



HAL
open science

Un bassin extensif formé pendant la fonte de la calotte glaciaire hirnantienne : le bassin ordovico-silurien de Kandi (Nord Bénin, Sud Niger)

Moussa Konaté, Jacques Lang, Michel Guiraud, Mousa Yahaya, Michaël Denis, Salifou Alidou

► To cite this version:

Moussa Konaté, Jacques Lang, Michel Guiraud, Mousa Yahaya, Michaël Denis, et al.. Un bassin extensif formé pendant la fonte de la calotte glaciaire hirnantienne : le bassin ordovico-silurien de Kandi (Nord Bénin, Sud Niger). *Africa Geoscience Review*, 2006, Vol. 13 (No. 2), pp.157-183. <hal-00192922>

HAL Id: hal-00192922

<https://hal.science/hal-00192922v1>

Submitted on 30 Nov 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire HAL, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

Un bassin extensif formé pendant la fonte de la calotte glaciaire hirnantienne : le bassin ordovico-silurien de Kandi (Nord Bénin, Sud Niger)

M. KONATÉ^{1*}, J. LANG², M. GUIRAUD², M. YAHAYA¹, M. DENIS² et S. ALIDOU³

¹Département de Géologie, Équipe Nigérienne de Recherche Géologique - Aire Développement, Université Abdou Moumouni de Niamey, BP. : 10 662 Niamey / Niger

²UMR CNRS 5561-Biogéosciences Dijon, Centre des Sciences de la Terre, Université de Bourgogne, 6, boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

³Équipe de Recherche Géologique Béninoise, Laboratoire de Géologie UNB, BP 526, Cotonou, Bénin

*corresponding author : mokonate@yahoo.com

Résumé : Le long de la bordure occidentale du bassin de Kandi, la sédimentation détritique continentale de base, correspondant à la formation de Wéré, est préservée dans des paléovallées limitées par des failles d'orientation moyenne N20°E, héritées de l'orogénèse panafricaine. Le remplissage sédimentaire de ces paléovallées est représenté par des dépôts conglomératiques et bréchiques de tills glaciaires marquant la base de la série, évoluant verticalement et latéralement vers l'Est à des grès fluviaux. Ces dépôts continentaux, d'âge supposé ordovicien supérieur, passent verticalement à des grès tidaux et des grès et siltites subtidaux de la Formation de Kandi, d'âge ordovicien terminal à silurien inférieur.

La sédimentation détritique du bassin est replacée dans le cadre général de la glaciation hirnantienne (Ordovicien terminal) dont une importante calotte glaciaire, qui recouvrait une grande partie du Gondwana, était centrée sur le pôle Sud de l'époque.

Le remplissage sédimentaire est caractérisé par une évolution progressive des environnements sédimentaires, des faciès proximaux aux faciès distaux, avec respectivement: (1) des tills glaciaires (membre Wa) ; (2) des sédiments fluvioglaciaires (membre Wb); (3) des barres sableuses tidales (membre Ka); (4) des siltites et des grès subtidaux (membre Kb).

L'activation normale syn-sédimentaire de la faille bordière N20 °E de Kandi (phase extensive N65°E et N100°E) contrôle la distribution des apports et des faciès détritiques continentaux supérieurs et marins, ainsi que la géométrie générale du bassin en demi-graben synclinal, provoquant des discordances progressives. Les dépôts fluviaux de type torrentiel (membre Wb) sont associés à l'alternance de phases de glaciation - déglaciation alors que les sédiments supérieurs marins d'âge silurien inférieur (membre Kb) sont reliés à la fonte de la calotte glaciaire hirnantienne.

L'ensemble de ces observations documente un exemple de bassin extensif post-glaciaire, dont le remplissage sédimentaire est étroitement contrôlé par les interactions entre déglaciation et tectonique induite par les processus glacio-isostatiques.

Mots clés : Paléovallées, glaciation hirnantienne, déglaciation, bassin de Kandi, demi-graben, discordances progressives, siltites.

An extensive basin formed during the hirnantian ice cap melting: the Ordovico-Silurian Kandi basin (North Benin, South Niger)

Abstract: Along the western border of Kandi basin, the lowermost detrital continental sedimentation of Wéré formation is preserved in N20°E striking fault-bounded paleovalleys, inherited of the Pan-African orogenesis. The lowermost sedimentary detrital filling of these paleovalleys consists of breccia and conglomerates related to tillites, evolving vertically and laterally to the East to fluvial sandstones. These continental deposits, presumed Late Ordovician in age, are overlain by the Late Ordovician-Early Silurian tidal sandstones and storm siltstones of the Kandi Formation.

The detrital sedimentation of the basin is replaced in the general context of the hirnantian glaciation (Upper Ordovician), which was characterised by the development of an important glacial ice sheet, whose extent corresponds to a great part of Gondwana continental shield. At this time, the ice cap was located over the South Pole.

The sedimentary basin filling reflect a gradual change in the sedimentary environments, with successively: (1) tillites (Wa member); (2) glaciofluvial outwash (Wb member); (3) shoreface barrier sands (Ka member); (3) offshore siltstones and fine-grained sandstones (Kb member).

The syn-sedimentary normal activation of the N20°E striking Kandi boundary fault (N65°E and N100°E extensional phase) controls the spatial arrangement of the glacial (Wa), braided-stream (Wb), to tidal (Ka) deposits, as well as the the half-graben structure and the syncline-shaped geometry of the Kandi basin, associated with progressives unconformities. The torrential fluvial deposits (Wb member) are associated with alternating phase of glaciation and deglaciation, while the uppermost Lower Silurian marine deposits (Kb member) are tied in with a large scale hirmantian ice cap melting.

These observations characterize an example of post-glacial extensive basin, whose sedimentary filling is closely controlled by the interactions between deglaciation and tectonic induced by the glacio-isostatic processes.

Keywords: Paleovalleys, hirmantian glaciation, deglaciation, Kandi basin, half-graben, progressive unconformities, tillites.

1. INTRODUCTION

A la fin du cycle panafricain (530 Ma), le Gondwana correspond à un vaste ensemble stabilisé, comprenant les continents sud-américain, africain, malgache, arabe, indien, antarctique et australien. L'histoire gondwanienne de l'Afrique, notamment pendant le paléozoïque serait guidée selon Fabre (1988) par trois facteurs principaux :

(1) l'héritage panafricain qui se manifeste, d'une part, par la destruction des chaînes panafricaines, la formation de plusieurs bassins paléozoïques et d'autre part, par le rejeu de grandes fractures et la persistance d'anomalies profondes au niveau de la lithosphère;

(2) la position de l'Afrique au cœur de ce super-continent gondwanien, soumis épisodiquement à de faibles incursions marines ;

(3) la traversée de l'Afrique par le pôle Sud, ce qui a pour conséquence, qu'une même région se retrouve successivement sous différentes latitudes (boréale, tropicale et équatoriale) avec des climats variés (**fig. 1**).

Le bassin de Kandi (Nord Bénin, Sud Niger), objet de la présente étude, est replacé dans le contexte gondwanien et notamment dans le cadre de la glaciation fini-ordovicienne (Hirmantien) et des déglaciations de l'Ordovicien Terminal et du Silurien inférieur. Pendant cette glaciation majeure fini-ordovicienne, une importante calotte glaciaire recouvrant une grande partie du Gondwana était centrée sur le pôle Sud (**fig. 2**) -Beuf *et al.*, 1971 ; Deynoux, 1980 ; Sutcliffe *et al.*, 2000 ; Ghienne, 2003 ; Denis *et al.*, 2006-. D'après des données récentes, cette glaciation, de courte durée (Brenchley, *et al.*, 1994; Underwood *et al.*,

1998), est estimée à 300 000 ans (Sutcliffe, 2000).

Comparé aux autres bassins d'âge paléozoïque inférieur d'Afrique de l'Ouest, le bassin de Kandi, se distingue par sa position singulière. C'est un bassin :

- situé sur la bordure Nord-Est de la chaîne panafricaine des Dahomeyides (**fig. 3**);
- limité à l'Ouest par la faille N20°E de Kandi (**fig. 3**), décrit par Guiraud et Alidou (1981) comme le jalon d'un accident crustal majeur à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest (Konaté *et al.*, 2003b);
- localisé en bordure de l'indlansis ordovicien (**fig. 2**).

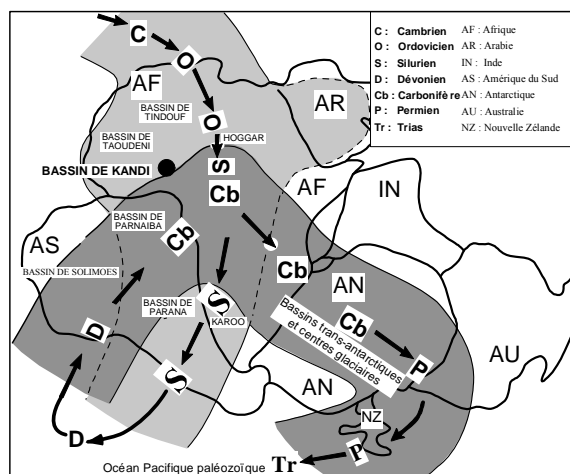


Figure 1. Migration des centres glaciaires à travers l'Ouest du Gondwana durant le Paléozoïque (D'après Caputo & Crowell, 1985; Fabre, 1988; Mc Kerrow & Scotese, 1990; modifié).

Figure 1. Path of glacial centers as they migrated across western Gondwana during Paleozoic Era (modified from Caputo & Crowell, 1985; Fabre, 1988; Mc Kerrow & Scotese, 1990).

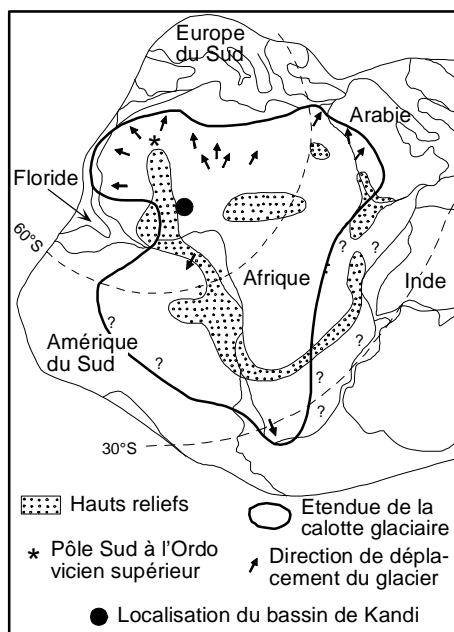


Figure 2. Reconstitution paléogéographique, à l'Ordovicien supérieur, de la partie Ouest du Gondwana, indiquant l'extension approximative de la calotte glaciaire (Beuf *et al.*, 1971; Vaslet, 1990; Scotese *et al.*, 1999; Sutcliffe *et al.*, 2000; modifié).

*Figure 2. Late Ordovician palaeogeographic reconstruction showing approximate extent of grounded ice sheet, with present-day continents in their positions in west Gondwana, ice-flow directions, location of the ancient South Pole (compiled and modified from Beuf *et al.*, 1971; Vaslet, 1990; Scotese *et al.*, 1999; Sutcliffe *et al.*, 2000).*

Sur la base des données bibliographiques, les séries continentales et marines du bassin de Kandi sont corrélées avec celles des dépôts d'âge paléozoïque inférieur de Bové (Villeneuve et Cornée, 1991), de Taoudeni (Deynoux, 1980), des Tassilis (Beuf *et al.*, 1971), du Djado (Denis *et al.*, 2006) -fig. 4-. Dans les séries ordoviciennes du Sahara Central, les surfaces d'érosion glaciaires sont souvent représentées par des paléovallées hirnantiennes à dépôts de tillites fines surmontés par la Formation des "Hot Shales" enregistrant la transgression du Silurien inférieur qui a suivi la fonte de la calotte glaciaire hirnantiennne (Lüning *et al.*, 2000). Le sillon de Wéré-Goungoun (ou bassin de Wéré), marquant la bordure faillée occidentale du bassin de Kandi, représente l'équivalent distal des paléovallées hirnantiennes d'Afrique du Nord.

L'intégration de données cartographiques, photogéologiques et stratigraphiques, ainsi que l'analyse systématique des structures sédimentaires et tectoniques, à différentes échelles, permet une nouvelle lecture des

environnements sédimentaires et de préciser la signature climatique et tectonique dans le remplissage sédimentaire.

2. SÉRIE PALÉOZOÏQUE DU BASSIN DE KANDI

La succession sédimentaire ordovico-silurienne comprend deux ensembles lithostratigraphiques correspondant à deux mégaséquences positives, liées à deux contextes paléogéographiques distincts (**fig. 5 et 6**) :

- à la base les conglomérats et grès continentaux de la Formation de Wéré, d'une puissance de 500 m (Bouzid, 1971 in Alidou, 1987; Konaté, 1996), reposant en discordance majeure sur le socle panafricain ou précambrien rajeuni ;
- au dessus, les grès et les siltites supérieurs de la Formation marine de Kandi, d'environ 80 m d'épaisseur (Konaté *et al.*, 2003a).

Formation continentale de Wéré (Ordovicien supérieur)

D'après les relations stratigraphiques, ces dépôts sont antérieurs à la mise en place des premiers dépôts marins datés du caradocien (Ordovicien supérieur) -Konaté, 1996-. La présence de figures de cryoturbation, de galets dressés ou à façonnement glaciaires, ainsi que de faciès tilloïdes, a permis de mettre en relation la Formation de Wéré avec les sédiments continentaux périglaciaires et glaciaires d'âge ordovicien supérieur, décrits en Afrique de l'Ouest : en Guinée (Villeneuve & Da Rocha Araujo, 1984), au Sahara Central (Beuf *et al.*, 1971), dans le bassin de Taoudeni (Deynoux, 1980) et dans le bassin de Djado (Denis *et al.*, 2006). Dans ces bassins paléozoïques d'Afrique, un âge ordovicien supérieur est généralement attribué à ces dépôts continentaux (**fig. 4**). Sur la base de ces corrélations stratigraphiques régionales, un âge comparable a été attribué à la Formation de Wéré qui s'est mise en place dans des conditions comparables.

Formant l'essentiel du remplissage sédimentaire des paléovallées, la formation de Wéré présente deux lithofaciès distincts :

- à la base, le membre Wa, spatialement restreint à la zone bordière occidentale, remplit le bassin synclinal de Wéré-Goungoun (**fig. 5**), dessinant des paléovallées d'environ 2 à 10 km de large et ayant plusieurs km de long (**fig. 7**).

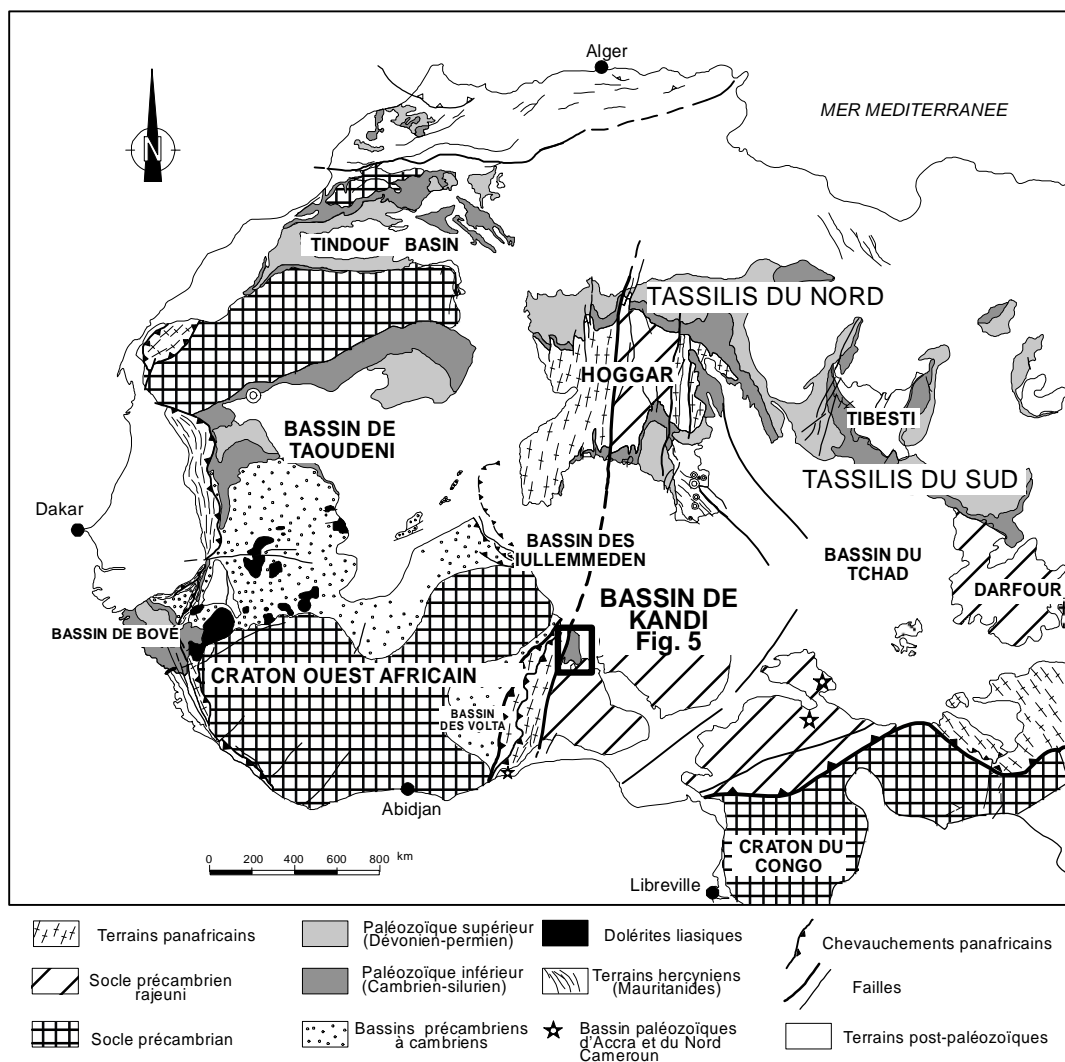


Figure 3. Carte structurale schématique synthétique de l’Afrique de l’Ouest et de l’Est (réalisée à partir de la compilation des cartes géologiques de l’Unesco, 1985 et 1988).

Figure 3. Structural map of West Africa (compiled from geological map of Unesco, 1985 and 1988).

D’une épaisseur maximale à l’affleurement d’environ 150 m, le membre Wa est représenté par des conglomérats, des brèches, des grès moyens à grossiers à litages obliques plans ou en auges avec des blocs de quartzites, à rares galets d’argilites et de gneiss et granitoïdes provenant du démantèlement d’anciens reliefs panafricains avoisinants ;

- au dessus, le membre Wb, dont l’épaisseur maximale est estimée à 350 m, comprend des microconglomérats et des grès grossiers à litages obliques plans ou en auges (**fig. 6**) qui affleurent principalement dans le domaine nord du bassin (secteur de Bangoun, **fig.5**) et dans le domaine sud-est (secteurs de Gbessaka et Lété, **fig. 5**). Le Membre Wb marque le début du comblement des paléovallées et, de l’extension des dépôts continentaux vers la partie Est du bassin (Konaté *et al.*, 2003a).

Formation marine de Kandi (Ordovicien supérieur à Silurien inférieur)

La formation de Kandi, d’une puissance de l’ordre de 75 m affleure largement dans le bassin de Kandi (**fig. 6**). Cet ensemble marin, constitué de grès fins et de silts, repose sur les dépôts continentaux de la formation de Wéré au niveau d’une discontinuité majeure correspondant à un contact ravinant souligné par des microconglomérats à éléments roulés. Sur la base des observations des associations de lithofaciès, deux membres sont distingués :

- à la base, les niveaux du membre Ka, épais d’environ 45 m, affleurent au niveau de la zone bordière ouest (Bodjékali; **fig. 5**) et des horsts de la bordure sud-est (Gbessaka, Lété, Segbana ; **fig. 5**). Ils sont représentés par des sédiments

silto-gréseux présentent des litages sigmoïdes, des litages en "herring bone". Dans la région de Poria (fig. 5), ils reposent directement en discordance angulaire sur le socle panafricain, kaolinisé et ferruginisé.

- au dessus, le membre Kb (30 m environ), bien développé dans la zone axiale du bassin, présente des faciès silto-gréseux à litages mamelonnés "hummocky cross stratification" ou HCS. La répartition biostratigraphique de traces de trilobites (*Cruziana*) et de vers (*Arthropycus* ou *Harlania*), présentes dans les niveaux finement gréseux et silteux de cette formation, ont permis à Seilacher et Alidou, (1988), Alidou *et al.*, (1991) d'attribuer à celle-ci un âge ordovicien terminal-silurien inférieur.

3. CONTRÔLE CLIMATIQUE DE LA SÉDIMENTATION DU BASSIN DE KANDI

L'analyse sédimentologique des faciès a conduit à repreciser les environnements de dépôts.

3.1 Environnements de dépôts de la formation de Wéré

Les tills glaciaires du membre Wa - Au Nord, le lithofaciès de type "clast-supported", bien développé dans les secteurs de Goungoun, Guéné et Tondika (fig. 5), est représenté par des brèches monogéniques fortement hétérométriques, à éléments jointifs et à granoclasement inverse (coarsening-upward), constitués de

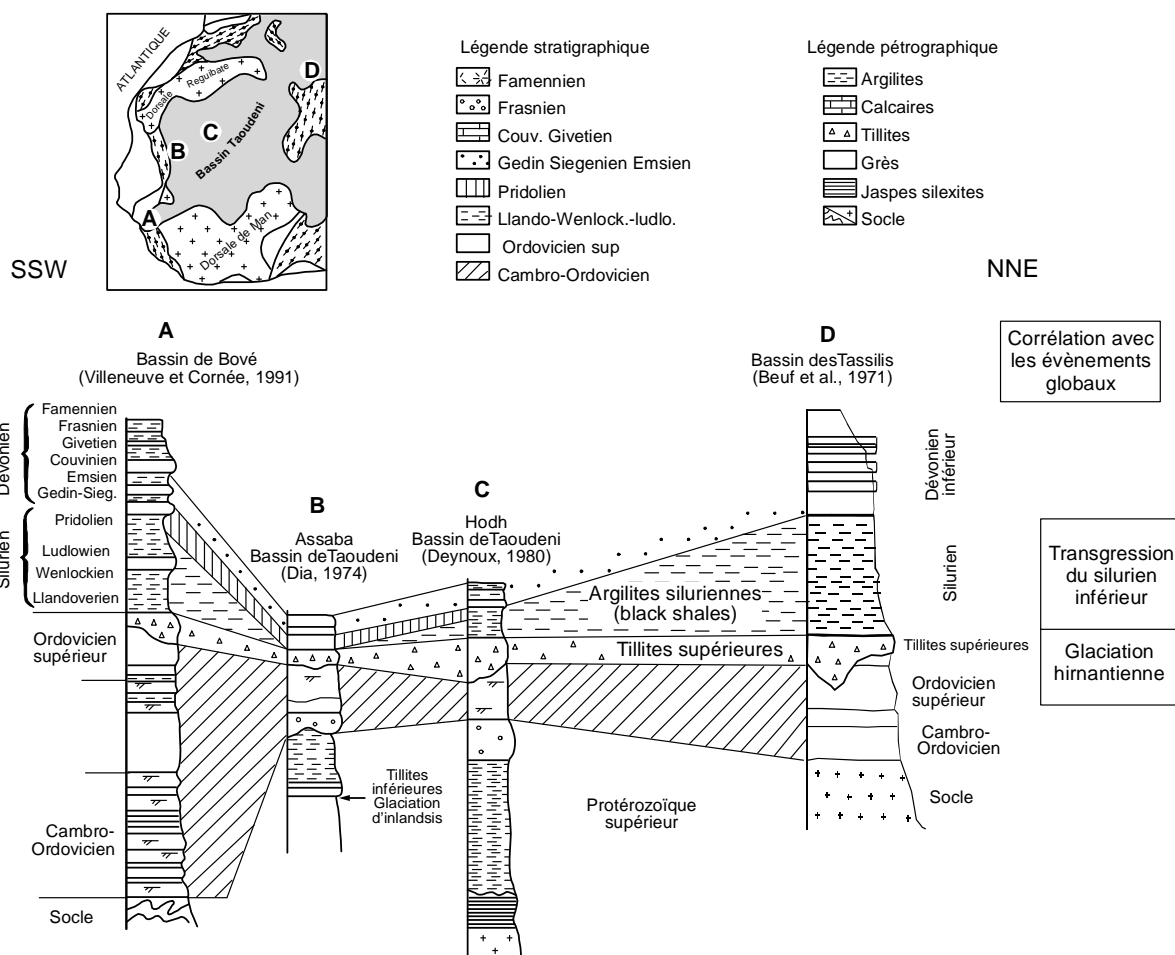


Figure 4. Corrélations entre les formations paléozoïques des bassins de Bové, de Taoudeni et des Tassilis (d'après Villeneuve & Da Rocha Araujo, 1988 ; Villeneuve et Cornée, 1994 ; Beuf *et al.*, 1971 ; Deynoux, 1980 ; Ghienne et Deynoux, 1988 ; modifié).

Figure 4. Correlations between Lower Palaeozoic formations of the Bové, Taoudeni and Tassilis basins (modified from Villeneuve & Da Rocha Araujo, 1988; Villeneuve et Cornée, 1994; Beuf *et al.*, 1971 ; Deynoux, 1980; Ghienne and Deynoux, 1988).

blocs de quartzites pluridécimétriques, de galets de quartz, de gneiss et de granites

emballés dans une matrice grés-silteuse à litage oblique plan et à litage en auge fruste.

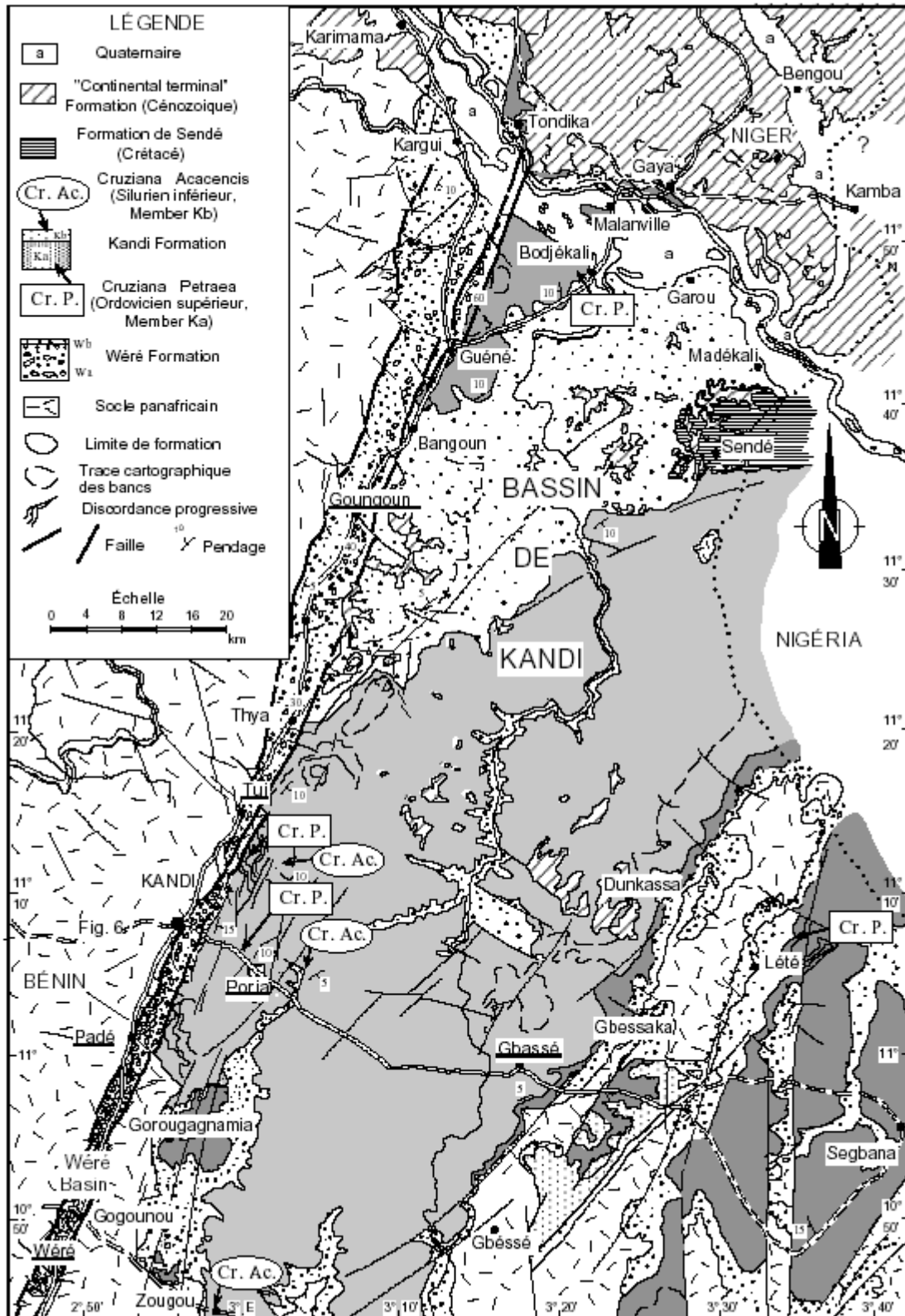


Figure 5. Carte géologique générale du bassin de Kandi (Konaté, 1996).

Figure 5. Geological map of Kandi basin (Konaté, 1996).

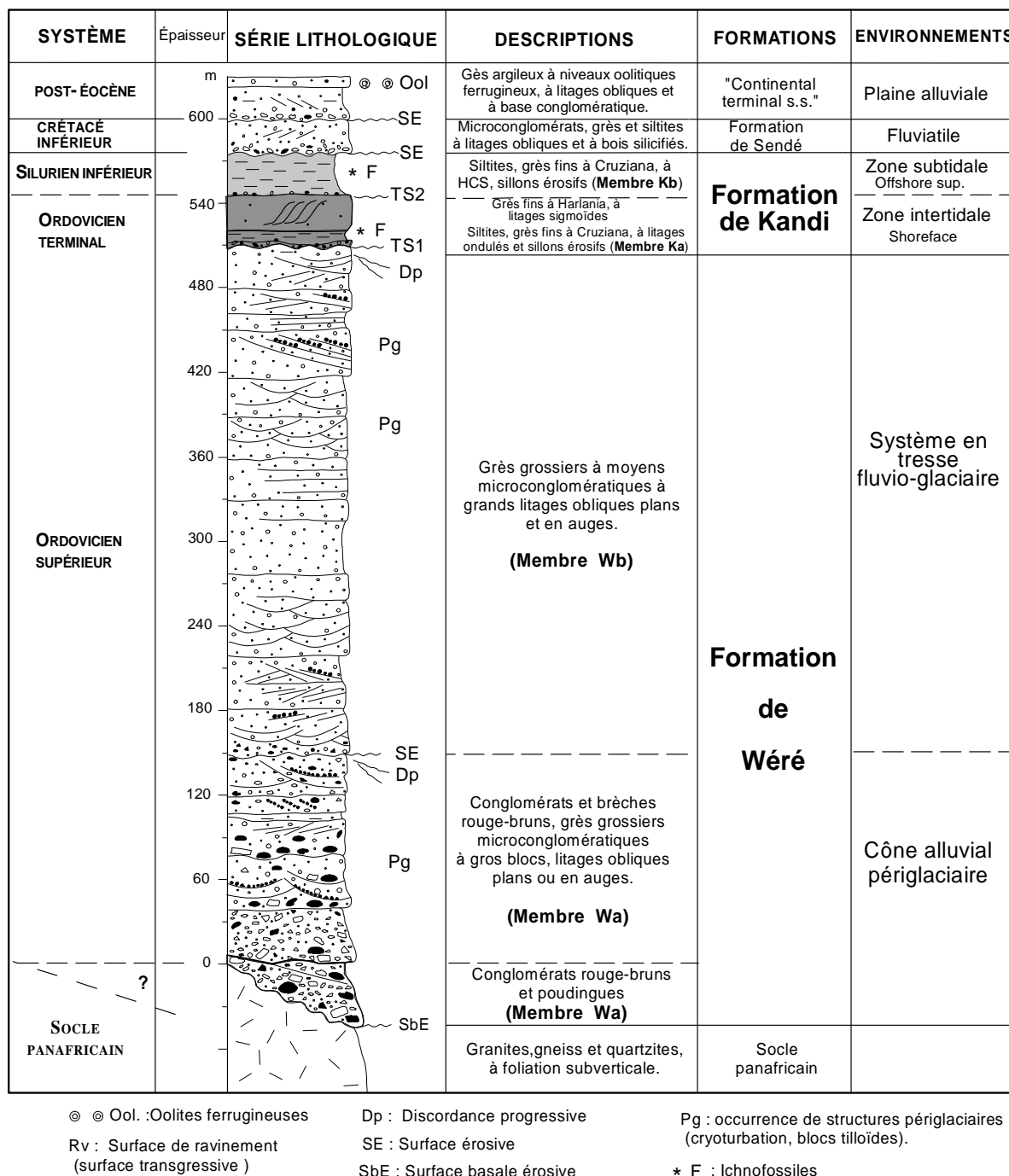


Figure 6. Colonne lithostratigraphique de la série paléozoïque du bassin de Kandi (Konaté, 1996 ; Konaté *et al.*, 2003a, modifié).

Figure 6. Lithostratigraphic log of the Palaeozoic sedimentary series of Kandi Basin (modified from Konaté, 1996; Konaté et al., 2003a).

Cette dérive granulométrique négative vers les faciès plus grossiers traduit une augmentation progressive de l'énergie hydrodynamique. Les brèches de Goungoun seraient le produit d'un mécanisme de transport par traction dans un contexte de type torrentiel, en liaison avec des fontes abondantes de glace. Ces caractéristiques permettent de relier le milieu de sédimentation de ces dépôts bréchiques à la partie proximale

d'un système fluviatile en tresse, à forte sinuosité, soumis à une influence périglaciaire plus ou moins prononcée (Konaté, 1996). Dans le secteur de Guéné, les niveaux supérieurs du Membre Wa sont constitués de clastes anguleux à subanguleux, allongés dans le sens de la paléopente (**fig. 8**) et organisés en bancs d'épaisseur métrique à plurimétrique. Ces caractéristiques sont celles d'éboulis ordonnés

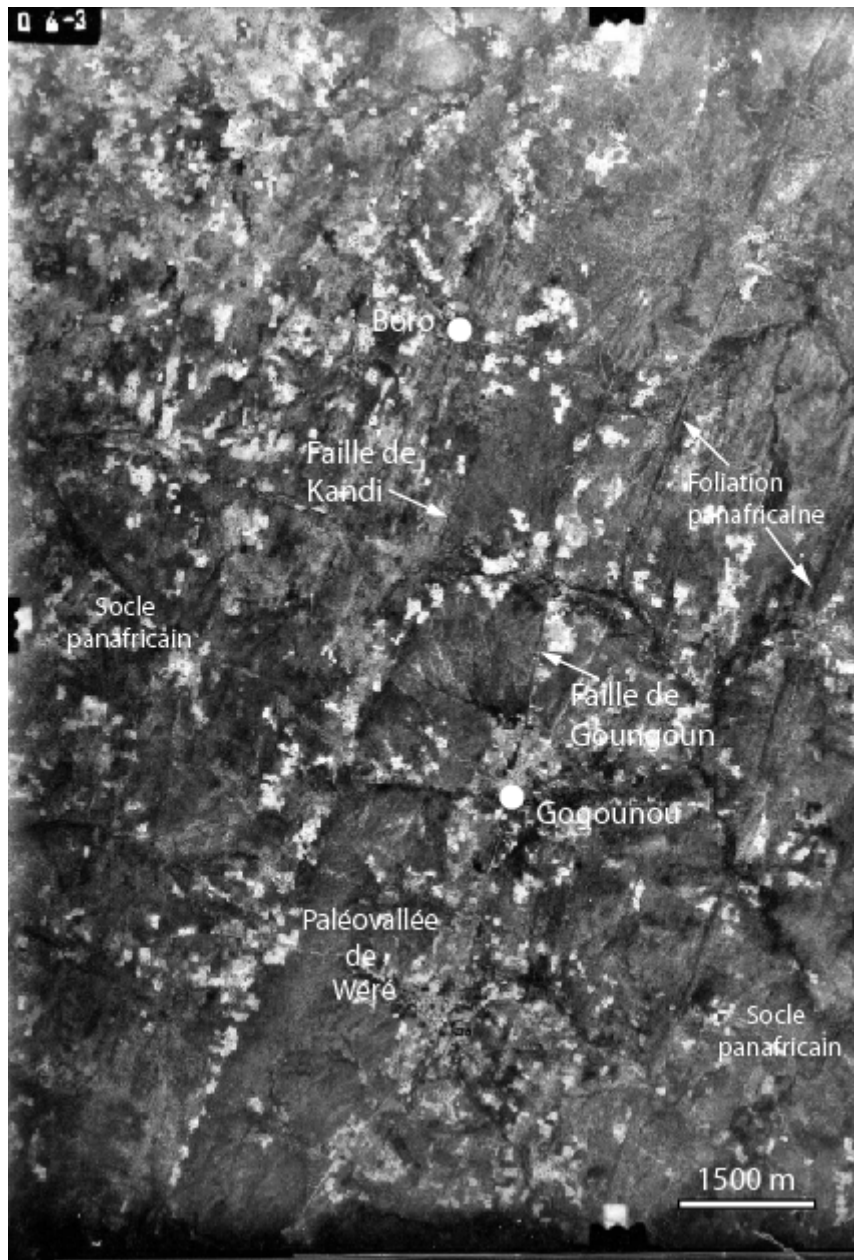


Figure 7. Photographie aérienne du secteur Sud Kandi montrant une paléovallée, limitée par des failles de Kandi et de Goungoun (extrait photo UNDP 26-27).

Figure 7. Aerial view of Kandi area showing fault-bounded paleovalley, Kandi fault is located to the West and Goungoun fault Eastward (aerial photography reference UNDP 26-27).

de bas de pente, qui se développent sous l'influence de phénomènes périglaciaires (Dewolf, 1988).

Au Sud, le lithofaciès de type "**matrix-supported**", bien représenté dans le secteur de Wéré, est représenté par des poudingues polygéniques hétérométriques à gros blocs "flottants" dans une matrice sablo-silteuse (**fig. 9**). L'analyse sédimentologique met en évidence

l'immaturation texturale de ces dépôts (faible tri), qui suppose un régime hydrodynamique irrégulier. La succession verticale des séquences met en évidence une dérive granulométrique positive "*fining-upward*". Les galets, généralement émoussés, présentent des fractures remplies de sables, attribuées à la gélifraction (Konaté, 1996). Les séquences inférieures sont marquées par la superposition de corps

conglomératiques avec alignements de blocs ou *cluster*, rapportés à un mécanisme de transport en masse de type "debris flow". Certains corps conglomératiques se distinguent par la présence de blocs de grande taille ("dropstones") pouvant atteindre occasionnellement 70 cm (faciès tilloloïde). La plupart de ces blocs sont formés de quartzites et présentent des facettes bien marquées. L'arrivée de gros blocs semble accidentelle, seuls des radeaux de glace, qui laissent tomber, en se fondant, du matériel sédimentaire, peuvent donner ce type de sédimentation (Konaté, 1996).



Figure 8. Tillites de type clast-supported de la formation de Wéré (membre Wa du secteur de Tondika). Les clastes sont globalement orientés dans le sens de la paléopente. Un gros bloc lâché déforme ductilement un niveau grésosilteux sous-jacent.

Figure 8. Clast-supported tillites of Wéré formation (Wa member of Tondika area). Clasts are oriented towards talus slope. A dropstone deform softly a silty-sandy bed.



Figure 9. Tillites de type matrix-supported de la formation de Wéré (membre Wa du secteur de Wéré) à bloc métrique (70 cm) flottant dans une matrice sablo-silteuse.

Figure 9. Matrix-supported tillites with glacially transported metre-sized block in non-jointed pebbles, with sandy-silty to silty matrix (Wa member of Wéré formation, Wéré area).



Figure 10. Grandes auges emboîtées dans un faciès gréseux grossier à graviers et à galets. L'emboîtement et la superposition des auges assurent le comblement des paléovallées (dépôts fluvioglaciaires du membre Wb, secteur de Wéré).

Figure 10. Granule-rich coarse sandstones with trough cross-bedding, related to glaciofluvial outwash filling the fault-bounded paleovalley in Wéré area (member Wb).

Les dépôts fluvi-glaciaires du membre Wb

- Les sédiments continentaux inférieurs du membre Wa passent verticalement et latéralement vers l'axe du bassin à des dépôts gréseux très grossiers du Membre Wb, caractérisés par des litages en auges (**fig. 10**) et obliques plans (**fig. 6**). De tels dépôts ont été reliés à un dispositif sédimentaire de type fluviatile en tresse (Konaté, 1996). Des indices en faveur d'un milieu périglaciaire ont été recensés dans le secteur de Padé. Il s'agit de figures de cryoturbation marquées par des "redressements" de galets (**fig. 11**) qui définissent des figures de microdiapir (Michel, 1962). Ces types de structures caractérisent les régions périglaciaires où le phénomène de gel et dégel est important (Arbey, 1987). Sur la base de corrélations régionales (**fig. 4**), les dépôts fluviatiles du membre Wb, caractérisés par la prédominance de processus torrentiels, représentent les équivalents latéraux des dépôts glaciaires et périglaciaires d'Afrique de l'Ouest et sont reliés aux processus de fonte de la calotte glaciaire hirmantienne (Konaté *et al.*, 2003a).

Ces différentes observations mettent en évidence un contrôle climatique de la sédimentation continentale ordovicienne. Plusieurs indices en faveur d'une influence climatique périglaciaire à interglaciaire ont été recensés :

- dans les niveaux conglomératiques, la présence de blocs isolés ("dropstones") de formes polyédriques, légèrement usés, peut être attribuée à un faciès tilloloïde;

- la mise en évidence de figures de cryoturbation (**fig. 11**), impliquant des phénomènes de gel-dégel, plaide en faveur d'une influence

périglacière;

- certains galets et blocs présentent des fractures remplies de matériel plus fin ou siliceux, pouvant être lié à des fentes de gélifraction;

- la présence de **brèches gravitaires stratifiées** (**fig. 8**), est caractéristique d'éboulis ordonnés de bas de pente (Dewolf, 1988), qui se développent notamment dans des environnements périglaciers.



Figure 11. Alternance de nappes de galets et graviers et de corps gréseux (membre Wb, secteur de Padé. Vers le sommet, les galets sont rebroussés, presque à la verticale et définissent des figures de cryoturbation (sorte de microdiapir).

Figure 11. Photograph pointing to a periglacial environment with cryoturbation features, implying freeze-thaw phenomena.



Figure 12. Grès fins à litages sigmoïdes et ondulés, (dépôts marins tidaux du membre Ka, secteur de Bodjékali).

Figure 12. Fine sandstones with sigmoidal bedding and wavy bedding (tidal deposits of Kandi formation, Ka member).

3.2 Environnements de dépôts de la formation de Kandi

L'analyse de la réponse sédimentaire, associée à l'étude des traces de type Cruziana et Harlania, ont permis d'attribuer un âge caradocien (Ordovicien Terminal) aux premiers dépôts marins correspondant au membre Ka. A l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, les niveaux marins transgressifs ennoient progressivement la

plate-forme continentale en direction du SE (Lüning *et al.*, 2000). La caractérisation des sédiments marins du Membre Kb s'intègre dans le contexte de la célèbre transgression du Silurien inférieur, bien documentée en Afrique de l'Ouest et du Nord (Beuf *et al.*, 1971 ; Lüning *et al.*, 2000 ; Legrand, 1983).

Les dépôts de tempête et les dépôts tidaux du membre Ka - Les dépôts du membre Ka affleurent à proximité des zones bordières à l'Est et l'Ouest du bassin (**fig. 5**). Ils sont constitués à la base d'alternances de bancs d'épaisseur décimétrique, de grès fins à litages ondulés en accretion verticale, à sillons peu érosifs, et de niveaux silteux, sombres. Ces structures sédimentaires ont été reliées à un environnement de baie protégée soumise épisodiquement aux tempêtes.

Dans les secteurs de Bodjékali au Nord et de Gbassé à l'Est, les niveaux supérieurs du membre Ka correspondent à des barres de grès fins à moyens, bien triés, d'épaisseur décimétrique à métrique, à litages obliques sigmoïdes (**fig. 12**), avec raccord tangentiel en base de barre. Les surfaces de réactivation sont fréquemment drapées par de minces niveaux d'argiles.

L'ensemble de ces observations, conjointement à la présence de "bundle structures" (**fig. 12**) et à celle de litage en "herring bone" ainsi que la caractérisation de directions de paléocourants opposées vers le NE et le SW, attestent l'origine tidale des dépôts sableux du membre Ka dans les secteurs nord et sud-est du bassin. Les directions d'apports et la granulométrie plus forte des sables au voisinage des bordures Ouest et Est, met en évidence l'installation de deux systèmes sableux de "shoreface" progradant vers la zone axiale du bassin (Konaté *et al.*, 2003a).

Les dépôts de tempête du membre Kb - La transgression glacio-eustatique subséquente, liée à la fonte de la calotte glaciaire hirnantienne est à l'origine de la mise en place des sédiments marins du membre Kb (Konaté *et al.*, 2003a). Ces dépôts correspondent à des niveaux silteux à intercalations de grès fins micacés, en bancs d'épaisseur pluridécimétrique à métrique, ondulés, à sillons érosifs lenticulaires. Sur de nombreux affleurements, les bancs montrent des structures sédimentaires (HCS, gouttières d'érosion) caractéristiques de la mise en place et du remaniement des sédiments sous l'action des tempêtes (**fig. 13**). L'analyse de la géométrie des gouttières d'érosion en base de bancs, des HCS

en accréation verticale (**fig. 13**) et, en sommet, de banc de rides de vagues interférentes cogénétiques (Guillocheau 1991), permet de relier la sédimentation à un milieu de type offshore supérieur.



Figure 13. Grès fins et siltites à litages mamelonnés (dépôts marins tidaux du membre Kb, secteur de Tui).

Figure 13. Fine sandstones and siltstones with hummocky cross stratification showing vertical accretion (upper offshore deposits of the Kandi formation, Kb member).

4. STRUCTURATION D'ENSEMBLE DU BASSIN DE KANDI

Les sédiments ordoviciens de la formation de Wéré et siluriens de la formation de Kandi affleurant à proximité des accidents bordiers sont affectés par des systèmes de microfailles à jeu normal apparent, caractérisant une structuration en horst et graben (**fig. 14**), responsable de la variation d'épaisseur des lits sédimentaires. Les zones de déformations onduleuses associées aux microfailles présentent des épaisseurs pluricentimétriques, une patine identique à celle du sédiment et de rares striations diffuses. Par leurs caractéristiques macroscopiques, ces types de microfailles se distinguent nettement des microfailles cassantes classiques (Petit *et al.*, 1983) et présentent de fortes analogies avec les microfailles synsédimentaires et synlithification affectant un sédiment sableux (Petit et Laville, 1987).

Ce type de déformation est utilisé comme marqueur du régime de contraintes caractérisant la structuration synsédimentaire de l'ensemble du bassin. Le traitement automatique des populations de microfaille par la méthode Etchecopar (1984) définit des états de contraintes de type décrochant distensif à distensif, marqués par des directions moyennes de σ_3 horizontale N65°E et N100°E (**fig. 15**). Ces résultats mettent en évidence la réactivation normale de l'accident de Kandi, lors de la phase

extensive synsédimentaire ordovico-silurienne, comprenant deux stades d'extension:

- le premier stade, caractérisé par des trajectoires de contrainte σ_3 horizontale globalement N65° E, oblique par rapport à la Faille de Kandi, qui est alors réactivée en normale à composante sénestre (**fig. 16**). Ce premier stade d'extension contrôle donc la structuration précoce du bassin (Konaté *et al.*, 2003b).

- le second stade d'extension définit des trajectoires de contrainte σ_3 d'orientation moyenne N100°E, perpendiculaire à la faille de Kandi (**fig. 17**).

Cet épisode est responsable de la réactivation normale de la faille de Kandi (Konaté *et al.*, 2003b).



Figure 14. Structure en microhorst et en micrograben dans les dépôts fluvioglaciaires de la formation de Wéré (secteur de Wéré).

Figure 14. Horst and half-graben structure with synsedimentary normal microfaults deforming the glaciofluvial outwash deposits of Wéré formation (Wéré area).

5. CONTRÔLE DE LA TECTONIQUE EXTENSIVE SUR LA SÉDIMENTATION ORDOVICO-SILURIENNE

L'interaction tectonique extensive paléozoïque / sédimentation permet de distinguer une série syn-tectonique et une série post-tectonique.

5.1 Série syn-tectonique

L'analyse tectono-sédimentaire montre que les deux stades d'extension (N65°E et N100°E) sont contemporains de la sédimentation syn-tectonique.

Sédimentation associée au stade d'extension N65°E - A l'échelle régionale, l'organisation des apports sédimentaires apparaît étroitement lié au fonctionnement des accidents N20°E

hérités du socle panafricain. Le stade initial de l'extension se produit à l'Ordovicien supérieur et se caractérise essentiellement par une sédimentation de type continentale avec d'importants apports détritiques provenant de l'érosion des paléoreliefs de faille, dans un contexte climatique périglaciaire. Il est associé à la mise en place de dépôts conglomératiques de cônes alluviaux et fluviaux proximaux (faciès proximaux) qui sont ensuite progressivement relayés par une sédimentation gréseuse distale, de type plaine alluviale. Il est généralement admis que les dépôts de coulées de débris de bordure de bassin, résultent de l'activité d'une faille qui regénère des reliefs, dont l'érosion fournit du matériel détritique, s'accumulant à proximité de la faille (Rust, 1984). Nous

pouvons donc relier la mise en place des dépôts proximaux (cône alluviaux et fluviaux proximaux), au rejeu en régime extensif du système de faille de Kandi, en relation probable avec des processus glacio-isostatiques. Aux limites des paléovallées, les directions de paléocourants ont tendance à s'orienter suivant les directions de plus grandes pentes reliées à la structuration synclinale d'axe N20° E (figs. 18 et 19). Par contre, des divergences de directions de paléocourants peuvent s'observer de part et d'autre d'anciens accidents tels que la faille de Goungoun (fig. 19). Cette dernière semble avoir joué le rôle de seuil paléotopographique contrôlant la dispersion les écoulements de part et d'autre de son tracé.

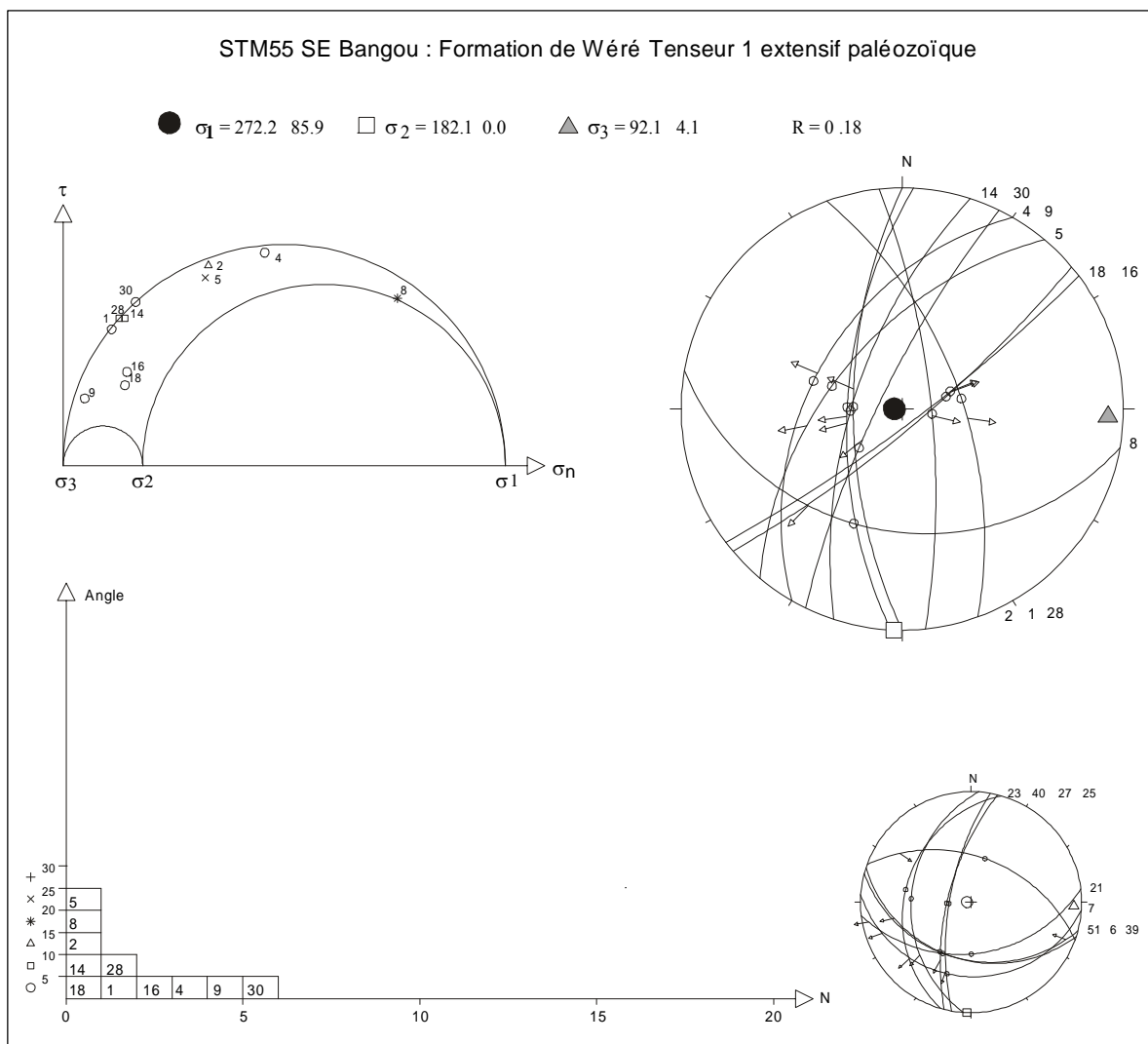


Figure 15. Résultat du calcul du tenseur solution (secteur de Bangou) obtenu par la méthode Etchecopar (1984), après écart des stries incompatibles.

Figure 15. Calculation of the extensional paleostress tensor related to the population of synsedimentary normal microfaults measured in the deposits of the Wb member (Bangou area).

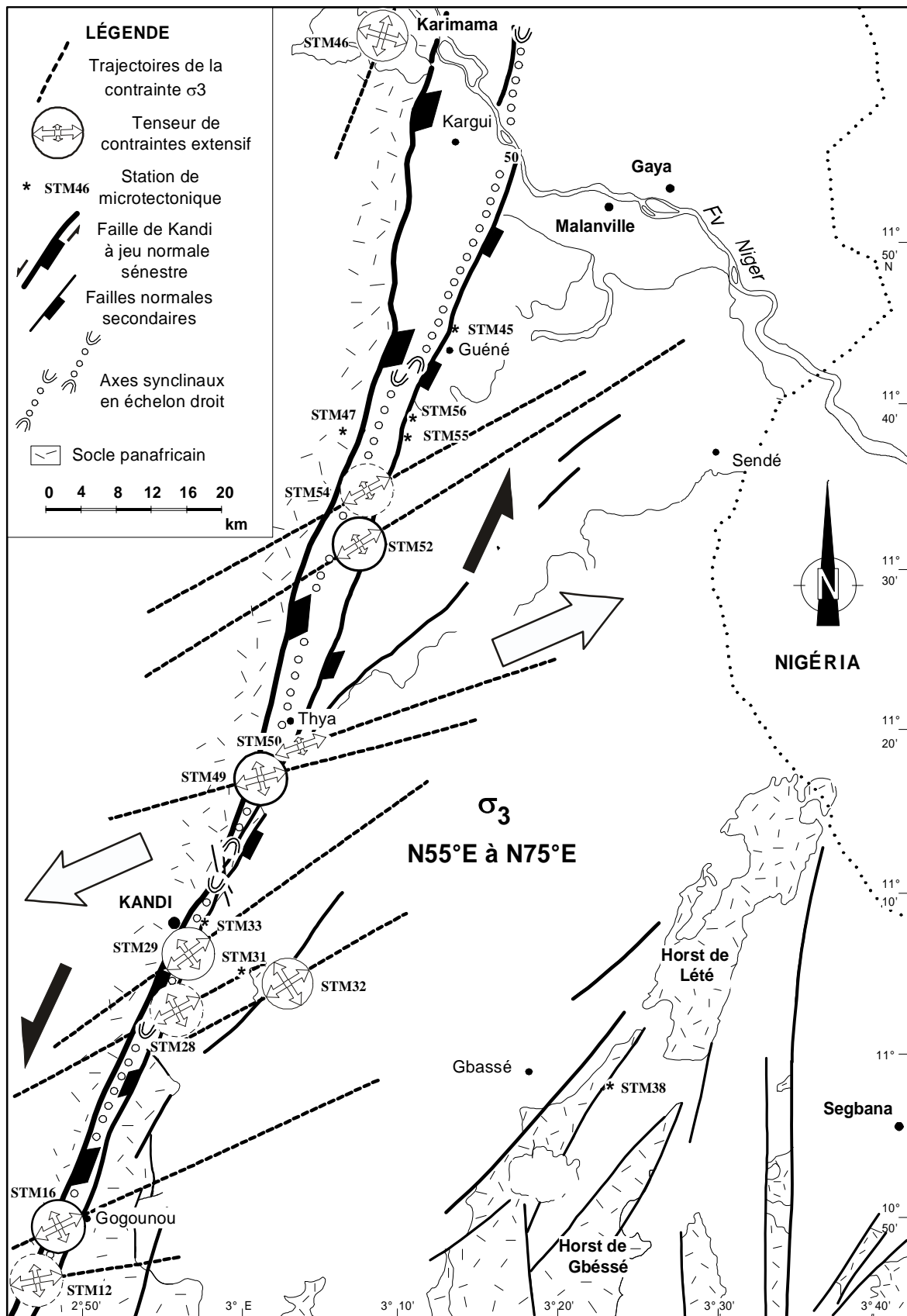


Figure 16. Champ de paléocontraintes relié au premier épisode de l'extension paléozoïque N55°E à N75°E.

Figure 16. Paleostress field related to the N55°E to N75°E extension episode of Late Ordovician.

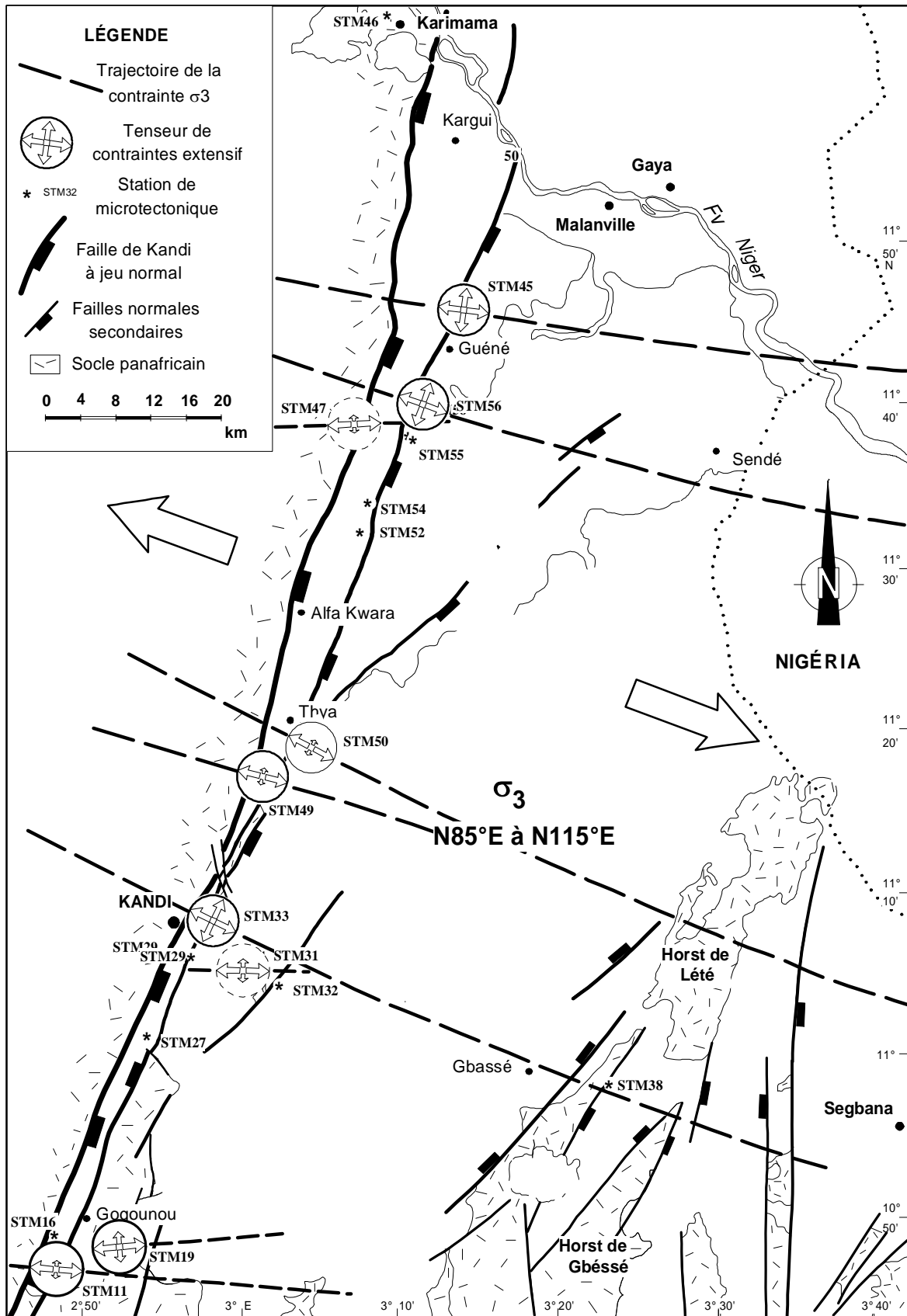


Figure 17. Champ de paléocontraintes relié au deuxième épisode de l'extension paléozoïque N85°E à N115°E.

Figure 17. Paleostress field related to the N85°E to N110°E extension episode of Late Ordovician-Early Silurian.

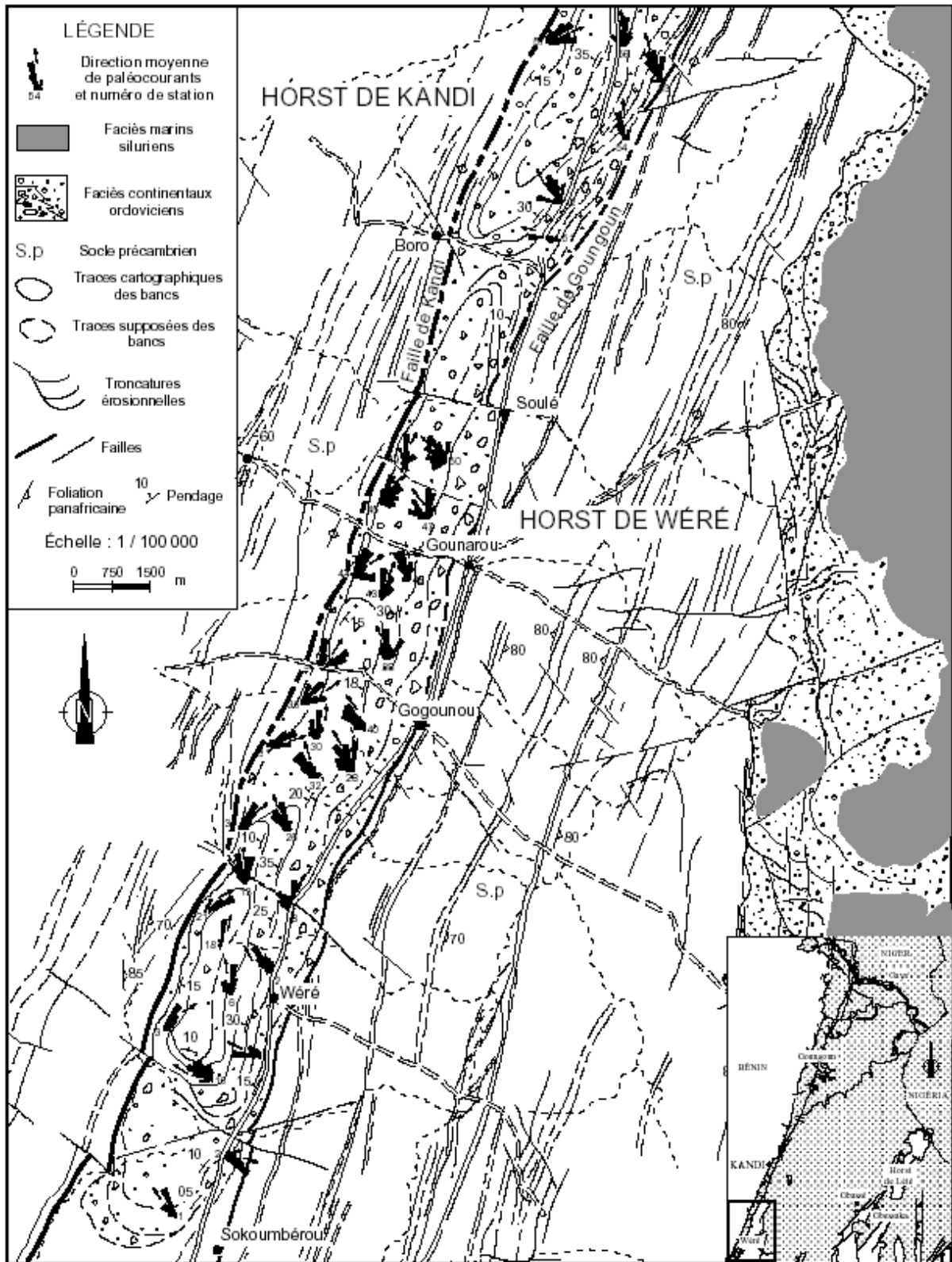


Figure 18. Distribution des directions de paléocourants dans les dépôts continentaux de la Formation de Wéré remplissant une paléovallée : le bassin synclinal de Wéré.

Figure 18. Geological map of Wéré area. A fault-bounded paleovalley filled by the large-scale conglomeratic to coarse-grained sandstones of the Wa member.

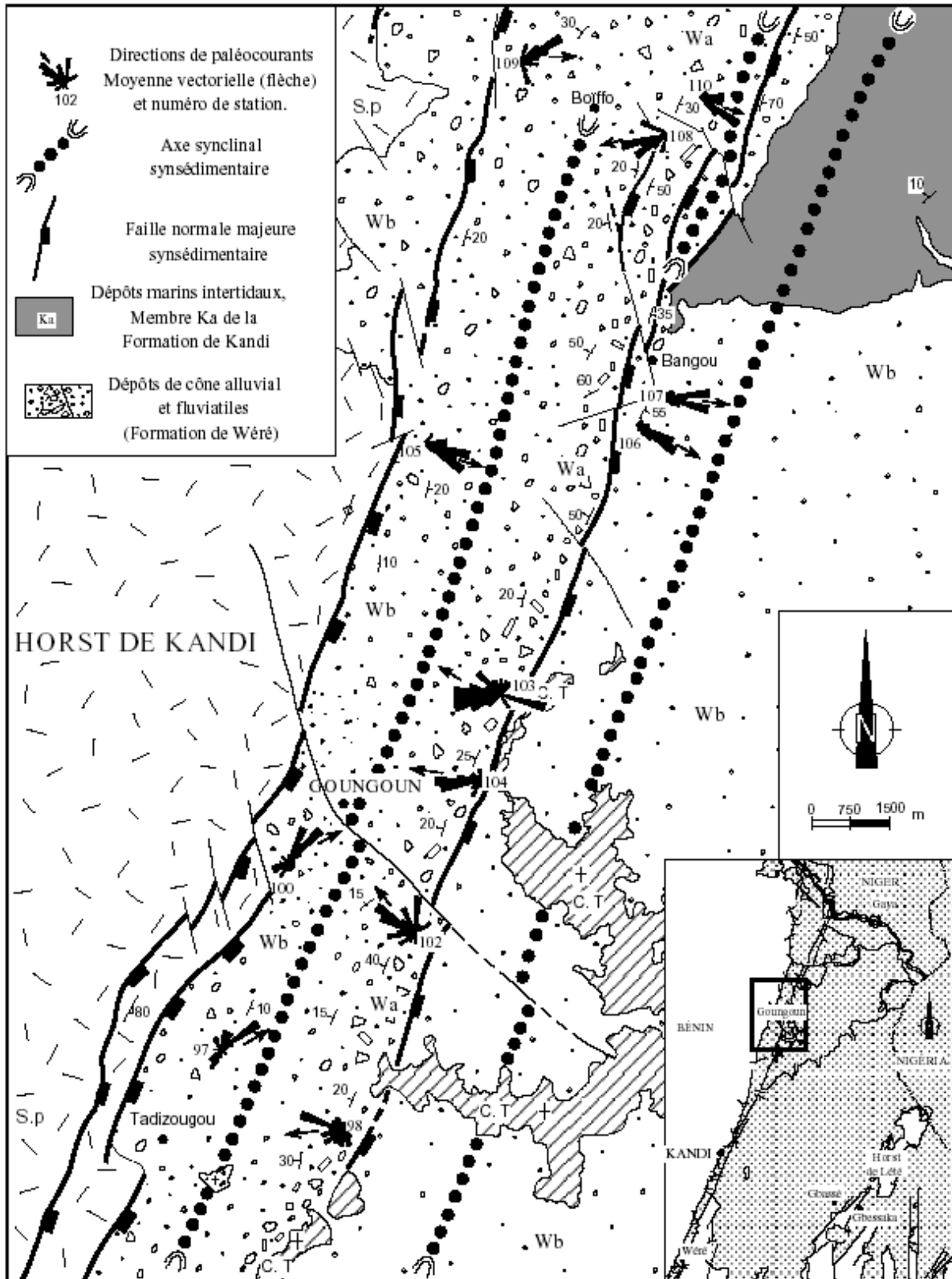


Figure 19. Carte simplifiée du secteur de Goungoun montrant les relations entre la structuration synsédimentaire et les directions d'apports sédimentaires dans la formation de Wéré.

Figure 19. Geological map of Goungoun area showing relations between synsedimentary extensional structuring and directions of palaeocurrents associated with continental deposits of Wéré formation.

Dans les zones axiales des paléovallées, les écoulements s'effectuent parallèlement aux axes des synclinaux (**fig. 18**), en direction du Nord Est. Vers l'Est, les dépôts fluvioglaciaires sont caractérisés par des directions de paléocourants subparallèles à l'axe N20° E du bassin. L'ensemble de ces observations argumente la nature synsédimentaire des structures synclinales et leur influence sur les directions d'apports, ce qui conforte l'idée d'une réactivation normale synsédimentaire de la faille de Kandi.

Sédimentation associée au stade d'extension N100°E - Ce deuxième stade d'extension parachève le comblement des paléovallées. Il est contemporain de la mise en place des dépôts supérieurs fluvioglaciaires et des dépôts marins du membre Ka et éventuellement des dépôts de base du membre Kb. La sédimentation marine succédant à un retrait glaciaire s'installe alors que les paléovallées comblées s'individualisent en zone haute jouant ainsi le rôle de zone barrière.

Les sédiments fluviatiles et marins de la série syn-tectonique 2 sont liés à un bassin versant beaucoup plus vaste. L'analyse cartographique de la zone bordière occidentale du bassin (secteurs de Tui et Nord Kandi, **fig. 20, 21, 22**) montre que l'ensemble du remplissage détritique est déformé par deux structures synclinales asymétriques dont les axes sont parallèles aux accidents majeurs N20°E (Konaté *et al.*, 2003b). Ces structures sont

associées à de nombreuses troncatures érosionnelles intraformationnelles **D1** et **D2** (**fig. 21**) et à une configuration divergente des dépôts paléozoïques marquée par la forte variation de pendage vers l'Est, de 70° à 10° (**fig. 20 et 21**). Le caractère syn-sédimentaire de cette structure est démontré par l'épaississement de la série paléozoïque de l'Ouest vers l'Est et par la disposition en discordance progressive des dépôts supérieurs de la formation de Kandi (membre Kb) qui fossilisent les niveaux sédimentaires inférieurs basculés (**fig. 23**).

Cette disposition caractérise le basculement syn-tectonique progressif des niveaux paléozoïques continentaux et marins, relié au jeu normal de la faille de Kandi. La transition brutale entre les niveaux continentaux de base et les dépôts marins supérieurs n'étant pas marquée par une forte variation de pendage, la mise en place des premiers niveaux marins n'est donc pas associée à une forte augmentation de l'accommodation tectonique, mais plutôt à une remontée eustatique, en relation avec la fonte de la calotte glaciaire de l'Ordovicien Terminal (Konaté *et al.* 2003b).

Ces observations démontrent ainsi que :

- le contexte tectonique est bien relié à un demi-graben dissymétrique;
- le bassin de Kandi est défini comme un bassin en demi-graben dont la géométrie synclinale contrôle étroitement les directions d'apports sédimentaires, dans un contexte climatique glaciaire-interglaciaire.

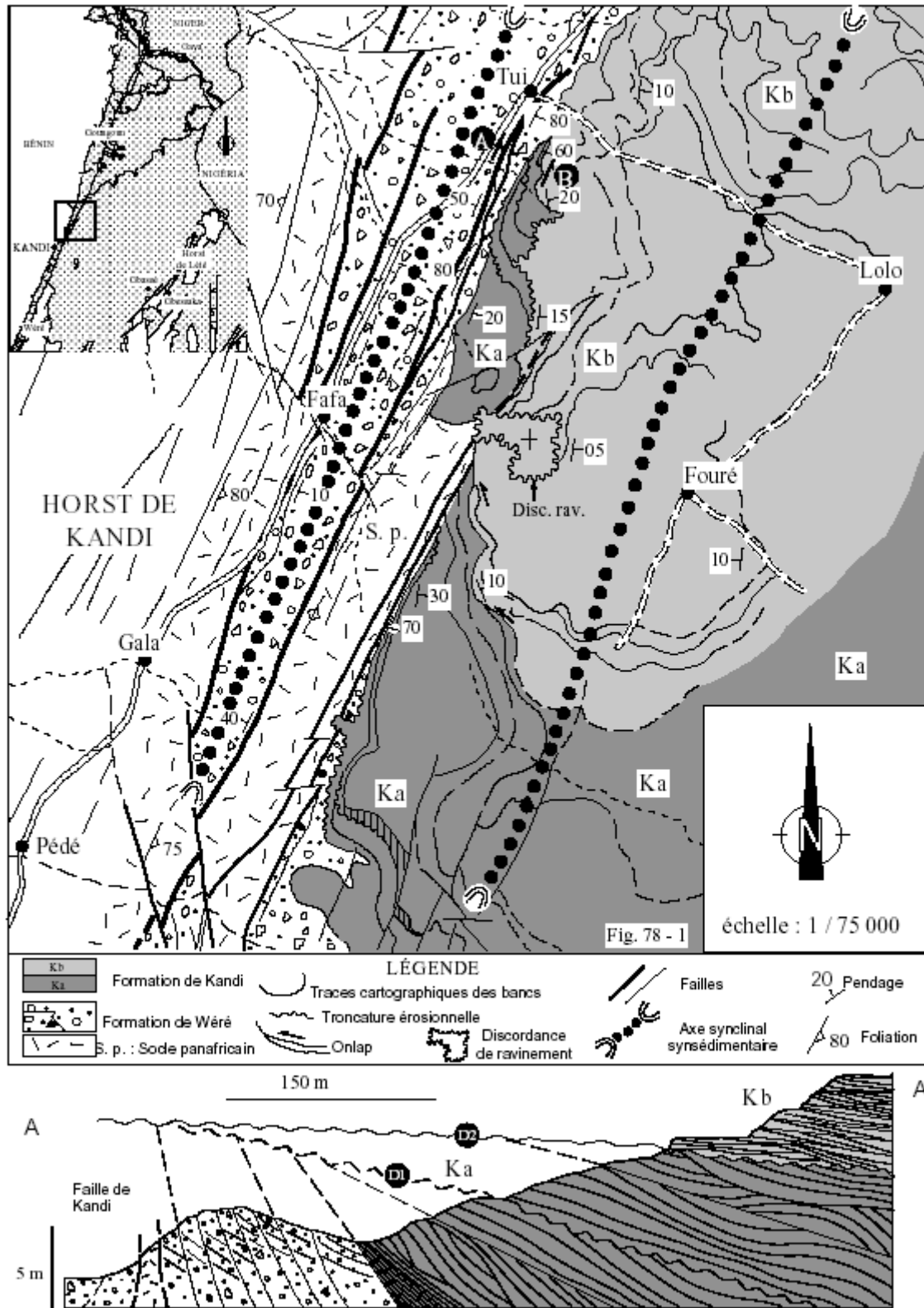


Figure 20. Carte géologique détaillée du secteur de Tui montrant la faille de Kandi délimitant une lanière de socle et la géométrie synclinale des dépôts syntectoniques.

Figure 20. Geological map of Tui area showing the Kandi boundary fault and the geometry of the synsedimentary syncline deforming the syntectonic Paleozoic deposits.

Figure 21. Coupe Est-Ouest montrant les discordances progressives et la disposition générale divergente des dépôts syntectoniques ordovico-siluriens.

Figure 21. E-W section showing the progressive unconformities and the general divergent configuration of the syntectonic Paleozoic deposits.

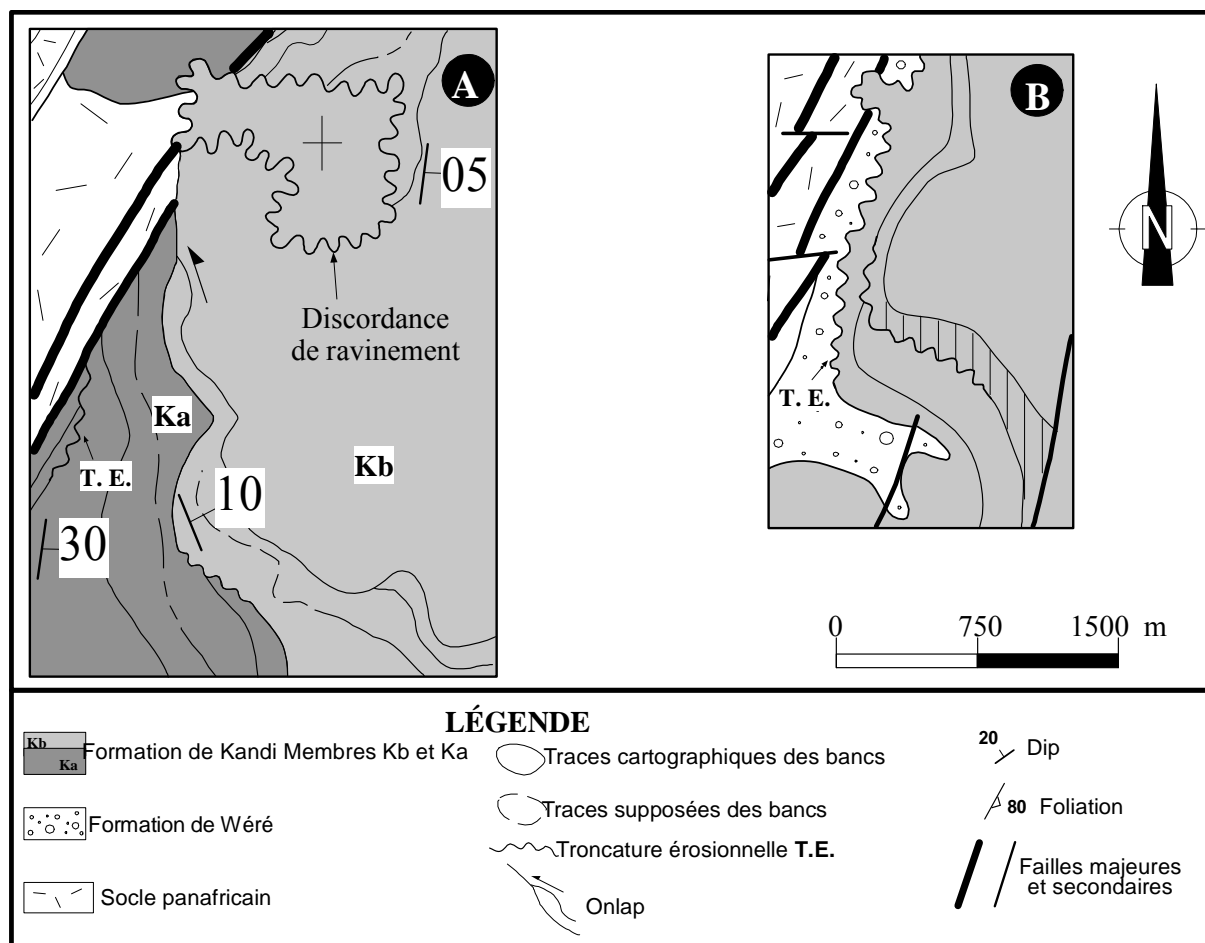


Figure 22. Détail de discordance progressive marquée par des onlaps (A) et des troncatures érosionnelles (A) et (B).

Figure 22. Sketch map showing progressive unconformity with onlap (A) and erosional truncations (A) and (B).

5.2 Série post-tectonique

Au Silurien inférieur, postérieurement à la tectonique extensive, se déposent les termes supérieurs des sédiments marins, correspondant soit, au sommet du membre Kb en ce qui concerne la zone bordière occidentale (secteur de Tui), ou à son intégralité, s'agissant des zones internes du bassin (secteur de Gbessaka). Cette série post-tectonique se met en place dans le reste du bassin de Kandi et scelle cartographiquement les structures tectoniques antérieures (**fig. 23**).

Dans la zone bordière, les dépôts du membre Kb, légèrement basculés sont associés à des discordances progressives, attestant une sédimentation syn-tectonique. Dans le secteur de Gbessaka, par contre, ces mêmes niveaux reposent en onlaps sur les dépôts antérieurs basculés, fossilisant ainsi les déformations paléozoïques (**figs. 23 et 25**). La succession

sédimentaire montre le passage graduel vers un environnement marin plus distal, consécutif à un retrait glaciaire, dominé par des tempêtes. Ces données montrent que dans le bassin (secteur de Gbessaka), les mouvements tectoniques ne se produisaient plus pendant la sédimentation des niveaux de base du membre Kb, alors qu'ils se sont poursuivis au voisinage de la faille bordière de Kandi. Les directions d'écoulements, relativement dispersées, sont contrôlées uniquement par la dynamique tidale (**fig. 23**).

Les niveaux supérieurs transgressifs de la formation de Kandi, limités à la base par une surface de ravinement (**TS1, fig. 25-B**), marquent l'installation d'un environnement marin littoral peu profond, caractérisé, dans les zones bordières du bassin, par une sédimentation gréseuse tidale, mis en évidence par le caractère bidirectionnel des directions d'apports (**fig. 24**).

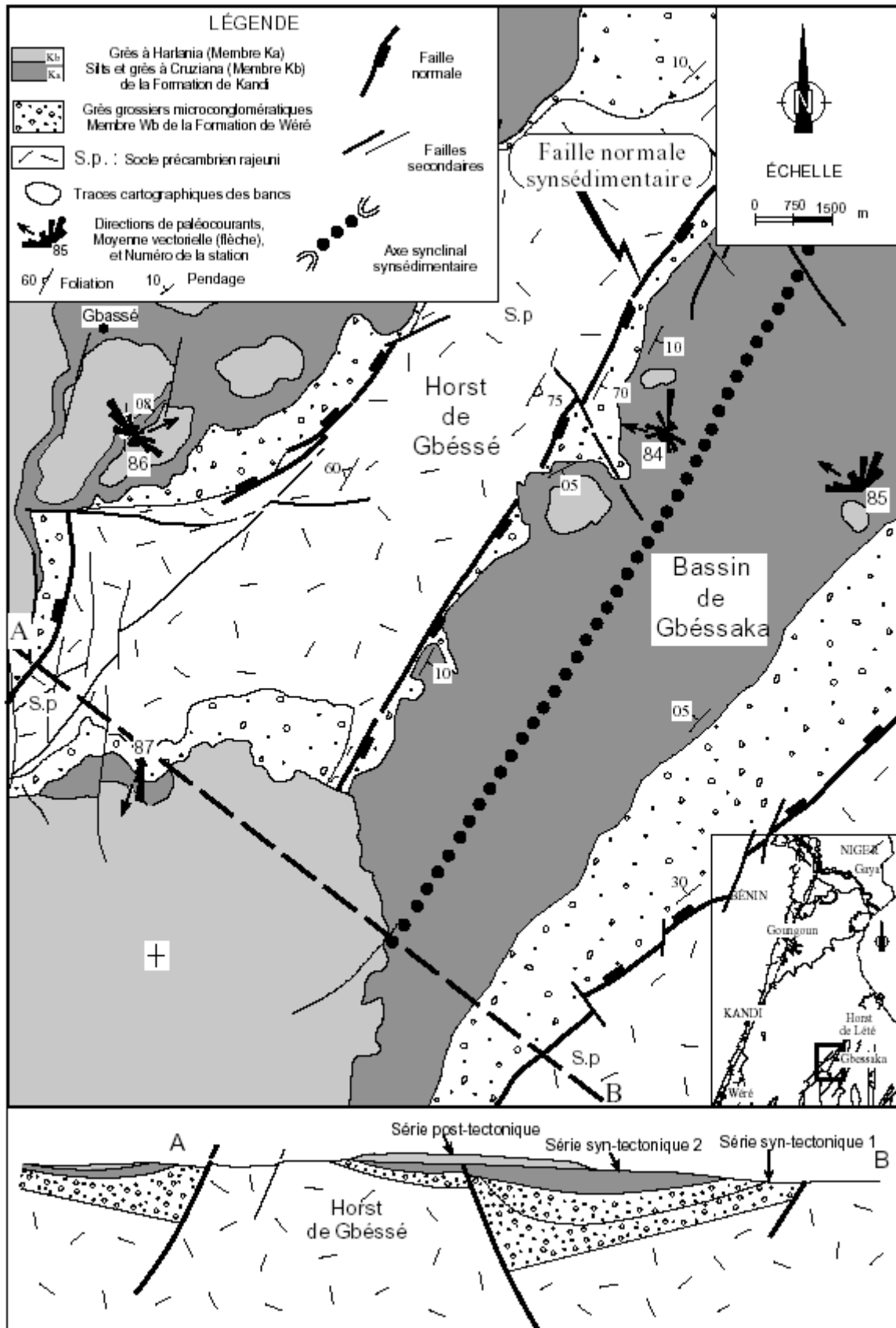


Figure 23. Carte simplifiée du bassin de Gbessaka montrant le contrôle de la tectonique sur la sédimentation et coupe géologique correspondante suivant A-B.

Figure 23. Geological map of Gbessaka basin showing the control exerted by the extensional tectonic on the distribution of Palaeozoic facies, and corresponding cross section.

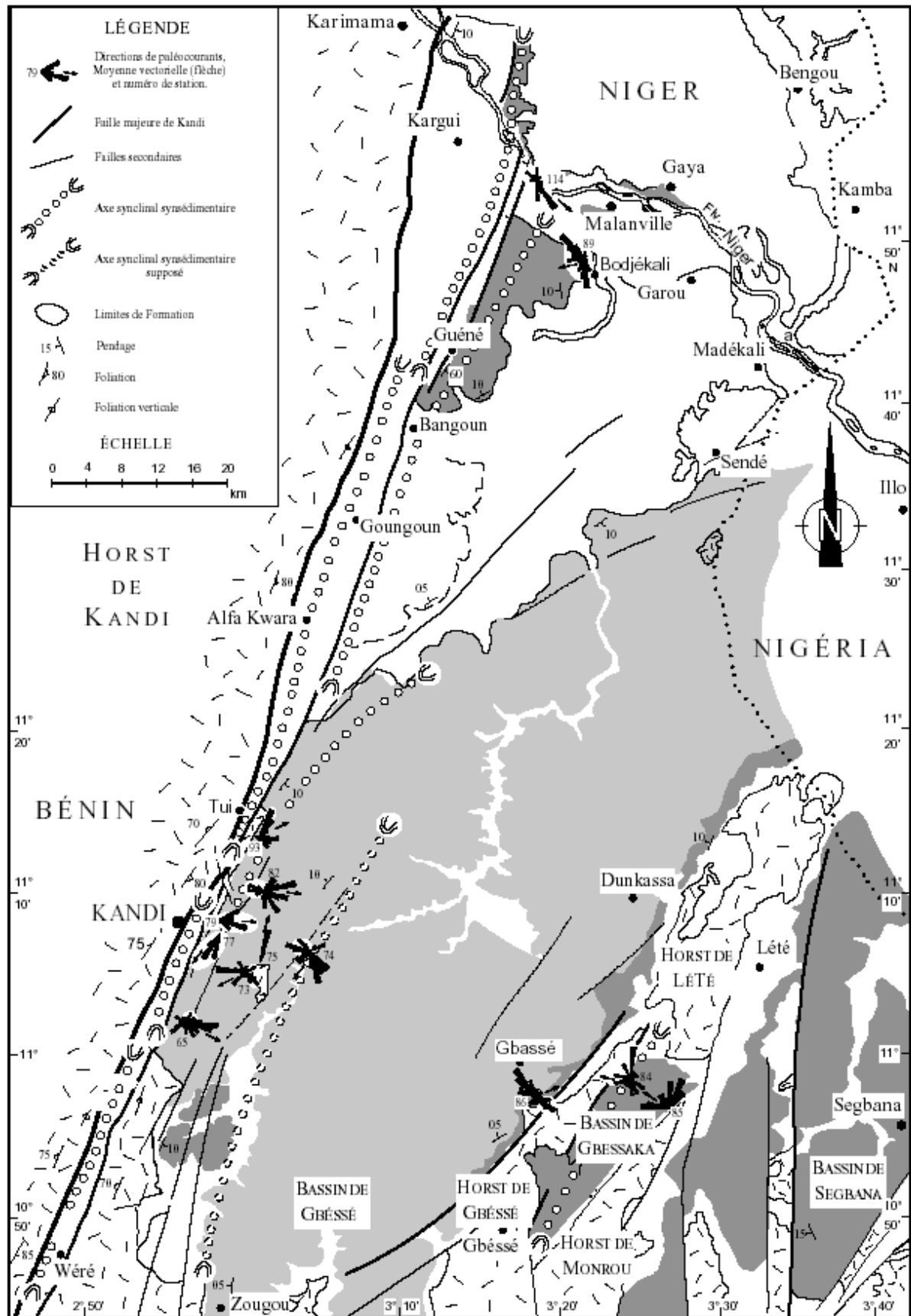


Figure 24. Distribution des directions de paléocourants dans les dépôts marins de la formation de Kandi.

Figure 24. Directions of palaeocurrents associated with Ka member marine deposits of Kandi formation.

La faible activation des failles normales entretient toutefois au Silurien inférieur des topographies peu contrastées : présence des horsts de Kandi à l’Ouest, de Gbessé et de Poria à l’Est, contrôlant le mode de dépôts des sédiments littoraux (fig. 25-A). La prise en compte des directions d’apports et l’analyse lithostratigraphique met en évidence au voisinage des bordures Ouest et Est l’installation de deux systèmes sableux de

"shoreface" progradant en direction de la zone axiale du bassin (fig. 25 A et B). L’analyse de la géométrie des dépôts permet de définir la nature syn-tectonique des sédiments de la formation de Wéré (fig. 6 et 25) et la nature syn- à post-tectonique des niveaux marins de la formation de Kandi (fig. 6 et 25) -Konaté *et al.* 2003b-.

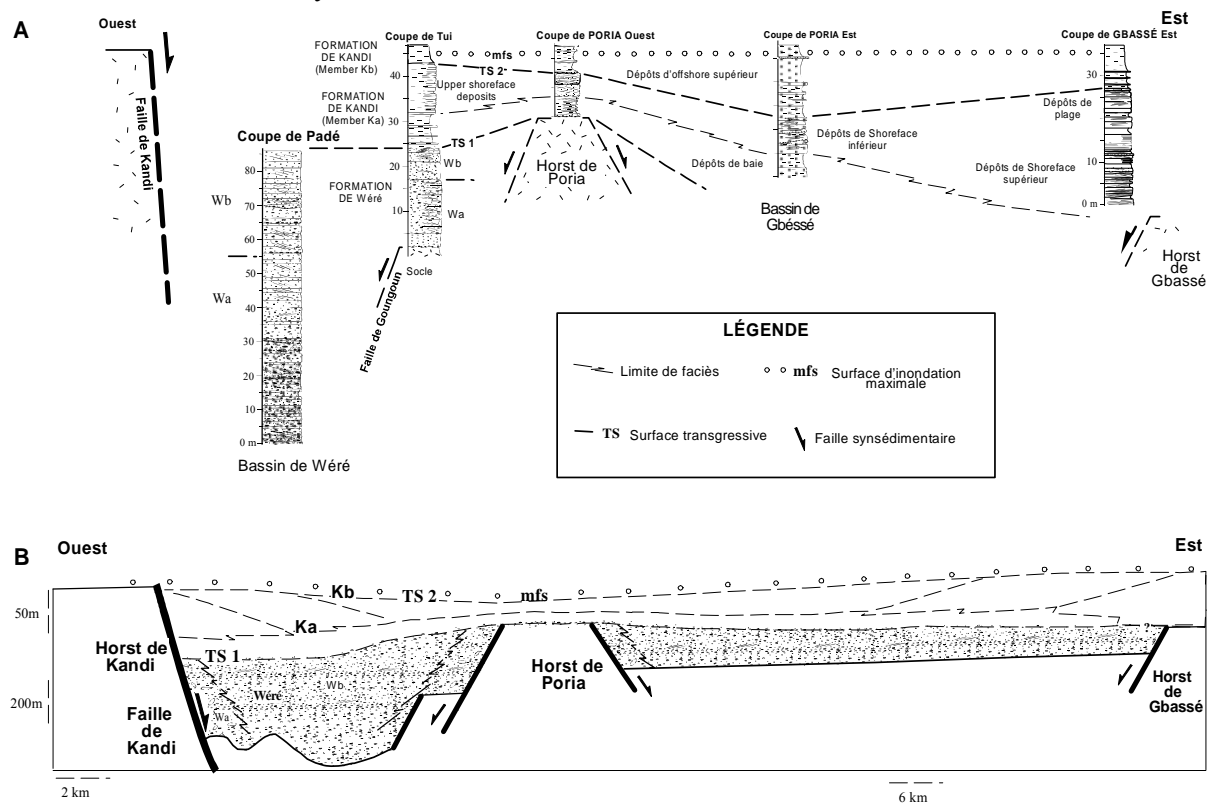


Figure 25. A. Contrôle de la structuration extensive sur la distribution des faciès ordovico-siluriens du bassin de Kandi. B - Modèle tectono-sédimentaire de remplissage du bassin extensif de Kandi.

Figure 25. A . Control exerted by the synsedimentary extensional deformation on the distribution of the Palaeozoic facies in the Kandi basin. B - Tectono-sedimentary model for the extensional Palaeozoic Kandi basin.

6. DISCUSSION : INTERACTION TECTONIQUE EXTENSIVE / DÉGLACIATION

A l’échelle globale, l’évolution géodynamique au Paléozoïque s’intègre dans un contexte de fermeture des océans qui bordaient le Gondwana. Cette fermeture a conduit à la formation de la Pangée, les marges des différents continents Gondwana, Laurentia, Siberia et Baltica étant le siège de mouvement de subduction (Torsvik *et al.* 1996, Scotese *et al.* 1999). L’évolution structurale du super-continent Gondwana est alors caractérisé par une tectonique extensive observée notamment dans le domaine africain à l’Ordovicien, au

Silurien et au Dévonien (Beuf *et al.*, 1971; Popoff, 1988; Villeneuve *et al.*, 1993). Cette tectonique extensive est à l’origine de la formation de plusieurs grabens en Guinée (Villeneuve & Da Rocha Araujo 1984; Villeneuve & Cornée 1991), au Nord-Cameroun (Béa *et al.*, 1990), au Nord-Ouest du Nigéria (Black , 1984), au Mali (Black *et al.*, 1979) et dans les Tassilis (Beuf *et al.*, 1971).

De par ces caractéristiques, se pose la question de la nature de la structuration extensive à la limite ordovicien-silurien. En effet, la forte dispersion spatiale de cet ensemble de bassins extensifs caractérise un mode diffus de structuration extensive qui contraste fortement avec les modalités du rifting

continental, pourtant associé dans la littérature aux bassins extensifs glaciaires et post-glaciaires (Eyles, 1993; Eyles & Young, 1994). C'est ce caractère diffus qui, conjointement à la création de failles normales, a permis dans un premier temps, de relier ce type de structuration extensive à l'extension post-orogénique de la chaîne panafricaine (Konaté, 1996). Toutefois, l'intervalle de temps qui sépare la fin de l'orogénèse panafricaine et la transgression au Silurien inférieur est important, supérieur à 250 Ma. De plus, les sédiments supérieurs marins présents dans ces bassins, sont liés à un faible relief terrestre et marquent donc l'absence d'un épaissement crustal antérieur notable, symptomatique de l'étalement gravitaire d'une chaîne de montagnes. Ces observations nous permettent de réfuter cette première hypothèse.

La structuration extensive du bassin de Kandi et des bassins analogues d'Afrique de l'Ouest apparaît synchrone de la fonte de la calotte glaciaire à l'Ordovicien terminal. La question d'interpréter ce type de tectonique extensive sous le terme de "*crustal-scale post-glacial tectonics*", tel qu'il a été défini récemment par Thorson (2000), peut être posée. En effet, de nombreux auteurs relient la mise en place d'une sismicité intraplaque à la fonte de grandes calottes glaciaires. Ainsi, durant les périodes récentes fini et post glaciaires, la Scandinavie et les îles britanniques présentent une augmentation importante de la sismicité avec, notamment, des séismes caractérisés par des magnitudes 8 (Arvidsson 1996). Ce processus est conforté par la caractérisation de failles majeures post-glaciaires initiées il y a 9000 ans, en Fennoscandia (Muir Wood, 1989; Arvidsson 1996). Il est largement admis que les paléofailles et les paléoséismes dans les îles Britanniques et Fennoscandie sont provoqués par les contraintes induites par le rebond isostatique postglaciaire (Gregersen & Basham, 1989). Cette remarque est cohérente avec la mise en évidence de sismicité actuelle et de failles normales actives à la périphérie des calottes glaciaires en Scandinavie, en Antarctique et en Amérique du Nord (Johnson, 1987; Adams and Basham, 1989). La modélisation numérique de l'évolution des contraintes, induites par un rebond postglaciaire dans l'Est du Canada, a permis à Wu & Hasegawa (1996) de prédire les pulsions sismiques en fonction du temps et de la modalité de fracturation (Grollmund & Zoback, 2001). Le modèle de Wu & Hasegawa est appliqué à

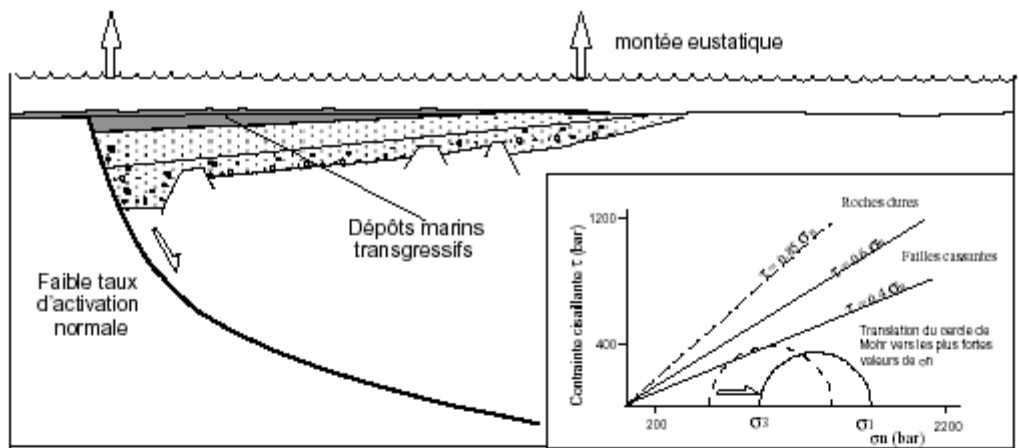
une calotte glaciaire de grande taille comparable à celle de Laurentia. Johnson (1987, 1989) démontre que la sismicité peut être supprimée par le poids d'une grande calotte glaciaire continentale. Cette idée est largement confortée par la nature asismique des régions internes de l'Antarctique et du Groenland ; la sismicité actuelle modérée se répartissant à la périphérie des calottes en Antarctique, au Groenland et en Amérique du Nord (Johnson, 1987 ; Wu & Hasegawa, 1996).

L'intégration de l'ensemble de ces observations permet de proposer un cadre évolutif du bassin extensif de Kandi, en interaction étroite avec la fonte de la calotte glaciaire hirnantienne (**fig. 26**). Cette évolution associe plusieurs stades, dont chacun est marqué par un remplissage stratigraphique caractéristique lié à un comportement mécanique particulier de la croûte continentale suivant le modèle de rupture défini par Johnson (1987).

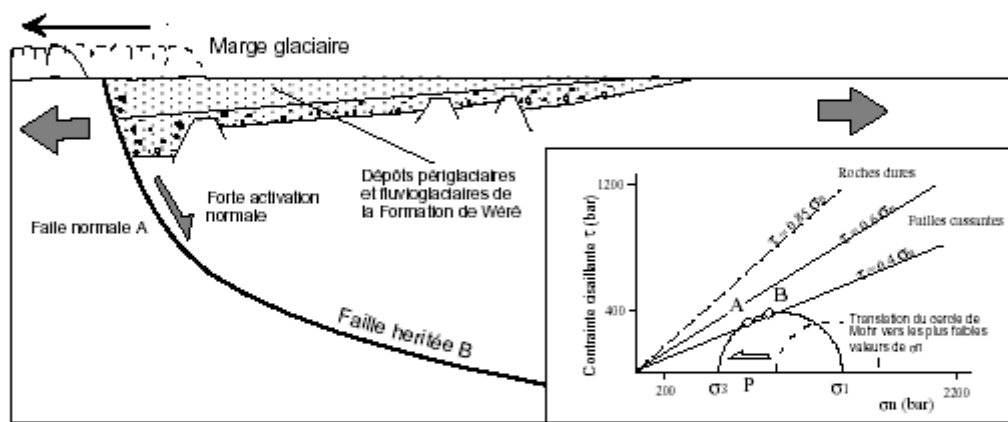
(1) Dans un premier stade, à l'Ordovicien terminal, la sismicité et donc le potentiel d'activation de faille crustale est inhibé sous l'effet de l'épaisse calotte glaciaire (**Fig. 26 A**). Dans ce modèle mécanique, le poids de la calotte glaciaire continentale a pour effet de translater le cercle de Mohr représentant l'état de contraintes crustal vers de plus fortes valeurs de contraintes de σ_n , ce qui a pour effet d'inhiber l'activation des failles. Le cercle ($\sigma_1 - \sigma_3$) ne touche pas l'enveloppe de Mohr, il n'y a donc pas de rupture. L'effet d'une surcharge statique favorise donc la suppression de la sismicité en dessous de la calotte. (2) Pendant le second stade et en accord avec Johnson (1987), la fonte de la calotte glaciaire est responsable de l'activation de la sismicité crustale par :

(i) la diminution de la contrainte verticale liée à la surcharge ;

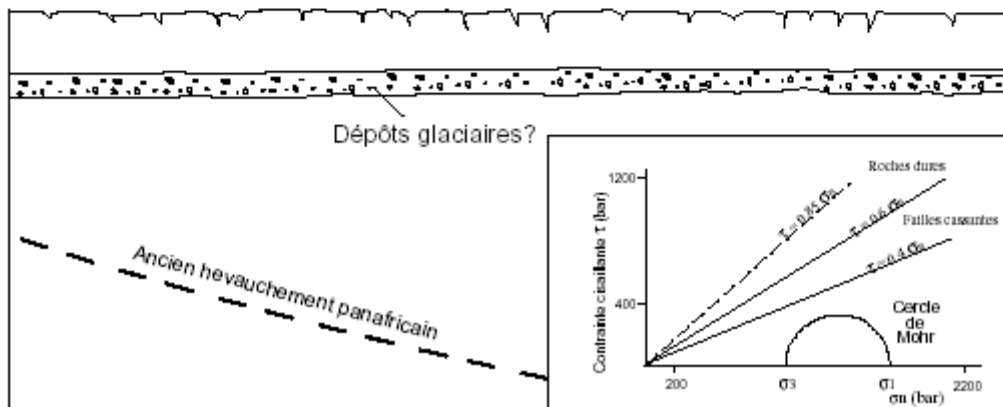
(ii) l'augmentation de la pression hydrostatique de fluide dans les pores du matériau crustal (**fig. 26 B**). Le cercle de Mohr est translaté vers les plus faibles valeurs de σ_n .



C - Silurien inférieur : Fonte de la calotte glaciaire et transgression glacio-eustatique
Faible taux de formation de failles normales par rééquilibrage isostatique



B - Ordovicien Terminal : retrait glaciaire
Déglaciation favorisant une augmentation de la pression de fluide dans les pores et une augmentation du taux de formation des failles héritées



A - Ordovicien Terminal (Hirnantien) : épisode glaciaire
Inhibition du potentiel de formation de failles crustales sous l'effet d'une épaisse calotte glaciaire

Figure 26. Tectonique extensive post-glaciaire et rebond isostatique contrôlant le taux de déformation de la faille de Kandi ainsi que des dépôts syntectoniques subséquents pendant la période ordovico-silurienne. Le modèle de rupture de Navier-Coulomb a été utilisé pour expliquer le comportement mécanique de la croûte continentale pendant les périodes de glaciation et de déglaciation (pour plus d'information voir Johnson, 1987). **A** - L'effet d'une énorme calotte glaciaire consiste à déplacer la population de stries (contraintes cisaillantes) loin de l'enveloppe de rupture de Mohr et d'inhiber l'initiation de failles crustales. **B** - L'effet de la fonte de la calotte glaciaire, combinée à l'augmentation de la pression hydrostatique dans les pores du matériau crustal, permet de translater les populations de stries sur la courbe de rupture et de favoriser la formation des failles. **C** - Le faible taux de formation de failles normales est lié à un rééquilibrage isostatique.

Figure 26. Post-glacial extensional tectonics and isostatic rebound controlling the deformation rate of the Kandi normal Fault as well as the interacted syntectonic deposits during late Ordovician to early Silurian times. Navier-Coulomb failure representation of a continental crust subjected to periods of glaciation and deglaciation (for further information see Johnson, 1987). **A** - The effect of a large ice sheet is to move the population of faults (Mohr circle) away from the envelope of failure and to inhibit crustal faulting. **B** - The effect of ice cap melting combined with the increase in crustal pore pressure P is to move faults closer to failure and to promote crustal faulting. **C** - The low rate faulting is related to isostatic reequilibrium.

Conséquence de cette translation, il vient tangenter l'enveloppe de Mohr, provoquant ainsi la rupture du matériau. La fracturation par joint de cisaillement se met alors en place. Ce deuxième stade correspond à la mise en place d'un bassin extensif en demi-graben contrôlé par le fort taux d'activation du système de faille crustale marquant la bordure des paléovallées à remplissage fluvio-glaciaire.

(3) Le troisième stade d'évolution du bassin est caractérisé par un faible taux d'activation de la faille normale de Kandi en raison du rééquilibrage isostatique crustal ; il est associé à une sédimentation marine, syn- à post tectonique, transgressive et d'origine glacio-eustatique (**fig. 26 C**).

Comme la glaciation hirnantienne est de courte durée, 300 000 ans selon Sutcliffe *et al.* (2000), la phase de déglaciation n'a également pas dépassé quelques centaines de milliers d'années. Une telle durée implique une très brève activation du bassin extensif post-glaciaire jouant le rôle de piège sédimentaire, ce type de dispositif est rarement décrit dans la littérature géologique. Dans un pareil laps de temps, le taux de sédimentation évolue vers des valeurs d'environ **1,66 mm/an** ($500\text{ m} / 300\ 000\text{ ans}$). Ce qui représente une très forte estimation du taux d'accumulation, mais compatible avec le fort taux d'accommodation et les importants apports sédimentaires accompagnant la déglaciation. En effet, pendant la dernière déglaciation du quaternaire, de grandes quantités de sédiments antérieurement érodés par les glaciers, sont remobilisés lors de la fonte du glacier (**1600 mm / 1000 ans**, Buoncristiani, 1997). Le travail présenté dans cette contribution documente un modèle original de bassin extensif contrôlé par les interactions déglaciation-déformation crustale ainsi que par les modalités de la "**crustal-scale glacially induced tectonics**" qui en découle. Il est susceptible de fournir un guide à l'analyse des déglaciations fossiles, des phases de déformation crustale, des bassins extensifs intracratoniques qui leur sont associées.

Remerciements Ces travaux ont été réalisés dans le cadre du thème 3 "Facteurs déterminants du signal stratigraphique" de l'UMR CNRS 5561 Biogéosciences. Ils ont bénéficiés du soutien des accords interuniversitaires Dijon-Cotonou et Dijon-Niamey.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adams, J. & Basham, P. W. 1989. The seismicity and seismotectonics of Canada east of the Cordillera. *Geoscience Canada* **16**, 3-16.
- Alidou, S., Lang, J., Bonvalot, J., Roman, E., et Seilacher A. 1991. Marine influences in the so-called continental sediments of the Paleozoic-Mesozoic Kandi Basin (Northern Benin - West Africa). *Journal African Earth Sciences* **12**, 1/2, 55-65.
- Arbey, F. 1987. Précisions sur la genèse de figures de gel rencontrées dans les sédiments fin-oroviciens des monts d'Ougarta (Sahara Algérien). Comparaison avec l'actuel. 112e Congrès national des sociétés savantes, Lyon. 2e Colloque Géologie Africaine, 239-264.
- Arvidsson, R. 1996. Fennoscandian earthquakes : whole crustal rupturing related to postglacial rebound. *Science* **274**, 744-746.
- Béa, A., Cocheme, J. J., Trompette, R., Affaton, P., Soba, D. and Sougy, J. 1990. Grabens d'âge paléozoïque inférieur et volcanisme tholéitique associé dans la région de Garoua au Nord-Cameroun. *Journal African Earth Sciences* **10**, 657-67.
- Beuf, S., Biju-Duval, B.-Y., Charpal, O., Rognon, P., Cariel, O. and Bennacef, A. 1971. Les grès du paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. Publication Institut Français du Pétrole, France, 18, 464 p.
- Black R. 1984. The Pan-African event in the geological framework of Africa. *Nature*, London **278**, 223-227.
- Black R., Ba H., Ball E., Bertrand J. M., Boullier A. M., Caby R., Davison I., Fabre J., Leblanc M. & Wright L. I. 1979. Outline of the panafriain geology of Adrar des Iforas (Republic of Mali). *Geologische Rundschau* **68**, n°2, 543-564.
- Brenchley, P. J., Marshall, J. D., Robertson, G. A. F., Long D. G. F., Meidla, T., Hints, L. and Anderson, T. F. 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology* **22**, 295-298.

- Buoncristiani, J. F. 1997. Production sédimentaire détritique des systèmes glaciaires. Quantification des produits stockés dans un lac proglaciaire durant la dernière glaciation : exemple du lac de la Combe d'Ain (Jura, France). *Ph D thesis*, Université Bourgogne, Dijon.
- Denis, M., Buoncristiani, J.-F., Konaté M., Guiraud M. 2006. Polygonal sandstone ridge networks: origin and glaciodynamic implications, a case study from Hirnantian glaciation, Djado Basin (Niger), *Sedimentology* (article in press).
- Deynoux, M. 1980. Les formations glaciaires du précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable. *Travaux Laboratoire des Sciences de la Terre St.-Jérôme, Marseille* **17**, 554 p.
- Dewolf, Y. 1988. Stratified slope deposits. *Advances in periglacial geomorphology*, Edition Clark, Willey & Sons, 91-110.
- Etchecopar, A. 1984. Etudes des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique). Thèse Doctorat d'Etat, Montpellier, 270 p.
- Eyles, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth Science Review*, **35**, 1-248.
- Eyles, N. & Young, G. M. 1994. Geodynamic controls on glaciation in Earth history. In: *Earth's glacial record*, eds. Deynoux M., Miller J. M. G., Domack E. W., Eyles, N., Fairchild I. J. and Young G. M., 1-28.
- Fabre, J. 1988. Les séries Paléozoïques d'Afrique : une approche. *Journal African Earth Sciences* **7**, n°1, 1-40.
- Ghienne, J. F. 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. *Palaeogeography Palaeoclimatology. Palaeoecology* **189**, 117-145.
- Gregersen, S. & Basham, P. W.. 1989. Summary, conclusions and recommendations. In: *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins : Neotectonics and Postglacial Rebound*, eds. Gregersen, S. & Basham, P. W., 1-6.
- Grollmund, B. & Zoback, M. D. 2001. Did deglaciation trigger intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone? *Geological Society American Bulletin* **29**, 175-178.
- Guillocheau, F. 1991. Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple Dévonien armoricain. *Thèse Doctorat*, Université Louis-Pasteur, Strasbourg, 257 p.
- Guiraud, R. et Alidou, A. 1981. La faille de Kandi (Bénin), témoin du rejeu fini-crétacé d'un accident majeur à l'échelle de la plaque africaine. *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris* **293**, 779-782.
- Institut De Recherche Breda 1989. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 : Feuilles de Kandi et Malanville, 1ère édition 1989. Mémoire n°2, Office Béninois des Mines, Cotonou, 75 p.
- Konaté, M., Guiraud, M., Alidou, S., Clermonté, J., Drouet, J.J. & Lang, J. 1994. Structuration et dynamique sédimentaire du bassin paléozoïque en demi-graben de Kandi (Bénin, Niger). *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris* **318**, 535-542.
- Konaté, M. 1996. Evolution tectono-sédimentaire du bassin paléozoïque de Kandi (Nord Bénin, Sud Niger). *Thèse Doctorat*, Université Nancy I, Université Bourgogne, 302 p.
- Konaté, M., Guiraud, M., Lang, J., Yahaya, M. 2003a. Sedimentation in the Kandi extensional basin (Benin and Niger) : fluvial and marine deposits related to the Late Ordovician deglaciation in West Africa. *Journal African Earth Sciences* **36**, 185-206.
- Konaté, M., Guiraud, M., Lang, J., Yahaya, M. 2003b. Structuration extensive et évolution tectono-sédimentaire du bassin d'âge Ordovicien supérieur-Silurien inférieur de Kandi (Nord Bénin, Sud Niger). *Africa Geoscience Review* **10**, Nos 1 & 2, 33-68.
- Johnson, A. C. 1987. Suppression of earthquakes by large continental ice sheets. *Nature* **330**, 467-469.
- Johnson, A. C. 1989. The effect of large ice sheets on earthquake genesis. In: *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins : Neotectonics and Postglacial Rebound*, eds. Gregersen, S. & Basham, P. W., Kluwer, 581-599.
- Legrand, P. 1983. Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie paléozoïque. In: *Lexique stratigraphique international*, vol. Afrique de l'Ouest, J. Fabre édit., Pergamon Press, Oxford, 96-108.
- Lüning, S., Craig, J., Loydell, D. K., Storch, P. and B., Fitches, B. 2000. Lower Silurian 'Hot shales' in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth Science Review* **49**, 121-200.
- Michel, J. P. 1962. Description des formations quaternaires semblables à des "diapirs" dans les alluvions anciens de la Seine et de la Marne près de Paris. *Bulletin Société Géologique France* **7**, 4, n°6, p. 795.
- Muir Wood, R. 1989. Extraordinary deglaciation reverse faulting in northern Fennoscandia, In: *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins : Neotectonics and Postglacial Rebound*, eds. Gregersen, S. & Basham, P. W., Kluwer, 581-599.
- Petit, J.-P. & Laville, E. 1987. Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. In: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* Eds Jones & Preston *Geological Society Special Publication*, London, **29**, 107-121.

- Petit, J-P., Proust, F. & Tapponnier, P. 1983. Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bulletin Société Géologique France* **7**, 25, n° 4, 589-608.
- Popoff, M. 1988. Du Gondwana à l'Atlantique Sud : les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au Crétacé inférieur. *Journal African Earth Sciences* **7**, N° 2, 409-431.
- Rust, B. R. 1984. Coarse alluvial. In: *Facies Models*, eds. Walker, R. G., *Geoscience Canada*, 2nd edition, 53-69.
- Scotese, C. R., Boucot, A. J. and Mc Kerrow, W. S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal African Earth Sciences* **28**, 99-114.
- Seilacher, A. and Alidou, S. 1988. Ordovician and Silurian trace fossils from Northern Benin (W-Africa). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Stuttgart **7**, 431-439.
- Sutcliffe, O. E., Dowdeswell, J. A., Whittington, R. J., Theron, J. N. and Craig, J. 2000. Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity of Earth's orbit. *Geology* **28**, 967-970.
- Thorson, R. M. 2000. Glacial tectonics: a deeper perspective. *Quaternary Science Reviews* **19**, 1391-1398.
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Meert, J. G., Van Der Voo, R., Mc Kerrow, W. S., Brasier, M. D., Sturt, B. A. and Walderhaug, H. J. 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic. A tale of Baltica and Laurentia. *Earth Science Review* **40**, 229-258.
- Underwood, C. J., Deynoux, M. and Ghienne, J. F. 1998. High palaeolatitude (Hodh, Mauritania) recovery of graptolite fauna after the Hirnantian (end Ordovician) extinction event. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **142**, 91-105.
- Vaslet, D. 1990. Upper Ordovician glacial deposits in Saudia Arabia. *Episodes* **13**, 147-161.
- Villeneuve, M. & Da Rocha Araujo, P. R. 1984. La stratigraphie du bassin paléozoïque de Guinée (Afrique de l'Ouest). *Bulletin Société Géologique France* **26**, 1033-1039.
- Villeneuve, M. and Cornée, J.-J. 1991. Evolution paléogéographique de la marge nord-ouest de l'Afrique du cambrien à la fin du Carbonifère (du Maroc au Libéria). *Canadian Journal Earth Sciences* **28**, 1121-1130.
- Villeneuve M., Rochet, J. & Faye, M. 1993. Héritages structuraux panafricains et hercyniens sur la marge africaine de l'Océan Atlantique, entre la Mauritanie et le Libéria. *Bulletin Société Géologique France* **164**, n° 6, 851-860.
- Wu, P. & Hasegawa, H. 1996. Induced stresses and fault potential in eastern Canada due to a disc load: a preliminary analysis. *Geophysical Journal Institute* **125**, 415-430.