

MISE EN EVIDENCE D'UNE TRIADE GLACIAIRE NEOPROTEROZOÏQUE ET D'UNE MOLASSE DANS LA REGION DU BELI, BASSIN DU GOURMA, NORD-EST BURKINA FASO

EVIDENCE OF NEOPROTEROZOIC GLACIAL TRID AND MOLASSE DEPOSITS IN THE BELI REGION, GOURMA BASIN, NORTH EASTERN BURKINA FASO

MININGOU Y. W. M.^{1*}, AFFATON P.², BAMBA O.³, LOMPO M.³

Résumé

Les dépôts glaciaires néoproterozoïques de la partie Nord du bassin de Taoudeni ont été assimilés à la trilogie « tillites, carbonates, silicites » appelée la « triade ». A l'instar des formations sédimentaires des bassins de Taoudeni et des Volta, celles de la région du Béli, localisées sur la bordure sud du bassin du Gourma (Nord-Est du Burkina Faso), comportent une association : tillite-calcaire-silicite qui a été reliée à la « triade » du bassin de Taoudeni. Cette triade ainsi qu'une formation molassique ont été mises en évidence pour la première fois dans cette portion du bassin.

La carte géologique révisée, suite au levé de six coupes et à l'interprétation de photographies aériennes, montre la répartition spatiale des huit formations que comprend l'échelle lithostratigraphique de la région du Béli. La triade repose sur des grès-quartzites. Elle est surmontée par des shales puis des dolomies ; lesquelles supportent des phyllades. Au sommet se trouve la formation molassique. Tout comme les formations carbonatées, certaines roches du complexe silicitique renferment des stromatolites ainsi que des micro-organismes.

Mots clés : Bassin du Gourma, Burkina Faso, formations sédimentaires néoproterozoïques, triade, molasse, échelle lithostratigraphique.

Abstract

Neoproterozoic glacial deposits of the northern Taoudeni basin were assimilated to the trilogy "tillites, carbonates, chert" called "triad". As in sedimentary formations of Taoudeni and Volta bassins, those in the region of Beli, located on the southern border of the Gourma Basin (north-eastern Burkina Faso), include an association of tillite-limestone-chert that was connected to the "triad" of Taoudeni basin. This triad and a Molasse formation have been identified for the first time in this portion of the basin.

The revised geological map, obtained after studying six geological sections and interpreting aerial photographs, shows the spatial distribution of the eight formations that comprise the lithostratigraphic section of the region of Beli. The triad overlay quartzitic sandstones and is overlaid with shales and dolomites. On top rest phyllites in turn covered by the molassic formation. As in the carbonated formations, some rocks of the cherty complex contain stromatolites as well as micro-organisms.

Keywords: Gourma basin, Burkina Faso, Neoproterozoic sedimentary formations, triad, molasse, lithostratigraphic section.

^{1*}**Correspondant :** Université de Ouagadougou, UFR-SVT, Département de Géologie, 09 BP 848 Ouaga 09, marietemin@yahoo.fr.

² IUFM, Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (CEREGE) – Université Paul Cézanne d'Aix Marseille (UPCAM), BP 80 Arbois 13545 Aix en Provence.

³ Université de Ouagadougou, UFR-SVT, Département de Géologie 09 BP 848 Ouaga 09.

1. Introduction

Les formations sédimentaires néoprotérozoïques de la région du Béli, objet de la présente étude, sont situées sur la bordure Sud du bassin du Gourma au Nord-Est du Burkina Faso (fig. 1). Contrairement à la partie Nord, peu d'études ont été réalisées dans la partie Sud, en particulier dans la région du Béli au Sud.

L'objectif de la présente étude est d'établir une échelle lithostratigraphique pour les dépôts néoprotérozoïques de la région du Béli et de les corrélés avec la série stratigraphique type de l'Adrar de Mauritanie. Dans cette optique, six coupes issues d'études lithologique, pétrographique et structurale ont été levées dans la région avec comme support, des photographies

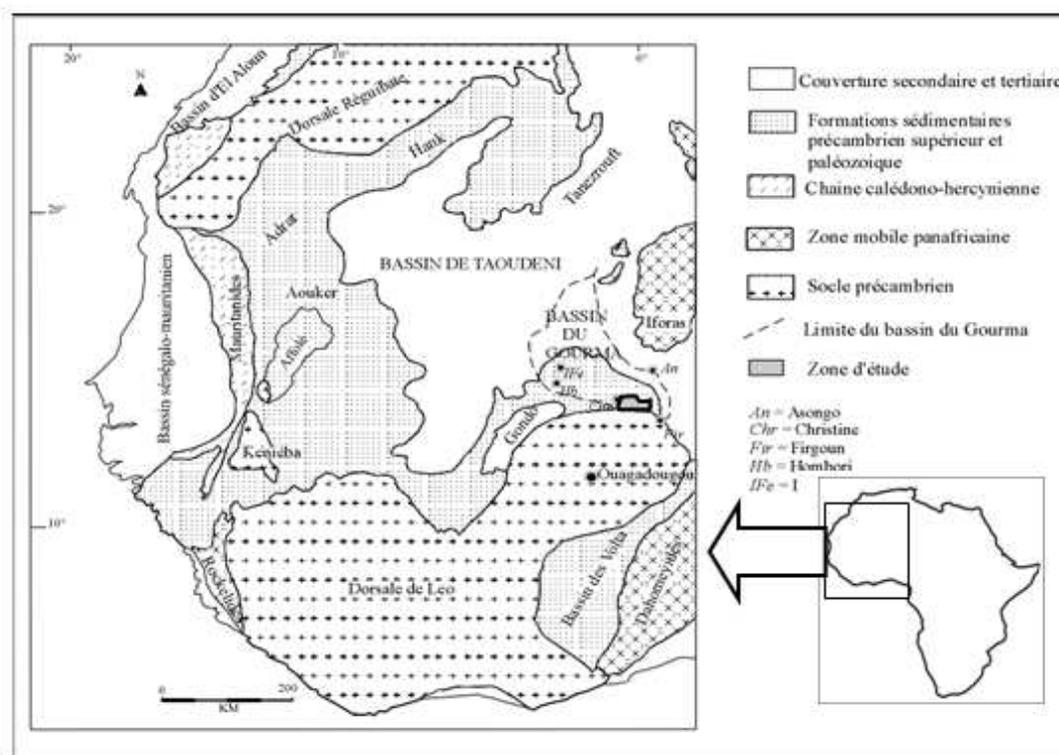


Fig. 1 : Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest (D'après Trompette [4] simplifiée).

Ces formations sont complexes, non seulement par l'extrême variabilité des sédiments qui montrent à la fois le caractère de faciès fluviaux (conglomérats, quartzites à stratification entrecroisée, absence de fossiles) et typiquement marins (carbonates, jaspes, schistes, présence de rognons de silex, de nodules calcaires et de radiolaires), mais aussi par la fréquence et la rapidité des passages verticaux et latéraux. Cette complexité est à l'origine de l'interprétation opposée entre Reichelt [1] et Delfour [2], des caractéristiques stratigraphiques dans cette partie de la zone de bordure du bassin du Gourma et donc, de l'établissement d'une échelle lithostratigraphique.

aériennes qui ont permis de dresser une carte géologique de la zone d'étude (Miningou 2006 : communication écrite).

2. Contexte géologique régional

Le prolongement Sud-Est du bassin de Taoudeni est représenté par le bassin du Gourma. Ce dernier comprend dans sa partie méridionale, la région du Béli.

2.1 Bassin de Taoudeni

Situé en Afrique de l'Ouest, le bassin intracratonique de Taoudeni (Fig. 1) est le plus large des bassins sédimentaires en Afrique. Les sédiments sont datés du Protérozoïque Supérieur au Carbonifère. L'échelle lithostratigraphique établie sur l'Adrar

mauritanien sert de coupe modèle pour le reste du bassin de Taoudeni (Trompette [3], Fabre [4]). Elle comprend trois supergroupes séparés par deux principaux marqueurs stratigraphiques (Deynoux et al. [5], [6]) la formation glaciaire du précambrien terminal à la base du supergroupe II et celle l'ordovicien terminal à la base du supergroupe III.

Le supergroupe I en discordance majeure sur le socle précambrien, est constitué de formations néoprotérozoïques (1100-650 Ma). Il comporte quatre groupes séparés entre eux par des discordances de ravinement et constitués de bas en haut par une séquence gréseuse relativement grossière (groupe de Char) ; des calcaires et des dolomies à stromatolites (groupe d'Atar et groupe de Tifouké) et des argilites et silts (groupe de l'Assabat El Hassiane).

Le supergroupe II (650-500 Ma) débute par une légère discordance angulaire et de ravinement marquée par des dépôts glaciaires estimés entre 630 et 595 Ma dans la région d'Atar (Clauer et Deynoux [7]) et auxquels succèdent des dolomies calcaires à barytine (Groupe des Jbeliat, Deynoux 1980 : communication écrite) puis des argilites, siltstones et silexites (groupe de Ténigouri, Deynoux 1980 : communication écrite). Cette triade (tillite - dolomies calcaires à barytine - silexite) est caractéristique dans le bassin de Taoudeni, où elle joue un rôle de marqueur lithostratigraphique (Zimmermann [8], Leprun et Trompette [9]). La séquence est relayée par des grès-quartzites et des grès argileux fins souvent rouges, à passées de dolomies (groupe de la falaise d'Atar) et se termine par des dépôts essentiellement gréseux, continentaux puis marins (groupe des plateaux d'Oujeft).

Le supergroupe III (500 – 390 Ma) est séparé du supergroupe II par une discordance de ravinement. Il comporte à sa base une tillite fini-ordovicienne (Beuf et al. [10], Deynoux 1980 : communication

écrite) qui est surmonté par des shales, des grès et des calcaires datés du Silurien ou Frasnien.

Le supergroupe I et la partie inférieure du supergroupe II (Triade) sont affectés par l'orogénèse panafricaine (Deynoux et al. [6]).

2.2 Bassin du Gourma

Le bassin du Gourma, dans sa partie centrale, est divisé en cinq formations sédimentaires dont l'épaisseur totale est estimée à plus de 8000 m. Dans sa bordure sud, constituée de deux séquences, il est défini par un modèle de prisme sédimentaire, fortement subsident, à remplissage terrigène et carbonaté, suggérant une mer largement ouverte vers l'ENE (Bertrand-Sarfati et al. [11]) (fig. 2) :

La séquence 1 comporte une unité de base et une unité supérieure :

- (i) L'unité de base comprend les grès de Firgoun ou grès de base, qui affleurent le long des bordures de la dorsale de Léo. Ces grès de base sont surmontés à l'Ouest par la formation dolomitique d'Irma (Keita 1984 : communication écrite) et à l'Est par des roches variées que l'on appelle faciès de bordures (Reichelt [1]). Les carottes du forage Christine (situé à l'Ouest de la zone d'étude) ont montré dans les dolomies d'Irma, la présence de stromatolites comparables à ceux du groupe d'Atar dans l'Adrar mauritanien (Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine [12]; Bertrand-Sarfati et al. [13]).
- (ii) L'unité supérieure est représentée dans la bordure sud du bassin par le groupe d'Hombori (Keita 1984 : communication écrite). Celui-ci est plus largement développé dans la partie centrale du bassin où l'on distingue successivement des shales, grès grossiers et conglomérats (formation I) (Caby et Moussine-Pouchkine [14], Sacko 1985 : communication écrite), des shales et siltstones rouges (formation II)

et une formation à dominante carbonatée (formation III) contenant des algues d'âges compris entre le Vendien supérieur (650 Ma) et le Cambrien inférieur (543 Ma) (Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine [15], Bertrand-Sarfati [16]). Les formations supérieures IV et V sont essentiellement marines. Elles sont composées de carbonates (Formation de Massi), de grès (Formation d'Hombori) et d'argilites (Formation du Oualo).

La séquence 2 correspond au groupe de Bandiagara qui, dans la bordure sud du bassin, repose en discordance sur le groupe d'Hombori. Il s'agit d'une discordance post-panafricaine qui sépare le groupe de Bandiagara, faiblement plissé, de l'unité supérieure fortement plissée (Bassot et al. 1981 : communication écrite). La séquence 2 présente un caractère fluvatile et fluviomarin. Elle est constituée d'épaisses formations gréseuses et conglomératiques avec la présence de scolithes dans la partie supérieure.

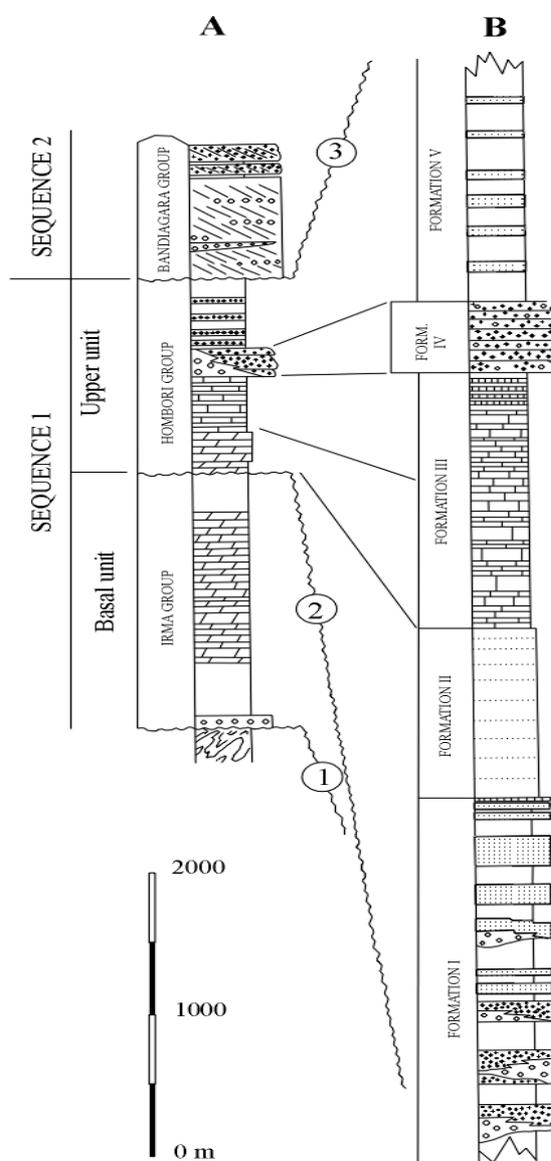


Fig. 2 : Lithostratigraphie du bassin du Gourma (Bertrand-Sarfati et al. [13]).
A : Bordure sud ; B : Centre du bassin ; 1, 2, 3 = Discontinuités.

3. Lithologie dans la région du Béli

Parmi les six coupes (fig. 3) qui ont été réalisées, on distingue quatre petites coupes situées en bordure du bassin et deux coupes principales plutôt internes.

3.1. Coupes réalisées sur les zones bordières

Deux secteurs ont fait l'objet d'observations :

- (i) Au Sud-Ouest, dans le secteur de Gandéfabou, les coupes C1 et C2 sont respectivement orientées NW-SE et WNW-ESE, avec des distances de 157 m et 2,1 km (Miningou 2006 : communication écrite). La synthèse qui se dégage de ces deux coupes (Fig. 4) permet de distinguer trois séquences stratigraphiques séparées par deux surfaces de discontinuités correspondant à des fonds durcis (hardground), le contact sédiments-socle étant une discordance fondamentale.
- (ii) Au Sud-Est, dans le secteur de Timasaso, les coupes C3 et C4 sont orientées SW-NE. Elles s'étendent respectivement sur 2 et 1,5 km (Miningou 2006: communication écrite). L'analyse lithostratigraphique de ces coupes montre trois séquences stratigraphiques séparées par deux surfaces de discontinuités de type hardground. Le contact avec le substratum correspond à une discordance tectonique (fig. 4). Ces deux coupes montrent des plis décimétriques à hectométriques dont l'axe moyen a un azimut N138° et plonge de 11° vers le NW. La présence de structures synclinales et anticlinales montre que sur la bordure est du bassin du Gourma, la limite couverture – substratum (celui-ci affleure au SW à environ 300 m du début des coupes C3 et C4) est une zone de dysharmonie ou de décollement, notamment des grès-quartzites de base sur le substratum.

3.2. Coupes levées dans la zone centrale du secteur d'étude

Deux coupes comprenant pratiquement l'ensemble des formations de la zone d'étude, ont été levées (fig. 3) :

- (i) La coupe C5 s'étend sur 18 km et est orientée SW-NE en allant du Sud-Ouest du village de Tin Dioulaf jusqu'au secteur d'Adjora (Miningou 2006: communication écrite). Elle comporte cinq lithofaciès (fig. 4). Dans le secteur nord-est de Tin Dioulaf, l'ensemble inférieur (grès-quartzites) forme des plis métriques à décimétriques voire hectométriques, généralement à vergence sud. Des plis isoclinaux relativement serrés se rencontrent dans les shales qui sont moins compétents. La déformation cassante est présente dans toutes les roches. Cependant, les niveaux bréchifiés s'observent uniquement dans les grès-quartzites de l'ensemble inférieur et dans l'ensemble silexitique.
- (ii) La coupe C6 est Orientée SW-NE sur 35 km, en allant du Nord du village de Boulèl Ganadaouri au secteur de Tin Adjamba (Miningou 2006: communication écrite). Il se dégage une lithostratigraphie composée de huit ensembles pétrographiques (fig. 4). Les trois ensembles inférieurs (grès quartzites–grès feldspathiques polygéniques–calcaires) sont similaires à ceux observés dans la coupe C5. Les calcaires reposent souvent directement sur les grès-quartzites (station n°36) (fig. 3), Ceci signifie que ces carbonates sont transgressifs sur les grès polygéniques qui ont une forme lenticulaire. On peut observer également les roches du complexe silexitique reposant directement soit sur les grès feldspathiques polygéniques (station n° 33) (fig. 3), soit sur les grès-quartzites (station n° 42) (fig. 3); d'où le caractère transgressif des silexites sur les carbonates et les grès polygéniques. Les shales supportent des dolomies gris

clair, lesquelles sont surmontées par des phyllades qui renferment des niveaux manganésifère et ferrifère. Les phyllades affleurent essentiellement dans la partie nord du Béli ; ce domaine nord qui est métamorphique, repose sur le domaine sud non métamorphique, par le biais d'une nappe de charriage. La fracturation est généralement enregistrée dans les silexites et dans les phyllades. Ce sont essentiellement des failles inverses. Leur pendage indique un régime de charriage vers le SW et de rétrocharriage vers le NE.

L'ensemble supérieur est formé d'éléments anguleux millimétriques à centimétriques, pour l'essentiel constitués de phyllades ; on y reconnaît aussi des éléments de grès-quartzite, de quartz et de silexite. Le ciment est ferrugineux. Cette roche n'a pas été affectée par la déformation tectonique. La forme anguleuse de ces éléments indique une immaturité texturale d'où, une mise en place in situ à partir de démantèlement des ensembles sous-jacents.

4. Essai de corrélation lithostratigraphique

Les corrélations entre les différentes coupes réalisées (fig. 4) permettent d'établir une colonne lithostratigraphique synthétique de la région du Béli (fig. 5). Celle-ci comprend huit formations, notées F1 à F8.

Formation F1: Grès-quartzites grossiers à conglomératiques

La formation F1 affleure le long de la bordure du bassin, sous forme de collines, ne dépassant pas 20 m de haut, d'élongation E-W ou NW-SE parallèle à l'orientation des axes des plis. Dans la bordure ouest (secteur de Gandéfabou), la discordance

socle-formation F1 est une discontinuité fondamentale (pendages sub-horizontaux) tandis que dans la bordure Est (secteur de Timasaso), on observe une discordance syntectonique (décollement, pendages forts de 40° à 65°). Dans les niveaux conglomératiques de cette formation, les galets de quartz sont abondants, leur taille augmente de 7 mm à l'Ouest à 12 cm vers l'Est. La direction générale des plans de stratification est N120°. On observe aussi des stratifications obliques et quelques ripple-marks.

La diminution de la taille des galets de l'Est vers l'Ouest se rapporte à la surrection des reliefs, en relation avec l'influence de l'orogénèse panafricaine. Cette influence s'atténue en allant vers l'ouest d'où, la diminution de la taille des galets de quartz.

Formation F2: Tillite (fig. 6 A, B)

Il s'agit d'une formation gréseuse polygénique, grossière à conglomératique, qui affleure en relief, sous forme de buttes de hauteur maximale égale à 7 mètres, notamment à Tin Dioulaf et dans le secteur nord de Timasaso. La tillite a une forme lenticulaire. Elle repose sur la formation F1 par l'intermédiaire d'un hardground qui marque une discontinuité stratigraphique. Elle est peu consolidée, présente un litage discret, quelques stratifications obliques et un granoclassement local des éléments. Ces derniers sont hétérométriques (0,5 mm à 30 cm), de forme anguleuse ou sub-anguleuse et de nature variée (quartz, silexites, grès-quartzites, amphibolites, leptynites, gneiss, rhyolites, granitoïdes et schistes variés). La matrice est abondante, gréseuse très fine, et renferme des niveaux relativement tendres et fins

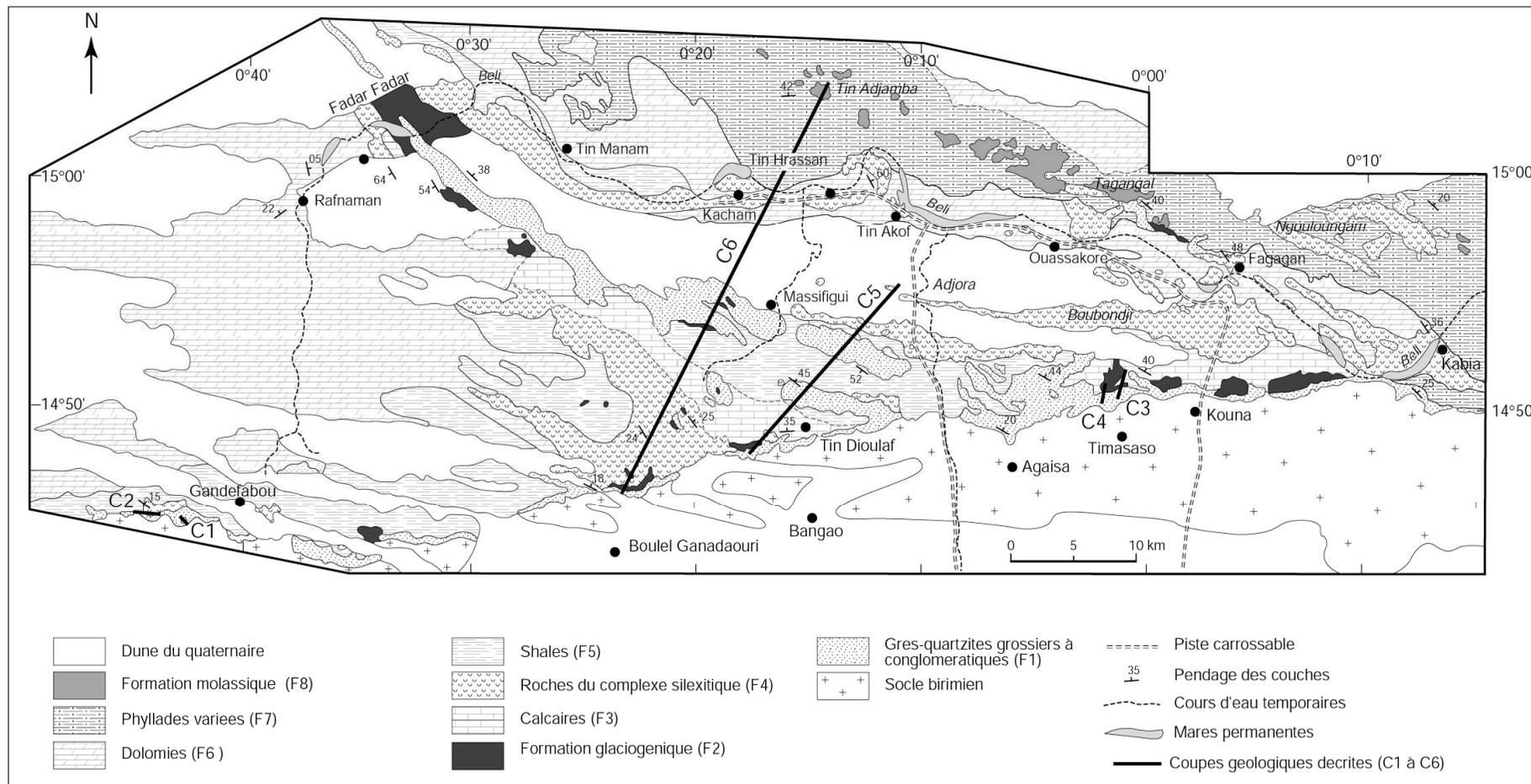


Fig. 3 : Position des coupes (C1 à C6) et des stations n°33, 36 et 42 (flèches) sur la carte géologique de la région du Béli, Burkina Faso (d'après Miningou [3]).

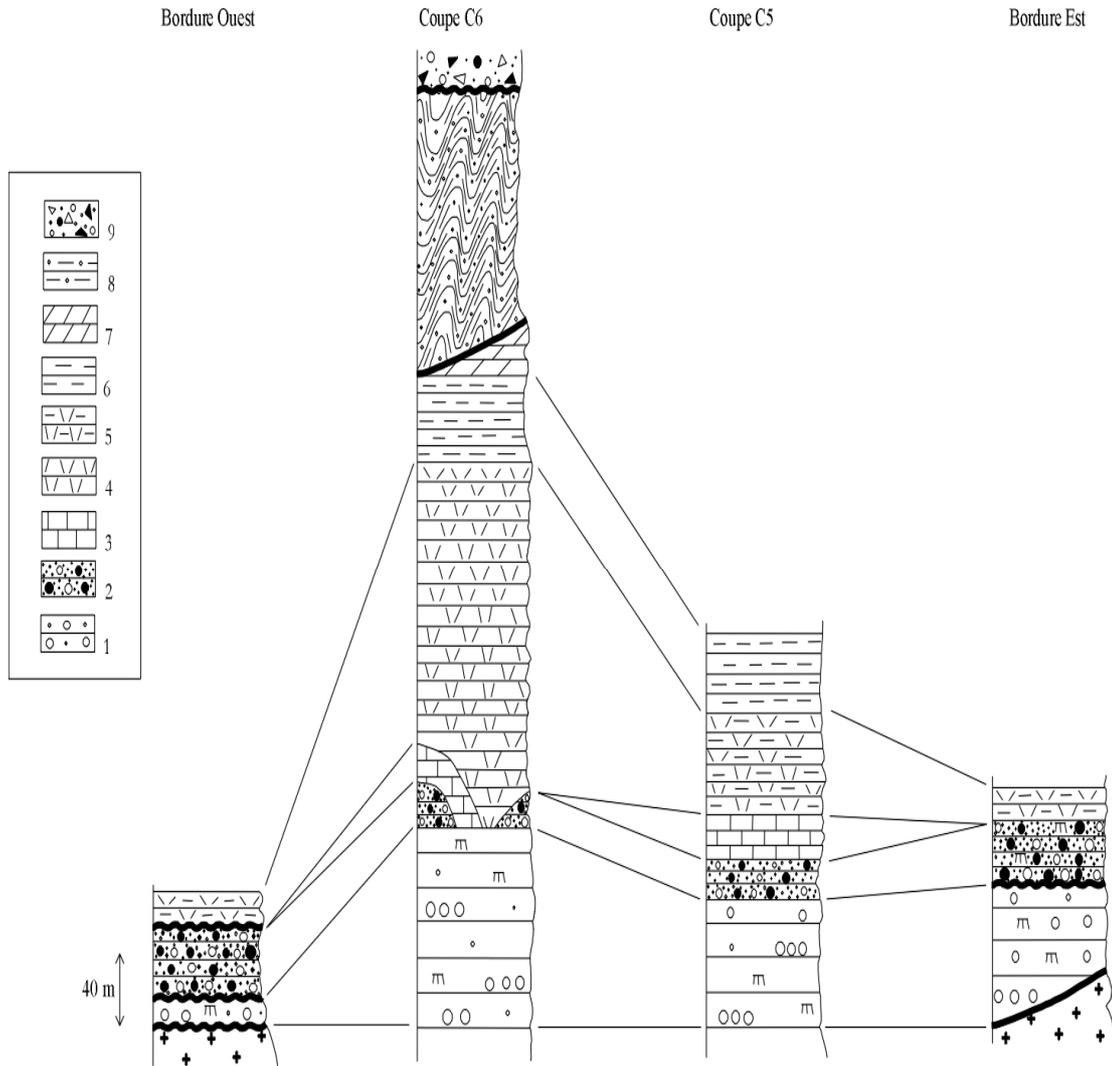


Fig. 4: Corrélation entre les coupes étudiées

- 1 = Grès-quartzites conglomératiques (F1) ;
- 2 = Tillite (F2) ;
- 3 = Calcaire (F3) ;
- 4 = Roches du complexe siléxitique (F4) ;
- 5 = Shales et siltstones à lentilles de siléxites (F4) ;
- 6 = Shales (F5) ;
- 7 = Dolomie (F6) ;
- 8 = Phyllades (F7) ;
- 9 = Molasse (F8) ; Composantes de la triade (T = Tillite (F2) ; C = Calcaire (F3) ; S = Siléxite (F4)).

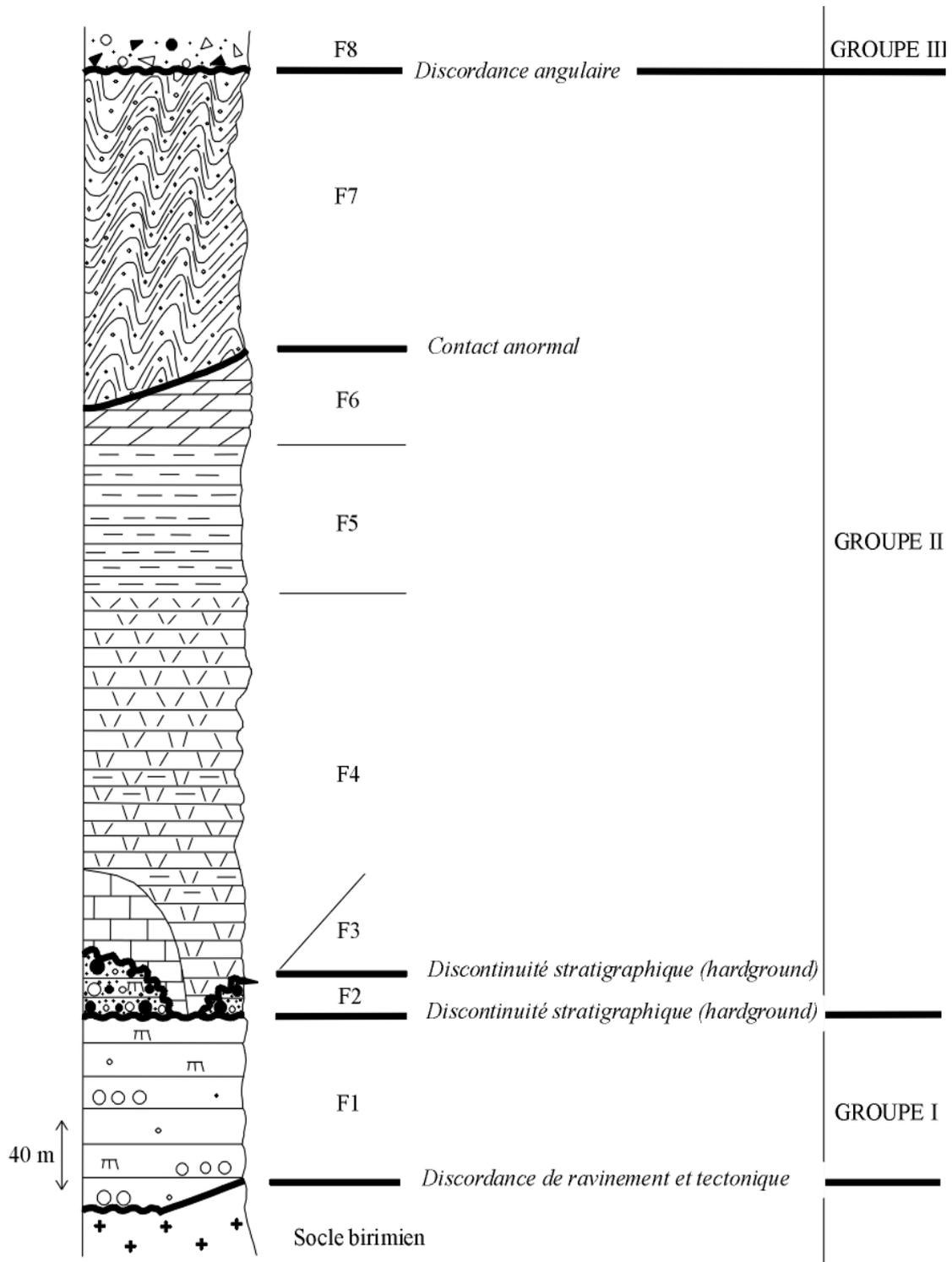


Fig. 5 : Colonne et unités lithostratigraphiques synthétiques de la région du Béli
Composantes de la triade (T = Tillite (F2) ; C = Calcaire (F3) ; S = Silexite (F4)).

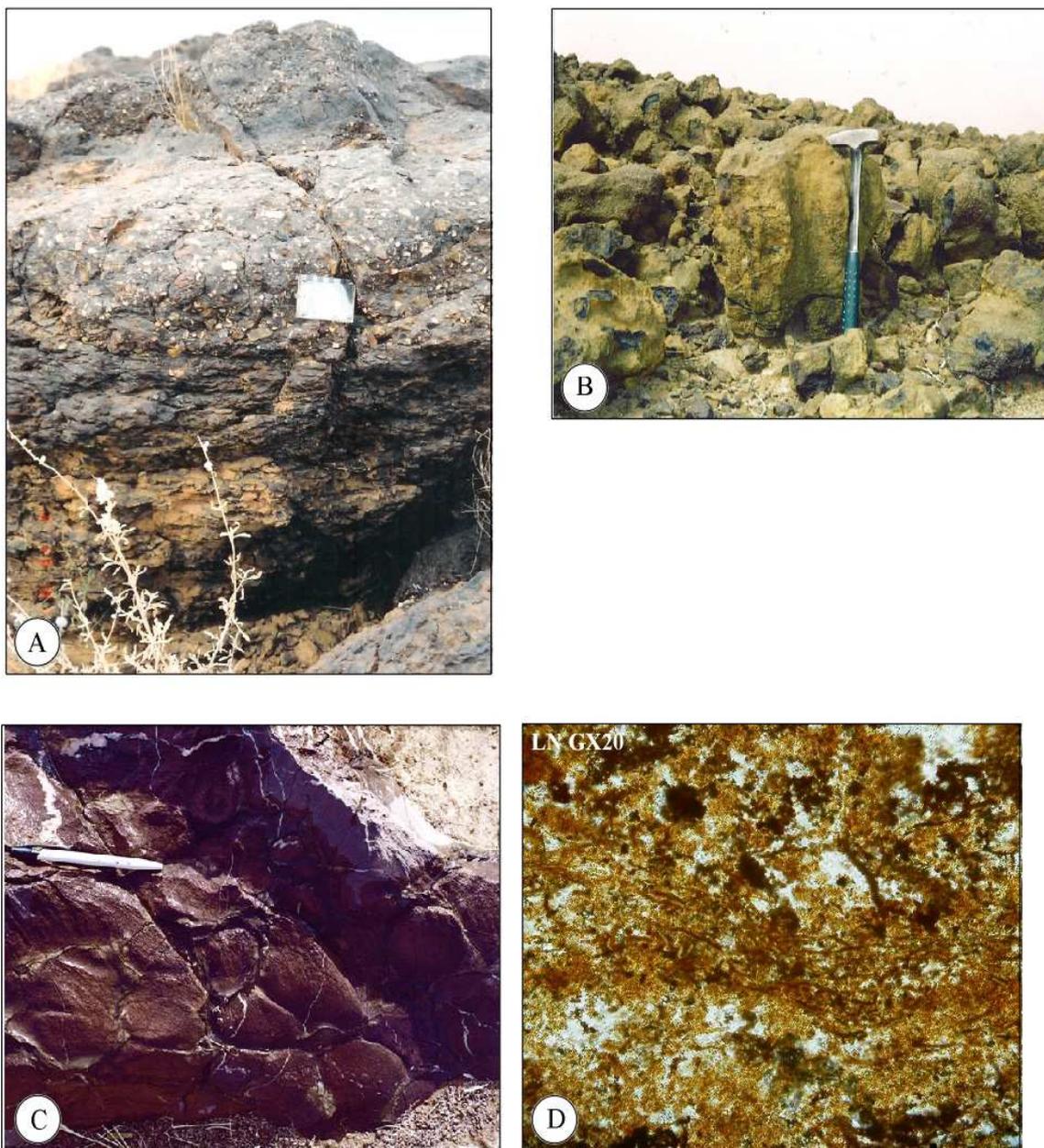


Fig. 6 : Formations F2 et F3

Grès polygéniques grossiers (A) et blocs à cannelures verticales (B) dans la formation glaciogénique F2 ; stromatolites colonnaires (C) et microstromatolites (D) du groupe des Tungussides dans la formation calcaire F3.

Au sein de cette formation, on observe également des épandages de structures sub-cylindriques de dimension centimétrique. Ces structures sont à section elliptique, à base généralement plate et à sommet conique arrondi. Elles sont constituées de lits de quartzite à feldspaths et carbonates. Ces lits sont perpendiculaires à l'axe d'allongement des structures. Ces structures sont comparables à celles antérieurement observées dans le bassin des Volta (Affaton

[17]) et avaient été interprétées comme le résultat de phénomènes d'essorage (expulsion pendant la diagenèse, de l'eau de fonte de la glace emmagasinée dans les sédiments très poreux que représente la formation tillitique, sous l'effet du poids des sédiments sus-jacents qui sont peu poreux) consécutifs aux derniers dépôts glaciaires. C'est dire que ces structures se sont formées sous la dépendance du climat froid.

Formation F3 : Calcaires

Les calcaires reposent sur la formation F2 ou directement sur la formation F1, par l'intermédiaire d'un fond durci (hardground). Ils affleurent largement à Tin Dioulaf. Dans les environs de Kouna, des nodules calcaires en épandage laissent supposer leur présence en profondeur. Ce sont des calcaires massifs ou lités, à fines intercalations argilo-silteuses et à teinte rouge violacé. La formation F3 comporte des stromatolites columnaires du groupe des Conophyton et des microstromatolites du groupe des Tungussides (Bertrand-Sarfati [18]) (Fig. 6 C, D).

Formation F4 : Le complexe silexitique

La formation F4 est transgressive sur les formations F2 et F3 et repose parfois directement sur la formation F1. Elle est composée de plusieurs faciès (silexites variées, jaspes, siltstones, shales et grès fins). Ces faciès définissent un passage progressif ou latéral avec la formation F5. La F4 se présente dans les zones de faille sous forme de brèches tectoniques affleurant en relief et auxquelles sont associées des ferruginisations locales de type chapeau de fer (Blot [19]). Le complexe silexitique contient également des stromatolites columnaires et des oncolites (Fig. 7).

Formation F5 : Shales et siltites

Il n'y a pas de discontinuité nette entre la formation F5 et la formation F4 qui la supporte. Le passage est progressif, marqué par une alternance de dépôts silexitiques et de dépôts de shales. Les roches de la formation F5 ont des teintes d'altération variables : blanchâtres, jaunâtres, orangées, gris clair, brunâtres et rougeâtres. Elles comportent des intercalations d'horizons gréseux, silteux, carbonatés et des horizons à abondants rognons de silex ovoïdes ou aplatis en galettes.

Formation F6 : Dolomies

On trouve la formation F6 le long de la rivière Béli. Ce sont des roches bleuâtres, grisâtres, ou blanchâtres. Elles présentent des faciès variés : massifs, lités, détritiques et bréchiques traduisant des remaniements intraformationnels. Des constructions stromatolitiques sont remarquables dans cette formation (fig. 8 A, B).

Formation F7 : Phyllades

Il s'agit d'une formation métamorphique, prépondérante dans la partie nord du Béli. Elle est charriée sur les formations sous-jacentes par l'intermédiaire d'un contact tectonique. Les phyllades présentent des teintes variables (blanches, jaunes, orange, gris clair, brunes, rouges, violacées). Elles renferment des horizons de quartzites fins à ciment feldspathique, de métasilexites, de carbonates, et des intercalations d'horizon à rognons de silex ou ferro-manganésifères. Les phyllades décrivent des plis isoclinaux serrés. Le plan moyen de la schistosité est de direction N120° à N130° avec un pendage de 60° à 85° vers le NE et quelques fois vers le SW.

Formation F8 : molasse (fig. 8 C, D)

Cette formation est très peu représentée dans la zone étudiée. On la retrouve essentiellement dans la partie nord du Béli, entre Tagangal et Tin Adjamba. La molasse est formée d'éléments anguleux, millimétriques à centimétriques, pour l'essentiel constitués de la phyllade sous-jacente et accessoirement de quartz, silexite et grès-quartzite. Le ciment est ferrugineux.

La formation F8, à faible pendage (2 à 14°) n'a pas été déformée. Son contact avec les phyllades sous-jacents, à fort pendage (60 à 85°), est marqué par une discordance angulaire. Ceci nous amène à déduire que la formation F8, issue du démantèlement des roches avoisinantes, est post-orogénique.

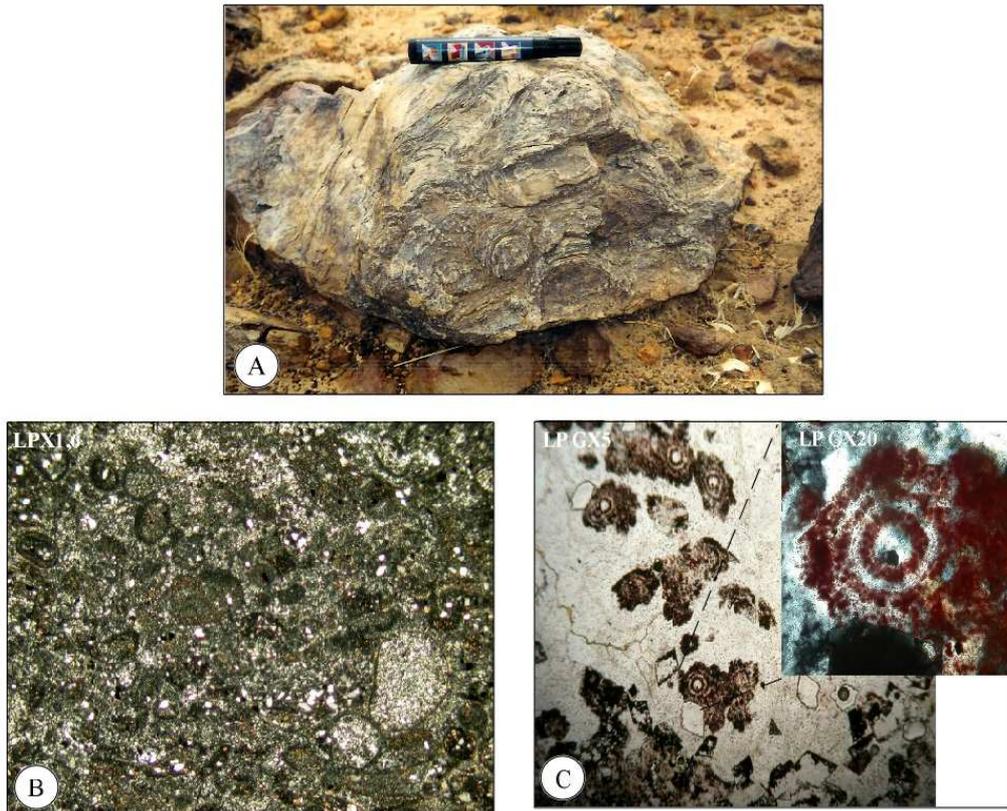


Fig. 7 : Formation du complexe silexitique (F4)
Stromatolites colonnaires non ramifiés (A) et oncolites (B) souvent à lamines soulignées par des oxydes (C).



Fig. 8 : Formations F6, F7 et F8.
Constructions de stromatolites pseudo-colonnaires (A et B) dans les dolomies ; colline de phyllades sur laquelle repose en discordance angulaire la formation molassique (C et D).

5. Discussion

Malgré le caractère discontinu des affleurements dans la région du Béli, une formation tillitique (F2) et une formation molassique (F8) ont été mises en évidence pour la première fois dans cette partie du bassin du Gourma. Les dépôts glaciogéniques du Néoprotérozoïque observés à plusieurs endroits en Afrique de l'Ouest (Trompette [3], Affaton 1975: communication écrite, Rossi 1982: communication écrite, Affaton et al. [20], Porter et al. [21]) s'étendent donc jusque dans cette partie NE du Burkina Faso.

Cette succession lithologique, tillite (F2) - calcaires à stromatolites (F3) - complexe silexitique (F4), dans la région du Béli, est équivalente à la *triade néoprotérozoïque* qui constitue le marqueur stratigraphique caractéristique de la partie inférieure du supergroupe II du bassin de Taoudeni et de celui des Volta (Porter et al. [21]). Grâce à la présence de cette triade et de la formation molassique, l'échelle lithostratigraphique de la région du Béli peut être corrélée à celle établie dans l'Adrar mauritanien (Deynoux et al. [5], [6]) qui sert de coupe type pour le reste des bassins ouest africains. L'échelle lithostratigraphique de la région du Béli se compose donc de trois groupes discordants :

- (i) *Le groupe I*, épais d'environ 115 m, en discordance sur le socle birimien est constitué de quartzites et grès-quartzites fins à microconglomératiques (F1). Les sédiments présentent des caractères marins peu profonds. Ils appartiennent au supergroupe I de l'Adrar mauritanien.
- (ii) *Le groupe II*, épais d'environ 507 m, comprend la triade (F2 – F3 – F4) qui repose sur le groupe I par l'intermédiaire d'un hardground qui marque une discontinuité stratigraphique. Au dessus de la triade se trouve une formation de shales (F5) et son équivalent métamorphique (F7)

qui sont intercalés par des dolomies calcaires à stromatolites (F6).

Les formations F5 et F7 sont comparables au groupe de Ténigouri (sédiments à dominante argileuse) tandis que la F6 trouve son équivalent dans le groupe de la falaise d'Atar du supergroupe II de l'Adrar mauritanien.

- (iii) *Le groupe III* repose, par le biais d'une discordance angulaire, sur le groupe II. Il est représenté par une formation molassique (F8). L'épaisseur observée est d'environ 3 m. La formation F8 représente la semelle du supergroupe III de l'Adrar mauritanien qui est daté postérieurement à l'orogénèse panafricaine.

Ainsi, les formations de la région du Béli ont leur équivalent dans l'échelle stratigraphique de référence de l'Adrar mauritanien. Cependant, cette corrélation montre que plusieurs formations sont en défaut dans le Nord Burkinabé, soit parce qu'elles ont été érodées, soit parce qu'elles ne se sont pas déposées. La seconde hypothèse paraît plus vraisemblable si l'on tient compte du fait que la région du Béli est située à la bordure du bassin. Cette position implique une faible profondeur qui pourrait alors justifier ces lacunes de sédimentation.

Le tableau I présente une synthèse de la lithostratigraphie des formations sédimentaires de la région du Béli, établie dans la présente étude, comparativement aux résultats obtenus antérieurement par Reichelt [1].

Tabl. I : Tableau comparatif de la lithostratigraphie des formations sédimentaires de la région du Béli établie dans la présente étude et celle antérieurement proposées par Reichelt [1].

Lithostratigraphie établie dans la présente étude	Reichelt	
F8 : Molasse		Formation II = équivalent de F2.
F7 : Phyllades variées		Formation Ib = équivalent de F7.
F6 : Dolomies	Groupe d'Ydouban, Formation Ia	Calcaires zonés, dolomies claires et brèches dolomitiques, schistes, brèches gréseuses et siliceuses lenticulaires = équivalent de F6.
F5 : Shales		Schistes à passées de jaspes, cherts, quartzites vitreux et brèches siliceuses = équivalent de F4.
F4 : Complexe silixitique		Grès quartzites et conglomérats lenticulaires en milieu argilo-calcaireux = équivalent de F1.
F3 : Calcaire		Schistes gris et rougeâtres à lentilles de calcaire rouge violacé, brèches gréseuses rares = équivalent de F3 et F5.
F2 : Tillite		
F1 : Grés-quartzites gossiers à conglomératiques		Formation de base – grès de Firgoun = équivalent de F1.
		Transgression
<i>Discordance majeure Socle birimien</i>		<i>Discordance majeure Socle birimien</i>

En effet, Delfour [2] voit dans l'ensemble composé des grès de Firgoun et de la formation Ia, deux cycles sédimentaires : le Groupe de Tin Akof, en contact tectonique (faille) avec le socle birimien et le Groupe d'Ydouban, qui recouvre entièrement cette faille et qui est transgressif, soit sur le socle birimien par l'intermédiaire des grès de Firgoun (faciès sud), soit sur un paléorelief du Groupe de Tin Akof, par un niveau de base (faciès nord). L'interprétation de Delfour s'appuie sur la composition de ce

dernier niveau, qui contient des galets de roches empruntés aux deux dernières formations du Groupe de Tin Akof.

Cependant, Reichelt, après avoir constaté que ce niveau de base, qui correspond aux brèches gréseuses, n'affleure pas en continuité et se manifeste stratigraphiquement à différents niveaux, l'attribue à un des nombreux horizons de brèches ou de conglomérats intraformationnels, résultant des remaniements épisodiques syn-sédimentaires. Ces remaniements épisodiques étant des phénomènes fréquents et naturels dans les zones de bordure de bassin, qui sont sujettes au changement de profondeur de la mer, aux émergences temporaires du fond et aux variations de vitesse des courants.

Quant à l'interprétation de Delfour impliquant l'existence d'un accident tectonique entre le Groupe de Tin Akof et le socle birimien, mais qui serait constamment caché par le Groupe d'Ydouban, Reichelt souligne le caractère hypothétique voire irréel d'une telle faille qui, malgré son importance (puisqu'elle sépare deux unités), n'est cependant décelée ni sur le terrain, ni sur les photographies aériennes et non plus par la géophysique. Il met également en doute l'existence du paléorelief du Groupe de Tin Akof autour duquel devrait affleurer constamment le niveau de base (faciès nord) d'Ydouban, mais qui ne se retrouve nulle part.

Dans notre étude, il n'a été décelé sur aucune des coupes géologiques levées, ni paléorelief ni faille majeure. Ce qui nous amène, à la suite de Reichelt, à rejeter la lithostratigraphie en deux cycles sédimentaires, proposée par Delfour [2].

La succession stratigraphique établie dans la présente étude est cependant différente de celle que proposait Reichelt. La différence fondamentale réside d'une part,

sur la présence de la tillite F2, identifiée comme telle pour la première fois et d'autre part sur la molassique F8, qui était plutôt assimilée à une succession de shale (ou phyllade) ferrugineux (Formation II de Reichelt). Les autres formations ont certes leurs équivalents dans la succession de Reichelt, mais l'ordre chronologique de leur dépôt diffère dans l'échelle lithostratigraphique définie dans cette étude.

6. Conclusion

Cette présente étude contribue à une amélioration des connaissances sur les formations sédimentaires de la région du Béli qui, jusque là, n'ont fait l'objet que de peu d'études. Celle-ci comprend huit formations subdivisées en trois groupes grâce à l'identification de la triade néoprotérozoïque et de la formation molassique qui constituent les deux marqueurs stratigraphiques caractéristiques des séries sédimentaires des bassins ouest africains.

La présence d'une tillite néoprotérozoïque également dans le nord du Burkina Faso souligne l'ampleur de cette glaciation en Afrique de l'Ouest. Les calcaires qui surmontent cette tillite seraient les équivalents des cap carbonates, identifiés dans plusieurs régions d'Afrique et dans le monde, et qui alimentent la théorie du « snowball earth ».

Remerciements

Nos remerciements vont à l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) qui a financé les séjours de terrain ainsi que la thèse de M. Miningou d'où est extrait cet article. Merci amical à A. Blot et à A. G. Nébié pour leur apport sur le terrain et à G. Grandin pour la lecture attentive d'une première version de cet article et surtout pour sa critique judicieuse et constructive.

Références

[1] Reichelt R. Géologie du Gourma (Afrique occidentale) un « seuil » et un bassin du Précambrien supérieur.

Mémoires Bur. Rech. Géol. Min., Paris, 1972, **53** : 213.

[2] Delfour J. **Géologie de la partie Nord du cercle de Dori (Haute Volta)**. Rapp B.R.G.M., 1965, 190.

[3] Trompette R. Le Précambrien Supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar Mauritanien (bordure occidentale du bassin de Taoudenni – Afrique de l'Ouest) : un exemple de sédimentation du craton – Etude stratigraphique et sédimentologique. Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille, 1973, Sér. B, **7** : 702.

[4] Fabre J. Afrique de l'Ouest. Introduction géologique et termes stratigraphiques. Lex. Stratig. Int., Fabre Edit., Pergamon Press, Oxford, 1983, 386.

[5] Deynoux M., Sougy J., Trompette R. Lower Paleozoic rocks of West Africa and the western part of central Africa. In: Holland CH (ed) Lower Paleozoic of Northwestern and West Central Africa. Wiley, N Y, 1985: 337-495.

[6] Deynoux M., Affaton P., Trompette R., Villeneuve M. Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 2006, **46**: 397-426.

[7] Clauer N., Deynoux M. New information on the probable isotopic age of the Late Proterozoic glaciation in West Africa. *Precambrian Res* 1987, **37**: 89-94.

[8] Zimmermann. Nouvelle subdivision des séries antégothlandiennes de l'Afrique occidentale (Mauritanie,

- Soudan Sénégal). Int Geol Cong, Copenhagen, 1960, **8** : 26-36.
- [9] Leprun J.C., Trompette R. Subdivision du voltaïen du massif de Gobnangou (république de Haute Volta) en deux séries discordantes séparées par une tillite d'âge éocambrien probable. Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, 1969, **269**, 2187-2190.
- [10] Beuf S., Biju-Duval B., de Charpal O., Rognon P., Gariel O., Bennacef A. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Edit, Technip, Paris, 1971, 480.
- [11] Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A., Affaton P., Trompette R., Bellier Y. Cover sequences of the West African Craton. In: Dallmeyer R.D., Lécorché J.P. (eds). The West African orogens and circum-Atlantic correlatives. Springer-Verlag, Berlin, 1991, 65-82.
- [12] Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A. Mise en évidence d'une discordance du groupe de Bandiagara sur la formation sédimentaire du Précambrien supérieur (Gourma, Mali). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1978 b, **2** : 59-61.
- [13] Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A., Caby R. Les corrélations du Protérozoïque au Cambrien en Afrique de l'Ouest : nouvelle interprétation géodynamique. *Bull Sco Géol Fr III*, 1987, **5** : 855-865.
- [14] Caby R., Moussine-Pouchkine A. Le hort birimien de Bouré (Gourma oriental, République du Mali): nature et comportement au cours de l'orogénèse pan-africaine. *C R Acad Sci*, Paris, 1978, **278** : 5-8.
- [15] Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A. Platform-to-basin facies evolution : the carbonates of late Proterozoic (Vendian), Gourma, West Africa. *J. Sediment. Petrol.* 1983 a, **53**, n°1, 275-293.
- [16] Bertrand-Sarfati J. Une algue inhabituelle verte, rouge ou bleue dans une formation dolomitique d'âge Précambrien Supérieur. *Bull. Centre Rech. Elf-Aquitaine, Pau Fr.* 1979, **3**, facs. 2 : 453-461.
- [17] Affaton P. Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest) : Une marge passive, d'âge protérozoïque supérieur, tectonisée au Panafricain (600 ± 50 Ma). Editions de l'ORSTOM, Collect. Thèses et Documents, Paris, 1990, 500.
- [18] Bertrand-Sarfati J. Stromatolites columnaires du Précambrien supérieur (Sahara Nord-Occidental) : inventaire, morphologie et microstructure des laminations, corrélations stratigraphiques. *CNRS, Sér. Géol.*, 1972, **14** : 242 p.
- [19] Blot A. Signification des ferruginisations des formations néoproterozoïques du Nord-Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). *C. R. Géosciences*, 2002, **334**, 909-915.
- [20] Affaton P., Gélard J. P., Simpara N. Paléocontraintes enregistrées par la fracturation dans l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Défalé (chaîne panafricaine des Dahomeyides, Togo). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1991, *série 312* : 763-768.
- [21] Porter S. M., Knoll A. H., Affaton P. Chemostratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates from the Volta Basin, West Africa. *Precambrian Research*, 2003, **130**, 99-112.