBADE B., GODONOU K.S. et SIMPARA N. (1984) -Summary of discussion at the completion of field-work in Togo (2-14-12-83). Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, sér. X, n° 63, Marseille, 13 p., 2 tabl., 1 fig.
- RAYNAUD J.F. (1974) Etude microscopique des matières organiques dispersées dans les sédiments. Rapp. SNEA(P), France, inéd.
- RAYNAUD J.F. et ROBERT P. (1976) Les méthodes d'étude optique de la matière organique. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, Fr., 10, 1, p. 109-127.
- REICHELT R. (1972) Géologie du Gourma. Mém. Bur. Rech. géol. min., Fr., n° 53, 213 p., 63 fig., 14 pl. photo, 1 carte coul. h.-t.
- RENARD B. et JONATHAN D. (1973) Echantillons de terrain prélevés dans le bassin voltaïen. Résultats d'analyses géochimiques. Rapp. ELF-R.E., D.G.C., Lab., 2035 n° 3/1654 N/Ca, 3 p., 5 pl., inéd.
- REYRE D. (1984a) Remarques sur l'origine et l'évolution des bassins sédimentaires africains de la côte atlantique. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XXVI, 6, p. 1041-1059.
- REYRE D. (1984b) Caractères pétroliers et évolution géologique d'une marge passive. Le cas du bassin Bas Congo-Gabon. Bull. Centres Rech. Pau SNPA, Fr., 8, 2, p. 303-332, 11 fig., 1 tabl.
- RIBA O. (1976) Tectogenèse et sédimentation : deux modèles de discordance syntectoniques pyrénéennes. Bull. Bur. Rech. géol. min., (1), 4, p. 383-401.

- RITZ M. (1984) Geomagnetic anomalies across the onshore Mesozoic-Tertiary Senegal basin. *Tectonophysics*, 110 (1984), p. 1-8.
- ROBERT P. (1985) Histoire géothermique et diagenèse organique. Mém. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 8, Pau, Fr., 345 p., 199 fig.
- ROBERTS J.D. (1976) Late Precambrian dolomites, Vendian glaciation, and synchroneity of Vendian glaciatons. J. Geol., 84, p. 47-63, 3 tabl., 3 append.
- ROBERTSON T. (1921) Report on the geology of Western Togoland (West Africa). Crown Agents for the Colonies Edit., London, 51 p., 2 cartes, 4 pl.
- ROBERTSON T. (1925) The sedimentary and volcanic rocks of western Togoland. Geol. Mag., t. 62, 1, p. 1-21.
- ROCCI G. (1965) Essai d'interprétation de mesures géochronologiques : la structure de l'Ouest africain. Sci. Terre, Bull., Nancy, t. X, n° 3-4, p. 462-478 (Coll. intern. CNRS n° 151, Nancy).
- ROCCI G. (1969) Les chaînes du Protérozoïque supérieur dans l'Ouest africain. Comm. 5e Coll. Géol. afr., Clermont-Ferrand, Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 41, Géol. Minér., (19), p. 56-61.
- ROCH E. (1953) Itinéraires géologiques dans le Nord du Cameroun. Bull. Dir. Mines Géol. Cameroun, 1.
- RODGERS J. (1970) The tectonics of the Appalachians. J. Wiley Interscience, Edit. L.U. de Sitter, New York, 271 p.
- ROQUES M. (1948) Le Précambrien de l'Afrique occidentale française. Bull. Soc. Géol. Fr., (5), XVIII : p. 589-628, 5 fig., 3 tabl.
- ROSSI P. (1982) Lithostratigraphie et cartographie des formations sédimentaires du pourtour du massif du Kaarta, Mali occidental. Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille, sér. B, n° 18, 274 p.
- ROUCHET J. (du), ROBERT P. et TCHEMICHKIAN G. (1971) Echantillons des séries de l'Oti, du Kandé et de l'Atacora prélevés au Ghana. Etude géochimique des sédiments et de leur matière organique. Evaluation de l'état diagénétique. Rapp. ELF-R.E., Dir. Explor., Lab. Explor., 03-D-31 n° 1/568R, 16 p., 3 pl., 1 ann. 8 p., inéd.
- SACKO S. (1985) Contribution à l'étude structurale du Gourma oriental (Chaîne panafricaine du Mali). Thèse 3e cycle, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 133 p., 33 fig., 2 pl.
- SAGBOHAN W. (1972) Contribution à la géologie du Dahomey par l'utilisation des mesures gravimétriques et magnétiques. Thèse 3e cycle, mention Géophys., Univ. Strasbourg, France, 107 p.
- SAUNDERS R.S. (1970) Early Paleozoic Orogeny in Ghana : Foreland Stratigraphy and Structure. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 81, p. 233-240, 6 fig.
- SCEMAMA M. (1957) Rapport de fin de campagne C.E.A. Mission Dahomey 1956-1957. Rapp. C.E.A., Paris, inéd.
- SCHERMERHORN L.J.G. et JAGO J.B. (1976) Discussion : the terminology and stratigraphic nomenclature of proved and possible glaciogenic sediments. J. geol. Soc. Australia, v. 23, p. 329-331.
- SCHOPF J.W. (1976) Origins of Life, 7, p.19-36.

SCHWOERER P. (1965) - Notice explicative de la feuille Garoua-Est au 1/500 000. Rapp. Dir. Min. Géol. Cameroun.

SEKI Y. (1969) - Facies series in low-grade metamorphism. J. geol. Soc. Japan, vol. 75, n° 5, p. 255-266.

- SERVICE et HUDDLESTONE (1946) In : Junner N.R. et Hirst T. (1946) : "The Geology and hydrology of the Voltaian Basin". Geol. Survey Mem. n° 8, Gold Coast, Accra, p. 12.
- SHACKLETON R.M. (1971) On the south-eastward increase in deformation and metamorphism at the margin of the Pan-African domain in Ghana. 15th ann. Rep. Res. Inst. afr. geol. Univ. Leeds, G.B., p. 2-7, 3 fig.
- SHACKLETON R.M. (1976) Possible late-Precambrian ophiolites in Africa and Brazil. 20th Ann. Rep. Res. Inst. afr. Geol., Univ. Leeds, G.B., p. 3-7, 1 fig.
- SIMON B. (1979a) Les grands ensembles stratigraphiques de la partie sud-ouest du bassin de Taoudeni au Mali occidental. Intérêt minier. In : Journées Etudes Rech. géol. min. pétrol., Bamako, Mali, 3 p., 1 fig.
- SIMON B. (1979b) Essai de synthèse sur les formations sédimentaires de la partie occidentale du Mali. Rapp. Lab. Géol. Dyn., Fac. Sci. St-Jérôme, Marseille, Fr., 133 p., 53 fig., 36 photos, 2 pl. h.-t., inéd.
- SIMON B., DEYNOUX M., KEITA N., MARCHAND J., ROSSI P. et TROMPETTE R. (1979) Le Précambrien supérieur et la base du Paléozoïque de la partie sud-ouest du bassin de Taoudeni. Essai de synthèse. 10e Coll. Géol. afr., Montpellier, Rés., p. 108-109, 1 fig.
- SIMON B., BRISSET A., ROUSSEL J. et SOUGY J. (1982) Confrontation de la télédétection (analyse numérique et analogique, téléinterprétation à petite échelle) avec la cartographie géologique classique et les données gravimétriques du Mali Sud oriental (Afrique de l'Ouest). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XXIV, n° 1, p. 13-22.
- SIMPARA N. (1978) Etude géologique et structurale des unités externes de la chaîne panafricaine (600 Ma) des Dahomeyides dans la région de Bassar (Togo). Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, (B) n° 13, 167 p., 5 fig., 9 tabl., 1 pl. photo., 3 pl. h.-t.
- SIMPARA N. (1983) Description de la tranchée de Tchotoukou. Rapp. Bur. nat. Rech. min., Lomé, Togo, 7 p., 2 fig., inéd.
- SIMPARA N., SOUGY J. et TROMPETTE R. (1985) Lithostratigraphie et structure du Buem, unité externe de la chaîne panafricaine des Dahomeyides dans la région de Bassar (Togo). J. Afr. Earth Sci., vol. 3, 4, p. 479-486, 5 fig.
- SLANSKY M. (1957) Considération sur la recherche d'eau dans la région de Gouandé (Dahomey). Rapp. Dir. fédér. Mines Géol. Afr. occ. fr., Dakar, 10 p., 1 fig., 1 pl. h.-t., inéd.
- SLANSKY M. (1980) Géologie des phosphates sédimentaires. Mém. Bur. Rech. géol. min., Orléans, Fr., n° 114, 92 p., 32 fig., 19 tabl., 13 pl. photo.
- SLANSKY M. (1985) La formation phosphatée de Bassar (République togolaise). Résultats de la mission d'identification de juillet 1985. Rapp. Bur. Rech. géol. min., Orléans, Fr., n° 85, TGO 015 GEO, 18 p., inéd.
- SLANSKY M. (1986) Proterozoic and Cambrian phosphorites regional review : West Africa. In : Cook P.J. and Shergold J.H. Edit., "Phosphate deposits of the world", vol. 1 (Proterozoic and Cambrian phosphorites). Cambridge Univ. Press, Cambridge, G.B., p. 108-115.

- SOCOHOU M.A. (1981) Interprétation structurale et géologique des images Landsat : deux zones tests en République Populaire du Bénin. Centre régional de Télédétection de Ouagadougou, 16 p., 5 fig., 1 tabl.
- SOKOLOV B.S. et FEDONKIN M.A. (1984) The Vendian as the Terminal System of the Precambrian. *Episodes*, 7, (1), p. 12-19, 4 fig.
- SOUGY J. (1964) Les formations paléozoïques du Zemmour noir (Mauritanie septentrionale). Etude stratigraphique, pétrographique et paléontologique. Thèse Fac. Sci. Univ. Nancy, 695 p.
- SOUGY J. (1970) Le bassin de la Volta et son contexte (Ghana, Niger, Togo, Dahomey, Haute-Volta). Etude bibliographique interprétée. *Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme*, Marseille, Fr., (X), 12, 78 p., 19 fig., 3 cartes.
- SOUGY J. (1971) Remarques sur la stratigraphie du Protérozoïque supérieur du bassin voltaïen ; influence de la paléosurface d'érosion glaciaire de la base du groupe de l'Oti sur le tracé sinueux des Volta et de certains affluents. C. R. Acad. Sci., Paris, D, 272, p. 800-803.
- STACH E., MACKOWSKY M.T., TEICHMÜLLER M. et R., TAYLOR G.H. et CHANDRA D. (1982) -Stach's Textbook of Coal Petrology. 3e Edit., 535 p., Borntraeger, Berlin.
- STAPLIN F.R. (1969) Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. Bull. can. Petrol. Geol., 17, p. 46-66.
- SUGGATE R.P. (1959) New Zealand coals, their geological setting and its influence on their properties. Bull. New Zealand Dept. Sci. Ind. Res., 13, 113 p.
- SULUTIU U. (1968) Geological report on the Volta basin (Ghana). Rept. Ghana geol. Surv. Dept., (Oil project), Accra., 62 p., inéd.
- SURESH R. et SUNDARA RAJU T.P. (1983) Precambrian Research, 23, p. 79-85.
- TALBOT M.R. (1975) Evidence for the late Ordovician glaciation in Ghana ? 19th ann. Rept Res. Inst. afr. Geol., Univ. Leeds, G.B., p. 15-18, 1 fig.
- TEALE E.O. et WHITELAW O.A.L. (1924) Annual Report, 1923-1924. In : Rept Gold Coast geol. Surv., Accra. p. 55-56., inéd.
- TEMPIER P. et LASSERRE M. (1985) Les granitoïdes atectoniques du Cameroun : nouveaux éléments pour la connaissance des zones mobiles. 110e Congr. nat. Soc. sav., Sciences, Montpellier, Fr., fasc. VI, p. 31-39.
- TESSIER F., FLICOTEAUX R., LAPPARTIENT J.R., NAHON D. et TRIAT J.M. (1975) Réforme du concept de Continental Terminal dans les bassins sédimentaires côtiers de l'Ouest africain. 9e Congr. intern. Sédim., Nice, Fr., Thème 1, p. 207-211.
- TEVENDALE W.B. (1946b) Annual Report. Gold Coast geol. Surv., 1944-1945, Accra.
- TEVENDALE W.B. (1955) Unpublished Reports. Gold Coast geol. Surv., Accra.
- TEVENDALE W.B. (1957) The geology of the Volta River Project. Ghana geol. Surv. Bull. n° 20, 119 p., 8 pl., 19 cartes et plans.

- THOENES E. (1975) Rapport sur les travaux de follow-up effectués dans la zone VIII-Kandi. Rapp. PNUD, Projet DAH 73/006, Cotonou, Bénin, 23 p., 7 pl. h.-t., 4 annexes, inéd.
- THORMAN C.H. (1976) Implication of klippen and a new sedimentary unit at Gibi Mountain, Liberia, West Africa, in the problem of the Pan-African Liberian age province boundary. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 87, p. 851-856, 5 fig.
- TOSSAVI M. (1968) Synthèse des recherches pour or effectuées au Dahomey depuis une soixantaine d'années. Rapp. Dir. Mines et Géol., Cotonou, Dahomey, inéd.
- TOUGARINOV A.I., KNORRE K.G., SHANIN L.L. et PROKOFIEVA (1968) The geochronology of some Precambrian rocks of southern West Africa. *Canadian J. Earth Sciences*, 5, p. 639-642.
- TROMPETTE R. (1972) Présence, dans le bassin voltaïen, de deux glaciations distinctes à la limite Précambrien supérieur-Cambrien. Incidences sur l'interprétation chronostratigraphique des séries de bordure du craton ouest-africain. C. R. Acad. Sci., Paris, Fr., D, 275, p. 1027-1030.
- TROMPETTE R. (1973) Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest) ; un exemple de sédimentation de craton ; étude stratigraphique et sédimentologique. Trav. Lab. Sci. Terre, Saint-Jérôme, Marseille, Fr., sér. B, n° 7, 2 tabl. (+ 1 tabl. annexe), 702 p., 185 fig., tabl., 27 pl. photo., 1 carte h.-t.
- TROMPETTE R. (1977) Le Précambrien supérieur de la bordure sud du bassin de Taoudéni dans la zone Bobodioulasso-San (Haute-Volta occidentale et Mali méridional). Rapport de mission, inéd.
- TROMPETTE R. (1979) Les Dahomeyides au Bénin, Togo et Ghana : une chaîne de collision d'âge panafricain Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., vol. 21, fasc. 5, p. 339-349.
- TROMPETTE R. (1980) La chaîne panafricaine des Dahomeyides et le Bassin des Volta (bordure sud-est du craton ouest-africain). In : Bessoles B. et Trompette R. "Géologie de l'Afrique". Mém. Bur. Rech. géol. min., n° 92, Orléans, France, p. 9 à 62.
- TROMPETTE R. (1982) Upper proterozoic (1800-570 Ma) stratigraphy : a survey of lithostratigraphic, paleontological, radiochronological and magnetic correlations. *Precambrian Research*, 18, p. 27-52, 2 fig., 5 tabl.
- TROMPETTE R., AFFATON P., JOULIA F., et MARCHAND J. (1980) Stratigraphic and Structural Controls of Late Precambrian Phosphate Deposits of the Northern Volta Basin in Upper Volta, Niger, and Benin, West Africa. *Economic Geology*, vol. 75, p. 62-70.
- TUBOSUN I.A. (1983) Géochronologie U/PB du socle précambrien du Nigéria. Thèse 3e Cycle, Géol., Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, Fr., 50 p.
- TURNER D.C. (1983) Upper Proterozoic schist belts in the Nigerian sector of the Pan-African province of West Africa. *Precambrian Research.*, 21, p. 55-79.
- VAN BREEMEN O., PIDGEON R.T. et BOWDEN P. (1977) Age and isotopic studies of some Pan-African granites from north-central Nigeria. *Precambrian Research*, 4, p. 307-319.
- VAUCORBEIL H. (de) (1965a) Rapport sur la prospection volante effectuée dans la région Nord-Natitingou (mars-août 1964). Rapp. Abi. 65 A 5<sup>6</sup>. Bur. Rech. géol. min., Abidjan, Côte d'Ivoire, 50 p., 1 fig., 10 annexes, inéd.

- VAUCORBEIL H. (de) (1965b) Prospection filonienne dans le bassin de la Perma. Rapp. Bur. Rech. géol. min., Abidjan, inéd.
- VIDAL G. (1976) Late Precambrian microfossils from the Visingsö beds in southern Sweden. Fossils and Strata, 9, (7), 57 p.
- VIDAL G. (1979) Acritarchs from the Upper Proterozoic and Lower Cambrian of East Greenland. Groenlands Geol. Unders. Bull., 134, 55 p.
- VIDAL G. (1981) Micropalaeontology and biostratigraphy of the Upper Proterozoic and Lower Cambrian sequence in East Finnmark, Northern Norway. Norges Geol. unders. Bull., 59, (362), 53 p.
- VIDAL G. (1981) Aspects of problematic acid-resistant, organic-walled microfossils (acritarchs) in the Upper Proterozoic of the North Atlantic region. *Precambrian Research*, 15, p. 9-23.
- VILLENEUVE M. (1984) Etude géologique sur la bordure sud-ouest du craton ouest-africain. La suture panafricaine et l'évolution des bassins sédimentaires protérozoïques et paléozoïques de la marge NW du continent de Gondwana. Thèse d'Etat, Fac. Sci. St-Jérôme, Marseille, Fr., 552 p.
- VINCENT P. (1962) Rapport d'ensemble sur les prospections et recherches effectuées par le Service des Mines au Nord-Dahomey de 1935 à 1942. Recherches or. Rapp. Bur. Rech. géol. min., Abidjan., inéd.
- VINCENT P.M. (1969) La formation de Mangbai et la chaîne crétacée Adamaoua-Bénoué (Cameroun). Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, n° 41, Géol. et Min., fasc. 19, p. 92.
- VITALI G. et MARCHESSEAU J. (1964) Rapport d'ensemble sur l'étude des formations basiques de Dérouvarou. Rapp. Bur. Rech. géol. min., Abidjan, 52 p. et annexes, inéd.
- WAKUTI X. (1968) Reconnaisances géophysiques et sondages mécaniques dans le Centre, Nord-Est et Nord-Ouest du Dahomey. Rapport de fin de mission. Serv. Hydraul., Cotonou, Dahomey.
- WALCOTT C.D. (1899) Precambrian Fossiliferous Formations. Geol. Soc. Am. Bull., 10, p. 199-244.
- WASILEWSKI I. (1965a) Rapport sur la mission au Togo (mars-avril 1965). Rapp. inéd. Fonds Spécial Nations Unies (Etude des ressources minières et en eaux souterraines), 42 p., 7 pl. h.-t.
- WASILEWSKI I. (1965b) Rapport sur la mission au Dahomey. Rapp. inéd. Serv. Mines et Géol., 18 mai 1965, Cotonou.
- WEAVER C.E. (1960) Possible uses of clay minerals in search for oil. Clays and Clay minerals, 8th Nat. Conf., p. 214-227.
- WEBER F. (1968) Une série précambrienne du Gabon : le francevillien. Sédimentologie, géochimie, relations avec les gîtes minéraux associés. Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr. n° 28, 328 p., Strasbourg, Fr.
- WHITELAW O.A.L. (1926) Annual Report, 1925-1926. Gold Coast geol. Surv. Accra, p. 21 et p. 25-26.
- WHITELAW O.A.L. (1927) Annual Report of Gold Coast Geological Survey, 1926-1927. Ghana geol. Surv. Dept., Accra, inéd.

- WILHEHLM E. et HENRY B. (1974) Résultats de la prospection géochimique pour Cu et Ni du massif Kabré (Togo). Rapp. Bur. Rech. géol. min., BRGM 74 SGN 037 MET.
- WINKLER H.Q.F. (1974) Petrogenesis of Metamorphic Rocks (3d Edit.). Springer-Verlag, Berlin, 320 p.
- WOLF M. (1972) Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. Neues Jb. Geol. Paläont. Abh., 141, p. 222-257.
- YODER H.S. et TILLEY C.E. (1962) Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol., 3, p. 342-532.
- YOUNG G.M. (1981) Upper proterozoic supracrustal rocks of North America : a brief review. *Precambrian Research*, 15, p. 305-330, 5 fig.
- ZIMMERMANN M. (1960) Nouvelle subdivision des séries antégothlandiennes de l'Afrique occidentale (Mauritanie, Soudan, Sénégal). Rept. 21st Sess. intern. geol. Congr. Norden., Copenhagen, VIII, p. 26-36, 2 fig., 1 tabl.
- ZIMMERMANN M. et VERNHES P. (1961) Reconnaissance géologique de la bordure sud du bassin de Taoudeni. Etude de l'Infracambrien entre Bamako et Hombori. Rapp. Soc. afr. Pétroles, Dépt. Explor., Dakar, Sénégal, 79 p., 5 fig., 3 tabl., 16 photos, 13 pl. h.-t., 1 annexe, inéd.

## LISTE DES ILLUSTRATIONS

## Le volume 2 contient les figures et les planches

## LISTE DES FIGURES

Fig. 2:       Altitudes de la surface de base du bassin des-Volta en mètres (d'après J. Sougy, 1960)	Fig.	1:	Localisation de la zone étudiée dans son cadre structural ouest-africain	315
Fig. 3: Principales unités structurales et géomorphologiques de la zone étudiée	Fig.	2:	Altitudes de la surface de base du bassin des Volta en mètres (d'après J. Sougy, 1960)	316
Fig. 4: Colonnes lithostratigraphiques du bassin des Volta d'après Junner et Service (1936) et Junner et Hirst (1946)	Fig.	3:	Principales unités structurales et géomorphologiques de la zone étudiée	317
Fig. 5:       Coupe schématique de la bordure nord-ouest du bassin des Volta au Togo suivant les idées d'Aicard (1957 et 1959), Scemama (1957), Huot et Lelong (1936)	Fig.	4:	Colonnes lithostratigraphiques du bassin des Volta d'après Junner et Service (1936) et Junner et Hirst (1946)	318
les idées d'Aicard (1957 et 1959), Scemama (1957), Huot et Lelong (1936)	Fig.	5:	Coupe schématique de la bordure nord-ouest du bassin des Volta au Togo suivant	
Fig. 6:       Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après Junner et Hirst (1946). In. : Bessoles et Trompette (1980)			les idées d'Aicard (1957 et 1959), Scemama (1957), Huot et Lelong (1936)	319
Junner et Hirst (1946). In. : Bessoles et Trompette (1980)	Fig.	6:	Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après	
Fig. 7:       Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues du Ghana, notamment Junner (1940) et Junner et Hirst (1946) ( <i>In.</i> : Sougy, 1970)			Junner et Hirst (1946). In. : Bessoles et Trompette (1980)	319
du Ghana, notamment Junner (1940) et Junner et Hirst (1946) (In. : Sougy, 1970)	Fig.	7:	Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues	
Fig. 8: Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues francophones et notamment Roques (1948) ( <i>In.</i> : Sougy, 1970)			du Ghana, notamment Junner (1940) et Junner et Hirst (1946) (In. : Sougy, 1970)	320
francophones et notamment Roques (1948) (In. : Sougy, 1970)	Fig.	8:	Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues	
Fig. 9:       Interprétations récentes des séries du Ghana, Togo et Bénin .(In. : Sougy, 1970)			francophones et notamment Roques (1948) (In. : Sougy, 1970)	320
Fig. 10:       Lithostratigraphic du bassin des Volta résultant des travaux de l'équipe soviéto-       322         Fig. 11:       Colonne stratigraphique de l'extrême SE du plateau de Kwahu et de ses environs       323         d'après Saunders (1970) (légèrement modifiée)       323         Fig. 12:       Coupe de la partie méridionale du bassin des Volta à la hauteur du plateau de       323         Fig. 12:       Coupe de la partie méridionale du bassin des Volta à la hauteur du plateau de       324         Kwahu avec A = interprétation classique de Junner et Hirst (1946) et Mitchell (1960)       324         In : Saunders (1970); B = interprétation de Saunders (1970)       324         Fig. 13:       Coupe synthétique de la partie togolaise du bassin des Volta (d'après Leprun et Trompette, 1969;       325         Sougy, 1970; Affaton, 1975. Affaton <i>et al.</i> 1980)       325       325         Fig. 14:       Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après l'interprétation des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971),       326         Fig. 15:       Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär (1977), légèrement modifiée       326         Fig. 16:       Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des Volta au cours de la présente étude       327         Fig. 17:       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou dans leur cadre structural, d	Fig.	9:	Interprétations récentes des séries du Ghana, Togo et Bénin .(In. : Sougy, 1970)	321
ghanéenne. Comparaison avec la synthèse de Junner et Hirst (1946)       322         Fig. 11 : Colonne stratigraphique de l'extrême SE du plateau de Kwahu et de ses environs d'après Saunders (1970) (légèrement modifiée)       323         Fig. 12 : Coupe de la partie méridionale du bassin des Volta à la hauteur du plateau de Kwahu avec A = interprétation classique de Junner et Hirst (1946) et Mitchell (1960)       324         Fig. 13 : Coupe synthétique de la partie togolaise du bassin des Volta (d'après Leprun et Trompette, 1969 ; Sougy, 1970 ; Affaton, 1975. Affaton <i>et al.</i> 1980)       325         Fig. 14 : Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après l'interprétation des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971), <i>In.</i> : Bessoles et Trompette (1980) légèrement modifiée       326         Fig. 15 : Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär (1977), légèrement modifiée       326         Fig. 16 : Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des Volta au cours de la présente étude       327         Fig. 17 : Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou dans leur cadre structural, d'après Affaton (1975). Position des principales coupes décrites au Nord-Togo, SE-Burkina Faso et NW-Bénin, dans le bassin des Volta et les unités structurales du Buem et de l'Atacora       328         Fig. 18 : Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)       329         Fig. 19 : Coupe de Natala (C2)       330         Fig. 20 : Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331	Fig.	10:	Lithostratigraphic du bassin des Volta résultant des travaux de l'équipe soviéto-	
Fig. 11:       Colonne stratigraphique de l'extrême SE du plateau de Kwahu et de ses environs d'après Saunders (1970) (légèrement modifiée)			ghanéenne. Comparaison avec la synthèse de Junner et Hirst (1946)	322
d'après Saunders (1970) (légèrement modifiée)       323         Fig. 12 :       Coupe de la partie méridionale du bassin des Volta à la hauteur du plateau de Kwahu avec A = interprétation classique de Junner et Hirst (1946) et Mitchell (1960)       324         Fig. 13 :       Coupe synthétique de la partie togolaise du bassin des Volta (d'après Leprun et Trompette, 1969 ; Sougy, 1970 ; Affaton, 1975. Affaton <i>et al.</i> 1980)       325         Fig. 13 :       Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après l'interprétation des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971), <i>In</i> . : Bessoles et Trompette (1980) légèrement modifiée       326         Fig. 15 :       Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär (1977), légèrement modifiée       326         Fig. 16 :       Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des Volta au cours de la présente étude       327         Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou dans leur cadre structural, d'après Affaton (1975). Position des principales coupes décrites au Nord-Togo, SE-Burkina Faso et NW-Bénin, dans le bassin des Volta et les unités structurales du Buem et de l'Atacora       328         Fig. 18 :       Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)       329         Fig. 20 :       Coupe de Natala (C2)       330         Fig. 20 :       Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331	Fig.	11:	Colonne stratigraphique de l'extrême SE du plateau de Kwahu et de ses environs	
<ul> <li>Fig. 12 : Coupe de la partie méridionale du bassin des Volta à la hauteur du plateau de Kwahu avec A = interprétation classique de Junner et Hirst (1946) et Mitchell (1960) <i>In</i> : Saunders (1970) ; B = interprétation de Saunders (1970)</li></ul>			d'après Saunders (1970) (légèrement modifiée)	323
Kwahu avec A = interprétation classique de Junner et Hirst (1946) et Mitchell (1960)       In : Saunders (1970) ; B = interprétation de Saunders (1970)	Fig.	12 :	Coupe de la partie méridionale du bassin des Volta à la hauteur du plateau de	
In : Saunders (1970); B = interprétation de Saunders (1970)       324         Fig. 13 : Coupe synthétique de la partie togolaise du bassin des Volta (d'après Leprun et Trompette, 1969; Sougy, 1970; Affaton, 1975. Affaton et al. 1980)       325         Fig. 14 : Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après l'interprétation des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971), In. : Bessoles et Trompette (1980) légèrement modifiée       326         Fig. 15 : Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär (1977), légèrement modifiée       326         Fig. 16 : Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des Volta au cours de la présente étude       327         Fig. 17 : Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou dans leur cadre structural, d'après Affaton (1975). Position des principales coupes décrites au Nord-Togo, SE-Burkina Faso et NW-Bénin, dans le bassin des Volta et les unités structurales du Buem et de l'Atacora       328         Fig. 18 : Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)       329         Fig. 19 : Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331			Kwahu avec A = interprétation classique de Junner et Hirst (1946) et Mitchell (1960)	
Fig. 13 :       Coupe synthétique de la partie togolaise du bassin des Volta (d'après Leprun et Trompette, 1969 ; Sougy, 1970 ; Affaton, 1975. Affaton <i>et al.</i> 1980)       325         Fig. 14 :       Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après l'interprétation des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971), <i>In.</i> : Bessoles et Trompette (1980) légèrement modifiée       326         Fig. 15 :       Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär (1977), légèrement modifiée       326         Fig. 16 :       Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des Volta au cours de la présente étude       327         Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou dans leur cadre structural, d'après Affaton (1975). Position des principales coupes décrites au Nord-Togo, SE-Burkina Faso et NW-Bénin, dans le bassin des Volta       328         Fig. 18 :       Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)       329         Fig. 19 :       Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331			In : Saunders (1970); B = interprétation de Saunders (1970).	324
Sougy, 1970 ; Affaton, 1975. Affaton et al. 1980)       325         Fig. 14 : Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après l'interprétation des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971),       326         Fig. 15 : Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär (1977), légèrement modifiée       326         Fig. 16 : Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des Volta au cours de la présente étude       327         Fig. 17 : Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou dans leur cadre structural, d'après Affaton (1975). Position des principales coupes décrites au Nord-Togo, SE-Burkina Faso et NW-Bénin, dans le bassin des Volta       328         Fig. 18 : Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)       329         Fig. 19 : Coupe de Natala (C2)       330         Fig. 20 : Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331	Fig.	13:	Coupe synthétique de la partie togolaise du bassin des Volta (d'après Leprun et Trompette, 1969	:
<ul> <li>Fig. 14 : Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après l'interprétation des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971), <i>In.</i> : Bessoles et Trompette (1980) légèrement modifiée</li></ul>			Sougy, 1970; Affaton, 1975. Affaton et al. 1980)	. 325
des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971),       326         Fig. 15 :       Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär       326         Fig. 15 :       Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär       326         Fig. 15 :       Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des       326         Fig. 16 :       Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des       327         Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       327         Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       328         Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       328         Fig. 18 :       Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)       329         Fig. 19 :       Coupe de Natala (C2)       330         Fig. 20 :       Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331	Fig.	14 :	Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après l'interprétation	
In.: Bessoles et Trompette (1980) légèrement modifiée			des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971),	
Fig. 15 :       Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär       326         Fig. 16 :       Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des       327         Fig. 16 :       Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des       327         Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       327         Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       328         Gans leur cadre structural, d'après Affaton (1975).       Position des principales coupes décrites       328         re les unités structurales du Buem et de l'Atacora       328         Fig. 18 :       Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)       329         Fig. 19 :       Coupe de Natala (C2)       330         Fig. 20 :       Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331			In. : Bessoles et Trompette (1980) légèrement modifiée	326
(1977), légèrement modifiée       326         Fig. 16 :       Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des       327         Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       327         Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       327         Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       328         reg. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       328         reg. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       328         reg. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       328         Fig. 18 :       Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)       329         Fig. 19 :       Coupe de Natala (C2)       330         Fig. 20 :       Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331	Fig.	15:	Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär	
Fig. 16 :       Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des       327         Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       327         Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou       328         rest       au Nord-Togo, SE-Burkina Faso et NW-Bénin, dans le bassin des Volta       328         Fig. 18 :       Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)       329         Fig. 19 :       Coupe de Natala (C2)       330         Fig. 20 :       Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331			(1977), légèrement modifiée	326
Volta au cours de la présente étude       327         Fig. 17 : Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou dans leur cadre structural, d'après Affaton (1975). Position des principales coupes décrites au Nord-Togo, SE-Burkina Faso et NW-Bénin, dans le bassin des Volta et les unités structurales du Buem et de l'Atacora       328         Fig. 18 : Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)       329         Fig. 19 : Coupe de Natala (C2)       330         Fig. 20 : Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331	Fig.	16:	Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des	
Fig. 17 :       Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou dans leur cadre structural, d'après Affaton (1975). Position des principales coupes décrites au Nord-Togo, SE-Burkina Faso et NW-Bénin, dans le bassin des Volta et les unités structurales du Buem et de l'Atacora			Volta au cours de la présente étude	327
dans leur cadre structural, d'après Affaton (1975). Position des principales coupes décrites         au Nord-Togo, SE-Burkina Faso et NW-Bénin, dans le bassin des Volta         et les unités structurales du Buem et de l'Atacora         328         Fig. 18 : Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)         329         Fig. 19 : Coupe de Natala (C2)         Fig. 20 : Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)	Fig.	17:	Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou	
au Nord-Togo, SE-Burkina Faso et NW-Bénin, dans le bassin des Volta       328         et les unités structurales du Buem et de l'Atacora	•		dans leur cadre structural, d'après Affaton (1975). Position des principales coupes décrites	
et les unités structurales du Buem et de l'Atacora			au Nord-Togo, SE-Burkina Faso et NW-Bénin, dans le bassin des Volta	
Fig. 18 : Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)       329         Fig. 19 : Coupe de Natala (C2)       330         Fig. 20 : Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331			et les unités structurales du Buem et de l'Atacora	328
Fig. 19 : Coupe de Natala (C2)       330         Fig. 20 : Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331	Fig.	18:	Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1)	329
Fig. 20 : Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331         Fig. 21 : Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)       331	Fig.	19 :	Coupe de Natala (C2)	330
	Fig. :	20 :	Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)	331
Fig. 21: Coupe synthetique du Mont Tanbamointi à Kaditiéri (C4)	Fig. 2	21:	Coupe synthétique du Mont Tanbamointi à Kaditiéri (C4)	332

.

Fig. 22 :	Directions et sens des paléocourants déterminés dans la formation de Dapaong	
	au Nord-Togo	333
Fig. 23 :	Coupe du Kilomètre 5 au NE de Nagbeni (C5)	334
Fig. 24 :	Coupe synthétique de Ponio à Bagaré (C6)	334
Fig. 25 :	Coupes du Sud-Banboli (C7A et C7B)	335
Fig. 26 :	Coupe synthétique de Tami à Diapa (C8)	336
Fig. 27 :	Coupe de Tanbarga à Tanli (C9)	337
Fig. 28 :	Microfractures et axes des "gouttières "décamétriques observés entre Tanbarga	
	et Tanli (C9 ; Fig. 27)	333
Fig. 29 :	Géométrie des "cuillères" des grès du massif du Gobnangou (SE-Burkina Faso).	
	Les matériaux proviennent du Nord	333
Fig. 30 :	Synthèse des éléments microstructuraux mesurés au sud de Tansarga	
	(SE-Burkina Faso)	333
Fig. 31 :	Carte structurale schématique de la partie septentrionale du bassin des Volta et	
	de la Chaîne des Dahomeyides au Burkina Faso, Niger et Bénin, avec la localisation	
	des indices et gisements de phosphates précambriens (d'après Affaton, 1975 :	
	Barthelet, 1975; Kusnir et al., 1974; Trompette et al., 1980)	337
Fig. 32 :	Coupe des formations du Sud Banboli et de Barkoissi au SW de Kodiari (C10)	338
Fig. 33 :	Directions et sens du déplacement des glaciers indiqués par les figures d'érosion	550
0	linéaire des planchers glaciaires du secteur de Kodiari (Fig. 32 et 34)	339
Fig. 34 :	Carte géologique détaillée de la région de Tansarga-Kodiari indiquant les principaux	557
	affleurements des phosphates de Kodiari (d'après les travaux de Leprun et Trompette	
	(1969), Affaton (1973), Pourtal (1973), Tromnette et Affaton (inédit) et Affaton et	
	Godonow (inédit) et une préparation photogéologique inédite de Marchand)	340
Fig 35 ·	Lithostratigraphie résultant de nos observations dans le secteur de Kodiari inspirée de	J40
8.00.	Trompette et al (1080)	2/1
Fig 36 ·	Course schématique de Galangachi à Naboulgou (C11)	240
Fig 37 .	Course schématique de Tindangou à Dassari (C12)	2/2
Fig. 38 ·	Coupes de détail (C13 à C16) intégrées à la coupe C12	242
Fig. 30 .	Stratifications obliques et avec des gouttières étudiés dans les grès quortritos de le	544
rig. <i>39</i> .	Tanoa (Niger)	345
Fig. 40 :	Colonne lithostratigraphique schématique d'un sondage de la zone phosphatée de la	J <del>7</del> J
U	Tapoa et de la Mékrou au Niger (Communication orale de W. Zajaczkowski et	
	S. Boubacar en 1975) (Fig. 35)	346
Fig. 41 :	Colonne lithostratigraphique définie par Atger <i>et al.</i> (1977) dans la zone de la	510
U	Mékrou (partie septentrionale du bassin des Volta) au Bénin	347
Fig. 42 :	Logs lithostratigraphiques synthétiques des formations constituant la partie septentrionale	5.1
U	du bassin des Volta inspirés d'Affaton (1975)	348
Fig. 43 :	Schéma des relations entre les différents groupes définis dans la partie sententrionale	510
0	du bassin des Volta, inspiré d'Affaton (1975)	3/0
Fig. 44 :	Diagramme de la cristallinité des illites alumineuses des échantillons du bassin des Volta	542
0	et de l'unité structurale du Buem provenant du Nord Togo et du NW-Bénin ·	
	synthèse des données d'Affaton (1975). Blant (1975) et Simpara (1978)	349
Fig. 45 :	Situation géographique (A), position stratigraphique (B), caractéristiques morphologiques (C)	545
	et histogramme des diamètres (D) des Chuaria circularis	
	de la Pendjari d'après Amar et Affaton (1984), légèrement modifiée	350
Fig. 46 :	Lithostratigraphie du Massif de Gambaga d'après McGregor (1929), Junner et Service (1937)	
	et Junner et Hirst (1946). Comparaison avec les subdivisions du supergroupe	
	de Boumbouaka au Nord-Togo	351

-

Fig. 47 :	Carte géologique de la partie septentrionale du Massif de Gambaga d'après Edmonds (1956).	
	Interpretation en fonction de nos résultats	35
Fig. 48 :	Lithostratigraphie de la partie orientale du Massif de Gambaga selon Edmonds (1956).	
	Comparaison avec la séquence type du Nord-Togo (Pl. 1)	35
Fig. 49 :	Quelques colonnes lithologiques de "la partie inférieure V1 du Voltaïen inférieur"	
	rapportées ou décrites par Junner et Hirst (1946) à la marge septentrionale du Massif	
	de Gambaga	354
Fig. 50 :	Bloc diagramme schématisant les variations de faciès au sein du groupe de Dapaong	35
Fig. 51 :	Colonne lithostratigraphique des grès de base décrite par l'équipe soviéto-ghanéenne	
-	au nord de Sakogu (In. : Sulutiu, 1978)	35
Fig. 52 :	Lithostratigraphie de la partie occidentale du massif de Gambaga d'après Murray (1960)	
U	Edmonds (1952 et 1956) et Hutton (1957), (légérement modifiée)	35'
Fig. 53 :	Carte géologique schématique de la bordure méridionale du massif de Gambaga d'après Mitchell	55
8.001	(1960) Murray (1960) et Edmonds (1952 et 1956) (légèrement evagérée)	25
Fig. 54 ·	Coupe schématique (C17) du Nord I onwiri à Bongo Do (Fig. 53) d'après les observations	550
1 ig. J+ .	da Mitaball (1060)	250
<b>Dia 55</b> .	Les l'élestrations du contest estre les concernes de Desuite et le 100'	305
Fig. 55 :	Log indostratigraphique du contact entre les supergroupes de Boumbouaka et de l'Oti	~ ~
F:- 66	(ou de la Pendjari) dans les environs de Bongo Da	360
F1g. 56 :	Position des carbonates de la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari sur	
	le revers méridional du Massif de Gambaga (Tabl. 18; Fig. 53) dans le diagramme	
	CaO/MgO de Martinet et Sougy (1961)	36
Fig. 57 :	Position des carbonates des formations de Barkoissi et de la Pendjari du revers	
	méridional du Massif de Gambaga (Tabl. 19; Fig. 53) dans le diagramme CaO/MgO	
	de Martinet et Sougy (1961)	36
Fig. 58 :	Carte géologique de la région de Gambaga d'après Bozhko (1964)	362
Fig. 59 :	Coupe géologique de Nasia à Kete-Krachi (C18) d'après Bozhko (1964)	36
Fig. 60 :	Coupe de Larabanga à Yendi (C19) d'après Bozhko (1964) (voir Pl. 2 pour la	
0	légende et la position).	36
Fig. 61 :	Quelques colonnes lithostratigraphiques de "la partie inférieure V1 du Voltaïen inférieur"	200
	décrites nar Junner et Hirst (1946) sur la marge occidentale du Massif de Damango	36
Fig 62 ·	Carte géologique du revers sud-oriental du Massif de Damango montrant les relations	50
1-8.04.	stratigraphiques entre les séquences à dominante gréseuse des massifs hordiers	
	(supergroupe de Boumbouska) et les séguences à dominante argileuse de la Dandiori	
	(supergroupe de la Dandori ou de l'Oti) d'après A. Louin (1074 inédit)	201
Eig 62 .	Contarta géologique des deloming gelesires de During d'enrès Mitchell (1974)	50:
rig. 05.	Contexte geologique des dolonnes calcanes de Dwipe d'après Mitchell (1960),	~~
Ein CA.	Regerement modifie. Avec $AB = Coupe de la figure 64$	366
Fig. 64 :	Coupe schematique (C20) de Bwipe au SE de Kabalipe, construite en utilisant	
	les observations de Whitelaw (1926 et 1927), Bates (1945), Junner (1946),	
	Mitchell (1960) et Bozhko (1964)	367
Fig. 65 :	Position des carbonates du secteur de Bwipe-Baka (Fig. 63 et 64 ; Tabl. 20)	
	dans le diagramme MgO/CaO de Martinet et Sougy (1961)	368
Fig. 66 :	Lithostratigraphie (C21) de l'équivalent du groupe du Sud-Banboli aux environs	
	de Bwipe (Ghana). In. : Donnot (1975)	369
Fig. 67 :	Colonne lithostratigraphique de l'équivalent du groupe du Sud-Banboli dans le	
-	secteur de Bwipe (sondage BH8) (In. : Donnot, 1975)	37(
Fig. 68 :	Colonne lithostratigraphique établie par J. Sougy et Trompette en 1975 (inédit) à partir	
0.001	d'un sondage exécuté à Bwine dans le cadre de la mission de Mitchell (1960)	371
Fig. 69 ·	Position des carbonates sus-jacents aux dolomies et dolomies calcaires de Rwine	511
0.02.	(Table 21 : Fig. 63 $\ge$ 68) dans le diagramme CaO/MgO de Martines et Source (1061)	271
	(100, 21, 13, 05 a 00) data to diagramme Cao/mgo de matunet et Sougy (1701)	514

•

•

Fig. 70 :	Position de carbonates du secteur d'Asuboni (Tabl. 27) dans le diagramme CaO/MgO	72
Dia 71.	Certe stale since de la portie accidentale de la spin des Valte d'arrès Derbho (1964)	כי אד
Fig. /1:	Carte geologique de la partie occidentale du bassin des volta d'après Bozriko (1964)	14 76
Fig. 72:	Coupe geologique de Larabanga a Yabraso (C22), d'après Boznko (1964) (P1.2 et Fig./1)	13
Fig. 73 :	Carte géologique du Nord-Bompata d'après Mason (1963) et Moon et Mason (1967)	/6
Fig. 74 :	Colonne stratigraphique ( légérement modifiée) du plateau de Kwahu dans la région de	
	Bompata d'après Mason (1963) et Moon et Mason (1967)	17
	Réinterprétation en fonction des données du Nord-Togo (Pl. 1)	
Fig. 75 :	Schéma (A) et coupe (B) géologiques de la partie sud-orientale du plateau de Kwahu d'après Saunders (1970) (C23)	78
Fig. 76 :	Coupe schématique (C24) au sud de Chutadi : notre interprétation des observations de Junner et Hirst (1946)	79
Fig. 77 :	Coupe schématique du Nord-Daboya à l'Est de Kandinga (C25), inspirée des	79
Fig 78 .	I ithostrationanhie des dolomies calcaires de la région de Bwine d'anrès les travaux de prospection	-
1.6.70.	du "Geological Survey" du Ghana synthétisés nar Levin	
	(1974 inédit : voir Fig. 62)	20
Fig. 70 ·	Carte géologique schématique du SE du bassin des Volta d'après lupper et Hirst	50
1 16. 77 .	(1046) légérement modifiée	21
Fig 80.	Coupes schématiques générales du bassin des Volta d'anrès Junner et Hirst (1946)	22
Fig. 81 ·	Evolution des idées sur la position stratigraphique du supergroupe de l'Afram	23
Fig. 87 .	La "groupe de l'Afram" est en position sualgraphique du supergroupe de l'Atrahamining de l'Afram" est en position grunglingle sur la formation d'Avaboni	55
1 lg. 02.	à la marge sud-orientale du bassin des Volta d'anrès Sounders (1070) (C26)	21
Eig 83 .	Course schématique à l'Est d'Aivarada (C27) inspirée de Junner et Hirst (1046)	25
Fig. $84$	Coupe schematique d'Atiso à Pauruhi (C28) inspirée de juinter et finist (1940)	50
1 lg. 04 .	Undeleston (10/4)	25
Fig 85 .	Colonne lithostratigraphique de la colline de Ronkrom Su d'anrès Junner et Hirst (1044)	35 26
Fig. 86.	Colonne stratigraphique de la colline de Kochimbo, près de Newantanang	50
1 lg. 00 .	(inspirée de Junner 1944) 35	26
Fig 87 .	Carte géologique du NE-Ghana d'après Bozhko (1964)	27
Fig. 88 ·	Séquence lithologique observée à Sang par Huddleston (1944)	28
Fig. 00.	$C_{\text{ourse schématique de la Data} (C20) inspirée de Hirst (1014)$	28 20
Fig. 00 ·	Colonne lithostratigraphique du gesteur d'Otico Deuruhi (1944)	20 20
Fig. 90.	Colonne indiositaligraphique du secteur à Ouso-rauluoi (inspiret de finducesion, 1944)	37
rig. 91 .	Solaro y ost constituée assontiallement de grès rouges (yoir DI 5)	20
Ei~ 02.	J ithologie dégrite par Jupper et Hirst (1046) dere le colline d'Aborte	<i>7</i> 0
rig. 92 .	Liniologie decine par Junici et Hilst (1940) dans la connie d'Adonia,	11
Eig 02.	Colorno lithestrationshigue de la course décrite en Sud d'Einro per Jupper (1040)	11
rig. 95 :	Colonne nunostrangraphique de la coupe decrite au Sud d'Ejura par Junner (1940).	20
E:- 04 .	Interpretation on Ionction de nos resultais (PI, 5)	12 22
Fig. 94 :	Linologie decrite par Junner et Hirst (1946) dans la colline de Kebla (Pl. 5)	13
F1g. 95 :	(1975), légèrement modifiée	<del>)</del> 4
Fig. 96 :	Carte géologique schématique du Nord-Cameroun d'après Lasserre (1978), In : Bessoles	
	et Trompette (1980). Localisation des principaux affleurements du complexe volcano-	
	sédimentaire, d'âge paléozoïque (?) et d'origine molassique probable	<del>)</del> 5
Fig. 97 :	Carte géologique légérement modifiée de la partie méridionale du Ghana d'après Bates (1955).	
	Localisation des bassins d'Accra, de Sekondi et d'Elmina dans leur cadre structural	<i>¥</i> 6
Fig. 98 :	Tableau stratigraphique : datation des séries paléozoïques du Ghana d'après Bär et Riegel (1974).	
	Les "shales d' Ajua" seraient d'origine glaciaire	<del>)</del> 7

Fig. 99	: Tentative de corrélation entre la lithostratigraphie établie par l'équipe soviéto-ghanéenne
	(Bozhko, 1964 et 1969; Sulutiu, 1968; Annan-Yorke et Cudjoe, (1971) dans le bassin
	des Volta au Ghana et les formations, groupes et supergroupes que nous y avons définis
Fig. 10	0 : Le bassin des Volta dans son cadre structural. Les principales composantes de son
	substratum (Les bassins paléozoïques d'Accra, de Sekondi et d' Elmina ne sont pas
	représentés à cette échelle)
Fig. 10	1 : Profondeur du substratum magnétique du bassin des Volta au Ghana d'après C.G.G.
	(1971). Intervalle entre deux courbes = 0,5 km
Fig. 10	2 : Topographie du substratum magnétique du bassin des Volta à la latitude 7°30' d'après
	les données de l'aéromagnétisme : Interprétation des données de la C.G.G. (1971)
Fig. 10	3 : Quelques données géophysiques : A = Courbe d'anomalie de Bouguer à cette latitude
	(Ako and Murray, 1983). B = Interprétation d'un profil de sismique réflexion à la
	latitude 7°48' N dans la partie centrale du bassin des Volta d'Annan-Yorke (1978).
	La ligne en pointillés indique la profondeur du substratum magnétique à la même latitude
	(C.G.G., 1971)
Fig. 10	4 : Carte d'intensité magnétique totale de la partie centrale du bassin des Volta d'après
-	C.G.G. (1971). Intervalle de contour = 10 nT
Fig. 10	5 : Carte d'anomalies de Bouguer du bassin des Volta au Ghana d'après Ako et Murray
U	(1983). In : Ako et Wellman (1985)
Fig. 10	6 : Carte d'anomalies gravimétrique du bassin des Volta et de ses environs d'après Hastings (1983
U	$(\text{densité movenne} = 2670 \text{ kg/m}^3)$
Fig. 10	7 : Modèles d'interprétation des anomalies gravimétriques à la latitude 9°N du bassin
0	des Volta d'après Ako et Murray (1985)
Fig. 10	8 : Reconstitution hypothétique de la géologie du substratum sous le bassin des Volta
80	selon Hastings (1983), d'après les données gravimétriques et sismiques
Fig. 10	9 : Coupe synthétique du bassin des Volta au Ghana
Fig. 11	0 : Carte géologique schématique du SE du Burkina Faso d'après Barthelet (1975)
8	légèrement modifiée. D'après nos observations, les phosphates d'Aloub Diouana
	doivent être inclus dans l'unité structurale du Buem
Fig. 11	1 : Relations des principaux faciès de la partie frontale du Buem du SE du Burkina Faso
8. 11	(secteur d'Aloub Diouana) (C34)
Fig 11	2 · Colonne stratigraphique d'un sondage dans le Buem du secteur d'Aloub Diouana
81	d'anrès Quédrago (1982) (Légères modifications)
Fig 11	3 · Plis centimétriques légèrement déversés vers l'Ouest et fréquents dans les shales et siltstones
1 16. 11	du Ruem au SE du Rurkina Easo
Fig 11	4 · Stéréogramme du Buem de la région d'Aloub Diouana et Connomgou montrant
1 16. 11	la SO nlissée par un nli d'ave N118°- 50°E
Fig 11	5 · Synthàsa das álámants structuraux masurás nar Barthalat (1075) dans la Duam
1 lg. 11	d'Alent Dienens SE du Durline Ease Le stratification Se un été price neur le schieterité S1
	a Aloud Djouana, SE au Durkina Faso. La suauncation so y a cle prise pour la schistostie 51,
E. 11	ce qui conduisan a micripreter les pris di comme des pris de seconde generation
Fig. 11	b : Carle geologique partielle de la region de Balta (les figures 117 et 156 completent
Ti~ 11	Uten cence carte)
гıg. 11	/: Schema structural de la region de Balla (le bassin des volta est represente par la
771. 4-	Iormation de la Pendjari)
Fig. 11	8 : Orientation des plans de chevauchement de la région de Batia (Nord-Bénin)
Fig. 11	9 : Orientation des principales failles de la region de Batia (Nord-Bénin)
F1g. 12	U: Stereogramme synthetique montrant la dispersion des poles de la stratification dans
	la region de Batia

.
Fig. 121 : Microfracturation des silexites du groupe de la zone des collines de Batia (d'après	
Affaton, 1975)	414
Fig. 122 : Plans de débit des serpentinites à Bontomo (Fig. 150 et 155) (d'après Affaton, 1975)	414
Fig. 123 : Carte géologique de la partie méridionale de l'unité structurale du Buem dans la	
région de Korontières (NW-Bénín)	415
Fig. 124 : Coupe (C35) de Tiélé illustrant les grands ensembles pétrographiques constituant	
l'unité structurale du Buem au NW-Bénin (d'après Affaton, 1975)	416
Fig. 125 : Croquis de position (A) de la coupe de Tiélé (B), au NW-Bénin, et dessin schématique	
d'un "corps subcylindrique" (C) d'après Affaton (1975) et Affaton et Kusnir (1977)	417
Fig. 126 : Coupe synthétique (C37) de la partie méridionale de la région de Korontières (Noter la	
fréquence des écailles dans la zone orientale)	418
Fig. 127 : Coupe synthétique (C38) de la partie septentrionale de la région de Korontières	419
Fig. 128 : Eléments structuraux des grès-quartzites du mont Lonfadéolé	420
Fig. 129 : Eléments structuraux de la "formation de Tatouta" (= ensemble D du Buem au NW-Bénin)	420
Fig. 130 : Microplis dans des siltstones à 1km au Sud de Manta ( éch. 450 et 451)	421
Fig. 131 : Eléments structuraux des shales et siltstones à 1km au sud de Manta	421
Fig. 132 : Schistosités de fracture et débit en crayons dans le mont Itadi (Fig. 126)	422
Fig. 133 : Eléments structuraux des grès et grès-quartzites du mont Itadi	422
Fig. 134 : Eléments structuraux des grès, siltstones et shales du secteur de Koupagou (Fig. 126)	423
Fig. 135 : Eléments structuraux des silexites du km 5,6 à l'Ouest de Boukombé	423
Fig. 136 : Microplis du km 5,6 à l'Ouest de Boukombé (éch. 213)	424
Fig. 137 : Stéréogramme synthétique de la position moyenne des principaux éléments	
structuraux du Buem de la région de Korontières (NW-Bénin)	424
Fig. 138 : Carte schématique du Buem (Unité de Bassar) et de la partie occidentale de l'unité de l'Atacora	
au nord-Togo, d'après Simpara (1978), légérement modifiée ; raccord avec le nord-Ghana	
(région de Shiéni)	425
Fig. 139 : Colonne lithostratigraphique de l'unité structurale du Buem (région de Bassar, Nord-Togo),	
d'après Simpara (1978) (légérement modifiée)	426
Fig. 140 : Coupe synthétique de l'unité structurale du Buem de la région de Bassar (C39) d'après	
Simpara (1978) (légérement modifiée)	427
Fig. 141 : Eléments structuraux de l'anticlinorium de Bissokpabé, sous-unité structurale de la	
Katcha, Buem de la région de Bassar (Nord-Togo)	.428
Fig. 142 : Eléments structuraux du synclinorium de la Katcha, sous-unité structurale de la Katcha,	
Buem de la région de Bassar (Nord-Togo)	428
Fig. 143 : Eléments structuraux du synclinorium de la Pensaka, sous-unité de la Katcha, Buem	
de la région de Bassar (Nord-Togo)	428
Fig. 144 : Eléments structuraux de la sous-unité structurale de Kabou. Buem de la région de	
Bassar (Nord-Togo)	428
Fig. 145 : Stéréogramme synthétique des mesures effectuées dans l'unité structurale du Buern	720
de la région de Bassar (Nord-Togo)	120
Fig. 146 : Données microstructurales movennes déduites des mesures effectuées dans le Ruem	427
de la région de Bassar	120
Fig. 147 : Répartition des directions des microfractures de l'unité structurale du Ruem de la	427
région de Bassar Nord-Toro	120
Fig. 148 : Principaux affleurements des hématitites microconglomératiques ou "tillites ferrugineuroe"	430
Ou "formations ferrugineuses" du Ruem au Togo et au Chang, notamment dans les régions	
de Shiéni (A et B) de Taouleba (C) et d'Aknofu haavooun ning av Sud (D)	121
Fig. 149 · Carte schématique du complexe métavolcanique de l'unité structurale du Ducan de la région	431
de Knandu (Ghana) d'antès Dobartoon (1025) in Dossalas et Tromatte (1020)	120
us repaired (Onana), a apres robertson (1923), in : Bessoles et frompette (1980)	452

Fig.	150	: Etude de la partie frontale de l'unité structurale du Buem dans le secteur du lieu-dit Bontomo
Fig.	151 :	: Profils gravimétrique et magnétique de la zone de contact "Voltaïen-Buem" à l'Ouest de Kobly ; NW-Bénin (Fig. 123), d'après Crenn (1957). Limites géologiques d'après Aicard et Pougnet (1952), corrigées par Lelong (1961)
Fig.	152 :	: Principales coupes synthétiques d'interprétation du bassin des Volta et de la chaîne des Dahomeyides jusqu'en 1980, <i>in</i> : Sougy (1970), Affaton <i>et al.</i> (1980) et Bessoles et Trompette (1980)
Fig.	153	: Carte géologique de la partie sud-orientale du Ghana d'après Bates (1955), légèrement modifiée
Fig.	154	: Bloc-diagramme montrant les relations entre les différentes unités des Dahomeyides et le bassin des Volta, d'après Sougy (1970)
Fig.	155	: Carte géologique schématique de la région de Tiélé (NW-Bénin), inspirée d'Affaton (1973) et de Jepsen et Depciuch (1974)
Fig.	156	: Principaux affleurements de métavolcanites du Buem échantillonnés dans la région de Batia (NW-Bénin). Cadre géologique et structural d'après Breda (1983), légèrement modifié
Fig.	157	: Caractérisation géochimique des métavolcanites de l'unité structurale du Buem au Bénin (secteur de Batia) et au Ghana (secteur de Kpandu)
Fig.	158	: Affinités géochimiques des métabasites de l'unité structurale du Buem au Bénin (secteur de Batia) et au Ghana (secteur de Kpandu)
Fig.	159	<ul> <li>Diagrammes multiéléments construits à partir des résultats d'analyse des échantillons de métavolcanites provenant du Bénin (secteur de Batia) et de volcanites du Golfe de Californie (échantillons CALM provenant de l'entrée du golfe et échantillons CALB prélevés dans le bassin de Guaymas) selon Saunders <i>et al.</i> (1982)</li></ul>
Fig.	160 :	: Position des métavolcanites du Buem du Nord-Bénin dans le diagramme P-T de Winkler (1974)
Fig.	161	: Position des métavolcanites du Buem (zone hachurée) du Nord-Bénin dans le diagramme de Seki (1969)
Fig. Fig.	162 : 163 :	: Coupe de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Conpomgou (11°20') (C42)
Fig.	164 :	: Relation de l'unité structurale de l'Atacora avec les unités internes des Dahomeyides à l'Est de Conpomgou, au NW-Bénin, d'après Breda (1982)
Fig.	165 :	: Coupe schématique (C43) de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Natitingou (11°20')
Fig.	166 :	: Synthèse des éléments structuraux mesurés dans l'unité structurale du Buem au front de l'unité structurale de l'Atacora, entre Batia et Manta (plaine de Tanguiéta) (Fig. 165)
Fig.	167 :	: Synthèse des éléments structuraux de l'anticlinorium b3 de Tchakalakou, Est-Tanguiéta (Fig. 165)
Fig.	168 :	: Synthèse des éléments structuraux des quartzites de l'Atacora du secteur de la cascade de Tanougou 4
Fig.	169 :	: Exemple de parallélisme des axes b1 et b2 de plis P1 et P2 dans les schistes du synclinorium de Toucountouna (Fig. 165)
Fig.	170	: Synthèse des éléments structuraux mesurés dans la zone "monoclinale" de Natitingou (Fig. 165) 4
Fig.	171	: Synthèse des éléments structuraux mesurés dans l'anticlinorium de Kotopounga (quartzites de l'Atacora, latitude de Natitingou) (Fig. 165)
Fig.	172 :	: Synthèse de l'étude des linéaments ou fractures sur les photos satellites couvrant l'unité structurale de l'Atacora entre les 10e et 11e parallèles nord d'après Socohou
		(1981) et Kpondjo (1982)

Fig	. 173	: Coupe synthétique C44 de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Défalé (Pl. 6)	450
Fig.	. 174	: Principaux plans de débit et flancs des ripple-marks dans les quartzites du Mont Béhao	
		(Unité de l'Atacora) (Fig. 173)	450
Fig.	. 175	: Coupe de la partie inférieure des schistes de Kanté à l'Est du Mont Béhao (C45)	
		(voir stat. 3 de la Fig. 173)	451
Fig.	. 176	: Synthèse des mesures microstructurales effectuées dans les schistes de Kanté (Unité	
-		de l'Atacora) (Fig. 173)	451
Fig.	. 177	: Coupe détaillée de la partie frontale mylonitique du Mont Défaloo (C46)	452
Fig.	. 178	: Synthèse des mesures microstructurales effectuées dans les quartzites du Mont Défaloo	102
0		(Unité de l'Atacora) (Fig. 173)	452
Fig.	. 179	Relation angulaire entre la stratification S0 des quartzites du Mont Défaloo et le mur. D	
0		des métamixtites de Défalé (Fig. 173). Ces deux plans, d'orientations N18°-46°E	
		et N32°-54°E, font entre eux un angle moven de 13°	453
Fig.	180	: Course détaillée (C47) de la partie inférieure des schistes de Défalé (Unité de l'Atacora)	455
8.	100	(fig 173)	152
Fig	181	Coune détaillée (CAR) de la zone des orthognaiss et amphibalites mulanitiques	455
1 ig.	101	niveau dit de la Salawou, à provimité de Défalé, unité de l'Atacara (Eig. 172)	15 A
Fig	182	: Coune de la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacore à la latitude de Deca	434
ı ıg.	104	(CAO) (DL 6)	454
Eia	102	(C49) (F1.0)	454
rig.	105	Mont Kournoon (rivison 2 de le course de la Fig. 190)	
<b>D</b> :	104	Mont Koumaou (myeau 5 de la coupe de la Fig. 182).	455
Fig.	184	Synthese des données microstructurales recueillies dans le socie mylonitique de la	
····	105	marge occidentale des Dahomeyides (niv. 4 de la Fig. 182)	455
Fig.	185	Coupe de la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Sara Kawa	
	101	(C50) (PI. 6)	456
Fig.	186	: Répartition des pôles des plans principaux de débit des quartzites et schistes de l'Atacora	
		et des orthogneiss de Sara Kawa (Fig. 185)	456
Fig.	187	: Coupe synthétique de l'unité structurale de l'Atacora (C51) à la latitude d'Awandjélo	
		(Pl. 6)	457
Fig.	188	: Synthèse des éléments microstructuraux mesurés dans les schistes du secteur	
		Sand-Kédan (Atacora) (Fig. 187)	457
Fig.	189 :	: Comparaison des éléments microstructuraux mesurés dans les orthogneiss de la Kawa et	
		d'Awandjélo et dans le complexe de Djamdé (voir Fig. 187)	458
Fig.	190 :	: Coupe synthétique (C52) de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Bassar (Pl. 6)	458
Fig.	191 :	: Situation des principaux affleurements du gîte phosphaté de Bassar et coupe transversale (C53)	
		dans le secteur A, d'après Blot et al. (1986) (Pl. 5 et Fig.190)	459
Fig.	192 :	Synthèse des éléments microstructuraux mesurés dans les schistes de la Kama à la latitude	
		de Bassar (Fig.190)	460
Fig.	193 :	Synthèse des éléments microstructuraux mesurés dans le complexe de Tchatchaminade.	
0		entre Tchatchaminade et Bafilo (Fig. 190)	460
Fig.	194 :	Synthèse des éléments microstructuraux entre Bounon et la Nintangibaba (fenêtre de Diamdé)	.00
0		(Fig. 187) et entre Tchatchaminade et Bafilo (Fig. 190). Détermination de l'ave (b4 2)	
		de la grande virgation de Bafilo	461
Fio	195 ·	Diagramme suggérant que les métavolcanites de Pagala ont une affinitá tholáijitique	-101
~ ~5•		avec une tendance calco-alcaline, et annartiennent à un notée environnement de time plancher	
		océanique Elles sont donc à rapprochar des métavolognites du Busen (Eix 140, 156 à 150)	400
Fia	106 •	Coune sunthátique entre les rivières Dineles et Devente (C54)	402
1 15. Fia	107	Comparaison des orientations des éléments missertratures accorde des des 1	401
1.1 <b>g</b> .	17/ .	de Tabatabaminede et les quertrites de Melfelesce à UT (1, D) 1, (D) 100	100
		de renarchanniade et les quartziles de Mairakassa à l'Est de Binako (Fig. 196)	463

Fig. 198 : Synthèse des éléments microstructuraux mesurés dans le complexe du Mô à l'Est	
Cic Billako (stat. 5, fig. 190)	. 4
(Pl. 6)	Â
Fig. 200 : Evolution spatiale de l'intensité de déformation à l'extrémité méridionale de l'unité structurale	
de l'Atacora d'après Shackleton (1971). Zone I : sans déformation de grains détritiques.	
Zones II à VI : Déformation croissante	. 4
Fig. 201 : Carte géologique du SE-Ghana d'après Bates (1955) et Bondesen (1972), légèrement modifiée	4
Fig. 202 : Coupes synthétiques du bassin des Volta (A) et de la Chaîne des Dahomeyides	
(B) à la latitude de Tamalé ou de Bassar	. 4
Fig. 203 : Evolution latérale de la triade glaciogénique (partie inférieure du supergroupe de la Pendjari	
ou de l'Oti) du Précambrien terminal de la bordure sud-est du craton Ouest-africain	
(Bassin des Volta) vers la Chaîne des Dahomeyides. Schéma inspiré de Trompette (1980)	. 4
Fig. 204 : Schéma des principaux stades de la genèse et de l'évolution du bassin des Volta	. 4
Fig. 205 : Localisation des "Schists Belts" dans leur cadre structural (carte schématique	
inspirée de Turner, 1983)	. 4
Fig. 206 : Carte géologique simplifiée de la chaîne pan-africaine du Sahara au golfe du Bénin	
(d'après Caby et al., 1981, modifié)	. 4
Fig. 207 : Coupe schématique du Gourma (A), d'après Black et al. (1979), et schéma structural	
du Gourma oriental et de l'Adrar des Iforas (B), d'après Fabre et al. (1982)	. 4
Fig. 208 : Coupe schéma de la partie nord-ouest du bassin de Taoudéni d'après Bronner et al. (1980).	
Elle indique la lithostratigraphie type de ce bassin	. 4
Fig. 209 : Tableau synoptique des principaux événements géologiques anté-ordoviciens au Hoggar,	
d'après Bertrand et Caby (1978)	. 4
Fig. 210 : Le craton ouest-africain et sa ceinture plissée, d'après Villeneuve (1984)	
légèrement modifié	. 4

# LISTE DES TABLEAUX

÷

Tableau 1 : Principales études réalisées au Ghana au cours de la période des reconnaissances         (1900-1930) (In : Affaton, 1975)	
Tableau 2 : Principales études en A.O.F. au cours de la période des reconnaissances         (1900-1930) (In : Affaton, 1975)	
Tableau 3 : Principales études réalisées au cours de la période des synthèses sur le bassin des Volta au Ghana (1931-1967)	
Tableau 4 : Principales données lithostratigraphiques sur le bassin des Volta au Togo et au         Bénin durant la période 1950-1960. Comparaison avec la lithostratigraphie en vigueur au Ghana	
Tableau 5 : Comparaison des résultats acquis par l'équipe de Marseille (1969-1980) avec ceux         de Saunders (1970) et de l'équipe soviéto-ghanéenne (1968-1971)	
Tableau 6 : Lithostratigraphie du bassin des Volta au Togo d'après Leprun et Trompette (1969), Sougy (1970 et 1971), Trompette (1972) et Affaton (1975) (les formations de P. Aicard sont présentées dans l'ordre de cette interprétation)	
Tableau 7 : Les supergroupes, groupes, formations et discordances déterminés dans le Bassin des Volta	
Tableau 8 : Lithostratigraphie tirée de la coupe synthétique type étudiée entre Dapaong et         Galangachi (C1 ; fig. 18)	
Tableau 9 : Lithostratigraphie du supergroupe de Boumbouaka et de la base du supergroupe del'Oti le long de la coupe synthétique du Mont Tanbarnointi à Kaditiéri (C4 ; fig. 21)	
Tableau 10 : Lithostratigraphie dégagée de la coupe synthétique de Ponio à Bagaré         (C <sub>6</sub> ; fig. 24)	
Tableau 11 : Lithostratigraphie du supergroupe de Boumbouaka et de la base du supergroupe de l'Oti le long de la coupe synthétique de Tami à Diapa (C8 ; fig. 26)	
Tableau 12 : Evolution de nos idées sur la lithostratigraphie du supergroupe inférieur ou deBoumbouaka (Affaton, 1975 et 1983 ; Affaton et al., 1980 ; Drouet et al., 1984). Dans laprésente lithostratigraphie, la plupart des discordances observées sont caractérisées	
Tableau 13 : Lithostratigraphie déduite de la coupe du SW de Kodjari (fig. 33). La séquence glaciogénique y est épaisse et l'équivalent de la formation de Barkoissi correspond à une triade silexites-siltstones-phospharénites	
Tableau 14 : Résultats d'analyses de quelques échantillons de phospharénites du bassin des Volta (Arly, Kodjari, Tapoa et Mekrou) et des unités structurales du Buem (Aloub-Djouana) et de l'Atacora	
Tableau 15 : Evolution de nos idées sur la lithostratigraphie du supergroupe de la Pendjari ou de l'Oti au Nord-Togo (Affaton, 1975 et 1983)	

Tableau 16 : Lithostratigraphie établie le long de la coupe schématique de Tindangou à Dassari         (fig. 37)	67
Tableau 17 : Corrélations proposées par Murray (1960) pour la partie occidentale du Massif de Gambaga. Selon Edmonds (1956), seul V <sub>2</sub> a est représenté dans la falaise septentrionale du Massif de Gambaga	78
Tableau 18 : Analyses des carbonates de l'équivalent du membre supérieur de la formation du         Sud-Banboli sur la bordure méridionale du Massif de Gambaga d'après Mitchell (1960)	82
Tableau 19 : Analyses des lentilles carbonatées de l'équivalent de la formation de Barkoissi dans le secteur de Bongo Da d'après Mitchell (1960)	83
Tableau 20 : Analyses des carbonates de la bordure orientale du Massif de Damongo au Ghana         (in : Mitchell, 1960)	87
Tableau 21 : Analyses des lentilles calcaires de la formation de l'Oti (ou Pendjari) dans la région         de Baka-Kabalipe (in : Mitchell, 1960)	88
Tableau 22 : Succession lithologique de la partie inférieure de la formation d'Agogo observée au         Sud de Fwidiem d'après Mason (1963)	92
Tableau 23 : Lithostratigraphie du Sud-Est du Plateau du Kwahu selon Saunders (1970)	94
Tableau 24 : Essai de corrélation des lithostratigraphies définies par Mason (1963), Moon et Mason(1967) d'une part, et Saunders (1970) d'autre part, dans le Massif du Kwahu avec celle établie auNord-Togo pour le supergroupe inférieur (ou de Boumbouaka)	95
Tableau 25 : Caractères lithologiques du supergroupe de l'Afram dans le secteur d'Asuboni d'après         Mitchell (1960)	98
Tableau 26 : Lithologies de l'horizon carbonaté décrit par Mitchell (1960) dans le secteur d'Asuboni	98
Tableau 27 : Analyses des carbonates du secteur d'Asuboni d'après Mitchell (1960). Tous les échantillons analysés proviennent du supergroupe de l'Afram	99
Tableau 28 : Résumé des diverses lithostratigraphies proposées pour le bassin des Volta	102
Tableau 29 : Principales formations constituant le supergroupe de Tamalé	104
Tableau 30 : Principaux faciès du groupe de Kébia dans la colline de Kochimbo près de         Nkwantanang, d'après Junner et Hirst (1946)	107
Tableau 31 : Successions lithologiques observées à trois endroits dans le lit de la Volta Blanche au         Sud de Kandinga d'après Wyllie (1916), Cooper (1926) et Hirst (1944). Comparaison avec la séquence         de Kandinga (Junner et Hirst, 1946).	109
Tableau 32 : Séquence sédimentaire décrite par Junner (1940) entre Ejura et la rivière Afram et réinterprétée en fonction de notre schéma lithostratigraphique	111
Tableau 33 : Nouvelle échelle lithostratigraphique du bassin des Volta. Caractéristiques des principales formations	113
Tableau 34 : Echelles et indicateurs de houillification (ce tableau est tiré de la synthèse de Robert, 1985)	117

### Liste des tableaux

Tableau 35 : Synthèse des caractéristiques de la matière organique solide observée dans les échantillons du supergroupe de l'Oti du Nord-Togo	1
Tableau 36 : Comparaison des lithostratigrapghies proposées par Junner et Hirst (1946) et Bozhko         (1969) pour le bassin des Volta	1
Tableau 37: Principaux fossiles décrits dans la "Série de Tamalé", fossiles provenant du sondage de Tibagona (Bozhko et al., 1974)	1
Tableau 38 : Ages récemment attribués aux différents ensembles du bassin des Volta. Ces âges sont basés sur peu de données radiométriques (voir texte)	1
Tableau 39 : Données chronostratigraphiques relatives au Bassin des Volta	1
Tableau 40 : Lithostratigraphie de l'unité structurale du Buem au Nord-Bénin d'après Affaton         (1975), légèrement modifiée	1
Tableau 41 : Lithostratigraphie de la sous-unité structurale de la Katcha d'après Simpara (1978) et         Simpara et al. (1985), légèrement modifiée	1
Tableau 42 : Lithostratigraphies de l'unité structurale du Buem et du secteur de Shiéni, établies par         Sulutiu (1968) et Annan-Yorke et Cudjoe (1971). Comparaison avec les résultats de nos travaux	1
Tableau 43 : Comparaisons des résultats d'analyses chimiques des hématitites et silexites         ferrugineuses de l'unité structurale du Buem au Bénin, Togo et Ghana	1
Tableau 44 : Essai de corrélation entre les formations du bassin des Volta et le "groupe de la zone des collines" d'après Affaton (1975)	]
Tableau 45 : Corrélation entre les formations du Buem et celles du bassin des Volta suggérée par Barthelet (1975). Comparaison avec nos résultats	1
Tableau 46 : Corrélations lithostratigraphiques des principales formations constituant les parties           centrale et méridionale du Buem avec celles du bassin des Volta	]
Tableau 47 : Comparaison de diverses propositions de corrélations entre les formations du Buem et celles du bassin des Volta, à la latitude de Shiéni (Nord-Ghana)	
Tableau 48 : Corrélation des unités lithostratigraphiques de l'unité structurale du Buem avec celles du bassin des Volta au Nord-Togo	
Tableau 49 : Lithostratigraphie de la partie méridionale du Buem d'après Saunders (1970). Corrélation avec la lithostratigraphie de la partie méridionale du bassin des Volta ou du site du barrage d'Akosombo (Tevendale, 1955)	]
Tableau 50 : Analyses chimiques de quelques échantillons de chromite de l'unité structurale du Buem du NW-Bénin (secteur du lieu-dit Bontomo)	
Tableau 51 : Compositions géochimiques et normatives de quelques échantillons de métavolcanites de la région de Kpandu (SE-Ghana) d'après Junner (1940)	
Tableau 52 : Compositions géochimiques et normatives de quelques échantillons de métavolcanites de la région septentrionale de Batia (NW-Bénin)	
Tableau 53 : Compositions géochimiques des échantillons ayant servi à construire la figure 159	

Tableau 54 : Différentes positions assignées à l'unité structurale de l'Atacora         (= Akwapimien = Togo Range Series = Atacorien + Série de Kandé) à l'époque où elle         (trit constidérée comme une unité lithe structurale insurante in	100
etan consideree comme une unite ninostratigraphique	186
Tableau 55 : Principaux ensembles lithostratigraphiques de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Défalé (C44 ; fig. 173) et leurs équivalents proposés dans le bassin des Volta	204
Tableau 56 : Compositions géochimiques des métavolcanites intercalées dans les schistes de l'Atacora de la région de Pagala (Togo) d'après Godonou (1986)	219
Tableau 57 : Classifications lithostratigraphiques des composantes de la partie orientale du Ghana	224
Tableau 58 : Synthèse des données lithostratigraphiques disponibles sur la partie sud-orientale duGhana (d'après Burke, 1969 ; McCallien et Burke, 1969 ; Fitches, 1970 ; Saunders, 1970 ;Shackleton, 1971 ; Bondesen, 1972 ; Gaisie et Winter, 1974)	225
Tableau 59 : Lithostratigraphie de l'unité structurale de l'Atacora. Les équivalents probables de ses formations dans l'unité structurale du Buem et dans le bassin des Volta. Les lithostratigraphies complètes ou détaillées des unités structurales de l'Atacora et du Buem ne sont connues qu'au Ghana sud-oriental	228
<ul> <li>Tableau 60 : Lithostratigraphie du "Basement Complex" du Nigeria d'après nos travaux de terrain et les principaux documents intéressant notamment les SchistBelts (McCurry, 1976 ; Rahaman, 1976 ; Ogezi, 1977 ; Ajibade, 1980 ; Bessoles et Trompette, 1980 ; Caen-Vachette, 1982 ; Egbuniwe, 1982 ; Holt, 1982, Rahaman, 1983 ; Turner, 1983 ; Ajibade <i>et al.</i>, 1985). Comparaison avec les résultats de la présente étude</li> </ul>	250

## LISTE DES PLANCHES

Pl. 1 : Corrélations des membres, formations et groupes individualisés dans les quatre coupes synthétiques intéressant surtout le supergroupe inférieur dit de Boumbouaka du Nord-Togo	475
Pl. 2 : Carte géologique de la partie septentrionale du bassin des volta au Ghana. Synthèse effectuée par Bozhko en 1964 et éditée par Annan-Yorke et Cudjoe en 1971	476
Pl. 3 : Corrélations des colonnes lithostratigraphiques des principaux sondages exécutés par l'équipe soviéto-ghanéenne (1962-1965) entre Larabanga et Yendi	477
Pl. 4 : Carte géologique de la zone étudiée	478
Pl. 5 : Principales localités mentionnées dans l'étude des trois supergroupes du bassin des Volta au Ghana	479
Pl. 6 : Carte géologique schématique du Nord-Togo, du NW-Bénin et du SE-Burkina Faso. Position des principales coupes décrites dans l'unité structurale de l'Atacora et la frange occidentale des unités internes des Dahomeyides	480

## TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ	1
ABSTRACT	2
AVANT-PROPOS	5
Première partie GÉNÉRALITÉS ET DONNÉES HISTORIQUES	7
I - PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE	9
II - LOCALISATION ET EXTENSION DU BASSIN DES VOLTA III - ÉVOLUTION DES IDÉES SUR LA LITHOSTRATIGRAPHIE DU BASSIN	10
DES VOLTA	12
A - Périodes des reconnaissances ou définitions (1900-1930)	12
B - Période des synthèses et leurs applications (1931-1967)	12
C - La stratigraphie admise actuellement : la remise en cause du schéma classique	14
Deuxième partie LE BASSIN DES VOLTA	19
I - ÉCHELLE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DES VOLTA. MISE EN ÉVIDENCE DE TROIS	
UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES OU SUPERGROUPES	21
II - LE BASSIN DES VOLTA AU TOGO, BÉNIN, BURKINA FASO ET NIGER	21
A - Etude du supergroupe inférieur au Nord-Togo. Séquence-type	21
1 - Coupe type de Dapaong à Galangachi (C1)	22
2 - Coupe du Mont Tanbamointi à Kaditiéri (C4)	26
3 - Coupe de Ponio à Bagaré (C6)	33
4 - Coupe de Tami à Diapa (C8)	36
5 - Caractéristiques des différentes formations du supergroupe de Boumbouaka au Nord-Togo	40
a - Le socle éburnéen de la dorsale de Léo	40
b - La formation de Korbongou (8-30 m)	40
c - La formation de Dapaong (40 - 100 m)	42
d - La formation de Natala (20 - 80 m)	43
e - La formation du Kotiaré (0 - 150 m)	43
f - La formation de Bogou (0 - 80 m)	45
g - La formation du Mont Panabako (30-200 m)	45
6 - Synthèse des caractéristiques des principales discordances observées dans le supergroupe	
de Boumbouaka au Nord-Togo	46
a - La discordance fondamentale entre le substratum éburnéen et le bassin des Volta	46
b - La discordance angulaire (?) entre les formations de Dapaong et de Korbongou.	46
c - La discordance de ravinement entre les formations de Dapaong et de Natala	47
d - La discordance de ravinement entre les formations de Natala et du Kotiaré	47
e - La discordance cartographique ou de ravinement entre les formations du Kotiaré et Bogou	48
f - La discordance cartographique entre les formations de Bogou et du Mont Panabako	48
g - La discordance cartographique ou de ravinement pro parte glaciaire au mur	
du groupe Sud-Banboli	48
h - Conclusions partielles	48
······································	

,

B - Compléments apportés par l'étude du supergroupe inférieur au Burkina Faso	49
1 - Coupe de Tanbarga à Tanli (C9)	49
2 - Caractéristiques lithologiques, sédimentologiques et microstructurales du Massif du Gobnangou	51
3 - Données complémentaires apportées	52
C - Etude du supergroupe moyen ou de la Pendjari	53
1 - Coure au SW de Kodjari (C10)	53
2 - Coupe schématique de Galangachi à Naboulgou (C11)	59
3 - Coupe schématique de Tindangou à Dassari (C12)	64
4 - Caractéristiques de la partie la plus septentrionale du bassin des Volta	68
5 - Caractéristiques des différentes formations du supergroupe de la Pendiari	70
a - Caractéristiques de la formation du Sud-Banholi	70
h - Caractéristiques de la formation de Barboissi	71
o - Caractéristiques de la formation de la Pendiari	72
c - Caracteristiques de la formation de la renajart	12
III ÉTUDE DU DA CON DES VOLTA ALCUANA	71
III - ETUDE DU BASSIN DES VOLTA AU GRANA	/4
A - Remarque préliminaire : "Mudstone" considéré comme pélite	74
B - Le supergroupe inférieur et le passage au supergroupe moyen	75
1 - Le Massif de Gambaga	75
a - Données lithostratigraphiques sur le secteur de Gambaga au Ghana	75
b - Etude de la partie orientale du Massif de Gambaga	75
c - Etude de la partie occidentale du Massif de Gambaga	76
d - Etude de la partie méridionale du Massif de Gambaga : le passage au supergroupe moyen	
ou de la Pendiari	79
2 - Le Massif de Damongo	84
a - L'équivalent du groupe de Dapaong dans la marge occidentale du Massif de Damongo	84
h - L'équivalent du groupe de la Fosse-aux-Lions dans le Massif de Damongo	85
c - L'équivalent du groupe du Mont Roymbouche dans le Massif de Damongo	86
d. Le revers oriental du Massif de Damongo : le nassage au supergroupe moven	86
2 Le Massif au Distant du Kushu	80
g - Le martie word peoidentale du Plateau du Kwahu	00
a - La partie controle du Plateau du Vualu	00
D - La partie centrale du Flateau du Kwanu	90
<i>c</i> - La partie sua-orientale au rialeau au Kwanu	93
4 - Le supergroupe de l'Ou ou de l'Alfant au Gnana	93
a - La titute de Bwipe	94
b - Les dolomies et dolomies calcaires	96
c - Le supergroupe de l'Afram	97
d - Discussion de la position lithostratigraphique du supergroupe de l'Afram	100
C - Le supergroupe de Tamalé	103
1 - Le Groupe de Yendi	105
2 - Le groupe de Kéhia	106
a - La formation de Sang	106
h - Le conclomérat d'Akroso s s	107
c - La "tillite d'Abogho"	108
d Las conclomárate de Kandinez	100
a - Les congronner de Salaca	109
e - Lu jui munul de Sandga	110
j - La joi manon de Neola.	111
3 - Conclusions partielles sur le supergroupe de lamale	112
4 - Autres témoins de la molasse post-panafricaine	114

IV - DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS A L'ÉTUDE DU BASSIN DES VOLTA	116
A - Diagenèse organique dans le supergroupe de la Pendiari	116
1 - Généralités et méthodes	116
2 - Caractéristiques diagénétiques des organolithes du supergroupe de la Pendiari	118
3 - Apports de l'étude de la diagenèse organique	119
B - Chronostratigraphie du bassin des Volta	120
1 - Tentatives de datation au Ghana. Relations bassin des Volta et sékondien ou accraïen	121
2 - Tentatives de datation dans les autres pays concernés	124
3 - Conclusions sur l'âge des différents supergroupes	128
C - Structure du bassin des Volta	128
1 - Caractéristiques du substratum du bassin des Volta.	128
2 - Caractéristiques structurales du bassin des Volta	130
Troisième partie	
L'UNITE STRUCTURALE DU BUEM	133
I - CARACTÉRISTIQUES DU BUEM DU SUD-EST DU BURKINA EASO	135
	155
A - Données lithologiques	135
B - Donnees structurales	137
II - CARACTÉRISTIQUES DU BUEM DU SECTEUR DE BATIA (NW-BENIN)	138
A - Caractéristiques lithologiques	138
B - Données structurales	130
	1.57
III - CARACTÉRISTIQUES DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DE L'UNITÉ STRUCTURALE	
DU BUEM AU NORD-BÉNIN	140
A - Données lithologiques	140
B - Données structurales	142
C - Etude structurale particulière de la région des Korontières	143
1 - Cadre structural	143
2 - Analyse microstructurale de six secteurs	143
3 - Données microstructurales tirées de l'étude de quelques lames minces : apparition de la schistosité	144
4 - Synthèse des données structurales du Buem de la région de Korontières	145
IV - UNITÉ STRUCTURALE DU RUEM DE LA RÉGION DE RASSAR (NORD TOGO)	146
TV - ONTHE STRUCTURALE DO BOEM DE LA REGION DE BASSAR (NORD-TOGO)	140
A - Caractéristiques lithologiques et lithostratigraphiques	146
1 - La sous-unité structurale de Byakpabé	146
2 - La sous-unité structurale de la Katcha	146
a - la Formation de l'Oualsion	146
b - La formation de Bijomambé	146
c - La formation de Bitjabé	147
a - Le groupe de la Katcha	147
3 - La sous-unité structurale de Kabou	148
4 - Conclusions	148
B - Données structurales sur le Buem du Nord-Togo	149

V - LE BUEM DU NORD-GHANA	151
VI - LE BUEM DU SUD-GHANA	154
<ul> <li>A - Principales composantes de la partie méridionale du Buem d'après Robertson (1925)</li> <li>B - La stratigraphie de la partie méridionale du Buem d'après Junner et Service (1936) et Junner (1940)</li> <li>C - Les résultats des travaux de l'équipe sovieto-ghanéenne dans la partie méridionale du Buem</li> <li>D - La stratigraphie de la partie méridionale d'après Blay (1984)</li> <li>E - Autres synthèses sur le Buem du Sud-Ghana</li> <li>F - Conclusions</li></ul>	154 155 156 156 156 157
VII - CONCLUSIONS SUR L'UNITÉ STRUCTURALE DU BUEM	158
<ul> <li>A - Structure du Buem. Géométrie du contact Buem / Bassin des Volta</li></ul>	158 158 158 158
B - Lithostratigraphie du Buem. Comparaison avec le bassin des Volta	161
1 - Rappels	161
3 - Nord-Togo	162
4 - Nord-Ghana	168
5 - La partie méridionale du Buem au Ghana	169
a - Les travaux de Saunders (1970)	169
b - Autres observations	169
<ul> <li>C - Les serpentinités et métavolcanités du Buem. Un volcanisme de type transitionnel développé dans un bassin marginal</li></ul>	172 172 172 173 176
D - Les transformations métamorphiques dans le Buem	176
<ul> <li>1 - Apports des études pétrographiques antérieures.</li> <li>2 - Evaluation de l'intensité de la diagenèse et du métamorphisme du Buem essentiellement</li> </ul>	176
d'après les travaux d'Affaton (1975) et Simpara (1978)	178
a - methodologie : thatce de cristallinue des titles alumineuses	178
3 - Apports de l'étude pétrographique des métavolcanites	1/8
E - Principales différences entre le bassin des Volta et l'unité structurale du Buem	190
Quatrième partie L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA ET LA FRANGE OCCIDENTALE DES UNITÉS INT NES DES DAHOMEYIDES	ΓER- 183
I - COUPE DE L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA A LA LATITUDE DE CONPOMGOU	187
A - La partie orientale de l'unité structurale du Buem	120
B - L'unité structurale de l'Atacora	189
C - La bordure occidentale des unités internes des Dahomevides	100

II - ÉTUDE DE L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA A LA LATITUDE DE NATITINGOU	191
A - La bordure orientale de l'unité structurale du Buem	191
B - L'anticlinorium de Tchakalakou	191
C - Le synclinorium de Toucountouna	192
D - La structure de Natitingou	193
E - L'anticlinorium de Kotopounga	194
1 - Caractéristiques des principaux faciès de l'anticlinorium de Kotopounga	194
a - Les prasinites	194
D - Les permaines	195
d - Les juons de quariz auryeres	195
e - Les micaschistes	195
2 - Données structurales sur l'anticlinorium de Kotopounga	195
E. La bordure accidentale des unités internes des Debornouides	104
1 - Les quartzites	190
2 - Les micaschistes	190
3 - Les orthogneiss	197
4 - Les dolérites	197
G - Annorte de la course faite à la latitude de Natitingou à la compréhension	
de l'unité structurale de l'Atacora	107
	177
III - CARACTERISTIQUES DE L'UNITE STRUCTURALE DE L'ATACORA A LA LATITUDE DE DEI	FALE.
LITHOSTRATIGRAPHIE ET DEFORMATIONS	100
	1))
A - Les schistes de Kadjala	199
A - Les schistes de Kadjala B - Les quartzites du mont Behao	199 199 200
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li> <li>B - Les quartzites du mont Behao</li> <li>C - Les schistes de Kante</li> </ul>	199 199 200 200
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li> <li>B - Les quartzites du mont Behao</li> <li>C - Les schistes de Kante</li> <li>D - Les quartzites du mont Defaloo</li> </ul>	199 199 200 200 201
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li> <li>B - Les quartzites du mont Behao</li> <li>C - Les schistes de Kante</li> <li>D - Les quartzites du mont Defaloo</li> <li>E - Les schistes de Défalé</li> </ul>	199 199 200 200 201 202
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 200 201 202 202
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li> <li>B - Les quartzites du mont Behao</li> <li>C - Les schistes de Kante</li> <li>D - Les quartzites du mont Defaloo</li> <li>E - Les schistes de Défalé</li> <li>F - Les orthogneiss et amphibolites de la Salawoo</li></ul>	199 199 200 200 201 202 202 203
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 200 201 202 202 203 203
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 200 201 202 202 203 203 203
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 200 201 202 202 203 203 203 203
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 200 201 202 202 203 203 203 203 203 204
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 200 201 202 202 203 203 203 203 204
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 200 201 202 202 203 203 203 203 204
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 200 201 202 202 203 203 203 203 204
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 200 201 202 203 203 203 203 203 204 205 205
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 200 201 202 203 203 203 203 204 205 205 206
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li> <li>B - Les quartzites du mont Behao</li> <li>C - Les schistes de Kante</li> <li>D - Les quartzites du mont Defaloo</li> <li>E - Les schistes de Défalé</li> <li>F - Les orthogneiss et amphibolites de la Salawoo</li> <li>G - Les quartzites du mont Tedede</li> <li>H - Apports de la coupe de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Défalé</li> <li>1 - La lithostratigraphie approximative et hypothétique</li></ul>	199 199 200 200 201 202 203 203 203 203 203 204 205 205 206 206
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li> <li>B - Les quartzites du mont Behao</li> <li>C - Les schistes de Kante</li> <li>D - Les quartzites du mont Defaloo</li> <li>E - Les schistes de Défalé</li> <li>F - Les orthogneiss et amphibolites de la Salawoo</li></ul>	199 199 200 200 201 202 203 203 203 203 203 203 204 205 205 206 206 206
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 200 201 202 203 203 203 203 203 203 203 204 205 .CORA 206 206 206 206 207
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 201 201 202 203 203 203 203 203 203 204 205 206 206 206 207 207
<ul> <li>A - Les schistes de Kadjala</li></ul>	199 199 200 201 202 202 203 203 203 203 203 203 203 204 205 205 206 206 207 207 207 207 207

V - CARACTÉRISTIQUES DE L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA ET DES UNI	TÉS INTERNES
DES DAHOMEYIDES A LA LATITUDE DE SARA KAWA. UNITÉ GRANULITIQUE DU	J MASSIF KABIE
	000

CHARRIEE SUR LA NAPPE D'ORTHOGNEISS	209
A - Les schistes de la Kara	209
B - Les métamixtites du mont Koulaco	209
C - Les quartzites du mont Koulaco	209
D - Les orthogneiss de Sara Kawa	209
E - Les granulites du mont Tcha	210
F - Apports de la coupe de la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude	
de Sara Kawa	211
1 - Les schistes de Kanté	211
2 - Les orthogneiss de Sara Kawa	212
3 - Les corrélations proposées aux latitudes de Défalé et Baga (tabl. 56) sont confirmées	212
VI - COMPOSANTES ET CARACTÉRISTIQUES DE L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA A L	A
LATITUDE D'AWANDJELO. PRÉSENCE D'UNE PORTION DE NAPPE ENCAPUCHONNÉE	212
A - La portion orientale de l'unité structurale du Buem	212
B - Les schistes du secteur de Sanda-Kedan	213
C - Les orthogneiss de la Kawa	213
D - Le complexe de Djamdé	213
E - Les orthogneiss d'Awandjelo	214
F - Apports de la coupe synthétique de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude d'Awandjelo	215
1 - Les schistes de l'Atacora à la latitude d'Awandjélo	215
2 - L'unité structurale de l'Atacora à la latitude d'Awandjélo	215
2 - Le complexe de Djamdé	215
4 - Les quatre phases de la tectogenèse panafricaine	215
VII - ÉTUDE DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA RÉGION DE BASSAR	216
A - Cadre géologique et structural des phosphates de Bassar et des Itabirites de Labo à Bafilo.	
Caractéristiques de ces phosphates et axe de la virgation de Bafilo	216
1 - La partie orientale de l'unité structurale du Buem	216
2 - Les schistes de la Kama	216
3 - Les quartzites du Mont Timbou	217
4 - Le complexe de Tchatchaminade	217
B - Apports de la coupe synthétique de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Bassar	218
C - Composantes et positions des unités internes des Dahomevides à l'est de Binako	220
D - Apports des observations faites à l'est de Binako	222
1 - Quartzites et schistes de l'Atacora	222
2 - Les unités internes des Dahomevides	222
3 - Le complexe du Mô	222
4 - L'unité migmatitique d'Afem	222
VIII - L'UNITÉ STRUCTURALE DE L'ATACORA ET LA RORDURE OCCIDENTALE DES UNITÉS	
INTERNES DES DAHOMEVIDES AU SUD DU PARALIÈLE DE SOKODÉ	223
	000
A - Le "Danomeyen"	225
B - Les travaux de Saunders (1970)	<i>ZZ</i> 4

#### Table des matières

,1

1

IX - CARACTÉRISTIQUES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES DE L'UNITÉ STRUC RALE DE L'ATACORA. SES RELATIONS AVEC LES UNITÉS STRUCTURALES ADJÀCENTES	CTU- 226
A - Caractéristiques lithostratigraphiques de l'unité structurale de l'Atacora. Ses relations avec les unités int	ernes
des Dahomeyides	226
B - Caractéristiques structurales et métamorphiques de l'unité structurale de l'Atacora	229
C - Relations entre les unités structurales de l'Atacora et du Buem	230
D - Relations de l'unité structurale de l'Atacora avec le bassin des Volta et le socle éburnéen	231
Cinquième partie CONCLUSIONS GENERALES	233
I - LE BASSIN DES VOLTA ET SON SUBSTRATUM	235
A - Le substratum	235
B - Le bassin des Volta	236
1 - Le supergroupe inférieur ou de Boumbouaka	236
2 - Le supergroupe de la Pendjari (ou de l'Oti ou de l'Afram)	237
3 - Le supergroupe de Tamalé	239
II - LES UNITÉS EXTERNES ET LA FRANGE OUEST DES UNITÉS INTERNES	
DES DAHOMEYIDES	240
A - L'unité structurale du Buem	240
<ul> <li>B - L'unité structurale de l'Atacora et la frange occidentale des unités internes des Dahomeyides</li> <li>1 - Caractéristiques lithostratigraphiques de l'unité structurale de l'Atacora. Ses relations</li> </ul>	241
avec les unités internes des Dahomeyides	241
2 - Caractéristiques structurales et métamorphiques de l'unité structurale de l'Atacora	
et des premières unités internes des Dahomeyides	243
3 - Relations entre les unites structurales de l'Atacora et du Buem	244
III - ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU BASSIN DES VOLTA. INFLUENCE DE LA TECTOGENÈS PANAFRICAINE	E 245
	245
A - Genèse et évolution de la marge passive voltaïenne	245
1 - Genese du bassin voltaren sur la marge orientale du craton ouest-africain	245
2 - Developpement de la marge passive voltaienne	246
B - Participation de la partie orientale de la marge passive voltaienne à l'édification	047
C. Misa an place de la partie supérioure molecoique du bassin des Valte	247
C - Wise en place de la partie superieure molassique du bassin des volta	240
IV - ÉVOLUTION DE LA PLAQUE CHEVAUCHANTE BÉNINO-NIGERIANE	240
V - LE DEVENIR DE LA MARGE PASSIVE VOLTAIENNE LE LONG DE LA BORDURE ORIENTAL	E
DU CRATON OUEST-AFRICAIN AU-DELA DES DAHOMEYIDES	252
A - Le prolongement au Gourma	252
1 - L'aulacogène du Gourma	252
2 - Les nappes externes	253
B - Le prolongement dans l'Adrar des Iforas et le Hoggar occidental	253
C - Le prolongement vers le sud au Brésil	254

BIBLIOGRAPHIE	257
LISTE DES FIGURES	289
LISTE DES TABLEAUX	299
LISTE DES PLANCHES	302
TABLE DES MATIERES	303
LISTE DES ILLUSTRATIONS (voir volume 2 de la thèse qui contient les figures et les planches)	481

ORSTOM Editeur Dépôt légal : octobre 1990 Microédition ORSTOM BONDY

Reproduit par INSTAPRINT S.A. 1-2-3, levée de la Loire – LA RICHE – B.P. 5927 – 37059 TOURS Cedex Tél. 47 38 16 04



# LE BASSIN DES VOLTA (AFRIQUE DE L'OUEST) : UNE MARGE PASSIVE, D'ÂGE PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR, TECTONISÉE AU PANAFRICAIN (600 ± 50 Ma)

Volume II

Editions de l'ORSTOM INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION Collection ÉTUDES et THÈSES PARIS 1990 Cet ouvrage a fait l'objet d'une thèse soutenue le 1er octobre 1987, à l'Université d'Aix-Marseille III, Faculté des Sciences et Techniques St-Jérome pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences en Géologie

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ayants cause, est illicite» (alinéa1er de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

ISSN:0767-2888

ISBN : 2-7099-1007-1 (Edition complète)

ISBN : 2-7099-1009-8 (Volume II)

© ORSTOM 1990

**RESUME** : Ce travail concerne une zone (> 202 000 km2) à cheval sur le Ghana, le Togo, le Bénin, le Burkina Faso et le Niger. Il permet une meilleure connaissance de l'évolution du bassin des Volta et des caractéristiques de la tectogenèse panafricaine. La zone étudiée comprend le craton ouest-africain, le bassin des Volta, les unités externes des Dahomeyides et le "craton bénino-nigérian".

L'actuel craton ouest-africain n'est que le bloc occidental d'un méga-craton éburnéen. Le bloc oriental ou "craton bénino-nigérian" est représenté par les unités internes des Dahomeyides.

Le bassin des Volta est composite. Il comporte la portion occidentale d'une marge passive, développée entre 1100 et 600 Ma, et le reste d'un bassin péricratonique d'avant-pays. Cette marge passive y est représentée par les supergroupes de Boumbouaka (1100-700 Ma ?) et de la Pendjari (700-600 Ma). Le supergroupe de Boumbouaka s'est déposé au cours d'une taphrogenèse qui a conduit au "découplage lithosphérique" et finalement à l'individualisation des cratons ouest-africain et bénino-nigérian et d'un proto-océan panafricain. Le supergroupe de la Pendjari comporte à la base une triade constituée par des tillites/mixtites, des dolomies à barytine et des silexites. La formation de la Pendjari, qui repose sur cette triade, est d'âge vendien. Les supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari ont subi une diagenèse modérée. Leur frange orientale a été structurée par une phase de plissement.

Les Dahomeyides résultent d'une collision panafricaine. Elles comprennent des unités structurales externes chevauchantes et des unités internes en nappes sur celles-ci. L'unité structurale du Buem est la plus externe. Elle se compose essentiellement des équivalents des formations du supergroupe de la Pendjari. Elle a subi deux phases tectoniques, de direction générale NNE-SSW, et un anchimétamorphisme de HP-BT. On y décrit des métavolcanites suggérant un paléo-environnement de type plancher océanique dans un contexte de marge passive. L'unité structurale de l'Atacora est constituée principalement par des équivalents des supergroupes de Boumbouaka et de la Pendjari et par des écailles et nappes des unités internes. La tectogenèse panafricaine s'y décompose en quatre phases de direction NNE-SSW . Il en résulte deux schistosités de fracture ou de flux (S1 et S2) et deux métamorphismes (M1 et M2) anchizonaux à épizonaux. Les unités internes représentent notamment le "craton bénino-nigérian" remobilisé au Panafricain" et la zone de suture. Elles comprennent des ensembles ultrabasiques, granulitiques et éclogitiques dans la zone de suture et des ensembles variés à faciès amphibolite ou migmatite. On y rencontre des granitoïdes panafricains. Ces unités internes sont polyphasées, avec un métamorphisme Mn et des déformations Pn antérieurs à la tectogenèse panafricaine.

Dans le modèle géodynamique proposé, le bassin péricratonique d'avant-pays est représenté par le supergroupe de Tamalé, à caractéristiques molassiques et en discordance progressive sur la marge passive voltaïenne.

Cette étude a également permis de situer les Dahomeyides par rapport à l'ensemble des chaînes qui ceinturent le craton ouest-africain.

MOTS-CLES : Afrique occidentale, craton, bassin, taphrogenèse, proto-océan, marge passive, tectogenèse, Panafricain, collision, Dahomeyides, métamorphisme, craton remobilisé.

**ABSTRACT** : This study concerns a zone (ca 200 000 km<sup>2</sup>) spreading over five different countries : Ghana, Togo, Benin, Burkina Faso and Niger. It is intended as a contribution to a better understanding of the evolution Volta basin and of the main characteristics of the Panafrican tectogenesis. The studied zone includes the West African craton, the Volta basin, the external units of the Dahomeyide orogenic belt and the Benino-Nigerian "craton".

The geodynamic model proposed here considers taht the present West African craton constitutes the western block of an Eburnean megacraton whose eastern block, or Benino-Nigerian "craton", is represented by the internal units of the Dahomeyide orogenic belt.

The present Volta basin has a composite structure comprising the western part of a passive margin which developed between 1100 and 600 Ma, and the relic of a foreland pericratonic basin. The passive margin is represented by the Boumbouaka (1100-700 Ma ?) and Pendjari (700-600 Ma) supergroups. The Boumbouaka supergroup deposited during a taphrogenesis which led to a lithospheric decoupling and, eventually, to the individualization of the West African and Benino-Nigerian cratons and to the opening of a Panafrican proto-ocean. The Pendjari supergroup includes, in its lower part, a triad constituted by tillites/mixtites, barite-bearing magnesian limestone and cherts. The Pendjari Formation, directly overlying this triad, has a Vendian age. The Boumbouaka and Pendjari supergroups have experienced a moderate diagenesis and their eastern margin has been structured by a folding phase.

The Dahomeyide orogenic belt is the outcome of a Panafrican collision. It comprises two overthrusting external structural units covered by several internal nappe units. The Buem structural unit is the most external and is essentially composed of formations which are the equivalents of those found in the Pendjari supergroup. It has undergone two tectonic phases, characterized by a NNE-SSW general trend, and a PHP-LT anchimetamorphism. The Buem structural unit comprises metavolcanic rocks which suggest a paleoenvironment of ocean-floor type within a passive margin. The second external structural unit is known as Atacora and is mainly formed by the equivalents of the Boumbouaka and Pendjari supergroups and by the thrusts and nappes of the internal units. In the Atacora structural unit, the Panafrican tectogenesis might be divided into four phases of NNE-SSW general direction. Two asynchronous fracture schistosities (S1 and S2) pass transitionally, and at different times, into two types of flux schistosities. Two anchizonal to epizonal metamorphic events (M<sub>1</sub> and M<sub>2</sub>) resulted from this tectogenesis. The internal units represent mainly the Benino-Nigerian "craton", reworked during the Panafrican event, and the suture zone. They comprise ultramafic suites, granulitic and eclogitic rocks within the suture zone and various suites comprising amphibolite facies rocks, migmatites and Panafrican granitoids. These internal units are polyphased, with a metamorphism M<sub>n</sub> and foldings P<sub>n</sub> which preceded the Panafrican tectogenesis.

In the proposed geodynamic model, the foreland pericratonic basin is represented by the Tamale supergroup which has molassic characteristics and displays a progressive unconformity over the Volta passive margin.

Finally, this study permits to consider the Dahomeyide orogenic belt with regard to the rest of the orogenic belts surrounding the West African craton.

**KEY-WORDS**: West Africa, craton, basin, taphrogenesis, proto-ocean, passive margin, tectogenesis, Panafrican, collision, Dahomeyide orogenic belt, metamorphism, reworked craton.



Figure 1 : Localisation de la zone étudiée dans son cadre structural ouest-africain.



Figure 2 : Altitudes de la surface de base du bassin des Volta en mètres (d'après J. Sougy, 1960).



Figure 3 : Principales unités structurales et géomorphologiques de la zone étudiée.

Ju	nner et Service (1936)	Junner et Hirst (1946)						
A	Grès siliceux, feldspathiques, massifs, à stratifications obliques et ripple marks (250 ft)	aien supérieur	v <sub>3Þ</sub>	777 215 m 777 777	Upper massive sandstones	Grès feldspathiques massifs à stratifications obliques et lits de pélites et shales par endroits		
в	Grès feldspathiques micacés, verdâtres, finement lités et tachetés (200-250 ft)	Volti	V <sub>3a</sub>	125 m	Thin bedded sandstones	Grès finement lités, ferrugineux ou feldspathiques et à galets mous		
	Shales verdâtres, pourpres, bruns et gris, à fines passées de grès arkosiques et	L.	Voltaien inférieur	v <sub>2Ъ</sub>	150 m	Obosum beds	Arkoses, pélites, shales, conglomérats de Sang, calcaires, grès et tillite	
с	de calcaires C impurs, avec au moins un niveau de grès grossiers ferrugineux (400-450 ft)	de calcaires impurs, avec au moins un niveau de grès grossiers ferrugineux (400-450 ft)		Voltaien inférieu	Voltaien inférieu e <sup>7</sup> A	v <sub>2a</sub>		Oti beds ( à spicules d'éponge ) stromato.
ם ב	Grès finement lités à galets mous et avec un niveau basal de grès grossiers congloméra- tiques (100 ft)		v <sub>1</sub>	000000	et restes végétaux Basal sandstones	Tillite à la base Grès moyens à conglomératiques		
	Socle	<del>اين برنين ( بند انتار و بري</del>		ou		Buem		

,

Figure 4 : Colonnes lithostratigraphiques du bassin des Volta d'après Junner et Service (1936) et Junner et Hirst (1946).



Figure 5 : Coupe schématique de la bordure nord-ouest du bassin des Volta au Togo suivant les idées d'Aicard (1957 et 1959), Scemama (1957), et Huot et Lelong (1936).

NB : Les pendages des "grès de Dapaong" et des schistes de la Fosse-aux-Lions et de l'Oti sont exagérés. Les "grès de Boumbouaka" seraient discordants sur ces "schistes" et probablement sur les "grès de Dapaong" puisqu'ils reposeraient directement sur le substratum éburnéen au nord de Dapaong, ce qui est contraire aux observations ultérieures (Affaton, 1971).



**Figure 6**: Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après Junner et Hirst (1946). *In*. : Bessoles et Trompette (1980). Notons le biseautage rapide de V1, avec la possibilité pour le V2a de reposer directement sur le socle, et la position principalement excentrique de V3.



Figure 7 : Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues du Ghana, notamment Junner (1940) et Junner et Hirst (1946) (In. : Sougy, 1970).



Figure 8 : Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues francophones et notamment Roques (1948) (*In.* : Sougy, 1970).

Deuxième volume



Figure 9 : Interprétations récentes des séries du Ghana, Togo et Bénin . (In. : Sougy, 1970).



Fig. 10 : Lithostratigraphie du bassin des Volta résultant des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne. Comparaison avec la synthèse de Junner et Hirst (1946).

Deuxième volume



Figure 11 : Colonne stratigraphique de l'extrême SE du plateau de Kwahu et de ses environs d'après Saunders (1970) (légèrement modifiée).





Figure 12 : Coupe de la partie méridionale du bassin des Volta à la hauteur du plateau de Kwahu avec A = interprétation classique de Junner et Hirst (1946) et Mitchell (1960).

In : Saunders (1970); B = interprétation de Saunders (1970)



Figure 13 : Coupe synthétique de la partie togolaise du bassin des Volta (d'après Leprun et Trompette, 1969 ; Sougy, 1970 ; Affaton, 1975. Affaton *et al.* 1980).

ł



Figure 14 : Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après l'interprétation des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971), *In*. : Bessoles et Trompette (1980), légèrement modifiée.



Figure 15 : Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär (1977), légèrement modifiée. Avec V1- Vv = Partie terminale du Précambrien supérieur ; Vvi - Vvii = Ordovicien supérieur à Silurien supérieur ou Dévonien inférieur ; P1 = Première formation essentiellement pélitique : SS1 = Première formation essentiellement gréseuse ; et T1 = Première formation tillitique.



Figure 16 : Coupe schématique montrant les trois supergroupes définis dans le bassin des Volta au cours de la présente étude.

Deuxième volume



Figure 17 : Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou dans leur cadre structural, d'après Affaton (1975). Position des principales coupes décrites au Nord-Togo, SE-Burkina Faso et NW-Bénin, dans le bassin des Volta et les unités structurales du Buem et de l'Atacora.



Figure 18 : Coupe synthétique de Dapaong à Galangachi (C1).






Figure 20 : Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3). Avec 1 = shales et siltstones ; 2 = shales et siltstones à lentilles gréseuses ou carbonatés ; 3 = niveau conglomératique ; 4 = siltstones et shales à lentilles de calcaires et de grès ; 5 = grès feldspathiques argileux à intercalations argilo-silteuses micacés ; 6 = grès feldspathiques micacés, argilo-ferrugineux, à lentilles de siltstones et microconglomérats ; 7 = alternances de grès feldspathiques argilo-silteuses micacés et de grès argilo-silteuses argilo-silteuses micacés et de grès argilo-silteuses argilo-silteuses micacés et de grès argilo-silteuses argilo-silteuses argilo-ferrugineux.



Figure 21 : Coupe synthétique du Mont Tanbamointi à Kaditiéri (C4).





Figure 22 : Directions et sens des paléocourants déterminés dans la formation de Dapaong au Nord-Togo.

Figure 28 : Microfractures et axes des "gouttières" décamétriques observés entre Tanbarga et Tanli (C9 ; Fig. 27).



Figure 29 : Géométrie des "cuillères" des grès du massif du Gobnangou (SE-Burkina Faso). Les matériaux proviennent du Nord.

Figure 30 : Synthèse des éléments microstructuraux mesurés au sud de Tansarga (SE-Burkina Faso).



E

W

Figure 23 : Coupe du Kilomètre 5 au NE de Nagbeni (C5). Avec 1 = dolomies calcaires à rares galets exotiques et structures stromatolithiques (Godonou, 1980; Drouet, 1986); 2 = grès calcaires lenticulaires; 3 = silexites argileuses, à fines intercalations de shales et siltstones.



Figure 24 : Coupe synthétique de Ponio à Bagaré (C6).



Figure 25A : Coupe C7A : avec 1 = grès-quartzites appartenant au groupe de Dapaong et supportant une carapace latéritique ; 2 = shales et siltstones de la formation de Natala (appartenant au groupe de la Fosse-aux-Lions) ; 3 = grès-quartzites à stratifications obliques et appartenant à la formation du Mont Panabako ; 4 = groupe du Sud-Banboli supportant la semelle de la formation de la Pendjari (ou de l'Oti).



Figure 25B: Coupe C7B: avec 1 = grès-quartzites à stratifications obliques (formation du Mont Panabako) supportant le groupe du Sud-Banboli en discordance de ravinement *pro parte* glaciaire; 2 = diamictites considérées comme "tillites"; 3 = dolomies calcaires à barytine; 4 = silexites argileuses à fines intercalations de shales et siltstones verdâtres constituant la semelle de la formation de la Pendjari (ou de l'Oti).

Figure 25 : Coupes du Sud-Banboli (C7A et C7B).



Figure 26 : Coupe synthétique de Tami à Diapa (C8).



Figure 27 : Coupe de Tanbarga à Tanli (C9).



Figure 31 : Carte structurale schématique de la partie septentrionale du bassin des Volta et de la Chaîne des Dahomeyides au Burkina Faso, Niger et Bénin, avec la localisation des indices et gisements de phosphates précambriens (d'après Affaton, 1975 ; Barthelet, 1975 ; Kusnir *et al.*, 1974 ; Trompette *et al.*, 1980). Elle montre l'extension du massif du Gobnangou et la localisation des secteurs du "W" du Niger et des gorges de la Mékrou.



Figure 32 : Coupe des formations du Sud-Banboli et de Barkoissi au SW de Kodjari (C10).



Figure 33 : Directions et sens du déplacement des glaciers indiqués par les figures d'érosion linéaire des planchers glaciaires du secteur de Kodjari (Fig. 32 et 34).



Figure 34 : Carte géologique détaillée de la région de Tansarga-Kodjari indiquant les principaux affleurements des phosphates de Kodjari (d'après les travaux de Leprun et Trompette (1969), Affaton (1973), Pourtal (1973), Trompette et Affaton (inédit) et Affaton et Godonou (inédit), et une préparation photogéologique inédite de Marchand).



Figure 35 : Lithostratigraphie résultant de nos observations dans le secteur de Kodjari, inspirée de Trompette *et al.* (1980). Avec 1 = Grès-quartzites de Tansarga ; 2 = Complexe glaciogénique ; 3 = Dolomies calcaires ou calcaires dolomitiques à barytine ; 4 = Silexites argileuses à lentilles de shales ; 5 = Siltstones argileux légèrement phosphatés ; 6 = Phospharénites. (2 et 3 constituent la formation du Sud Banboli ; 4 et 6 composent la formation de Barkoissi).



Figure 36 : Coupe schématique de Galangachi à Naboulgou (C11).







Figure 38 : Coupe de détail (C13 à C16) intégrée à la coupe C12.







Figure 40 : Colonne lithostratigraphique schématique d'un sondage de la zone phosphatée de la Tapoa et de la Mékrou au Niger (Communication orale de W. Zajaczkowski et S. Boubacar en 1975). Cette lithostratigraphie rappelle celles connues dans les secteurs de Kodjari et de Kaobougou au Burkina Faso (Fig. 35).



**Figure 41**: Colonne lithostratigraphique définie par Atjer *et al.* (1977) dans la zone de la Mékrou (partie septentrionale du bassin des Volta) au Bénin. Les épaisseurs ne sont pas précisées. Les dénominations des auteurs sont peu modifiées. La présence d'un épais niveau silexitique sommital paraît surprenante par rapport à la figure précédente (figure 40).



Figure 42 : Logs lithostratigraphiques synthétiques des formations constituant la partie septentrionale du bassin des Volta inspirés d'Affaton (1975).



Figure 43 : Schéma des relations entre les différents groupes définis dans la partie septentrionale du bassin des Volta, inspiré d'Affaton (1975).



Figure 44 : Diagramme de la cristallinité des illites alumineuses des échantillons du bassin des Volta et de l'unité structurale du Buem provenant du Nord Togo et du NW-Bénin : synthèse des données d'Affaton (1975), Blant (1975) et Simpara (1978).



Figure 45 : Situation géographique (A), position stratigraphique (B), caractéristiques morphologiques (C) et histogramme des diamètres (D) des Chuaria circularis de la Pendjari d'après Amar et Affaton (1984), légèrement modifiée.



Figure 46 : Lithostratigraphie du Massif de Gambaga d'après McGregor (1929), Junner et Service (1937) et Junner et Hirst (1946). Comparaison avec les subdivisions du supergroupe de Boumbouaka au Nord-Togo.



Figure 47 : Carte géologique de la partie septentrionale du Massif de Gambaga d'après Edmonds (1956). Interprétation en fonction de nos résultats.



**Figure 48 :** Lithostratigraphie de la partie orientale du Massif de Gambaga selon Edmonds (1956). Comparaison avec la séquence type du Nord-Togo (Pl. 1).



Figure 49 : Quelques colonnes lithologiques de "la partie inférieure V1 du Voltaïen inférieur" rapportées ou décrites par Junner et Hirst (1946) à la marge septentrionale du Massif de Gambaga.



Figure 50 : Bloc diagramme schématisant les variations de faciès au sein du groupe de Dapaong.



Figure 51 : Colonne lithostratigraphique des grès de base décrite par l'équipe soviéto-ghanéenne au nord de Sakogu (In. : Sulutiu, 1978).



Figure 52 : Lithostratigraphie de la partie occidentale du massif de Gambaga d'après Murray (1960), Edmonds (1952 et 1956) et Hutton (1957), (légérement modifiée).



Figure 53 : Carte géologique schématique de la bordure méridionale du massif de Gambaga d'après Mitchell (1960), Murray (1960) et Edmonds (1952 et 1956), (légèrement exagérée).



Figure 54 : Coupe schématique (C17) du Nord-Lonwiri à Bongo Da (Fig. 53) d'après les observations de Mitchell (1960). (Epaisseur des calcaires dolomitiques exagérée).

NW





Figure 55 : Log lithostratigraphique du contact entre les supergroupes de Boumbouaka et de l'Oti (ou de la Pendjari) dans les environs de Bongo Da. Ce document inédit a été établi en 1975 par J. Sougy et R. Trompette à partir de carottes d'un sondage de Mitchell (1960) conservées au Geological Survey de Tamalé.



Figure 56 : Position des carbonates de la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari sur le revers méridional du Massif de Gambaga (Tabl. 18 ; Fig. 53) dans le diagramme CaO/MgO de Martinet et Sougy (1961).



Figure 57 : Position des carbonates des formations de Barkoissi et de la Pendjari du revers méridional du Massif de Gambaga (Tabl. 19 ; Fig. 53) dans le diagramme CaO/MgO de Martinet et Sougy (1961).



Figure 58 : Carte géologique de la région de Gambaga d'après Bozhko (1964). avec Pt = Socle birrimien ; Vt 1 = Voltaïen inférieur ("série des grès de base") ; Vt2/2 = "Série variée" (Série des carbonates argileux) : Vt3/2 = "Série gris-verdâtre supérieure" ; Vt3 = Voltaïen supérieur (grès fins, finement lités, supportant des grès moyens massifs). Vt2/2 + Vt3/2 = Voltaïen moyen.



Figure 59 : Coupe géologique de Nasia à Kete-Krachi (C18) d'après Bozhko (1964). C'est plutôt l'hypothèse d'un mouvement ascendant du bloc nord qui est retenue dans cette figure alors que rien ne la justifie d'après la carte géologique (voir Pl. 2 pour la légende et la position).



Figure 60 : Coupe de Larabanga à Yendi (C19) d'après Bozhko (1964) (voir Pl. 2 pour la légende et la position).



Figure 61 : Quelques colonnes lithostratigraphiques de "la partie inférieure V1 du Voltaïen inférieur" décrites par Junner et Hirst (1946) sur la marge occidentale du Massif de Damango.



Figure 62 : Carte géologique du revers sud-oriental du Massif de Damango montrant les relations stratigraphiques entre les séquences à dominante gréseuse des massifs bordiers (supergroupe de Boumbouaka) et les séquences à dominante argileuse de la Pendjari (supergroupe de la Pendjari ou de l'Oti), d'après A. Levin (1974, inédit).


Figure 63 : Contexte géologique des dolomies calcaires de Bwipe d'après Mitchell (1960), légèrement modifié. Avec AB = Coupe de la figure 64.



Figure 64 : Coupe schématique (C20) de Bwipe au SE de Kabalipe, construite en utilisant les observations de Whitelaw (1926 et 1927), Bates (1945), Junner (1946), Mitchell (1960) et Bozhko (1964). Les épaisseurs de certains niveaux ou formations sont exagérées. L'interprétation des relations entre les grès du niveau 1 et la tillite du niveau 2 est différente de celle admise par les géologues cités ci-dessus. Avec 1 = grès feldspathiques massifs, à stratifications obliques ; 2 = tillites; 3 = dolomies calcaires à barytine ; 4 = silexites, shales, pélites, siltstones et calcaires ; 5 = conglomérats polygéniques de Kabalipe ; 6 = pélites, shales et grès arkosiques.







Figure 66 : Lithostratigraphie (C21) de l'équivalent du groupe du Sud-Banboli aux environs de Bwipe (Ghana). In. : Donnot (1975). Avec V2a = tillites ; V2b = formation argilo-silteuse comportant un niveau de dolomies calcaires ; V2c = siltstones et shales siliceux supportant un recouvrement quaternaire. La figure 69 donne des détails du sondage BH8.



Figure 67 : Colonne lithostratigraphique de l'équivalent du groupe du Sud-Banboli dans le secteur de Bwipe (sondage BH8) (In. : Donnot, 1975).



Figure 68 : Colonne lithostratigraphique établie par J. Sougy et Trompette en 1975 (inédit) à partir d'un sondage exécuté à Bwipe dans le cadre de la mission de Mitchell (1960). On y note plus de 122 m de tillites massives reposant sous des carbonates épais d'environ 28 m (pas de traces indubitables de stratification dans les tillites).



Figure 69 : Position des carbonates sus-jacents aux dolomies et dolomies calcaires de Bwipe (Tabl. 21 ; Fig. 63 à 68) dans le diagramme CaO/MgO de Martinet et Sougy (1961). Ces carbonates appartiennent à la partie inférieure de l'équivalent probable de la formation de la Pendjari du supergroupe de l'Afram.



Figure 70 : Position de carbonates du secteur d'Asuboni (Tabl. 27) dans le diagramme CaO/MgO de Martinet et Sougy (1961).



Figure 71 : Carte géologique de la partie occidentale du bassin des Volta d'après Bozhko (1964).



,

1

۰

Figure 72 : Coupe géologique de Larabanga à Yabraso (C22), d'après Bozhko (1964) (Pl.2 et Fig.71).

Deuxième volume









Figure 74 : Colonne stratigraphique ( légérement modifiéc) du plateau de Kwahu dans la région de Bompata d'après Mason (1963) et Moon et Mason (1967). Réinterprétation en fonction des données du Nord-Togo (Pl. 1). Les shales attribués ici au "Groupe de l'Afram" n'ont pratiquement rien de commun avec le supergroupe de l'Afram qui repose stratigraphiquement sur l'ensemble des formations du plateau de Kwahu.



Figure 75 : Schéma (A) et coupe (B) géologiques de la partie sud-orientale du plateau de Kwahu d'après Saunders (1970) (C23).



Figure 76 : Coupe schématique (C24) au sud de Chutadi : notre interprétation des observations de Junner et Hirst (1946), avec 1 = grès feldspathiques massifs à niveaux de grès arkosiques conglomératiques ; 2 = tillites équivalentes de celles de Bwipe, c'est-à-dire matérialisant la semelle du supergroupe de la Pendjari (ou de l'Oti) ; 3 = shales verdâtres représentant la formation de la Pendjari ou le groupe du Sud-Banboli ; 4 = arkoses à passées conglomératiques renfermant des fragments de granite rose, ce niveau est l'équivalent du conglomérat polygénique fluvio-glaciaire de Kabalipe et représente la semelle du supergroupe de Tamale dans ce secteur.



Figure 77 : Coupe schématique du Nord-Daboya à l'Est de Kandinga (C25), inspirée des observations de Junner (1937). Avec 1 = grès feldspathiques quartzeux ; 2 = complexe glaciogénique à éléments provenant de l'ouest et à lentilles de carbonates ; 3 = shales glaciaires vert pâle ou gris jaune ; 4 = conglomérats polygéniques, d'origine glaciaire probable dont les éléments constitutifs proviennent de l'Est : ce niveau constitue
la semelle du groupe du Kébia ; 5 = grès micacés de l'Obosum ; 6 = shales et pélites à niveaux de grès feldspathiques (faciès de l'Obosum). Les faciès des niveaux 5 et 6 sont de teintes rougeâtres.



Figure 78 : Lithostratigraphie des dolomies calcaires de la région de Bwipe d'après les travaux de prospection du "Geological Survey" du Ghana synthétisés par Levin (1974, inédit ; voir Fig. 62).



Figure 79 : Carte géologique schématique du SE du bassin des Volta d'après Junner et Hirst (1946), légèrement modifiée. Avec 1 = substratum birrimien à tarkwaïen (> 1645+120 Ma) ; 2 = supergroupe inférieur (ou de Boumbouaka) ; 3 = supergroupe de l'Oti ou de l'Afram ; 4 = groupe de Yendi ; 5 = formation de Sang ; 6 = formation de Salaga.



Figure 80 : Coupes schématiques générales du bassin des Volta d'après Junner et Hirst (1946). Avec SP = substratum prévoltaïen ; V1 = grès de base ; V2a ou 2 = série de l'Oti ou de l'Afram ; V2b = série de l'Obosum ; V3 = grès supérieurs (Pl. 6).





Figure 81 : Evolution des idées sur la position stratigraphique du supergroupe de l'Afram.





Figure 82 : Le "groupe de l'Afram" est en position synclinale sur la formation d'Ayaboni à la marge sudorientale du bassin des Volta, d'après Saunders (1970) (C26).



Figure 83 : Coupe schématique à l'Est d'Aiyerade (C27) inspirée de Junner et Hirst (1946). Avec 1 = grès feldspathiques massifs appartenant au supergroupe inférieur ou de Boumbouaka ; 2 = shales et pélites à semelle conglomératique ou carbonatée en discordance de ravinement probablement glaciaire sur le supergroupe inférieur (et appartenant au supergroupe de l'Afram) ; 3 = grès quartzeux à niveaux conglomératiques et bancs arkosiques constituant la base du supergroupe de Tamalé et en discordance angulaire et de ravinement sur le supergroupe de l'Afram (représentant la formation de Sang) ; 4 = arkoses à bancs et lentilles conglomératiques ; 5 = shales verts et chocolat ; 6 = grès quartzeux finement lités (représentant la formation du Kébia). Les niveaux 4 et 5 constituent la formation de Salaga.



Figure 84 : Coupe schématique d'Otiso à Paurubi (C 28) inspirée par les observations de Huddleston (1944). Avec 1 = shales et pélites plissés appartenant au supergroupe de l'Oti ; 2 = conglomérat polygénique ; 3 = pélites et shales noduleux à semelle pélitique ; 4 = conglomérat polygénique ; 5 = pélites gréseuses et grès micacés. Les niveaux 4 et 5 représentent la formation de Sang.



Shales et pélites.

Figure 86 : Colonne stratigraphique de la colline de Kochimbo, près de Nkwantanang (inspirée de Junner, 1944).



Figure 87 : Carte géologique du NE-Ghana d'après Bozhko (1964). Notons l'extension des conglomérats dits Vt1/2 que nous attribuons à la partie inférieure du groupe de Yendi et des fractures majeures considérées comme le mur de Buem. Les grès-quartzites de Shiéni y sont attribués à l'Atacora par l'équipe de Bozhko. Avec, selon cette équipe, tg = "Togo series" : quartzites, phyllades et schistes argileux ; bm = "Buem series" ; Sm = "Sandy Mudstone series" ; Vt1/2 = "Conglomerate series" ; Vt3/2 = "Greenish-grey series" ; Vt4/2 = "Red series".



Figure 88 : Séquence lithologique observée à Sang par Huddleston (1944).



Figure 89 : Coupe schématique de la Daka (C29), inspirée de Hirst (1944). (Avec 1 = shales et pélites du goupe de Yendi ; 2 = grès arkosiques correspondant à la formation de Sang ; 3 = pélites et shales de la formation de Salaga).



Figure 90 : Colonne lithostratigraphique du secteur d'Otiso-Paurubi (inspirée de Huddleston, 1944).



Figure 91 : Colonne lithostratigraphique décrite à Drabonso par Hirst (1940). Notons que la formation de Salaga y est constituée essentiellement de grès rouges (voir Pl. 5).



Grès à stratifications obliques, galets mous micas détritiques et niveaux à galets polygéniques disséminés

Grès micacés













Figure 95 : Portion de carte géologique schématique du SW du bassin des Volta d'après Donnot (1975), légèrement modifiée. Les grès d'Ejura appartiendraient au supergroupe de Boumbouaka ; seuls les grès d'Amantin représenteraient la formation de Kebia. La totalité des supergroupes de l'Oti et de Tamale se trouverait donc entre Ejura et Amantin, la faille de l'Afram ne figurant pas sur la carte de Donnot.



Figure 96 : Carte géologique schématique du Nord-Cameroun d'après Lasserre (1978), In : Bessoles et Trompette (1980). Localisation des principaux affleurements du complexe volcano-sédimentaire, d'âge paléozoïque (?) et d'origine molassique probable. Avec 1 = complexe de base (micaschistes, gneiss et migmatites) ; 2 = granitoïdes panafricains ; 3 = groupe de Poli ; 4 = complexe molassique ; 5 = granitoïdes "ultimes" (tertiaires) ; 6 = volcanites récentes (Quaternaire à Oligocène supérieur) ; 7 = sédiments crétacés à quaternaires.



Figure 97 : Carte géologique légérement modifiée de la partie méridionale du Ghana d'après Bates (1955). Localisation des bassins d'Accra, de Sekondi et d'Elmina dans leur cadre structural. Avec 1 = migmatites, gneiss, quartzites et micaschistes du "Dahomeyen" ; 2 = granulites basiques du "Dahomeyen" ; 3 = complexe métasédimentaire du Birrimien ; 4 = complexe essentiellement métavolcanique du Birrimien ; 6 = quartzites, phyllades, conglomérats et schistes du Tarkwaïen ; 7 = unité structurale de l'Atacora ; 8 = unité structurale du Buem ; 9 = métavolcanites de la région de Kpandu (appartenant à l'unité structurale du Buem) ; 10 = supergroupe inférieur dit de Boumbouaka ; 11 = supergroupe moyen dit de la Pendjari (ou de l'Oti ou de l'Afram) ; 12 = supergroupe supérieur ou de Tamalé ; 13 = formations constituant les bassins d'Accra, de Sekondi et d'Elmina ; 14 = formations mésozoïques à quaternaires ; 15 = gabbros, dolérites, diorites, norites ou scrpentinites ; 16 = failles et chevauchements.



Figure 98 : Tableau stratigraphique : datation des séries paléozoïques du Ghana d'après Bär et Riegel (1974). Les "shales d' Ajua" seraient d'origine glaciaire.

	r —			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			
Age	Formation	Division	Sárie	Colonne litrologique	Dénominations d'après Bozhko (1964) et (1969) Sulutiu (1968)		Formations équivalentes de notre étude ( ordre quelconque )
Paléozoïque inf.	VOLTAÏEN	SUPERIEUR	c1 Vt3		SERIE DES GRES SUP.	Arkoses et Grès-quartzites fins à moyens, massils et à stratifications obliques	Groupe du Mont Boumbouaka et formation de Kebia
			PZ			Grès fins feldspathiques, micacés, finement lités (80-115 m)	
			Pz1 V12		SERIE ROUGE (TAMALE) (400 m) Grès polygéniques feldspathiques Pélites, Siltstones, Conglomérats et Grès grossiers		Formation de Salaga
		MOYEN	P21 V12		SERIE VERDATRE SUPERIEUR (500-600 m)		
							Formation de la Pendjari et groupes de la Fosse-aux-Lions et de Yendi
					(	Grès polygéniques, Pélites, Siltstones et passées de calcaires	
			Pz1 Vt2		SERIE VARIEE (400-500 m) Péliles, Calcaires, Dolomies, Siltstones polygéniques et Grès lins		Groupes de la Fosse-aux-Lions et du Sud - Banboli
			15				
Infracambrien		INFERIEUR	Pravilato		Cong Mixtit (150-	komérats, Mixtites, Pélites, es et Grès Siltstones, Grès, 200 m) Quartzites et Volcanites	Formations du Sud - Banboli et de Sang ; supergroupe de l' Oti
			Sm		SERI	E DES SER. VERD. INF.	
			Pcm		GRES DE B		Groupe de Dapaong ;
			LIN M		Pélites, Siltstones		subargioupa da i Oit
			Pcm)	•••••	(> 40	) m) ·	· · ·
Protérozoïque su	Sér. du TOGO	INF. MOYEN SUP	g (3000-3200m)		P ei	hyllades variées, Quartzoschistes Quartzites	
					Phyllades variées, Quartziles, Quartziles lerrugineux et Quartzoschistes		Supergroupes de Boumbouaka et de l' Oti
			P12 1		Q qı	uarizites variés, Séricito- Jarizoschistes et Phyllades	

**Figure 99** : Tentative de corrélation entre la lithostratigraphie établie par l'équipe soviéto-ghanéenne (Bozhko, 1964 et 1969 ; Sulutiu, 1968 ; Annan-Yorke et Cudjoe, (1971) dans le bassin des Volta au Ghana et les formations, groupes et supergroupes que nous y avons définis.



Figure 100 : Le bassin des Volta dans son cadre structural. Les principales composantes de son substratum (Les bassins paléozoïques d'Accra, de Sekondi et d'Elmina ne sont pas représentés à cette échelle).



Figure 101 : Profondeur du substratum magnétique du bassin des Volta au Ghana d'après C.G.G. (1971). Intervalle entre deux courbes = 0.5 km.



Figure 102 : Topographie du substratum magnétique du bassin des Volta à la latitude 7°30' d'après les données de l'aéromagnétisme : Interprétation des données de la C.G.G. (1971). Les hauteurs de commandement de la surface topographique sont peu importantes et considérées comme négligeables dans cette interprétation. Les pentes sont données en pourcentage.



Figure 103 : Quelques données géophysiques : A = Courbe d'anomalie de Bouguer à cette latitude (Ako and Murray, 1983). B = Interprétation d'un profil de sismique réflexion à la latitude 7°48' N dans la partie centrale du bassin des Volta d'Annan-Yorke (1978). La ligne en pointillés indique la profondeur du substratum magnétique à la même latitude (C.G.G., 1971). Avec 1 = supergroupe inférieur ; 2 = supergroupe moyen ; 3 = groupe de Yendi (?) ; 4 = groupe de Kébia.


Figure 104 : Carte d'intensité magnétique totale de la partie centrale du bassin des Volta d'après C.G.G. (1971). Intervalle de contour = 10 nT.



Figure 105 : Carte d'anomalies de Bouguer du bassin des Volta au Ghana d'après Ako et Murray (1983). In : Ako et Wellman (1985).

Q

0



Figure 106 : Carte d'anomalies gravimétrique du bassin des Volta et de ses environs d'après Hastings (1983) (densité moyenne = 2670 kg/m3).



Figure 107 : Modèles d'interprétation des anomalies gravimétriques à la latitude 9°N du bassin des Volta d'après Ako et Murray (1985).



Figure 108 : Reconstitution hypothétique de la géologie du substratum sous le bassin des Volta selon Hastings (1983), d'après les données gravimétriques et sismiques.



Figure 109 : Coupe synthétique du bassin des Volta au Ghana.



Figure 110 : Carte géologique schématique du SE du Burkina Faso d'après Barthelet (1975) légèrement modifiée. D'après nos observations, les phosphates d'Aloub Djouana doivent être inclus dans l'unité structurale du Buem.



,

Figure 111 : Relations des principaux faciès de la partie frontale du Buem du SE du Burkina Faso (secteur d'Aloub Djouana) (C34).



Figure 112 : Colonne stratigraphique d'un sondage dans le Buem du secteur d'Aloub Djouana d'après Ouedraogo (1982) (Légères modifications).



Figure 113 : Plis centimétriques légèrement déversés vers l'Ouest et fréquents dans les shales et siltstones du Buem au SE du Burkina Faso.



Figure 114 : Stéréogramme du Buem de la région d'Aloub Djouana et Conpomgou montrant la So plissée par un pli d'axe N118°- 50°E. Figure 115 : Synthèse des éléments structuraux mesurés par Barthelet (1975) dans le Buem d'Aloub Djouana, SE du Burkina Faso. La stratification So y a été prise pour la schistosité S1, ce qui conduisait à interpréter les plis b1 comme des plis de seconde génération.



Figure 116 : Carte géologique partielle de la région de Batia (les figures 117 et 156 complètent bien cette carte).



Figure 117 : Schéma structural de la région de Batia (le bassin des Volta est représenté par la formation de la Pendjari).

e.

Deuxième volume



Figure 118 : Orientation des plans de chevauchement de la région de Batia (Nord-Bénin).



Figure 119 : Orientation des principales failles de la région de Batia (Nord-Bénin).





**Figure 120 :** Stéréogramme synthétique montrant la dispersion des pôles de la stratification dans la région de Batia.

Figure 121 : Microfracturation des silexites du. groupe de la zone des collines de Batia (d'après Affaton, 1975).



Figure 122 : Plans de débit des serpentinites à Bontomo (Fig. 150 et 155) (d'après Affaton, 1975).

Deuxième volume



Figure 123 : Carte géologique de la partie méridionale de l'unité structurale du Buem dans la région de Korontières (NW-Bénin). Remarquer la structure en écailles chevauchantes de la zone frontale de cette unité. I à VII correspondent à des écailles subméridiennes (ou de 2ème génération ?). 1 = serpentinites ; 2 = métasilexites ; 3 = grès-quartzites ; 4 = phyllades et quartzophyllades ; 5 = formation de la Pendjari ; 6 = chevauchement frontal ; 7 = autre chevauchement.



Figure 124 : Coupe (C35) de Tiélé illustrant les grands ensembles pétrographiques constituant l'unité structurale du Buem au NW-Bénin (d'après Affaton, 1975), avec 1 = shales, siltstones, grès et grauwackes de la formation de la Pendjari (bassin des Volta) ; 2 = serpentinites massives à schisteuses, plus ou moins chromifères ; 3 = grès-quartzites ou quartzites plus ou moins feldspathiques ou argilo-feldspathiques ; 4 = grès-quartzites renfermant des "corps subcylindriques" ; 5 = métadolérites ; 6 = brèches volcano-sédimentaires ; 7 = métasilexites plus ou moins ferrugineuses ; 8 = non-vu.



Figure 125 : Croquis de position (A) de la coupe de Tiélé (B), au NW-Bénin, et dessin schématique d'un "corps subcylindrique" (C) d'après Affaton (1975) et Affaton et Kusnir (1977). La coupe (C36) de Tiélé (B) comporte : 1 = brèches volcano-sédimentaires ; 2 = silexites argilo-ferrugineuses ; 3 = grès-quartzites moyens, feldspathiques renfermant des "corps subcylindriques" sur le flanc oriental de la colline ; ces corps sont approximativement perpendiculaires à la stratification de l'encaissant ; 4 = grès-quartzites fins à moyens, feldspathiques, passant vers l'Est à un quartzite brèchifié ; 5 = silexites ferrugineuses ; 6 = grès-quartzites moyens feldspathiques.



Figure 126 : Coupe synthétique (C37) de la partie méridionale de la région de Korontières. (Noter la fréquence des écailles dans la zone orientale).

÷



Figure 127 : Coupe synthétique (C38) de la partie septentrionale de la région de Korontières.



Figure 128 : Eléments structuraux des grès-quartzites du mont Lonfadéolé.



Figure 129 : Eléments structuraux de la "formation de Tatouta" (= ensemble D du Buem au NW-Bénin).



Figure 130 : Microplis dans des siltstones à 1km au Sud de Manta (éch. 450 et 451). L'ensemble des flancs occidentaux est renversé. Mais sur le diagramme synthétique (Figure 131) nous n'avons pas précisé les So inverses et les flancs ouest paraissent simplement un peu plus pentés.



Figure 131 : Eléments structuraux des shales et siltstones à 1km au sud de Manta.



Figure 132 : Schistosité de fracture et débit en crayons dans le mont Itadi (Fig. 126).



Figure 133 : Eléments structuraux des grès et grès-quartzites du mont Itadi.

## Deuxième volume



Figure 134 : Eléments structuraux des grès, siltstones et shales du secteur de Koupagou (Figure 126).



Figure 135 : Eléments structuraux des silexites du km 5,6 à l'Ouest de Boukombé.



Figure 136 : Microplis du km 5,6 à l'Ouest de Boukombé (éch. 213).



Figure 137 : Stéréogramme synthétique de la position moyenne des principaux éléments structuraux du Buem de la région de Korontières (NW-Bénin).



Figure 138 : Carte schématique du Buem (Unité de Bassar) et de la partie occidentale de l'unité de l'Atacora au nord-Togo, d'après Simpara (1978), légérement modifiée ; raccord avec le nord-Ghana (région de Shiéni).



Figure 139 : Colonne lithostratigraphique de l'unité structurale du Buem (région de Bassar, Nord-Togo), d'après Simpara (1978) (légèrement modifiée).







Figure 141 : Eléments structuraux de l'anticlinorium de Bissokpabé, sous-unité structurale de la Katcha, Buem de la région de Bassar (Nord-Togo).



Figure 142 : Eléments structuraux du synclinorium de la Katcha, sous-unité structurale de la Katcha, Buem de la région de Bassar (Nord-Togo).





Figure 143 : Eléments structuraux du synclinorium de la Pensaka, sous-unité de la Katcha, Buem de la région de Bassar (Nord-Togo).

Figure 144 : Eléments structuraux de la sous-unité structurale de Kabou, Buem de la région de Bassar (Nord-Togo).



Figure 145 : Stéréogramme synthétique des mesures effectuées dans l'unité structurale du Buem de la région de Bassar (Nord-Togo). En première approximation, les pôles des microfractures semblent y présenter une dispersion anarchique. Il est cependant possible d'en dégager des valeurs moyennes (Fig. 146).



**Figure 146**: Données microstructurales moyennes déduites des mesures effectuées dans le Buem de la région de Bassar.: Axe b1 N10° subhorizontal ; microfractures longitudinales N7° - 32° SE et N26° - 52°NW ; microfractures transversales N110° - 78° NE et N116° - 78° SW ; microfractures obliques N56° - 74° SE, N62° - 72° NW, N132° - 78° et N162° - 68° SW.



Figure 147 : Répartition des directions des microfractures de l'unité structurale du Buem de la région de Bassar, Nord-Togo.



Figure 148 : Principaux affleurements des hématitites microconglomératiques, ou "tillites ferrugineuses" ou "formations ferrugineuses" du Buem au Togo et au Ghana, notamment dans les régions de Shiéni (A et B), de Taouleba (C) et d'Akpafu beaucoup plus au Sud (D). Les schémas A, B et D sont dûs à Kesse et Banson (1975), alors que C a été réalisé par Simpara (1978). (Plages hachurées = silexites plus ou moins ferrugineuses).



Figure 149 : Carte schématique du complexe métavolcanique de l'unité structurale du Buem de la région de Kpandu (Ghana), d'après Robertson (1925), in : Bessoles et Trompette (1980).



Figure 150 : Etude de la partie frontale de l'unité structurale du Buem dans le secteur du lieu-dit Bontomo. La figure 150A (C40) montre l'inclinaison du chevauchement du Buem sur le supergroupe de Pendjari et la figure 150B (C41) démontre que les serpentinites chromifères ne sont pas toujours localisées au mur du Buem (l'ensemble des terrains recoupés par le sondage S6 appartenant au Buem). Avec 1 = grès siliceux et jaspes ; 2 = serpentinites ; 3 = schistes ardoisiers verdâtres, à intercalations de grès fins (supergroupe de la Pendjari) ; 4 = grès veinés de quartz ; 5 = pélites argileuses avec passées gréseuses ; 6 = pélites altérées ; 7 = recouvrement argilo-sableux ; 8 = chromites serpentineuses ; 9 = serpentinites schisteuses veinées de carbonates ; 10 = grès arkosiques grossiers ; 11 = grès-quartzites veinés et imprégnés de quartz.



Figure 151 : Profils gravimétrique et magnétique de la zone de contact "Voltaïen-Buem" à l'Ouest de Kobly ; NW-Bénin (Fig. 123) , d'après Crenn (1957). Limites géologiques d'après Aicard et Pougnet (1952), corrigées par Lelong (1961).



\_ A \_





Kitson (1928), Junner (1940), Roques (1948), Bates (1956), Aicard (1957), Pougnet (1957) et Cudjoe (1968), Ils admettent tous que le Voltaien (V) est discordant sur le Buem (B)







Figure 152 : Principales coupes synthétiques d'interprétation du bassin des Volta et de la chaîne des Dahomeyides jusqu'en 1980, *in* : Sougy (1970), Affaton et *al.* (1980) et Bessoles et Trompette (1980).



Figure 153 : Carte géologique de la partie sud-orientale du Ghana d'après Bates (1955), légèrement modifiée.



Figure 154 : Bloc-diagramme montrant les relations entre les différentes unités des Dahomeyides et le bassin des Volta, d'après Sougy (1970).



Figure 155 : Carte géologique schématique de la région de Tiélé (NW-Bénin), inspirée d'Affaton (1973) et de Jepsen et Depciuch (1974), avec 1 = grès-quartzites (feldspathiques ou kaoliniques) dit de Kalabon, considérés comme l'équivalent probable de la formation du mont Panabako du supergroupe inférieur du bassin des Volta ; 2 = complexe constitué par des métavolcanites, des métavolcano-sédiments et des métaconglomérats polygéniques proches des métamixtites ; 3 = métasilexites variées, plus ou moins ferrugineuses, comportant parfois du marbre calcaro-dolomitique à la base ; 4 = serpentinites massives à schisteuses; riches en chromite par endroits ; 5 = grès-quartzites feldspathiques, séricito-chloriteux, renfermant des "corps subcylindriques" à Tiélé ; 6 = shales, siltstones et grès anchimétamorphiques ; 7 = formation de la Pendjari : shales, siltstones, grès et grauwackes.


Figure 156 : Principaux affleurements de métavolcanites du Buem échantillonnés dans la région de Batia (NW-Bénin). Cadre géologique et structural d'après Breda (1983), légèrement modifié. Avec 1 = grès-quartzites micacés ; 2 = métasilexites ; 3 = grès-quartzites feldspathiques, plus ou moins sériciteux ; 4 = métavolcanites ; 5 = shales, siltstones et grès feldspathiques et argileux ; 6 = recouvrements superficiels.





Figure 157 : Caractérisation géochimique des métavolcanites de l'unité structurale du Buem au Bénin (secteur de Batia) et au Ghana (secteur de Kpandu). Le diagramme A permet une première classification des principaux faciès analysés. Les diagrammes B et C soulignent leur nature essentiellement tholéiitique avec parfois une tendance calco-alcaline. Dans toutes ces figures et les suivantes, certains points peuvent se superposer à d'autres. Les dimensions imposées à la figure 157C ne permettent pas d'y reporter tous les points représentatifs des analyses des tableaux 51 et 52.





Figure 158 : Affinités géochimiques des métabasites de l'unité structurale du Buem au Bénin (secteur de Batia) et au Ghana (secteur de Kpandu). Dans les diagrammes de cette figure seuls sont reportés les échantillons dont les résultats d'analyses obéissent aux contraintes mathématiques dans lesquelles ces diagrammes sont utilisables. Le diagramme A suggère que certains échantillons sont des tholéiites à olivine (ceux de Kpandu) ou à quartz (ceux de Batia). Dans le diagramme B, certaines des tholéiites apparaissent comme des basaltes océaniques tandis que dans le diagramme C certaines tholéiites présentent des caractéristiques de basaltes de plancher océanique.



Figure 159 : Diagrammes multiéléments construits à partir des résultats d'analyse des échantillons de métavolcanites provenant du Bénin (secteur de Batia) et de volcanites du Golfe de Californie (échantillons CALM provenant de l'entrée du golfe et échantillons CALB prélevés dans le bassin de Guaymas) selon Saunders et *al.* (1982).



Figure 160 : Position des métavolcanites du Buem du Nord-Bénin dans le diagramme P-T de Winkler (1974).



Figure 161 : Position des métavolcanites du Buem (zone hachurée) du Nord-Bénin dans le diagramme de Seki (1969). Avec PC = faciès pumpellyite-glaucophane ; PP = faciès prehnite-pumpellyite (métagrauwackes) ; GS = faciès schiste vert à actinote. A et B = évolution de la relation pression-température respectivement dans la Chaîne Franciscaine (Californie) et dans les Monts Kanto, Chaîne de Sanbagawa (Japon), d'après Seki (1969).



.

Figure 162 : Coupe de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Conpomgou (11°20') (C42).



Figure 163 : Stéréogramme synthétique de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Conpomgou (11°20') (Fig. 162).



Figure 166 : Synthèse des éléments structuraux mesurés dans l'unité structurale du Buem au front de l'unité structurale de l'Atacora, entre Batia et Manta (plaine de Tanguiéta) (Fig. 165).



Figure 164 : Relation de l'unité structurale de l'Atacora avec les unités internes des Dahomeyides à l'Est de Conpomgou, au NW-Bénin, d'après Breda (1982).



Figure 165 : Coupe schématique (C43) de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Natitingou (11°20') avec I = partie orientale de l'unité structurale du Buem ; II = unité structurale de l'Atacora ; III = partie occidentale des unités internes des Dahomeyides ; a = Anticlinorium de Tchakalakou ; b = Synclinorium de Toucountouna ; c = Structure.



**Figure 167**: Synthèse des éléments structuraux de l'anticlinorium b3 de Tchakalakou, Est-Tanguiéta (Fig. 165). Dispersion de SO définissant un axe b1 N12° - 20° SE. Dispersion de S1 définissant un axe b2 N35° - 30° NE. Dispersion de SO et S1 définissant un axe b3 subhorizontal N20°. Les plans axiaux faillés des micropolis b2 sont pratiquement en zone avec les microfractures transversales. Les axes de plis b1, b2 et b3 sont parallèles.



Figure 168 : Synthèse des éléments structuraux des quartzites de l'Atacora du secteur de la cascade de Tanougou.



Figure 169 : Exemple de parallélisme des axes b1 et b2 de plis P1 et P2 dans les schistes du synclinorium de Toucountouna (Fig. 165).



Figure 170 : Synthèse des éléments structuraux mesurés dans la zone "monoclinale" de Natitingou (Fig. 165).







Figure 172 : Synthèse de l'étude des linéaments ou fractures sur les photos satellites couvrant l'unité structurale de l'Atacora entre les 10e et 11e parallèles nord d'après Socohou (1981) et Kpondjo (1982).



Figure 173 : Coupe synthétique C44 de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Défalé (Pl. 6).



Figure 174 : Principaux plans de débit et flancs des ripple-marks dans les quartzites du Mont Béhao (Unité de l'Atacora) (Fig. 173).



Figure 175 : Coupe de la partie inférieure des schistes de Kanté à l'Est du Mont Béhao (C45) (voir stat. 3 de la Fig. 173). 1 = grès-quartzites à séricite et ripple-marks du Mont Béhao ; 2 = métamixtites à matrice de quartzo-séricitoschistes ; 3 = grès-quartzites ou méta-arkoses sériciteux, à petits galets polygéniques ; 4 = métasilexites à séricite ; 5 = quartzo-séricitoschistes à petits galets polygéniques ; 6 = quartzo-séricitoschistes chloriteux sans galets.



Figure 176 : Synthèse des mesures microstructurales effectuées dans les schistes de Kanté (Unité de l'Atacora) (Fig. 173).



**Figure 177**: Coupe détaillée de la partie frontale mylonitique du Mont Défaloo (C46). 1 = séricitochloritoschistes à lentilles et amygdales de quartz, à très fines linéations minérales L1, à crénulations ou gaufrages L2 (N32° - 15° NE) et à schistosité de flux S1 N15° - 45° SE. Il s'agit du toit des schistes de Kanté ; 2 = zone d'éboulis ; 3 = phyllonites à structures amygdalaires, à aspect de séricito--chloritoschistes quartzeux, ferrugineux ou graphiteux ; 4 = quartzoschistes mylonitiques à structures en poissons ou fuseaux ; 5 = faciès mylonitiques à structures en poissons ou fuseaux, comportant deux plans de débit (N10° - 82° SE et N25° - 60° SE), à aspect de séricito-chloritoschistes ou de quartzo-séritoschistes, de quartzoschistes sériciteux et de quartzites bréchifiés ; 6 =quartzoschistes mylonitiques à structure schisto-amygdalaire et à rares lentilles de quartzites sériciteux ; 7 =quartzites sériciteux à minces lentilles de quartzoschistes mylonitiques à structure amygdalaire. Les faciès mylonitiques perdent de leur importance vers le haut où l'on note des orientations N55° - 55° E.



Figure 178 : Synthèse des mesures microstructurales effectuées dans les quartzites du Mont Défaloo (Unité de l'Atacora) (Fig. 173).



Figure 179 : Relation angulaire entre la stratification S0 des quartzites du Mont Défaloo et le mur D des métamixtites de Défalé (Fig. 173). Ces deux plans, d'orientations N18°-46°E et N32°-54°E, font entre eux un angle moyen de 13°.



Figure 180 : Coupe détaillée (C47) de la partie inférieure des schistes de Défalé (Unité de l'Atacora) (fig. 173), avec 1 = quartzites à séricite/muscovite du mont Défaloo ; 2 = métamixtites polygéniques très grossières (éléments  $\leq 3m$ ), granoclassées, en discordance angulaire ( $\approx 14^{\circ}$ ) ou de ravinement sur les quartzites du mont Défaloo ; 3 = schistes variées à très rares galets ( $\leq 15$  cm) de quartz et quartzites ; 4 = métamixtites à galets centimétriques à décimétriques ( $\leq 25$  cm) ; 5 = schistes variés à très rares galets centimétriques.



Figure 181 : Coupe détailée (C48) de la zone des orthogneiss et amphibolites mylonitiques niveau dit de la Salawou, à proximité de Défalé, unité de l'Atacora (Fig. 173).



Figure 182 : Coupe de la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Baga (C49) (Pl. 6).



Figure 183 : Traces cyclographiques des plans de débit des quartzites mylonitiques orientaux du Mont Koumaou (niveau 3 de la coupe de la Fig. 182).



Figure 184 : Synthèse des données microstructurales recueillies dans le socle mylonitique de la marge occidentale des Dahomeyides (niv. 4 de la Fig. 182).



Figure 185 : Coupe de la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Sara Kawa (C50) (Pl. 6)



Figure 186 : Répartition des pôles des plans principaux de débit des quartzites et schistes de l'Atacora et des orthogneiss de Sara Kawa (Fig. 185).



Figure 187 : Coupe synthétique de l'unité structurale de l'Atacora (C51) à la latitude d'Awandjélo (Pl. 6).



Figure 188 : Synthèse des éléments microstructuraux mesurés dans les schistes du secteur Sand-Kédan (Atacora) (Fig. 187).



Figure 189 : Comparaison des éléments microstructuraux mesurés dans les orthogneiss de la Kawa et d'Awandjelo et dans le complexe de Djamdé (voir Fig. 187).



Figure 190 : Coupe synthétique (C52) de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Bassar (Pl. 6).





Figure 191 : Situation des principaux affleurements du gîte phosphaté de Bassar et coupe transversale(C53) dans le secteur A, d'après Blot *et al.* (1986) (Pl. 5 et Fig.190).



Figure 192 : Synthèse des éléments microstructuraux mesurés dans les schistes de la Kama à la latitude de Bassar (Fig.190).



Figure 193 : Synthèse des éléments microstructuraux mesurés dans le complexe de Tchatchaminade, entre Tchatchaminade et Bafilo (Fig. 190).



Figure 194 : Synthèse des éléments microstructuraux entre Bounon et la Nintangibaba (fenêtre de Djamdé) (Fig.187) et entre Tchatchaminade et Bafilo (Fig.190). Détermination de l'axe (b4 ?) de la grande virgation de Bafilo.



Figure 196 : Coupe synthétique entre les rivières Binako et Bouzalo (C54). Avec 1 = schistes de la Kama ; 2 = quartzites de Binako ; 3 = complexe de Tchatchaminade ; 4 = quartzites de Malfakassa ; 5 = complexe du Mô (Pl. 6).



Figure 195 : Diagramme suggérant que les métavolcanites de Pagala ont une affinité tholéiitique, avec une tendance calco-alcaline, et appartiennent à un paléo-environnement de type plancher océanique. Elles sont donc à rapprocher des métavolcanites du Buem (Fig.149, 156 à 159).



Figure 197 : Comparaison des orientations des éléments microstructuraux mesurés dans le complexe de Tchatchaminade et les quartzites de Malfakassa à l'Est de Binako (Fig.196).



Figure 198 : Synthèse des éléments microstructuraux mesurés dans le complexe du Mô à l'Est de Binako (cf. 5, fig. 196).



Figure 199 : Coupe synthétique (C55) à travers la structure de Bafilo et le secteur d'Aléhéridé (Pl. 6). Le complexe du Mô (4 à 7) constitue le substratum de l'unité de l'Atacora et repose également en nappe sur elle. Il est problable que la structure de Bafilo ait été antérieurement recouverte par une nappe des unités internes des Dahomeyides. 1 = unité des orthogneiss d'Arandjélo ; 2 et 3 = micaschistes et quartzites de l'Atacora ; 4 = micaschistes à deux micas et grenat, à passées d'orthogneiss et d'amphibolites variées, affleurant au Sud de la passe d'Aledjo ; 5 = micaschistes à deux micas et grenat, à lentilles et passées de de paragneiss, de quartzites, d'amphibolites, et de talcschistes, et à caractéristiques mylonitiques à l'Est d'Aléhéridé et dans le secteur de Fazadé ; 6 = quartzites à muscovite et disthène ; 7 = orthogneiss à deux micas, probablement en passées dans le 5.



Figure 200 : Evolution spatiale de l'intensité de déformation à l'extrémité méridionale de l'unité structurale de l'Atacora d'après Shackleton (1971). Zone I : Sans déformation de grains détritiques. Zones II à VI : Déformation croissante.



Figure 201 : Carte géologique du SE-Ghana d'après Bates (1955) et Bondesen (1972), légèrement modifiée.



Figure 202 : Coupes synthétiques du bassin des Volta (A) et de la Chaîne des Dahomeyides (B) à la latitude de Tamalé ou de Bassar. Avec 1 = shales, siltstones et grès ; 2 = grès feldspathiques parfois conglomératiques ; 3 = complexe probablement glaciogénique, comprenant des mixtites polygéniques, des grès arkosiques, des carbonates et des siltstones ; 4 = hématitites microconglomératiques polygéniques ; 5 = shales, siltstones, grès et lentilles carbonatées ; 6= grès-quartzites et quartzites micacés, à lentilles schisteuses ; 7 =micaschistes et quartzoschistes variés, comportant des lentilles conglomératiques ou carbonatées, des métavolcanites et une partie inférieure constituée par des métamixtites et des marbres dolomitiques ; 9 = micaschistes conglomératiques, généralement monogéniques ; 10 = ensemble constitué par des faciès variés de micaschistes, de paragneiss, de quartzites, d'orthogneiss et d'amphibolites. Les ensembles 8 à 10 représentent le "Complexe de Mô". NB : la coupe 202A correspond à la figure 109 de ce mémoire.





Figure 203 : Evolution latérale de la triade glaciogénique (partie inférieure du supergroupe de la Pendjari ou de l'Oti) du Précambrien terminal de la bordure sud-est du craton Ouest-africain (Bassin des Volta) vers la Chaîne des Dahomeyides. Schéma inspiré de Trompette (1980).



Figure 204 : Schéma des principaux stades de la genèse et de l'évolution du bassin des Volta Avec A = genèse du bassin voltaïen sur un mégacraton ouest-africain ; B = "découplage cratonique ou lithosphérique" suivi par le stade proto-océanique et l'installation de la première méga-séquence (SG. Boumbouaka) du prisme sédimentaire du bassin voltaïen ; C = installation d'un régime de subduction après le dépôt de la seconde méga-séquence (SG. Pendjari) ; D = dernier stade après la collision des blocs ouest-africain et bénino-nigérian et le développement du "bassin péricratonique des Volta". NB : les épaisseurs des différentes séquences sédimentaires sont exagérées dans ces schémas dont le seul but est de proposer un modèle d'évolution géodynamique pour les Dahomeyides et le bassin actuel des Volta. Par ailleurs, aucune échelle des longueurs n'est indiquée ou respectée.



Formations mésozoïques à quaternaires. Le bassin de Kandi comprend en outre un ensemble inférieur, d'âge paléozoïque correspondant à la molasse post-panafricaine.



Complexe volcano-sédimentaire molassique



Formations constituant le bassin des Volta





Unité structurale de l'Atacora

"Schists Belts" = Complexes métasédimentaires ou métavolcaniques attribués au Panafricain Unités internes des Dahomeyides avec les granitoïdes panafricains et les granites ultimes (tertiaires)



Complexe éburnéen de la dorsale de Léo-Man



Deuxième volume



Figure 206 : Carte géologique simplifiée de la chaîne pan-africaine du Sahara au golfe du Bénin (d'après Caby et *al.*, 1981, modifié) : 1 = craton ouest-africain ; 2 = granulites éburnéennes ; 3 = nappes du Gourma et de l'Atacora ; 4 = métasédiments et gneiss indifférenciés d'âge pan-africain *s.l.* ; 5 = gneiss indifférenciés (*pro parte* d'âge pan-africain et socle remobilisé) du Hoggar central et du Dahomey-Nigéria ; 6 = extension présumée de la série du Protézoïque inférieur terminal à quartzites-gneiss alcalins ; 7 = décrochements principaux et mylonites. Ce document est dû à Caby et Andréopoulos-Renaud (1985).



Figure 207 : Coupe schématique du Gourma (A), d'après Black et *al.* (1979), et schéma structural du Gourma oriental et de l'Adrar des Iforas (B), d'après Fabre et *al.* (1982). D'après ces auteurs, l'Adrar des Iforas est segmenté en trois zones : Iforas Occidentales (A), Iforas Centrales (B) et Iforas Orientales (C), le tout situé à l'est du craton ouest-africain (D). 1 = socle éburnéen du craton ; 2 = autochtone du Protérozoïque supérieur de l'aulacogène du Gourma ; 3 = nappes externes du Gourma ; 4 = nappes internes du Gourma ; 5 = roches basiques et ultrabasiques des nappes internes du Gourma ; 6 = complexes sous-saturés permiens du Tadhak ; 7 = Graben permien de Tesoffi ; 8 = arc insulaire du Tilemsi ; 9 = batholite composite des Iforas ; 10 = séries volcanosédimentaires associées au batholite ; 11 = complexes annulaires et plateaux de laves alcalines ; 12 = granulites éburnéennes à matériel archéen (type In Ouzzal) ; 13 = assemblage du Kibalien et de sa couverture, non différienciés ; 14 = Iforas Orientales, non différenciées ; 15 = molasses cambriennes ; 16 = basaltes quaternaires. (La figure 207B est due à Liégeois, 1987).



Figure 208 : Coupe schéma de la partie nord-ouest du bassin de Taoudéni d'après Bronner et al. (1980). Elle indique la lithostratigraphie type de ce bassin.



Figure 209 : Tableau synoptique des principaux événements géologiques anté-ordoviciens au Hoggar, d'après Bertrand et Caby (1978).


Figure 210 : Le craton ouest-africain et sa ceinture plissée, d'après Villeneuve (1984) légèrement modifié.







Planche 3 : Corrélations des colonnes lithostratigraphiques des principaux sondages exécutés par l'équipe soviéto-ghanéenne (1962-1965) entre Larabanga et Yendi. Les documents de base ont été compilés par M.H. Khan (1970, inédit). L'interprétation est faite en fonction de nos résultats.



Planche 4 : Carte géologique de la zone étudiée.





Planche 6 : Carte géologique schématique du Nord-Togo, du NW-Bénin et du SE-Burkina Faso. Position des principales coupes décrites dans l'unité structurale de l'Atacora et la frange occidentale des unités internes des Dahomeyides. Cette carte résulte des observations inédites, des travaux d'Affaton (1975) d'Affaton et *al* (1978) et de Godonou et *al* (1986).

# LISTE DES FIGURES

Fig. 2: Altitudes de la surface de base du bassin des Volta en mètres (d'après J. Sougy, 1960)
Fig. 3: Principales unités structurales et géomorphologiques de la zone étudiée       31         Fig. 4: Colonnes lithostratigraphiques du bassin des Volta d'après Junner et Service (1936)       31         Fig. 5: Coupe schématique de la bordure nord-ouest du bassin des Volta au Togo suivant les idées d'Aicard (1957 et 1959), Scemama (1957), Huot et Lelong (1936)       31         Fig. 6: Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après Junner et Hirst (1946). In. : Bessoles et Trompette (1980)       31         Fig. 7: Structure de la châne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues du Ghana, notamment Junner (1940) et Junner et Hirst (1946) (In. : Sougy, 1970)       32         Fig. 9: Interprétations récentes des séries du Ghana, Togo et Bénin .(In. : Sougy, 1970)       32         Fig. 9: Interprétations récentes des séries du Ghana, Togo et Bénin .(In. : Sougy, 1970)       32         Fig. 10: Lithostratigraphie du bassin des Volta résultant des travaux de l'équipe soviéto- ghanéenne. Comparaison avec la synthèse de Junner et Hirst (1946)       32         Fig. 11: Colone stratigraphique de l'extrême SE du plateau de Kwahu et de ses environs d'après Saunders (1970) (jégèrement modifiée)       32         Fig. 13: Coupe schématique de la partie méridionale du bassin des Volta à la hauteur du plateau de Kwahu avec A = interprétation classique de Junner et Hirst (1946) et Mitchell (1960)       32         In : Saunders (1970) ; B = interprétation de Saunders (1970)       32         Fig. 13: Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du plateau de Kwahu av
Fig. 4: Colonnes lithostratigraphiques du bassin des Volta d'après Junner et Service (1936)       31         Fig. 5: Coupe schématique de la bordure nord-ouest du bassin des Volta au Togo suivant       31         Fig. 5: Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du prallèle 9°30' d'après       31         Fig. 6: Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du prallèle 9°30' d'après       31         Fig. 7: Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues       32         fig. 7: Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues       32         fig. 8: Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues       32         fig. 9: Interprétations récentes des séries du Ghana, Togo et Bénin .(In. : Sougy, 1970)
Fig. 5:       Coupe schématique de la bordure nord-ouest du bassin des Volta au Togo suivant les idées d'Aicard (1957 et 1959), Scemama (1957), Huot et Lelong (1936)
<ul> <li>Fig. 3. Coope schemalque de la bordure holt-ouest du bassin des volta al rogo suivait les idées d'Aicard (1957 et 1959), Scemama (1957), Huot et Lelong (1936)</li></ul>
<ul> <li>Fig. 6: Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après Junner et Hirst (1946). <i>In</i>.: Bessoles et Trompette (1980)</li></ul>
Fig. 0:       Coupe schematique du bassin des volta à la national du paralèle 9 50° d'après         Junner et Hirst (1946). In. : Bessoles et Trompette (1980)       31         Fig. 7:       Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues du Ghana, notamment Junner (1940) et Junner et Hirst (1946) (In. : Sougy, 1970)       32         Fig. 8:       Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues francophones et notamment Roques (1948) (In. : Sougy, 1970)       32         Fig. 9:       Interprétations récentes des séries du Ghana, Togo et Bénin. (In. : Sougy, 1970)       32         Fig. 10:       Lithostratigraphie du bassin des Volta résultant des travaux de l'équipe soviétoghanéenne. Comparaison avec la synthèse de Junner et Hirst (1946)       32         Fig. 11:       Colonne stratigraphique de l'extrême SE du plateau de Kwahu et de ses environs d'après Saunders (1970) (légèrement modifiée)       32         Fig. 12:       Coupe de la partie méridionale du bassin des Volta à la hauteur du plateau de Kwahu avec A = interprétation classique de Junner et Hirst (1946) et Mitchell (1960)       32         Fig. 13:       Coupe synthétique de la partie togolaise du bassin des Volta (d'après Leprun et Trompette, 1969 ; Sougy, 1970; Affaton, 1975. Affaton et al. 1980)       32         Fig. 14:       Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du paralèle 9°30' d'après l'interprétation des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971), In. : Bessoles et Trompette (1980) légèrement modifiée <t< td=""></t<>
Fig. 7:       Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues du Ghana, notamment Junner (1940) et Junner et Hirst (1946) ( <i>In</i> . : Sougy, 1970)
Fig. 11       Coupe de la partie méridionale du bassin des Volta d'après les géologues       32         Fig. 12       Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues       32         Fig. 9:       Interprétations récentes des séries du Ghana, Togo et Bénin .( <i>In</i> .: Sougy, 1970)
<ul> <li>Fig. 8: Structure de la chaîne des Dahomeyides et du bassin des Volta d'après les géologues francophones et notamment Roques (1948) (<i>In.</i>: Sougy, 1970)</li></ul>
francophones et notamment Roques (1948) (In. : Sougy, 1970)
<ul> <li>Fig. 9: Interprétations récentes des séries du Ghana, Togo et Bénin .(<i>In</i>. : Sougy, 1970)</li></ul>
<ul> <li>Fig. 10 : Lithostratigraphie du bassin des Volta résultant des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne. Comparaison avec la synthèse de Junner et Hirst (1946)</li></ul>
<ul> <li>ghanéenne. Comparaison avec la synthèse de Junner et Hirst (1946)</li> <li>32</li> <li>Fig. 11 : Colonne stratigraphique de l'extrême SE du plateau de Kwahu et de ses environs d'après Saunders (1970) (légèrement modifiée)</li> <li>32</li> <li>Fig. 12 : Coupe de la partie méridionale du bassin des Volta à la hauteur du plateau de Kwahu avec A = interprétation classique de Junner et Hirst (1946) et Mitchell (1960)</li> <li><i>In</i> : Saunders (1970) ; B = interprétation de Saunders (1970)</li> <li>Fig. 13 : Coupe synthétique de la partie togolaise du bassin des Volta (d'après Leprun et Trompette, 1969 ; Sougy, 1970 ; Affaton, 1975. Affaton <i>et al.</i> 1980)</li> <li>Fig. 14 : Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après l'interprétation des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971), <i>In</i> : Bessoles et Trompette (1980) légèrement modifiée</li> <li>32</li> <li>Fig. 15 : Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär</li> </ul>
<ul> <li>Fig. 11 : Colonne stratigraphique de l'extrême SE du plateau de Kwahu et de ses environs d'après Saunders (1970) (légèrement modifiée)</li></ul>
<ul> <li>d'après Saunders (1970) (légèrement modifiée)</li></ul>
<ul> <li>Fig. 12 : Coupe de la partie méridionale du bassin des Volta à la hauteur du plateau de Kwahu avec A = interprétation classique de Junner et Hirst (1946) et Mitchell (1960) <i>In</i> : Saunders (1970); B = interprétation de Saunders (1970)</li></ul>
Kwahu avec A = interprétation classique de Junner et Hirst (1946) et Mitchell (1960)       32         In : Saunders (1970) ; B = interprétation de Saunders (1970)
<ul> <li>In : Saunders (1970); B = interprétation de Saunders (1970)</li></ul>
<ul> <li>Fig. 13 : Coupe synthétique de la partie togolaise du bassin des Volta (d'après Leprun et Trompette, 1969 ; Sougy, 1970 ; Affaton, 1975. Affaton <i>et al.</i> 1980)</li></ul>
Sougy, 1970 ; Affaton, 1975. Affaton <i>et al.</i> 1980)
<ul> <li>Fig. 14 : Coupe schématique du bassin des Volta à la hauteur du parallèle 9°30' d'après l'interprétation des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971), <i>In</i>. : Bessoles et Trompette (1980) légèrement modifiée</li></ul>
des travaux de l'équipe soviéto-ghanéenne résumés par Annan-Yorke et Cudjoe (1971), <i>In.</i> : Bessoles et Trompette (1980) légèrement modifiée
<i>In.</i> : Bessoles et Trompette (1980) légérement modifiée
Fig. 15: Lithostratigraphie du bassin des Volta au Sud-Ghana d'après Bär
(19/7), legerement modifiee
Fig. 16 : Coupe schematique montrant les trois supergroupes definis dans le bassin des
Volta au cours de la presente etude
Fig. 1/: Localisation des massifs de Dapaong-Boumbouaka, de Madjori et du Gobnangou dans lour codre structurel, d'année Affeten (1075). Desition des principales courses désuites
ans leur caule siructural, u apres Allaton (1975). Position des principales coupes decrites
au 19010-10go, SE-Durkina raso et la Viv-Denni, dans le dassin des volta
Fig. 18 : Course synthétique de Danaong à Galangachi (C1)
Fig. 19 : Coupe de Natala (C2)
Fig. 20 : Coupe d'un ravin du Mont Boumbouaka (C3)
Fig. 21 : Coupe synthétique du Mont Tanbamointi à Kaditiéri (C4)
Fig. 22 : Directions et sens des paléocourants déterminés dans la formation de Dapaong
au Nord-Togo
Fig. 23 : Coupe du Kilomètre 5 au NE de Nagbeni (C5)
Fig. 24 : Coupe synthétique de Ponio à Bagaré (C6)
Fig. 25: Coupes du Sud-Banboli (C7A et C7B)

Fig. 26 :	Coupe synthétique de Tami à Diapa (C8)
Fig. 27 :	Coupe de Tanbarga à Tanli (C9)
Fig. 28 :	Microfractures et axes des "gouttières "décamétriques observés entre Tanbarga et Tanli (C9 · Fig. 27)
Fig. 29 :	Géométrie des "cuillères" des grès du massif du Gobnangou (SE-Burkina Faso).
	Les materiaux proviennent du Nord
Fig. 30 :	Synthèse des éléments microstructuraux mesurés au sud de l'ansarga (SE-Burkina Faso)
Fig. 31 :	Carte structurale schématique de la partie septentrionale du bassin des Volta et
•	de la Chaîne des Dahomeyides au Burkina Faso, Niger et Bénin, avec la localisation
	des indices et gisements de phosphates précambriens (d'après Affaton, 1975;
	Barthelet, 1975; Kusnir et al., 1974; Trompette et al., 1980)
Fig. 32 :	Coupe des formations du Sud Banboli et de Barkoissi au SW de Kodjari (C10)
Fig. 33 :	Directions et sens du déplacement des glaciers indiqués par les figures d'érosion
0	linéaire des planchers glaciaires du secteur de Kodiari (Fig. 32 et 34)
Fig 34 ·	Carte géologique détaillée de la région de Tansarga-Kodiari indiquant les principaux
1.6.2	affleurements des phosphates de Kodiari (d'après les travaux de Leprun et Trompette
	(1060) Affaton (1073) Dourtal (1073) Tromnette et Affaton (inédit) et Affaton et
	(1707), Allatoli (1773), i outai (1773), i loinpeut et Allatoli (incult) et Allatoli et Codonou (inédit) et une préneration photogéologique inédite de Marchand)
The 25 .	Lithestrationable régultant de pag chaquations dess le gesteur de Verdieri inspirée de
Fig. 55 :	Ennostraugraphie resultant de nos observations dans le secteur de Kodjari, inspiree de
<b>F</b> ' 04	$1 \text{ from petice et al. (1980)} = \frac{1}{2} (1980) = \frac{1}$
Fig. 36 :	Coupe schematique de Galangachi a Naboulgou (C11)
Fig. 37 :	Coupe schematique de Tindangou à Dassari (C12)
Fig. 38 :	Coupes de détail (C13 à C16) intégrées à la coupe C12
Fig. 39 :	Stratifications obliques et axes des gouttières étudiés dans les grès-quartzites de la Tapoa (Niger)
Fig. 40 :	Colonne lithostratigraphique schématique d'un sondage de la zone phosphatée de la
-	Tapoa et de la Mékrou au Niger (Communication orale de W. Zajaczkowski et
	S. Boubacar en 1975) (Fig. 35)
Fig. 41 :	Colonne lithostratigraphique définie par Atger <i>et al.</i> (1977) dans la zone de la
	Mékron (partie septentrionale du bassin des Volta) au Bénin
Fig. 42 ·	Logs lithostratigraphiques synthétiques des formations constituant la partie sententrionale
116.12.	du bassin das Volta inspirás d'Affaton (1075)
Fig 43 .	Schéma des relations entre les différents groupes définis dans la partie sententrionale
1 lg. 45.	du hassin des Volte, inspiré d'Affeten (1075)
Eig 11.	du bassin des volta, inspire d'Arialon (1973)
гı <u>g</u> . 44 ;	Diagramme de la cristalimite des intres alumineuses des echantinons du bassifi des volta
	et de l'unite structurale du Buem provenant du Nord Togo et du NW-Benin :
	synthèse des données d'Affaton (1975), Blant (1975) et Simpara (1978)
Fig. 45 :	Situation géographique (A), position stratigraphique (B), caractéristiques morphologiques (C)
	et histogramme des diamètres (D) des Chuaria circularis
	de la Pendjari d'après Amar et Affaton (1984), légèrement modifiée
Fig. 46 :	Lithostratigraphie du Massif de Gambaga d'après McGregor (1929), Junner et Service (1937)
	et Junner et Hirst (1946). Comparaison avec les subdivisions du supergroupe
	de Boumbouaka au Nord-Togo
Fig. 47 ·	Carte géologique de la partie septentrionale du Massif de Gambaga d'après Edmonds (1956)
	Interprétation en fonction de nos résultats
Fig 48 ·	Lithostrationable de la partie orientale du Massif de Gambara selon Edmonds (1056)
60.	Comparaison avec la séquence tune du Nord-Toro /DI 1)
	comparation avec la sequence type du troid-togo (F1. 1)

.

Fig. 49 :	Quelques colonnes lithologiques de "la partie inférieure V1 du Voltaïen inférieur"
•	rapportées ou décrites par Junner et Hirst (1946) à la marge septentrionale du Massif
	de Gambaga
Fig. 50 :	Bloc diagramme schématisant les variations de faciès au sein du groupe de Dapaong
Fig 51 .	Colonne lithostratioraphique des grès de base décrite par l'équine soviéto-ghanéenne
11g. 51.	an nord de Sakoan $(I_n \cdot Subtin 1978)$
Fig 52.	Lithostratigraphie de la partie accidentale du massif de Cambaga d'anrès Murray (1060)
rig. 52.	Edmonda (1052) et 1056) et Hutten (1057) (légérement modifiée)
Ein 52 .	Conte sícila siste a cháractima de la herdura mánidica de marcolí de Conchera de la herdura mánidica de la herdura
Fig. 55 :	Carte geologique schematique de la bordure meridionale du massif de Gambaga d'après Mitchell
	(1960), Murray (1960) et Edmonds (1952 et 1956), (legerement exageree).
F1g. 54 :	Coupe schematique (C17) du Nord-Lonwiri à Bongo Da (Fig. 53) d'après les observations
	de Mitchell (1960)
Fig. 55 :	Log lithostratigraphique du contact entre les supergroupes de Boumbouaka et de l'Oti
	(ou de la Pendjari) dans les environs de Bongo Da
Fig. 56 :	Position des carbonates de la partie inférieure du supergroupe de la Pendjari sur
	le revers méridional du Massif de Gambaga (Tabl. 18; Fig. 53) dans le diagramme
	CaO/MgO de Martinet et Sougy (1961)
Fig. 57 :	Position des carbonates des formations de Barkoissi et de la Pendjari du revers
	méridional du Massif de Gambaga (Tabl. 19; Fig. 53) dans le diagramme CaO/MgO
	de Martinet et Sougy (1961)
Fig. 58 :	Carte géologique de la région de Gambaga d'après Bozhko (1964)
Fig. 59 :	Coupe géologique de Nasia à Kete-Krachi (C18) d'après Bozhko (1964)
Fig. 60 :	Coupe de Larabanga à Yendi (C19) d'après Bozhko (1964) (voir Pl. 2 pour la
	légende et la position)
Fig. 61 :	Ouelques colonnes lithostratigraphiques de "la partie inférieure V1 du Voltaïen inférieur"
0. 0	décrites par Junner et Hirst (1946) sur la marge occidentale du Massif de Damango
Fig. 62 :	Carte géologique du revers sud-oriental du Massif de Damango montrant les relations
8. 0	stratigraphiques entre les séquences à dominante gréseuse des massifs bordiers
	(supergroupe de Boumbouaka) et les séquences à dominante argileuse de la Pendiari
	(supergroupe de la Pendiari ou de l'Oti) d'après A Levin (1974 inédit)
Fig 63.	Contexte géologique des dolomies calcaires de Rwine d'anrès Mitchell (1960)
1 1g. 05 .	légérement modifié Avec AB = Coune de la figure 64
Fig. $64$ .	Coupe schématique (C20) de Buine au SE de Kabaline, construite en utilisant
11g. 04 .	les observations de Whitelow (1026 et 1027) Pates (1045) Junner (1046)
	$V_{\rm res}$ observations de Wintelaw (1920 et 1927), Dates (1945), Juinter (1940),
Eia 65 .	Desition des sectorestes du sesteur de Durino Delte (Eig. 62 et 64 : Tabl. 20)
rig. 05 :	Position des carbonales du secleur de Dwipe-Baka (Fig. 05 et 04; 1abi. 20)
<b>F</b> '. (( )	dans le diagramme MgO/CaO de Martinet et Sougy (1901)
Fig. 60 :	Lithostratigraphie (C21) de l'equivalent du groupe du Sud-Banboli aux environs
	de Bwipe (Gnana). In. : Donnot (1975)
Fig. 6/:	Colonne innostrangraphique de l'equivalent du groupe du Sud-Bandoli dans le
	secteur de Bwipe (sondage BH8) ( <i>In</i> . : Donnot, 1975)
Fig. 68 :	Colonne lithostratigraphique établie par J. Sougy et Trompette en 1975 (inédit) à partir
	d'un sondage exécuté à Bwipe dans le cadre de la mission de Mitchell (1960)
Fig. 69 :	Position des carbonates sus-jacents aux dolomies et dolomies calcaires de Bwipe
	(Tabl. 21; Fig. 63 à 68) dans le diagramme CaO/MgO de Martinet et Sougy (1961)
Fig. 70 :	Position de carbonates du secteur d'Asuboni (Tabl. 27) dans le diagramme CaO/MgO
	de Martinet et Sougy (1961)
Fig. 71:	Carte géologique de la partie occidentale du bassin des Volta d'après Bozhko (1964)
Fig. 72 :	Coupe géologique de Larabanga à Yabraso (C22), d'après Bozhko (1964) (Pl.2 et Fig.71)

Fig. 73 :	Carte géologique du Nord-Bompata d'après Mason (1963) et Moon et Mason (1967)	376
Fig. 74 :	Colonne stratigraphique ( légérement modifiée) du plateau de Kwahu dans la région de	
	Bompata d'après Mason (1963) et Moon et Mason (1967)	377
	Réinterprétation en fonction des données du Nord-Togo (Pl. 1)	
Fig. 75 :	Schéma (A) et coupe (B) géologiques de la partie sud-orientale du plateau de Kwahu	
	d'après Saunders (1970) (C23)	378
Fig. 76 :	Coupe schématique (C24) au sud de Chutadi : notre interprétation des observations	
	de Junner et Hirst (1946)	379
Fig. 77 :	Coupe schématique du Nord-Daboya à l'Est de Kandinga (C25), inspirée des	
	observations de Junner (1937)	379
Fig. 78 :	Lithostratigraphie des dolomies calcaires de la région de Bwipe d'après les travaux de prospectio	n
	du "Geological Survey" du Ghana synthétisés par Levin	
	(1974, inédit ; voir Fig. 62)	380
Fig. 79 :	Carte géologique schématique du SE du bassin des Volta d'après Junner et Hirst	
	(1946), légérement modifiée	381
Fig. 80 :	Coupes schématiques générales du bassin des Volta d'après Junner et Hirst (1946)	382
Fig. 81 :	Evolution des idées sur la position stratigraphique du supergroupe de l'Afram	383
Fig. 82 :	Le "groupe de l'Afram" est en position synclinale sur la formation d'Ayaboni	
	à la marge sud-orientale du bassin des Volta, d'après Saunders (1970) (C26)	384
Fig. 83 :	Coupe schématique à l'Est d'Aiyerade (C27) inspirée de Junner et Hirst (1946)	385
Fig. 84 :	Coupe schématique d'Otiso à Paurubi (C 28) inspirée par les observations de	
	Huddleston (1944)	385
Fig. 85 :	Colonne lithostratigraphique de la colline de Bonkrom Su, d'après Junner et Hirst (1944)	386
Fig. 86 :	Colonne stratigraphique de la colline de Kochimbo, près de Nkwantanang	
	(inspirée de Junner, 1944)	386
Fig. 87 :	Carte géologique du NE-Ghana d'après Bozhko (1964)	387
Fig. 88 :	Séquence lithologique observée à Sang par Huddleston (1944)	388
Fig. 89 :	Coupe schématique de la Daka (C29), inspirée de Hirst (1944)	388
Fig. 90 :	Colonne lithostratigraphique du secteur d'Otiso-Paurubi (inspirée de Huddleston, 1944)	389
Fig. 91 :	Colonne lithostratigraphique décrite à Drabonso par Hirst (1940). Notons que la formation de	
	Salaga y est constituée essentiellement de grès rouges (voir Pl. 5)	390
Fig. 92 :	Lithologie décrite par Junner et Hirst (1946) dans la colline d'Abonta,	
	près de Chichibon (Pl. 5)	391
Fig. 93 :	Colonne lithostratigraphique de la coupe décrite au Sud d'Ejura par Junner (1940).	
	Interprétation en fonction de nos résultats (Pl. 5)	392
Fig. 94 :	Lithologie décrite par Junner et Hirst (1946) dans la colline de Kébia (Pl. 5)	393
Fig. 95 :	Portion de carte géologique schématique du SW du bassin des Volta d'après Donnot	
	(1975), légèrement modifiée	394
Fig. 96 :	Carte géologique schématique du Nord-Cameroun d'après Lasserre (1978), In : Bessoles	
	et Trompette (1980). Localisation des principaux affleurements du complexe volcano-	
	sédimentaire, d'âge paléozoïque (?) et d'origine molassique probable	395
Fig. 97 :	Carte géologique légérement modifiée de la partie méridionale du Ghana d'après Bates (1955).	
	Localisation des bassins d'Accra, de Sekondi et d'Elmina dans leur cadre structural	396
Fig. 98 :	Tableau stratigraphique : datation des séries paléozoïques du Ghana d'après Bär et Riegel (1974).	
	Les "shales d' Ajua" seraient d'origine glaciaire	397
Fig. 99 :	Tentative de corrélation entre la lithostratigraphie établie par l'équipe soviéto-ghanéenne	
	(Bozhko, 1964 et 1969 ; Sulutiu, 1968 ; Annan-Yorke et Cudjoe, (1971) dans le bassin	
	des Volta au Ghana et les formations, groupes et supergroupes que nous y avons définis	398

:

.

Fig. 100 : L	e bassin des Volta dans son cadre structural. Les principales composantes de son
SI	ubstratum (Les bassins paléozoïques d'Accra, de Sekondi et d' Elmina ne sont pas
re	présentés à cette échelle)
Fig. 101 : P	rofondeur du substratum magnétique du bassin des Volta au Ghana d'après C.G.G.
<u> </u>	1971). Intervalle entre deux courbes = 0.5 km
Fig. 102 : T	opographie du substratum magnétique du bassin des Volta à la latitude 7°30' d'après
le le	s données de l'aéromagnétisme : Interprétation des données de la CGG (1971)
Fig 103 · 0	helques données géophysiques · A = Courbe d'anomalie de Rouguer à cette latitude
1.g. 105 . Q	Ako and Murray 1983) B - Interprétation d'un profil de signique réflevion à la
10	stude 7°48' N dans la partie centrale du bassin des Volta d'Appan Vorke (1078)
T T	a ligne en pointillés indique le profondeur du substratum mognétique à le même letitude
L ((	G G 1071)
Fig $104 \cdot C$	arte d'intensité magnétique totale de la partie centrale du bassin des Volta d'après
11g. 104. C	G G (1071) Intervalle de contour = 10 pT
$E_{in}$ 105 · C	arte d'anomalias de Douguar du bassin des Valte au Chana d'anrès Aleo et Murrey.
11g, 10J . C	and a anomando de Dougles du bassin des volta au Onalia d'aples Ako et Multay
(1) Fig 106 · C	1703). III . ANU CL WEIIIIIIIII (1903)
rig. 100 : C	and a anomands gravinneurque du bassin des volta et de ses environs d'après Hastings (1983)
(C	$f_{\text{construction}} = 20/0 \text{ kg/m}$
rig. $10/: M$	ioucies a interpretation des anomalies gravimetriques à la latitude y'n du bassin
00	es volta d'apres Ako et Murray (1985)
Fig. 108 : R	econstitution nypothetique de la geologie du substratum sous le bassin des Volta
Se	elon Hastings (1983), d'après les données gravimétriques et sismiques
Fig. 109 : C	oupe synthétique du bassin des Volta au Ghana
Fig. 110 : C	arte géologique schématique du SE du Burkina Faso d'après Barthelet (1975)
lé	gèrement modifiée. D'après nos observations, les phosphates d'Aloub Djouana
de	pivent être inclus dans l'unité structurale du Buem
Fig. 111 : R	elations des principaux faciès de la partie frontale du Buem du SE du Burkina Faso
(s	ecteur d'Aloub Djouana) (C34)
Fig. 112 : C	olonne stratigraphique d'un sondage dans le Buem du secteur d'Aloub Djouana
_d'	après Ouédraogo (1982) (Légères modifications)
Fig. 113 : P	lis centimétriques légèrement déversés vers l'Ouest et fréquents dans les shales et siltstones
dı	u Buem au SE du Burkina Faso
Fig. 114 : St	téréogramme du Buem de la région d'Aloub Djouana et Conpomgou montrant
la	SO plissée par un pli d'axe N118°- 50°E
Fig. 115 : S	ynthèse des éléments structuraux mesurés par Barthelet (1975) dans le Buem
ď	Aloub Djouana, SE du Burkina Faso. La stratification So y a été prise pour la schistosité S1,
Ce	e qui conduisait à interpréter les plis b1 comme des plis de seconde génération
Fig. 116 : C	arte géologique partielle de la région de Batia (les figures 117 et 156 complètent
bi	ien cette carte)
Fig. 117 : S	chéma structural de la région de Batia (le bassin des Volta est représenté par la
fc	prmation de la Pendiari)
Fig 118 · O	rientation des plans de chevauchement de la région de Batia (Nord-Bénin)
Fig 119 · O	rientation des principales failles de la région de Batia (Nord-Bénin)
Fig 120 · S	térénoramme synthétique montrant la dispersion des pôles de la stratification dans
120.00	région de Ratia
- Eiα 121 · M	licrofracturation des silevites du groupe de la zone des collines de Ratio (d'antès
1 12. 121 . IV	ffaton 1075)
Eig 100.D	lans de déhit des sementinites à Bontomo (Eig 150 et 155) (d'année Afforon 1075)
1'lg. 144 . F	iano de deon deo serpentinites a Donionio (19,150 et 155) (u apres Attaton, 1975)

-

Fig. 123	: Carte géologique de la partie méridionale de l'unité structurale du Buem dans la
	région de Korontières (NW-Bénin)
Fig. 124	: Coupe (C35) de Tiélé illustrant les grands ensembles pétrographiques constituant
	l'unité structurale du Buem au NW-Bénin (d'après Affaton, 1975)
Fig. 125	: Croquis de position (A) de la coupe de Tiélé (B), au NW-Bénin, et dessin schématique
•	d'un "corps subcylindrique" (C) d'après Affaton (1975) et Affaton et Kusnir (1977)
Fig. 126	: Coupe synthétique (C37) de la partie méridionale de la région de Korontières (Noter la
-	fréquence des écailles dans la zone orientale)
Fig. 127	: Coupe synthétique (C38) de la partie septentrionale de la région de Korontières
Fig. 128	: Eléments structuraux des grès-quartzites du mont Lonfadéolé
Fig. 129	: Eléments structuraux de la "formation de Tatouta" (= ensemble D du Buem au NW-Bénin)
Fig. 130	: Microplis dans des siltstones à 1km au Sud de Manta ( éch. 450 et 451)
Fig. 131	: Eléments structuraux des shales et siltstones à 1km au sud de Manta
Fig. 132	: Schistosités de fracture et débit en cravons dans le mont Itadi (Fig. 126)
Fig. 133	Eléments structuraux des grès et grès-quartzites du mont Itadi
Fig. 134	· Eléments structuraux des grès et grès et shales du secteur de Koupagou (Fig. 126)
Fig. 135	· Eléments structuraux des gievites du km 5 6 à l'Ouest de Boukombé
Fig. 136	: Micronlis du km 5.6 à l'Ouest de Boukombé (éch. 213)
Fig. 130	• Stéréogramme synthétique de la position movenne des principaux éléments • Stéréogramme synthétique de la position movenne des principaux éléments
11g. 157	structuroux du Duom de la région de Vorontières (NW Dénin)
Ein 120	Silucialization de la region de Koronicieres (NW-Denni)
Fig. 150	. Carle schemalique du Buem (Onne de Bassar) et de la partie occidentale de l'unite de l'Atacora
	au nord-10go, d'après Simpara (1978), legerement modifiée ; raccord avec le nord-Ghana
<b>F</b> '- 120	(region de Snieni)
Fig. 139	: Colonne hinostratigraphique de l'unite structurale du Buem (region de Bassar, Nord-10g0),
T. 140	d'après Simpara (1978) (legerement modifiée).
Fig. 140	: Coupe synthetique de l'unite structurale du Buem de la region de Bassar (C39) d'apres
	Simpara (1978) (légérement modifiée)
Fig. 141	: Eléments structuraux de l'anticlinorium de Bissokpabé, sous-unité structurale de la
	Katcha, Buem de la région de Bassar (Nord-Togo)
Fig. 142	: Eléments structuraux du synclinorium de la Katcha, sous-unité structurale de la Katcha,
	Buem de la région de Bassar (Nord-Togo)
Fig. 143	: Eléments structuraux du synclinorium de la Pensaka, sous-unité de la Katcha, Buem
	de la région de Bassar (Nord-Togo)
Fig. 144	: Eléments structuraux de la sous-unité structurale de Kabou, Buem de la région de
	Bassar (Nord-Togo)
Fig. 145	: Stéréogramme synthétique des mesures effectuées dans l'unité structurale du Buem
-	de la région de Bassar (Nord-Togo)
Fig. 146	: Données microstructurales moyennes déduites des mesures effectuées dans le Buem
<b>U</b>	de la région de Bassar
Fig. 147	: Répartition des directions des microfractures de l'unité structurale du Buem de la
0	région de Bassar, Nord-Togo
Fig. 148	: Principaux affleurements des hématitites microconglomératiques, ou "tillites ferrugineuses"
80	ou "formations ferrugineuses" du Buem au Togo et au Ghana notamment dans les régions
	de Shiéni (A et B) de Taouleba (C) et d'Aknafu beaucoun nlus au Sud (D)
Fig 140	· Carte schématique du complexe métavolcanique de l'unité structurale du Ruem de la région
115.177	de Knandy (Chana) d'antès Robertson (1025) in : Rescales et Trompette (1020)
Eig 150	· Etuda da la partia frontala da l'unitá atructurale du Duora dana la castour du
rig. 150	Lude de la partie montale de l'unite su deturale du Duem dans le secteur du

-

.

Fig	. 151 :	Profils gravimétrique et magnétique de la zone de contact "Voltaïen-Buem" à l'Ouest de Kobly ;
		NW-Bénin (Fig. 123), d'après Crenn (1957). Limites géologiques d'après Aicard
		et Pougnet (1952), corrigées par Lelong (1961)
Fig	. 152 :	Principales coupes synthétiques d'interprétation du bassin des Volta et de la chaîne
		des Dahomeyides jusqu'en 1980, in : Sougy (1970), Affaton et al. (1980) et
		Bessoles et Trompette (1980)
Fig	. 153 :	Carte géologique de la partie sud-orientale du Ghana d'après Bates (1955).
U		légèrement modifiée
Fig	. 154 :	Bloc-diagramme montrant les relations entre les différentes unités des Dahomevides
0	-	et le bassin des Volta. d'après Sougy (1970)
Fig.	155 :	Carte géologique schématique de la région de Tiélé (NW-Bénin), inspirée d'Affaton
0		(1973) et de Jepsen et Depciuch (1974)
Fig.	. 156 :	Principaux affleurements de métavolcanites du Buem échantillonnés dans la région de Batia
U		(NW-Bénin), Cadre géologique et structural d'après Breda (1983), légèrement modifié
Fig.	157 :	Caractérisation géochimique des métavolcanites de l'unité structurale du Buem au Bénin
- 0		(secteur de Batia) et au Ghana (secteur de Knandu)
Fig.	158 :	Affinités géochimiques des métabasites de l'unité structurale du Buem au Bénin
0		(secteur de Batia) et au Ghana (secteur de Knandu)
Fig.	159 :	Diagrammes multiéléments construits à partir des résultats d'analyse des échantillons
0		de métavolcanites provenant du Bénin (secteur de Batia) et de volcanites du Golfe
		de Californie (échantillons CALM provenant de l'entrée du golfe et échantillons CALB
		prélevés dans le bassin de Guaymas) selon Saunders <i>et al.</i> (1982)
Fig.	160:	Position des métavolcanites du Buem du Nord-Bénin dans le diagramme P-T de Winkler
		(1974)
Fig.	161 :	Position des métavolcanites du Buem (zone hachurée) du Nord-Bénin dans le diagramme
		de Seki (1969)
Fig.	162 :	Coupe de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Conpomgou (11°20') (C42)
Fig.	163 :	Stéréogramme synthétique de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Conportion
0		(11°20') (Fig. 162)
Fig.	164 :	Relation de l'unité structurale de l'Atacora avec les unités internes des Dahomevides à l'Est
0	-	de Conpomgou, au NW-Bénin, d'après Breda (1982)
Fig.	165 :	Coupe schématique (C43) de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de
0-		Natitingou (11°20')
Fig.	166 :	Synthèse des éléments structuraux mesurés dans l'unité structurale du Buem au front de l'unité
0		structurale de l'Atacora, entre Batia et Manta (plaine de Tanguiéta) (Fig. 165)
Fig.	167:	Synthèse des éléments structuraux de l'anticlinorium b3 de Tchakalakou.
0		Est-Tanguiéta (Fig. 165)
Fig	168 :	Synthèse des éléments structuraux des quartzites de l'Atacora du secteur de la cascade
8.	100.	de Tanongon
Fig.	169 :	Exemple de parallélisme des axes b1 et b2 de plis P1 et P2 dans les schistes du synclinorium
8		de Toucountouna (Fig. 165)
Fig	170.	Synthèse des éléments structuraux mesurés dans la zone "monoclinale" de Natitingou
1 18.	170.	(Fig. 165)
Fig	171 •	Synthèse des éléments structuraux mesurés dans l'anticlinorium de Kotopounga
т це,	1,1.	(quartzites de l'Atacora latitude de Natitingon) (Fig. 165)
Fia	172.	Synthèse de l'étude des linéaments ou fractures sur les photos sotellites couvront l'unité structurels
гıg.	112.	de l'Atacora entre les inicaments ou nacunes sur les phonos salemnes couvrain i unité suuciuraté de l'Atacora entre les inicaments ou nacunes sur les phonos salemnes couvrain i unité suuciuraté
		(1081) et Knondio $(1082)$
<b>L</b> i~	172 •	(1701) & Lipoliujo (1702)
T.1K'	. 1/2 .	Coupe synaiouque CTT de l'unité su deunaie de l'Alacola à la lautilité de Delaie (FI, O)

٠

•

.

Fig.	174	: Principaux plans de débit et flancs des ripple-marks dans les quartzites du Mont Béhao (Unité de l'Atacora) (Fig. 173)
Fig.	175	: Coupe de la partie inérieure des schistes de Kanté à l'Est du Mont Béhao (C45)
Fig	176	(VOIR STALL 5 de la Fig. 1/3)
гıg.	170	de l'Atacora) (Fig. 173)
Fio	177	· Course détaillée de la partie frontale mylopitique du Mont Défaloo (C46)
Fio	178	• Synthèse des mesures microstructurales effectuées dans les quartzites du Mont Défaloo
- 15.	170	(Unité de l'Atacora) (Fig. 173)
Fig.	179	Relation angulaire entre la stratification S0 des quartzites du Mont Défaloo et le mur. D
0		des métamixtites de Défalé (Fig. 173). Ces deux plans, d'orientations N18°-46°E
		et N32°-54°E, font entre eux un angle moven de 13°
Fig.	180 :	: Coupe détaillée (C47) de la partie inférieure des schistes de Défalé (Unité de l'Atacora)
-		(fig. 173)
Fig.	181	: Coupe détaillée (C48) de la zone des orthogneiss et amphibolites mylonitiques
		niveau dit de la Salawou, à proximité de Défalé, unité de l'Atacora (Fig. 173)
Fig.	182 :	Coupe de la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Baga
		(C49) (Pl. 6)
Fig.	183 :	Traces cyclographiques des plans de débit des quartzites mylonitiques orientaux du
		Mont Koumaou (niveau 3 de la coupe de la Fig. 182).
Fig.	184 :	Synthèse des données microstructurales recueillies dans le socle mylonitique de la
		marge occidentale des Dahomeyides (niv. 4 de la Fig. 182)
Fig.	185 :	Coupe de la bordure orientale de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Sara Kawa
		(C50) (Pl. 6)
Fig.	186 :	Répartition des pôles des plans principaux de débit des quartzites et schistes de l'Atacora
<b></b>	107	et des orthogneiss de Sara Kawa (Fig. 185).
Fig.	18/3	Coupe synthétique de l'unité structurale de l'Atacora (C51) à la latitude d'Awandjélo
Fia	100 .	(Pl. 0)
rig.	100 .	Syndrese des elements inicrostructuraux mesures dans les sonistes du secteur
Fia	180 .	Comparaison des éléments microstructureux magurés dans les orthognaiss, de la Keyre et
1 18.	107.	d'Awandiélo et dans le complexe de Diamdé (voir Fig. 187)
Fio	190 ·	Coupe synthétique (C52) de l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Bassar (D1.6)
Fig.	101 •	Situation des principaux affleurements du côte phosphaté de Bassar et coupe transversale (C52)
6-	1/1.	dans le secteur A d'après Blot <i>et al.</i> (1986) (PL 5 et Fig 190)
Fig.	192 :	Synthèse des éléments microstructuraux mesurés dans les schistes de la Kama à la latitude
8.		de Bassar (Fig. 190)
Fig.	193 :	Synthèse des éléments microstructuraux mesurés dans le complexe de Tchatchaminade
Ũ		entre Tchatchaminade et Bafilo (Fig. 190)
Fig.	194 :	Synthèse des éléments microstructuraux entre Bounon et la Nintangihaba (fenêtre de Diamdé)
•		(Fig.187) et entre Tchatchaminade et Bafilo (Fig.190). Détermination de l'axe (b4 ?)
		de la grande virgation de Bafilo
Fig.	195 :	Diagramme suggérant que les métavolcanites de Pagala ont une affinité tholéiitique.
-		avec une tendance calco-alcaline, et appartiennent à un paléo-environnement de type plancher
		océanique. Elles sont donc à rapprocher des métavolcanites du Buem (Fig.149, 156 à 159)
Fig.	196 :	Coupe synthétique entre les rivières Binako et Bouzalo (C54)
Fig.	197:	Comparaison des orientations des éléments microstructuraux mesurés dans le complexe
		de Tchatchaminade et les quartzites de Malfakassa à l'Est de Binako (Fig. 196)

Fig. 198 : Synthèse des éléments microstructuraux mesurés dans le complexe du Mô à l'Est de Binako (stat. 5, fig. 196)	46
Fig. 199 : Coupe synthétique (C55) à travers la structure de Bafilo et le secteur d'Aléhéridé (Pl. 6).	46
Fig. 200 : Evolution spatiale de l'intensité de déformation à l'extrémité méridionale de l'unité structurale de l'Atacora d'après Shackleton (1971). Zone I : sans déformation de grains détritiques. Zones II à VI : Déformation croissante	44
Fig. 201 : Carte géologique du SE-Ghana d'après Bates (1955) et Bondesen (1972), légèrement modifiée	44
Fig. 202 : Coupes synthétiques du bassin des Volta (A) et de la Chaîne des Dahomeyides (B) à la latitude de Tamalé ou de Bassar	44
Fig. 203 : Evolution latérale de la triade glaciogénique (partie inférieure du supergroupe de la Pendjari ou de l'Oti) du Précambrien terminal de la bordure sud-est du craton Ouest-africain (Bassin des Volta) vers la Chaîne des Dahomevides. Schéma inspiré de Trompette (1980)	44
Fig. 204 : Schéma des principaux stades de la genèse et de l'évolution du bassin des Volta Fig. 205 : Localisation des "Schists Belts" dans leur cadre structural (carte schématique	45
Fig. 206 : Carte géologique simplifiée de la chaîne pan-africaine du Sahara au golfe du Bénin (d'après Caby <i>et al.</i> , 1981, modifié)	45 45
Fig. 207 : Coupe schématique du Gourma (A), d'après Black <i>et al.</i> (1979), et schéma structural du Gourma oriental et de l'Adrar des Iforas (B), d'après Fabre <i>et al.</i> (1982)	45
Fig. 208 : Coupe schéma de la partie nord-ouest du bassin de Taoudéni d'après Bronner <i>et al.</i> (1980). Elle indique la lithostratigraphie type de ce bassin	45
Fig. 209 : Tableau synoptique des principaux événements géologiques anté-ordoviciens au Hoggar, d'après Bertrand et Caby (1978)	45
Fig. 210 : Le craton ouest-africain et sa ceinture plissée, d'après Villeneuve (1984) légèrement modifié	45

# LISTE DES PLANCHES

(Ces planches existent en grand format et pourront être obtenues sur demande)

Pl. 1 : Corrélations des membres, formations et groupes individualisés dans les quatre coupes synthétiques intéressant surtout le supergroupe inférieur dit deBoumbouaka du Nord-Togo	475
Pl. 2 : Carte géologique de la partie septentrionale du bassin des volta au Ghana. Synthèse effectuée par Bozhko en 1964 et éditée par Annan-Yorke et Cudjoe en 1971	476
Pl. 3 : Corrélations des colonnes lithostratigraphiques des principaux sondagesexécutés par l'équipe soviéto-ghanéenne (1962-1965) entre Larabanga et Yendi	477
Pl. 4 : Carte géologique de la zone étudiée	478
Pl. 5 : Principales localités mentionnées dans l'étude des trois supergroupes du bassin des Volta au Ghana	479
Pl. 6 : Carte géologique schématique du Nord-Togo, du NW-Bénin et du SE-Burkina Faso. Position des principales coupes décrites dans l'unité structurale de l'Atacora et la frange occidentale des unités internes des Dahomeyides	480

•

# INDEX DES NOMS D'UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES UTILISES

Aboabo, Tillite d', 107, 108.

Accra, Série d', Accra Series, Accraïen ou Accraian, 114, 121, 122, 127, 128, 397

Afem, Unité structurale d', Migmatites, 222, 223, 224, 226, 235, 480

Afram,

Afram shales ou Shales de l'Afram 17, 93, 97, 224, 225, 226, 231, 323, 324, 377, 378, 382, 383, 384, 387, 436

Formation de l'Afram, 97, 100, 101, 104.

Groupe de l'Afram, 79, 81, 83, 84, 156, 157, 157, 158, 159

"Série" de l'Afram, 97

Supergroupe de l'Afram, 93, 94, 97, 98, 99, 101, 103, 104, 105, 108, 109, 110, 123, 127, 130, 157, 372, 376, 381, 383, 385, 389, 390, 392, 393, 394, 396, 406, 467

Agogo, Formation d', 90, 92, 93, 103, 377, 383

Akwapim - Akwapimien

Akwapimien, 13, 89, 107

Akwapimian System, 12, 185, 223, 225, 321

"Série" de l'Akwapim (= Akwapim series) 12, 185, 223, 225, 321

Akroso, Conglomérat d', 106, 107, 108, 121, 127, 156, 389

Anyaboni, Formation d', 101, 103, 157, 166, 169, 170, 171, 225, 226, 323, 324, 378, 383, 384

Asuboni, limestones horizon, 97

Atacora, Atacorien

Atacorien, 17, 89, 107, 151, 387, 434

Formation de l', "Série" de l', Unité structurale de l'Atacora. 17, 50, 103, 105, 108, 115, 130, 148, 156, 157, 158, 159, 169, 180, 183, 185, 186, 187, 189, 189, 191, 192, 196, 197, 198, 199, 202, 204, 206, 208, 209, 212, 215, 216, 217, 218, 222, 223, 225, 226, 228, 229, 230, 231, 235, 238, 239, 240, 241, 242, 243, 244, 245, 246,

247, 248, 317, 328, 337, 384, 396, 406, 407, 411, 412, 419, 425, 427, 434, 435, 438, 443, 445, 446, 447, 449, 450, 452, 453, 455, 457, 458, 459, 464, 465, 466, 467, 470, 471, 472, 480

Quartzites de l'Atacora, 185, 197, 202, 203, 206, 208, 208, 209, 212, 213, 215, 216, 217, 218, 219, 220, 222, 223, 226, 228, 229, 230, 231, 241, 243, 244, 250, 328, 447, 449, 480

Schistes de l'Atacora, 137, 173, 197, 198, 203, 208, 209, 211, 212, 215, 216, 222, 225, 226, 228, 230, 241, 242, 244, 250, 328, 451, 452, 457, 460, 461, 480

Ataulo Valley (= Ataulo Valley series), 170, 241

## **Banboli-Sud**

Formation du Sud-Banboli, 30, 33, 34, 48, 53, 58, 64, 70, 71, 82, 83, 89, 96, 126, 164, 166, 168, 171, 237, 338, 341, 475

Groupe du Sud-Banboli, 25, 26, 34, 41, 48, 53, 70, 72, 83, 84, 100, 101, 103, 148, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 169, 173, 181, 201, 202, 204, 228, 237, 240, 241, 242, 250, 335, 337, 341, 348, 349, 350, 369, 370, 379, 475

Barkoissi, Formation de, 21, 25, 33, 37, 53, 55, 57, 59, 65, 67, 70, 71, 72, 73, 74, 89, 96, 99, 100, 162, 163, 166, 168, 169, 180, 200, 204, 215, 228, 237, 338, 341, 361, 475

## Bijomambé,

Formation de Bijomambé, 146, 147, 152, 164, 166, 167, 168, 169, 170, 171, 228, 240, 250, 425, 426

Groupe de Bijomambé, 152, 167

Binah, Groupe de, 207, 226

Birrimien, 12, 15, 39, 87, 90, 94, 100, 127, 128, 130, 161, 185, 209, 211, 225, 227, 231, 235, 242, 243, 323, 324, 326, 378, 405, 465, 466, 478

## Bissokpabé

Groupe de Bissokpabé, 146, 147, 148, 151, 168, 425, 426

Sous-unité structurale de Bissokpabé, 425

Byakpabé, Sous-unité structurale, 146, 148, 149, 151, 178

Bitjabé,

Formation de Bitjabé, 146, 147, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 17, 168, 169, 171, 215, 217, 228, 240, 250, 425, 426

Groupe de Bitjabé, 168

**Bogou**, Formation de, 29, 30, 33, 34, 35, 41, 45, 48, 49, 52, 75, 86, 165, 166, 168, 169, 170, 172, 228, 331, 351, 353, 357, 475

## Boumbouaka ou Dapango-Boumbouaka ou Dapaong-Boumbouaka

Grès de Boumbouaka, 13

Groupe du Mont Boumbouaka, 20, 27, 40, 56, 57, 58, 59, 60, 78, 93, 94, 95, 102, 106, 108, 122, 174, 180, 181, 182, 187, 188, 192, 248, 251, 252, 349, 351, 352, 353, 358, 377, 456, 478

Groupe de Dapango-Boumbouaka, 17, 127, 160, 325, 326, 335

Supergroupe de Boumbouaka ou de Dapaong-Boumbouaka, 20, 23, 25, 26, 32, 33, 34, 39, 40, 46, 48, 49, 51, 52, 64, 68, 72, 75, 76, 77, 82, 83, 87, 88, 89, 93, 94, 95, 103, 108, 121, 127, 128, 130, 131, 135, 148, 157, 163, 164, 165, 166, 167, 169, 170, 171, 180, 200, 204, 212, 215, 218, 224, 225, 226, 228, 231, 235, 236, 239, 240, 242, 243, 246, 247, 248, 250, 346, 347, 349, 351, 353, 355, 356, 360, 367, 368, 369, 370, 384, 400, 404, 413, 415, 425, 445, 467, 468, 469, 475, 477, 478, 479, 480

## Buem

Série, formation, 11, 13, 17, 21, 58, 62, 64, 66, 68, 70, 100, 135, 163, 185, 224, 225, 298, 321, 322, 383, 384, 387, 396, 398, 405, 407, 408, 409, 410, 411, 412, 415, 416, 418, 419, 424, 425, 426, 427, 428, 429, 430, 431, 432, 433, 434, 435, 436, 438, 439, 440, 442, 443, 445, 446, 447, 448, 449, 462, 466, 467, 468, 470, 471, 476, 478, 480

Unité structurale, 9, 72, 89, 103, 105, 106, 120, 121, 130, 133, 135, 134, 135, 138, 139, 140, 141, 142, 145, 146, 147, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 158, 159, 160, 161, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 169, 170, 171, 173, 174, 176, 179, 180, 181, 185, 187, 189, 190, 191, 198, 206, 216, 217, 218, 225, 226, 228, 229, 230, 235, 236, 237, 228, 229, 230, 231, 232, 233, 234, 235, 237, 242, 297, 325, 328, 337, 348, 349

### Chirimfa

Formation, 90, 92

Groupe, 415, 423

### **Dahomeyen**, Dahomeyides

Dahomeyen, 107, 109, 185, 223, 224, 225, 226, 227, 416, 434

Dahomeyides, 9, 10, 17, 21, 59, 64, 66, 68, 89, 100, 102, 106, 108, 109, 111, 128, 130, 131, 134, 148, 158, 161, 183, 208, 233, 237, 238, 245, 246, 247, 248, 252, 253, 315, 320, 399, 435, 436, 455, 468

Unités structurales internes des Dahomeyides, 9, 128, 183, 185, 190, 191, 196, 197, 198, 206, 207, 208, 209, 215, 216, 218, 219, 220, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 228, 229, 230, 235, 240, 241, 242, 243, 244, 245, 297, 326, 337, 404, 435, 436, 445, 446, 454, 456, 457, 464, 465, 466, 467, 470, 478, 480

# **Dante ou Dente**

Formation, 90, 91, 92, 93

Groupe, 377, 382

**Dapaong, Dapango** ou Formation de Dapaong, 23, 26, 35, 37, 40, 42, 45, 46, 76, 77, 85, 170, 333, 335, 353, 355, 356, 357, 475, 478

Groupe de Dapaong, 21, 24, 33, 30, 39, 46, 48, 52, 68, 76, 84, 85, 89, 93, 170, 180, 181, 226, 236, 245, 246, 248, 349, 351, 352, 353, 355, 358, 377, 475, 477, 460

Dapango-Boumbouaka, voir Boumbouaka, Dapaong-Boumbouaka, voir Boumbouaka

Dayi Valley ou Dayi Valley Series, 156, 169, 170, 223, 226, 241, 383

Derouvarou, Groupe de, 211, 226, 227, 240

Dimouri, Formation de, 152, 168, 169, 170, 171, 172, 227, 240, 248, 445

Djamdé Complexe de , 214, 215, 216, 217, 477, 479, 480

Dawa, Groupe de, 212, 213, 214, 215, 217, 219, 224, 230

**Eburnéen**, 40, 44, 46, 48, 59, 70, 84, 90, 91, 128, 115, 183, 197, 198, 203, 211, 224, 228, 230, 231, 235, 241, 242, 243, 250, 327, 348, 349, 405, 417, 478, 479, 480

Elmina, Groupe d', 120

#### Fosse-aux-lions,

Groupe 21, 26, 39, 46, 48, 49, 52, 68, 83, 84, 85, 86, 90, 93, 125, 126, 130, 168, 168, 169, 170, 180, 236, 240, 245, 250, 335, 349, 351, 352, 353, 358, 377, 456, 458, 459

Schistes de la, 13

Gambaga, "Série" de, 17, 123

Gando, Formation de, 63, 64

Grès finement lités, 86

Groupe ferrugineux ou Iron Ore Group, 156, 168, 223, 240

Iron Ore Group, voir Groupe ferrugineux

Kabalipé, Conglomérat de, 109

Kabié, unité structurale du Massif, Unité granulitique du, 209, 210, 211, 212, 213, 222, 227, 228, 229, 480

Kabou, Sous-unité structurale de, 146, 148, 150, 153, 179, 212, 216, 425, 427

Kama, Sous-unité structurale de la , 149, 216, 217, 218

Kandé, "Série de", 140

Kandinga, Conglomérat de, 107, 109

# Katcha

Groupe, 134, 135, 136, 137, 138, 140, 153, 154, 155, 156, 157, 159, 216, 228, 229, 252, 425, 426

Supergroupe, 168

Sous-unité structurale, 146, 147, 148, 149, 178, 425, 428

## Kebia

Formation, 89, 106, 111, 112, 128, 385, 392, 394

Groupe, 89, 96, 106, 107, 109, 122, 126, 127, 130, 131, 239, 248, 250, 379, 401, 478

Kibarien, 17

Korbongou, Formation de, 23, 26, 46, 47, 48, 52, 53, 54, 84, 85, 90, 353, 355, 356, 357, 475, 478

**Kotiaré**, Formation de, 23, 27, 28, 33, 35, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 75, 79, 85, 86, 168, 170, 172, 229, 311, 353, 357, 456, 458

# **Kpandu Hill**

Groupe, 156, 168, 171

Série, 223, 240

# Kwahu ou Plateau Kwahu

Formation, 103, 157

Grès, 90, 102, 103, 223, 225, 227, 240, 323, 324, 378, 382, 384

Quartzites, 168, 169, 170, 172

Léo, Dorsale de = de Man = de Léo-Man, 10, 17, 21, 40, 76, 84, 93

Libérien, 211

Man, Dorsale de, voir Léo

## Mango

Formation, 64

Groupe, 61, 62, 64

Mekrou, Groupe de la, 53

Mô, Complexe du, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 235, 242, 250, 461, 463, 464, 480

Mont Panabako, voir Panabako

Morago, "Série"de, 120

Natala, Formation de, 23, 27, 33, 39, 40, 42, 43, 45, 46, 47, 75, 79, 85, 125, 128, 169, 227, 331, 350, 353, 357, 475, 477.

## Obosum

Formation, 17, 85, 100

Groupe, 17, 101, 102, 111

Série ou Beds, 75, 77, 86, 101, 102, 120, 128, 168, 223, 318, 322, 323, 324, 326, 378, 382, 383, 434, 435.

Oualsion, Formation de, 146, 147, 148, 151, 161, 168, 169, 170, 171, 228, 248, 425, 428

**Panabako** (Mont), Formation du, 24, 28, 36, 37, 38, 41, 45, 48, 49, 50, 51, 52, 76, 79, 82, 83, 84, 86, 88, 90, 102, 142, 160, 161, 167, 168, 169, 229, 335, 351, 353, 357, 366, 437, 475

Panafricain 197, 210, 223, 224, 229, 235, 236, 241, 243, 251, 254

Pendjari = Oti

Formation, 17, 21, 24, 29, 37, 40, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 64, 65, 67, 68, 70, 72, 73, 74, 88, 96, 99, 100, 101, 105, 107, 123, 124, 137, 139, 148, 160, 161, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 170, 178, 180, 200, 203, 228, 231, 237, 240, 241, 242, 247, 248, 335, 337, 348, 349, 350, 361, 372, 379, 389, 412, 416, 425, 432, 437.

Groupe, 17, 122, 142, 160, 305, 306

Supergroupe, 21, 24, 26, 28, 33, 40, 51, 58, 59, 63, 64, 67, 68, 70, 74, 75, 76, 78, 79, 83, 84, 85, 89, 93, 94, 96, 97, 100, 101, 102, 103, 105, 106, 109, 112, 116, 118, 119, 120, 122, 123, 126, 127, 128, 130, 131, 134, 137, 139, 140, 142, 158, 160, 161, 163, 164, 165, 168, 169, 169, 170, 171, 172, 180, 201, 203, 211, 215, 218, 223, 224, 225, 227, 229, 230, 235, 236, 237, 238, 239, 241, 242, 243, 244, 247, 248, 250, 253, 327, 328, 329, 332, 334, 336, 338, 339, 349, 341, 358, 360, 361, 365, 366, 379, 381, 385, 394, 396, 406, 426, 433, 467, 468, 469, 475, 477, 478, 479, 480.

Schistes et grès de l'Oti, 13

"Série" de l'Oti, 12, 16, 75, 78, 84, 93, 100, 101, 105, 120, 122, 124, 125, 128, 133, 135, 151, 157, 161, 164, 169, 318, 319, 321, 322, 382, 407

Plateau Kwahu, voir Kwahu

Poubogou, Formation de, 17, 160

Salaga, Formation de, 106, 107, 109, 110, 111, 123, 381, 385, 386, 388, 390, 392, 393, 394, 477.

Sandy Mudstone Series, 151, 152, 155, 168, 169, 240, 322, 387, 398, 476

Sang

Conglomérat, 108, 109

Formation, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 114, 122, 180, 381, 385, 386, 388, 389, 390, 393, 395, 475

Sansanné - Mango, Schistes et grès de, 13

Schist Belts (Nigéria), 115, 239, 249, 252, 253, 470.

Sekondien, Sekondi Series, 114, 107, 108, 128, 129, 397.

"Série" bigarrée = Variegated series, 322, 370, 398, 476.

"Série" conglomératique, 387, 398, 476

"Série" des grès de base, 12, 85, 89, 102, 135, 322, 357, 382, 398, 476

"Série" des grès supérieurs, 398

"Série" inférieure gris-verdâtre, 85, 322, 387, 398, 476

"Série" des pélites gréseuses 85

Shieni,

Iron Formation, 151, 152, 153, 155, 171

Sandstone ou Quartzite, 151, 152, 159, 168, 169, 387

Sud-Banboli, voir Banboli

Tamalé

"Série" 109, 122, 123, 124, 322, 387, 398, 476

Supergroupe, 23, 75, 89, 100, 101, 102, 103, 104, 106, 108, 112, 114, 115, 121, 122, 128, 129, 130, 131, 161, 172, 180, 223, 224, 231, 237, 239, 241, 244, 245, 250, 251, 252, 327, 366, 379, 385, 389, 394, 396, 406, 467, 477, 478, 479

Tansarga, Formation de, Grès de, 51

Tarkwaïen, 13, 17, 70, 90, 100, 135, 128, 129

Togo, Série, 134, 151, 152, 188, 223, 224, 225, 321, 387, 398, 435, 476

Variegated Series : voir Série bigarrée

Volta, Voltaïen

Bassin, 9, 10, 12, 14, 15, 16, 17, 19, 20, 21, 36, 48, 49, 50, 52, 54, 55, 59, 66, 68, 69, 73, 74, 75, 76, 84, 85, 86, 89, 92, 93, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 109, 112, 113, 114, 116, 120

"Série", 13, 16, 17, 24, 75, 76, 77, 84, 86, 89, 93, 100, 101, 102, 121, 122, 123, 134, 151, 152, 160, 161, 184, 223, 318, 321, 322, 323, 324, 326, 347, 354, 357, 362, 334, 377, 383, 398, 434, 476

System, 12, 124, 160, 161

**Yendi,** Groupe de, 105, 106, 107, 108, 109, 112, 114, 123, 128, 129, 130, 131, 239, 248, 252, 381, 387, 388, 389, 401, 477, 478

.....

# PROPOSITION DE MODIFICATIONS DANS LA NOMENCLATURE (dont il n'est pas encore tenu compte dans l'index des noms utilisés)

# DENOMINATIONS UTILISEES

Formation du Kébia Formation de la Pendjari (ou de l'Oti) Groupe du Sud-Banboli Groupe du Mont Boumbouaka Formation du Mont Panabako Formation de Dapaong

Groupe de la Katcha Formation de Bitjabé Groupe de Dimouri Formation de l'Oualsion s.s.

Schistes de l'Atacora Quartzites de l'Atacora

# DENOMINATIONS PROPOSEES

Formation de Chama Groupe de Porga Groupe de Kodjari Groupe du Panabako Formation de Yembouré Formation de Namoundjoga

Groupe de Koumalou Formation de Bandjeli Groupe de Bissokpabé Formation de l'Oualsion

Groupe de Kanté Groupe de Tchakalakou

ORSTOM Editeur Dépôt légal : octobre 1990 Microédition ORSTOM BONDY

Reproduit par INSTAPRINT S.A. 1-2-3, levée de la Loire – LA RICHE – B.P. 5927 – 37059 TOURS Cedex Tél. 47 38 16 04

Dépôt légal 4<sup>ème</sup>trimestre 1990

ISSN : 0767-2888 ISBN : 2-7099-1007-1 (Edition complète) ISBN : 2-7099-1009-8 (Volume II) Editions de l'ORSTOM 72, route d'Aulnay 93143 BONDY Cedex

50月 l

Photo de couverture : Microplis de première génération dans les schistes de l'Atacora à Tchatchaminadé (Centre-Togo)

Cliché Roland TROMPETTE