



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 335 (2003) 297–305



Géomatériaux / Sédimentologie

Le graben de l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : contrôle tectonique de la paléogéographie et des séquences au Cambrien inférieur

The Lower-Cambrian western Anti-Atlas graben: tectonic control of palaeogeography and sequential organisation

Mohammed Benssaou^{a,*}, Naïma Hamoumi^b

^a Département de géologie, faculté des sciences, Agadir, Maroc

^b Département de géologie, faculté des sciences, Rabat, Maroc

Reçu le 22 juillet 2002 ; accepté le 6 janvier 2003

Présenté par Michel Durand-Delga

Résumé

Dans l'Anti-Atlas occidental, les séquences sédimentaires transgressives–régressives, qui forment la succession d'âge Cambrien inférieur, sont contrôlées par une tectonique distensive dans un contexte de remontée eustatique de long terme. Le relevé de la répartition des faciès et des épaisseurs a permis de mettre en évidence un graben NE–SW le long de l'axe Ait Abdallah–Boussafène. L'individualisation de ce graben est un témoin de la persistance, au moins jusqu'à la fin du Cambrien inférieur, du *rifting* anti-atlasique amorcé, probablement, au Néo-Protérozoïque terminal.

© 2003 Académie des sciences. Publié par Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

In the Moroccan western Anti-Atlas, the combined extensive tectonic events with a long-term sea-level rise is the main factor on building vertical stacking transgressive–regressive sequences. In the Ait Abdallah–Boussafene axis, the subsidence processes, relayed by a brutal platform tilting generated an elongated NE–SW graben. This is an evidence of the persistence of the Anti-Atlasic rifting process during the last part of the Lower-Cambrian succession.

© 2003 Académie des sciences. Publié par Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : Anti-Atlas ; Maroc ; Cambrien inférieur ; *rifting* ; tectonique ; eustatisme

Keywords : Anti-Atlas; Morocco; Lower Cambrian; rifting; tectonic; eustatism

* Auteur correspondant.

Abridged English version

1. Introduction

During the Early Cambrian time, the Western Anti-Atlas (Fig. 1A) constitutes the axial zone of the Anti-Atlasian Cambrian rift [4,15]. The upper part of the Lower-Cambrian succession, that begins with the 'Calcaires inférieurs' Formation and finishes with the 'Série schisteuse' Formation, was considered as a post-rift series [4]. Through the sedimentologic and sequential stratigraphic patterns, our purpose is to retrace the western Anti-Atlasian basin rifting evolution and its potential impact on stacking sequence units during the supposed post-rift series deposits.

2. Stromatolitic series (Fig. 1B)

The three recognizing transgressive–regressive cycles show a basal transgressive system tract and a somital high system deposit. The transgressive system tract results from alternating stromatolitic carbonate facies and reworked tide mixed facies in the intertidal area. This intertidal facies association defines repetitive metric-scale elementary sequences. The high system tract results from a pile of supratidal stromatolitic carbonates that are locally interlayered with silicified and brecciated evaporitic layers.

3. Thrombolitic series (Fig. 1C)

The thrombolitic series comprises three transgressive–regressive sequences, formed by two distinctive members. The basal member, that constitutes a transgressive system tract, displays thrombolitic facies in association with marly and argillaceous intercalated stromatolitic facies forming several upward shallowing metric subtidal sequences.

The highstand system tract shows a stack of repetitive elementary sequences formed by alternating decimetric stromatolitic beds and waves reworked argillaceous and sandstone facies. This organisation reflects an episodic forced introduction of siliciclastic facies in a dominantly marine shallow-water carbonates.

4. Dendrolitic series (Fig. 1D)

This series encloses two transgressive–regressive sequences. The lowermost one consists of subtidal in-

terbedded oolitic limestones and siliclastic siltstones, as first member, overlain by a 30-m thick of archeocyathes and calcimicrobe bioherm build-up as second member. The uppermost member consists of repetitive elementary sequences formed by the massive or bioturbated mud tempestites at the base, overlain by amalgamated hummocky or massive sandstones. The vertical trend of the two first members defines a retrogradational pattern and could be interpreted as a transgressive system tract. In the second sequence, the highstand system tract is formed by several upward-shallowing metric sequences, reflecting the interplay between distal-shelf carbonate boundstone build-up and foreshore or upper-shelf siliclastic and mixed facies. The overlaying lowstand system tract, exhibiting evidence from internal erosional facies contacts, is formed by the resulting storm reworking deltas facies in the Igherme area. In the Ait Abdallah zone, the tectonic fragmentation that affected the mid-ramp generated an elongated narrow basin receiving sliding limestone blocks. In the Ait Baha, Anzi and Ifni areas, the dendrolitic series is represented only by one transgressive–regressive cycle.

5. Sequences: origin and discussion

The transgressive–regressive sequences that formed the Lower-Cambrian succession in the Anti-Atlas (last sequence excepted) are edified by a transgressive system tract and a highstand system tract. They can be compared to the third-order transgressive–regressive sequences defined by Embry [9]. The lack of internal unconformity and of lowstand system-tract deposits seems to be related to the differential tectonics that constitute the main control on sedimentary processes during a Lower-Cambrian rifting [3]. The extensional tectonic event inducing a rising sea level allows the formation of a transgressive system tract, while the progradation in a tectonic-quiescence stage allows that of a highstand system tract. The combined extensive tectonic event and a long-term sea level rise, as suggested by Fischer [10] for the Cambrian period, is the main factor on building vertical stacking of the transgressive–regressive sequences. In the Anti-Atlas, the lack of falling stage features and subsequently of erosional unconformities suggests that the highstand system deposit occurred principally in normal regression conditions.

6. Palaeogeographic basin and conclusion

In the western Anti-Atlas Lower-Cambrian succession, the stromatolitic series represents a long period during which greater areas of the platform were occupied by intertidal and supratidal microbial mats. The thrombolitic-series deposits reflect an episodic forced introduction of siliciclastic facies into a dominantly marine subtidal-water carbonates. Differential subsidence of individual sectors across the northwestern Anti-Atlas platform is suggested by substantial thickness of this series. During the first argillaceous episode of the dendrolitic series, the dislocation of platform in the Ait Abdallah areas generated a small basin receiving sliding limestone blocks. The second argillaceous episode reflects an increased distensional event that reaches the Bas–Draa area and generates an elongated narrow basin boarded to the east by a siliciclastic platform and to the west by an isolated carbonated ramp that regrouped the Ait Baha, Anzi and Ifni zones (Fig. 2B and C). This NE–SW basin is an evidence of the continuity of rifting processes during the supposed Lower-Cambrian post-rift series deposits.

1. Introduction

Dans l'Anti-Atlas (Fig. 1A), la mise en évidence d'un rift intra-continental au Cambrien inférieur remonte à 1990 [3]. L'initiation de ce bassin, génétiquement liée à la distension qui affecte la plate-forme occidentale du Gondwana, a été amorcée au début du Cambrien inférieur [4] et peut-être même au Précambrien III [15]. Les marqueurs du contrôle tectonique de la sédimentation sont bien enregistrés à la base du remplissage sédimentaire d'âge Cambrien inférieur (série de base) de ce rift, qui aurait avorté au début du Cambrien moyen [16]. Dans la partie supérieure de ce remplissage (calcaires inférieurs, série lie de vin, calcaires supérieurs, série schisto-calcaire et série schisteuse), l'absence des marqueurs d'une distension significative laisse supposer un contrôle de la sédimentation par les seules oscillations eustatiques [6] et surtout à la fin du Cambrien inférieur, où la subsidence est supposée uniforme dans l'ensemble du Domaine anti-atlasique [16]. L'objectif de ce travail, basé sur l'analyse des faciès sédimentaires et l'application des concepts de la stratigraphie séquentielle à la série supposée post-rift

au Cambrien inférieur [4], est de reconstituer : (1) la paléogéographie de l'Anti-Atlas occidental ; (2) l'évolution du processus de *rifting*, qui a affecté la série de base, ainsi que son impact sur l'organisation séquentielle des faciès.

2. Faciès et séquences

Dans l'Anti-Atlas central, les datations U–Pb sur zircons du volcanisme alcalin du Jbel Boho, interstratifié dans les calcaires inférieurs [8], ont donné un âge de 534 ± 10 Ma. Cet âge a permis d'attribuer l'ensemble de la succession sédimentaire, comprise entre les volcanites et les volcanoclastites du Précambrien III et les schistes à paradoxidès du Cambrien moyen, au Cambrien inférieur [11]. Dans l'Anti-Atlas occidental, les niveaux inférieurs de cette succession (série de base exceptée) sont caractérisés par la dominance des dolomies à stromatolites (série à stromatolites), les faciès carbonatés, qui déclinent par la suite au profit des grès et des argilites rougeâtres, voient naître une nouvelle forme de microbialites dites thrombolites (série à thrombolites). Vers le sommet de cette succession, les faciès carbonatés sont édifiés par les archéocyathes, en association avec des calcimicrobes dendritiques (série à dendrolites, par référence aux dendrolites de Riding [17]).

2.1. Série à stromatolites (Fig. 1B)

Cette série correspond aux « calcaires inférieurs » rapportés, d'abord, à l'Adoudounien [7], puis au Protérozoïque terminal [12], avant d'être attribués au Cambrien inférieur [11]. Cette série peut être subdivisée en trois séquences sédimentaires (S-TR1, S-TR2 et S-TR3, Fig. 1B), qui débutent, chacune, par des dolomies blanchâtres (membre inférieur) et se terminent par des dolomies sombres (membre supérieur).

Le membre inférieur est constitué par l'enchaînement de séquences élémentaires d'épaisseur métrique à plurimétrique, composées de deux termes chacune. Le terme basal est un faciès mixte, qui correspond à une alternance rythmique de strates centimétriques de dolomies à rares stromatolites et d'interstrates centimétriques de siltites rougeâtres, fréquemment affectée par des *slumps* et des micro-failles synsédimen-

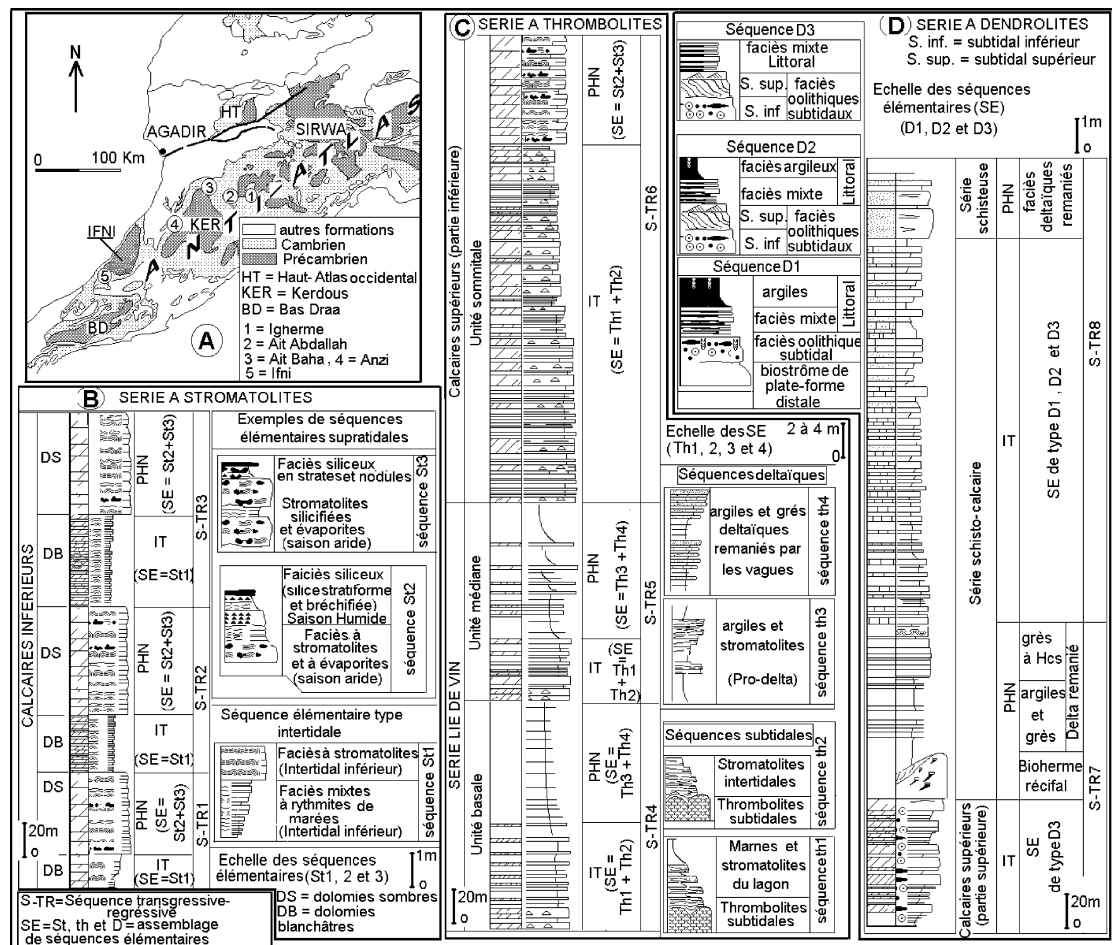


Fig. 1. (A) Carte géologique simplifiée de l'Anti-Atlas et localisation du secteur étudié. (B) Séquences constitutives de la série à stromatolites. (C) Séquences constitutives de la série à thrombolites. (D) Séquences constitutives de la série à dendrolites.

Fig. 1. (A) Simplified geological sketch map of the western Anti-Atlas showing the location of the studied zone. (B) Stromatolitic series component sequences units. (C) Component sequence units of the thrombolitic series. (D) Dendritic series component sequence units.

taires. Le terme sommital est une dolomie à stromatolites ondulés ou en dômes. Ces séquences traduisent une évolution d'un *mixed-flat*, de l'intertidal inférieur (faciès mixte) à l'intertidal supérieur (dolomie à stromatolites).

Le membre sommital est constitué par l'enchaînement de séquences élémentaires d'épaisseur métrique à plurimétrique, qui débutent par des faciès stromatolitiques associés à des évaporites et se terminent par des faciès siliceux stratiformes ou bréchifiés. Cette évolution traduit un contrôle climatique dans la zone supratidale, durant les saisons arides, le sabkha côtier devenant le siège d'une croissance rapide des stromatolites

et des évaporites. Mais, durant les saisons humides, l'arrivée intense des eaux douces permet la genèse des niveaux siliceux et la dissolution des évaporites.

Ces trois séquences, qui débutent par des faciès intertidaux et se terminent par des faciès supratidaux, montrent une évolution transgressive-régressive. Le membre inférieur peut être assimilé à un intervalle transgressif et le membre supérieur à un prisme de haut niveau marin.

À Ifni, le membre inférieur de la première séquence (S-TR1) est composé de séquences élémentaires métriques granodécroissantes, où alternent des dolomies beiges massives avec des dolomies microconglomé-

ratiques. Les faciès mixtes résultent du remaniement des dépôts silico-clastiques continentaux et carbonatés marins, par les processus marins, durant les épisodes transgressifs.

2.2. Série à thrombolites (Fig. 1C)

Cette série, qui n'affleure pas dans la région d'Ait Baha, est bien développée à Igherme et à Ait Abdallah. Elle peut être subdivisée en trois unités (inférieure, médiane et supérieure).

2.2.1. Unités inférieure et médiane

Ces deux unités correspondent à la série « lie-de-vin » [7] dont la datation radio-chronologique U–Pb sur zircons [13] a donné un âge Cambrien inférieur (522 ± 2 Ma). Chacune de ces deux unités peut être subdivisée en deux membres : membre inférieur et membre supérieur.

Le membre inférieur est constitué par des séquences élémentaires métriques, dont la plus complète commence par des thrombolites, se poursuit par des stromatolites et se termine par des marnes et argilites à rares intercalations de dolomies en plaquettes. Chaque séquence traduit l'installation de conditions subtidales nécessaires à la prolifération des thrombolites. Ces dernières constituent, ensuite, des barrières qui permettent d'isoler des lagons ou des vasières calmes où se déposent les faciès détritiques fins. L'enchaînement vertical de ces séquences élémentaires constitue un intervalle transgressif, lié à une phase d'élévation du niveau marin relatif. Ce cortège sédimentaire est, en effet, intercalé entre les faciès supratidaux de la séquence sous-jacente et des faciès détritiques progradants du prisme de haut niveau marin.

Les faciès constitutifs du membre supérieur s'organisent en séquences élémentaires, qui débutent chacune par des faciès stromatolitiques et se terminent par des interbanco d'argilites et de grès massifs ou à litage de rides de vagues. Chaque séquence traduit des apports épisodiques de sédiments silico-clastiques et suggère des progradations successives de ceintures silico-clastiques marginales. L'enchaînement vertical de ces séquences élémentaires de comblement constitue un prisme de haut niveau marin.

Les unités basale et médiane de la série à thrombolites, qui débutent chacune par un intervalle transgressif et qui se terminent par un prisme de haut

niveau marin, forment deux séquences à évolution transgressive–régressive (S-TR4 et S-TR5, Fig. 1C).

2.2.2. L'unité sommitale

Cette unité correspond à la partie inférieure azoïque des « calcaires supérieurs » du Cambrien inférieur. Les associations de faciès identifiées s'organisent en une séquence transgressive–régressive (S-TR6, Fig. 1C). Cette séquence débute par un intervalle transgressif identique à celui des séquences sous-jacentes (S-TR : 4 et 5) et se termine par un prisme de haut niveau marin, dont les séquences élémentaires sont similaires à celles du membre sommital des séquences S-TR : 1, 2 et 3.

2.3. Série à dendrolites (Fig. 1D)

2.3.1. Dans la région d'Igherme

Dans cette région, la série à dendrolites (partie supérieure des « calcaires inférieurs », « série schisto-calcaire » et « série schisteuse ») correspond au Cambrien fossilifère [6]. Elle se caractérise par la prédominance des constructions récifales à microbialites dendritiques et à archéocyathes. Sa limite supérieure est une surface localement érosive, surmontée par un niveau bréchiq ue et lumachellique d'épaisseur variable. Cette série peut être subdivisée en deux séquences sédimentaires à évolution transgressive–régressive (S-TR7 et S-TR8, Fig. 1D).

Le cycle S-TR7 débute par un complexe carbonaté oolithique (membre inférieur), surmonté par un récif lenticulaire à archéocyathes épais de 25 m environ (membre médian). Le membre supérieur comprend un complexe argilo-silteux (50 m d'épaisseur) à lentilles calcaires à la base et un terme gréseux à pseudonodules au sommet. L'enchaînement vertical de ces membres traduit un recouvrement par rétrogradation des faciès oolithiques subtidaux par le complexe récifal de bordure de pente, constituant ainsi un intervalle transgressif. L'envahissement du milieu, durant un stade ultérieur, par des faciès d'origine deltaïque, d'abord argileux puis gréseux, favorise le comblement du bassin lors de la phase progradante de haut niveau marin relatif.

La séquence S-TR8 est formée par deux membres distincts. Le membre inférieur est constitué par l'alternance de calcaires oolithiques, de biostromes à calcimicrobes, de dépôts silto-gréseux et de sédiments

mixtes grés-carbonatés. Ces faciès s'organisent dans des séquences élémentaires de comblement, d'échelle métrique à pluri-métrique, qui traduisent l'évolution d'un milieu d'*offshore* ou subtidal à un milieu littoral. L'enchaînement vertical de ces séquences élémentaires définit une succession monotone, qui suggère une évolution aggradante et peut être, par conséquent, interprétée comme un prisme de haut niveau marin. Le membre supérieur est constitué par l'alternance de niveaux de grès fins et d'interbancs métriques d'argilites et de siltites verdâtres. Les faciès gréseux se présentent sous forme de barres lenticulaires dont l'épaisseur peut varier de 2 à 10 m et dont la limite basale est plane et nette. Leur litage interne, qui s'exprime par des lamines horizontales et des lamines chevauchantes de rides tridimensionnelles, est similaire à celui des faciès de tempêtes en domaine côtier [1]. Ces barres qui forment, en association avec les dépôts argileux d'*offshore*, des successions dites *sharp-based shore-faces successions* [14], sont liées à une régression forcée lors d'une chute du niveau marin relatif [1]. La dernière barre gréseuse montre à son sommet des structures d'érosion, comblées par un faciès conglomératique de base de transgression. Ce membre, probablement édifié durant la phase de chute du niveau marin relatif, correspond à un prisme de bas niveau marin. La régression forcée attestée par le façonnement des surfaces et des structures d'érosion est probablement à l'origine de l'érosion presque totale des grès terminaux [5] dans le synclinal d'Issafène. Les dépôts conglomératiques et bioclastiques qui coiffent la dernière séquence correspondent aux dépôts de base de transgression lors de la remontée du niveau marin au début du Cambrien moyen.

2.3.2. Variations latérales

Dans la région d'Ait Abdallah, les argilites à blocs glissés de calcaires récifaux, qui séparent les faciès carbonatés de plate-forme, témoignent d'une tectonique synsédimentaire d'effondrement. En effet, un tel événement tectonique aurait été à l'origine de la création d'un bassin de bas de pente au milieu de l'ancienne plate-forme (Fig. 2A). Le long des bordures de bassin seraient installés des biohermes récifaux de haute énergie. L'instabilité tectonique induirait le glissement et la resédimentation des éléments de ces biohermes dans les argilites du bassin.

Dans les régions d'Ait Baha, d'Anzi et d'Ifni, la série à dendrolites, localement limitée au sommet par un niveau carbonaté lumachellique, forme une seule séquence transgressive-régressive (S-TR7-8, Fig. 2B). Cette séquence débute par des carbonates récifaux bioturbés qui englobent des lentilles et des strates centimétriques argileuses. Ces faciès, organisés en séquences élémentaires de plate-forme distale, constituent un intervalle transgressif. Cette séquence se termine, à Anzi et à Ifni, par des argiles verdâtres à lentilles carbonatées centimétriques (10 m d'épaisseur à Anzi). Dans la région d'Ifni, le complexe argileux, dont la partie supérieure n'affleure pas, est très épais (plus de 100 m d'épaisseur) : c'est une alternance de niveaux d'argiles massives (3 à 6 m d'épaisseur) et de bancs métriques de siltites et de grès fins à lentilles carbonatées. Dans la région d'Ait Baha, ce prisme de haut niveau marin est un complexe récifal de haute énergie, à intercalations de niveaux centimétriques de cendres volcaniques et de strates décimétriques de grès à structures de turbidites. Cette région, où l'influence détritique est réduite à quelques intercalations centimétriques, demeure un lieu favorable pour l'épanouissement des récifs.

Le calcaire lumachellique en bancs métriques, qui apparaît au sommet de ce cycle à Ait Baha et à Anzi, correspond aux dépôts de base de transgression et il peut être considéré comme marqueur d'une discontinuité majeure.

3. Séquences et paléogéographie

L'organisation séquentielle de la succession étudiée montre plusieurs séquences transgressives-régressives édifiées, à l'exception de la dernière (S-TR8), par les seuls cortèges sédimentaires de transgression et de haut niveau marin. Ces séquences ne diffèrent des séquences transgressives-régressives décrites par Embry [9] que par l'absence de discontinuités internes et du cortège sédimentaire de bas niveau marin (LST). En effet, dans le cas de l'Anti-Atlas, ces cycles sont induits par des mouvements tectoniques dans le cadre du *rifting* cambrien précoce reconnu dans la région [3]. À l'issue de chaque événement tectonique, l'effondrement impliquant l'ensemble du bassin induit une élévation du niveau marin relatif et donc la formation d'un intervalle transgressif rétrogradant. Durant

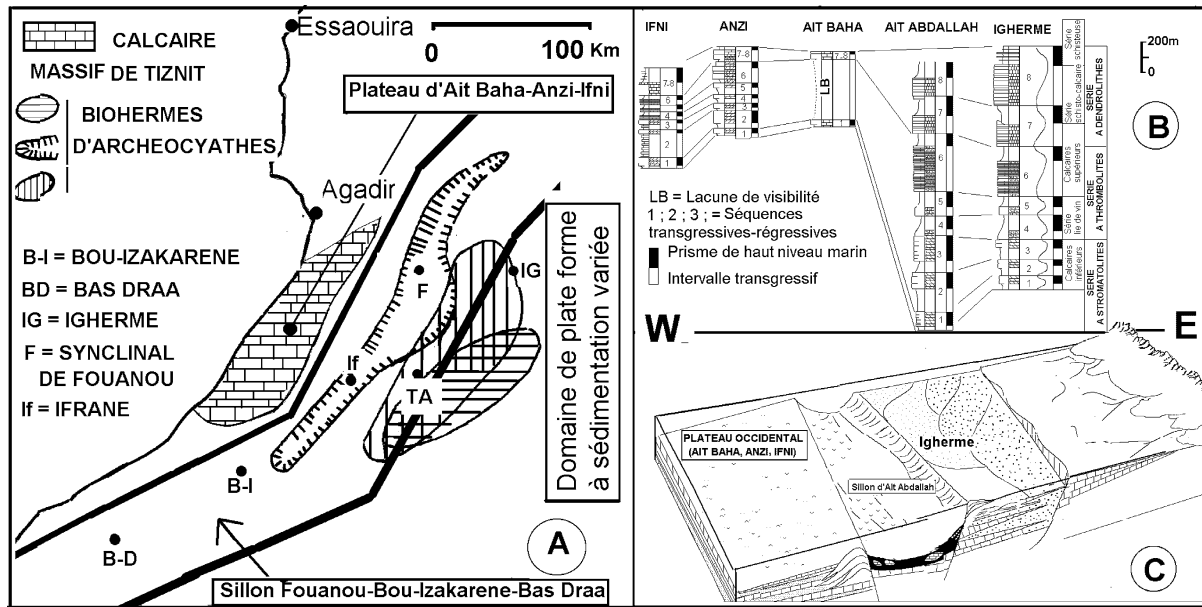


Fig. 2. (A) Emplacement du sillon d'Ait Abdallah–Bas Draa au sein de l'Anti-Atlas occidental. (B) Corrélation des coupes levées le long de l'Anti-Atlas nord-occidental. (C) Paléogéographie du sillon Ait Abdallah–Bas Draa durant le dépôt de la série à dendrolites.

Fig. 2. (A) Emplacement of the Ait Abdallah–Bas Draa basin in the western Anti-Atlas. (B) Lateral relationship of the sections mapped across the northwestern Anti-Atlas. (C) Palaeogeographic reconstruction of the northwestern Anti-Atlas during the dendrolitic series deposits.

la phase de stabilité tectonique, accompagnée ou non de mouvements locaux, le comblement s'accroît et aboutit au dépôt d'un prisme de haut niveau marin. La reprise des mouvements tectoniques permet, à chaque fois, d'inonder la plate-forme, avant que ne s'amorce l'érosion des corps sédimentaires sous-jacents. L'enjeu tectonique, combiné à une élévation eustatique continue et de long terme, comme l'a supposé Fischer [10] pour le Cambrien inférieur, aboutit à l'empilement de séquences transgressives–régressives. La régression, qui est, dans ce cas, de type normal, n'est pas induite par une chute du niveau marin absolu, d'où l'absence de structures d'érosion et la difficulté d'identification des discontinuités au sein des dépôts.

La corrélation latérale des coupes (Fig. 2B) montre trois étapes d'évolution. La première, représentée par la série à stromatolites, traduit l'installation d'une plate-forme à sédimentation carbonatée littorale, soumise à une subsidence différentielle, comme en témoigne la répartition des épaisseurs à travers le secteur étudié (Fig. 2B). La deuxième étape, représentée par la série à thrombolites, marque une élévation globale du niveau marin (prolifération des thrombolites),

relayée par une alimentation massive en apports silico-clastiques. La subsidence s'amplifie surtout au niveau de l'axe Ait Abdallah–Igherme, plus proche de la source en apports détritiques. En revanche, les régions d'Ifni, d'Anzi et peut-être celle d'Ait Baha semblent constituer un plateau marin moins subsident et suffisamment éloigné des bordures émergées du bassin, puisque l'influence détritique y est moins ressentie.

Durant le dépôt de la série à dendrolites (troisième étape d'évolution), le milieu s'approfondit suffisamment pour permettre l'installation de faciès de plate-forme distale. Les deux épisodes d'intercalations argilo-gréseuses au sein des faciès carbonatés montrent que la progradation des dépôts détritiques est contemporaine d'une activité tectonique locale. À Ait Abdallah, la mise en place des argilites à blocs calcaires témoigne d'un effondrement tectonique brutal qui affecte le milieu d'une rampe soumise aux apports deltaïques du prisme de haut niveau marin. La cuvette ainsi créée durant la séquence S-TR7 (Fig. 2B) serait encadrée par des failles nord–sud à NE–SW, séparant un domaine de sédimentation deltaïque (région d'Igherme) et un domaine à sédimentation carbonatée

à l'ouest (régions d'Ifni, Anzi et Ait Baha). Les biohermes récifaux développés sur les deux bordures de cette cuvette sont, sans cesse, déstabilisés par la tectonique et glissent directement dans le bassin à sédimentation argileuse. Après le comblement de cette fosse s'installe, de nouveau, une sédimentation carbonatée de rampe à pente régulière. Cette régularité ne sera tectoniquement perturbée, à Ait Abdallah, que durant la seconde phase argileuse, qui constitue le prisme de bas niveau marin de la séquence (S-TR8). Ce second effondrement tectonique, d'ampleur régionale, se prolonge probablement vers le sud et le sud-ouest, pour atteindre Talate n'Issi, au nord de Tagragra d'Akka, et Ifrane de l'Anti-Atlas, dans la région de Bou-Izakaren (Fig. 1B). Ces secteurs se caractérisent par la présence de biohermes à archéocyathes (zones IV, V et VI) [6], alignés selon une direction globale nord–sud à NE–SW. Ce bassin, modelé sous forme d'un sillon étroit, serait connecté à celui développé à l'ouest du massif du Bas Draa en passant par le Sud de la boutonnière d'Ifni (Fig. 2A) où la série argileuse à lentilles carbonatées est très développée. Dans le synclinal de Boussafène, à l'ouest du Bas Draa, des brèches intraformationnelles de bordure de pente, des *slumps* ainsi que des microfailles synsédimentaires ont été décrits [2].

Cette activité tectonique est moins ressentie dans le plateau occidental (Ait Baha–Anzi–Ifni) où l'identification des deux cycles sédimentaires qui forment la série à dendrolites à Ait Abdallah et Igherme, n'est pas évidente, ce qui suggère le caractère local du contrôle tectonique à l'origine des deux séquences (S-TR7 et S-TR8). La cuvette individualisée entre le domaine d'Igherme et le plateau occidental joue le rôle de piège pour les sédiments détritiques venus de l'est, d'où leur faible importance à l'ouest.

4. Conclusion

L'application des concepts de la stratigraphie séquentielle, aux dépôts du Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas occidental, montre que l'organisation des faciès en cycles régressifs–transgressifs est contrôlée par une tectonique distensive, dans un contexte de remontée eustatique de long terme. La nature des faciès sédimentaires et la répartition différentielle des épaisseurs ont permis de mettre en évidence un graben NE–SW au niveau de l'axe Ait Abdallah–Boussafène. La ge-

nèse de ce graben, durant le dépôt de la série supposée post-rift, témoigne de la persistance de mouvements tectoniques distensifs et différentiels dans l'Anti-Atlas occidental, au moins jusqu'à la fin du Cambrien inférieur. Cette tectonique s'intègre dans le contexte du *rifting* cambrien ou fini-précambrien du Gondwana et de l'Anti-Atlas, en particulier.

Références

- [1] R.W.C. Arnott, F.J. Hein, S.G. Pemberton, Influence of the ancestral sweetgrass arch on sedimentation of the Lower Cambrian Bootlegger member, North-Central Montana, *J. Sediment. Res. B* 65 (2) (1995) 222–234.
- [2] M. Belfoul, La structuration hercynienne dans la région de Labiar-Oued Boussafène (Guelmim, Anti-Atlas central, Maroc), thèse de 3^e cycle, université Mohammed-V, Rabat, 1991.
- [3] M. Benssaou, Le Protérozoïque terminal–Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : un rift intracontinental établi au voisinage d'une zone de suture panafricaine, thèse de spécialité de 3^e cycle, université Mohammed-V, Rabat, 1990, 246 p.
- [4] M. Benssaou, N. Hamoumi, L'Anti-Atlas occidental du Maroc : remplissage sédimentaire d'un bassin de type rift au Cambrien inférieur, *Géol. Méditerran.* XXVI (3–4) (1999) 259–279.
- [5] C. Bernardin, J.-J. Cornée, M. Corsini, S. Mayol, J. Muller, M. Tayebi, Variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale : signification des données de surface et de subsurface, *Can. J. Earth Sci.* 25 (1988) 2104–2117.
- [6] A. Boudda, G. Choubert, A. Faure-Muret, Essai de stratigraphie de la couverture sédimentaire de l'Anti-Atlas : Adoudounien–Cambrien inférieur, in : *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, Vol. 27, 1979.
- [7] G. Choubert, Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas, in : *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, Vol. 162, 1963.
- [8] J. Ducrot, J.-R. Lancelot, Problème de la limite Précambrien–Cambrien : étude radiochronologique par la méthode U–Pb sur zircons du volcan du Jbel Boho (Anti-Atlas marocain), *Can. J. Earth Sci.* 12 (1977) 2771–2777.
- [9] A.F. Embry, Transgressive–regressive (T–R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago, *Can. J. Earth Sci.* 30 (1993) 301–320.
- [10] A.G. Fischer, Long-term climatic oscillations recorded in stratigraphy, in : *Climatic in Earth History, Studies in Geophysics*, National Academy Press, Washington, DC, 1982, pp. 97–104.
- [11] G. Geyer, E. Landing, The Cambrian of the Moroccan Atlas regions, Morocco'95, the Lower–Middle Cambrian standard of western Gondwana, *Beringeria* 2 (1995) 7–46.
- [12] D. Jeannette, D. Tisserant, Les épisodes tectoniques et intrusifs du Précambrien supérieur de l'Anti-Atlas occidental, *Estud. Geol.* 33 (1977) 315–326.
- [13] E. Landing, S.A. Bowring, K.L. Davidek, S.R. Westrop, G. Geyer, W. Heldmaier, Duration of the Early Cambrian: U–

- Pb ages of volcanic from Avalon and Gondwana, *Can. J. Earth Sci.* 35 (1998) 329–338.
- [14] A.G. Plint, Sharp based sequences and ‘offshore bars’ in Cardium Formation of Alberta: their relationship to the relative changes in sea level, in: C.K. Wilgus, C. Hastings, H.P. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (Eds.), *Sea Level Changes: an Integral Approach*, SEPM Spec. Publ. 42 (1988) 357–370.
- [15] A. Piqué, S. O'Brien, A.F. King, P.E. Schenk, J.W. Skehan, R. Horn, La marge nord-occidentale du Paléo-Gondwana (Maroc occidental et zones orientales des Appalaches) ; *rifting* au Précambrien terminal et au Paléozoïque supérieur, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 310 (1990) 411–416.
- [16] A. Piqué, M. Bouabdelli, A. Soulimani, N. Youbi, M. Lliani, Les conglomérats du PIII (Néoprotérozoïque supérieur) de l’Anti-Atlas (Sud du Maroc) : molasses panafricaines ou marqueurs d’un *rifting* fini-protérozoïque ?, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIa* 328 (1999) 409–414.
- [17] R. Riding, Classification of microbial carbonates, in: R. Riding (Ed.), *Calcareous Algae and Stromatolites*, Springer-Verlag, Berlin, 1991.