

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	92 (1999)
Heft:	3
Artikel:	Stratigraphie séquentielle du Viséen supérieur du bassin de Jerada (Maroc Oriental)
Autor:	Berkhli, Mostafa / Vachard, Daniel / Tahiri, Abdelfattah
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-168671

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 29.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Stratigraphie séquentielle du Viséen supérieur du bassin de Jerada (Maroc Oriental)

MOSTAFA BERKHLI*, DANIEL VACHARD**, ABDELFATTAH TAHIRI*** & JEAN-CLAUDE PAICHELER****

Mots-clés: Stratigraphie séquentielle – Biostratigraphie – Viséen supérieur – Aggradation côtière – Jerada – Maroc oriental
Key words: Sequence stratigraphy – Biostratigraphy – Upper Visean – Coastal aggradation – Jerada – Eastern Morocco

RESUME

Le bassin de Jerada montre d'excellents affleurements du Viséen supérieur où la sédimentation argilo-carbonatée a été perturbée périodiquement par des manifestations volcaniques calco-alcalines. Les coupes levées aussi bien sur le flanc nord que sur le flanc sud sont constituées de plusieurs unités lithologiques. Le découpage de ces affleurements selon les concepts de la stratigraphie séquentielle définis par Vail et al. (1977) met en évidence la présence de cinq séquences de dépôt de 3^e ordre, limitées par des discontinuités de type I ou II. Ces séquences sont bien datées par des goniatites: *Goniatites crenistria*, *G. striatus*, *G. granosus*, *G. subcircularis*, et par des micro-organismes calcaires: *Endostaffella*, «*Biseriammina*», *Rectoendothyra* n.sp., *Monotaxinoïdes* n.sp., *Principia vailhani*. La durée moyenne de chaque séquence est de l'ordre d'un million d'années. L'enchaînement spatio-temporel de ces séquences nous a permis d'établir une courbe d'aggradation côtière formée de cinq cycles de 3^e ordre qui se sont succédés au cours du Viséen supérieur. En se basant sur les marqueurs bathymétriques, les goniatites pour les milieux profonds et les foraminifères et les algues pour les milieux moins profonds, une courbe paléobathymétrique a été établie, montrant également l'existence de cinq cycles.

Le bassin de Jerada peut servir d'exemple pour l'application des principes de la stratigraphie séquentielle aux séries du Viséen supérieur marocain.

Introduction

Le bassin de Jerada, situé à 50 km au Sud d'Oujda (Maroc oriental), affleure à travers la couverture méso-cénozoïque sous forme d'un synclinorium orienté N70–N80 (Fig. 1, 2). La sédimentation essentiellement argilo-carbonatée a été perturbée périodiquement par un volcanisme calco-alcalin (Khambouch 1982; Chalot-Prat 1990; Berkli 1993a). Le but de notre étude est de présenter une interprétation de ces affleurements suivant les concepts de la stratigraphie séquentielle définis par Vail et al. (1977) et d'établir pour la première fois une courbe de variations d'aggradation côtière et une courbe paléobathymétrique du Viséen supérieur du Maroc oriental.

ABSTRACT

The Jerada basin shows excellent Upper Visean outcrops, where the shale-limestone sedimentation was periodically perturbed by volcanic events. Measured sections on the northern and southern flanks display several lithologic units. Applying the sequence stratigraphic concepts defined by Vail et al. (1977), five depositional sequences can be distinguished, limited by type I or II sequence boundaries. These third-order sequences have been dated by goniatites: *Goniatites crenistria*, *G. striatus*, *G. granosus*, *G. subcircularis*, and by foraminifera and algae: *Endostaffella*, «*Biseriammina*», *Rectoendothyra* n.sp., *Monotaxinoïdes* n.sp., *Principia vailhani*. Each sequence corresponds more or less to one million years. A coastal aggradation curve deduced from these sequences consists of five 3rd-order cycles during the Late Visean. The paleobathymetric curve based on bathymetric markers, goniatites for deep water and foraminifera and algae for shallow water, also shows five cycles.

The Jerada basin is a good example for the sequence-stratigraphic model in the Visean of Morocco.

Le Viséen supérieur du bassin de Jerada montre d'excellents affleurements et bénéficie d'une échelle biostratigraphique détaillée basée sur des goniatites, foraminifères et algues (Vachard & Berkli 1992; Berkli et al. 1993a; Berkli 1993a).

Lithologie et biostratigraphie

Les sept coupes détaillées qui ont été levées sur les flancs nord et sud du bassin (Fig. 3, 4), nous permettent de définir les principales unités lithologiques du cycle viséen supérieur (argilites,

* Université Moulay Ismail, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 4010, 50000 Meknès (Maroc). E-mail: mberkhli@fsmek.ac.ma

** Université des Sciences et Technologies de Lille – URA 1365 du CNRS – UFR des Sciences de la Terre – Bât. SN5 – Laboratoire de Paléobotanique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex (France). E-mail: Daniel.Vachard@univ-lille1.fr

*** Université Mohamed V, Institut Scientifique, Département de Géologie, Avenue Ibn Batouta B.P. 703 – Rabat (Maroc). E-mail: tahirifatah@yahoo.com

**** Université de Reims, Faculté des Sciences, Laboratoire de Dynamique des Bassins Sédimentaires, 51062 Reims Cedex (France). E-mail: jc.paicheler@univ-reims.fr

calcaires bioclastiques, grès, conglomérats, volcanoclastites, etc.) (Berkhli 1993a).

La série du flanc nord est composée de quatre formations (Fig. 3): 1) la formation de l'Oued Safsaf (FN1) d'âge V_{3bγ} probable; 2) la formation de Jbel el-Hamri (FN2) datée du V_{3c} inférieur; 3) la formation de Glib en-Nâam (FN3) à la fois du V_{3c} inférieur et du V_{3c} supérieur; 4) la formation de Koudiat es-Senn (FN4) datée du V_{3c} supérieur.

Celle du flanc sud est constituée de deux formations (Fig. 4): 1) la formation de l'Oued Defla (FS1) attribuée au V_{3bγ} et au V_{3c} inférieur; 2) la formation de l'Oued Agaïa (FS2) datée du sommet du V_{3c} inférieur et du V_{3c} supérieur.

Ces formations réunissent une ou plusieurs unités définies chacune par leur lithologie et leurs caractéristiques sédimentaires. Elles sont limitées par des discontinuités majeures.

La série du flanc nord

Formation de l'Oued Safsaf (FN1)

Cette formation (80–100 m), située à la base de la série viséenne supérieure comprend deux unités (Fig. 3, log B):

a – Unité U1 à dominante pyroclastique (60 m) formée d'une coulée rhyodacitique et de brèches pyroclastiques à éléments volcaniques de 5 à 30 cm de diamètre.

b – Unité U2 à dominante argilitique (30 à 40 m) à rares passées de cendres volcaniques et de bancs de tuffites (10–20 cm) à ciment carbonaté. Ces derniers ont livré les premières microfaunes de la série (Parathuramminoïdes: *Pachysphaerina* et *Diplosphaerina*) datant le Viséen sans autre précision (Vachard & Berkli 1992).

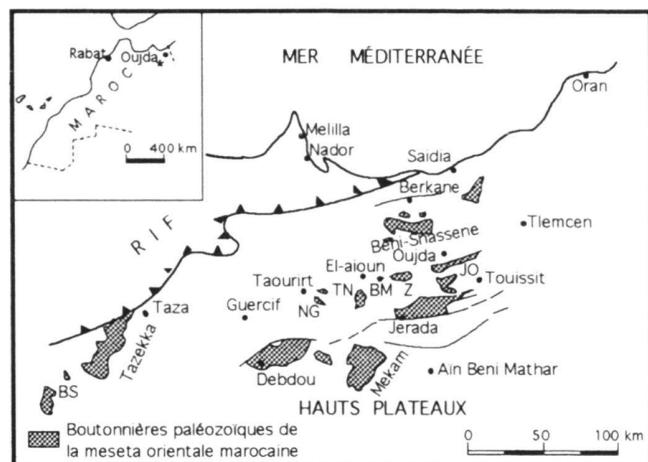


Fig. 1. Cartes schématiques de position.

En médaillon: le Maroc à petite échelle; l'étoile noire indique l'emplacement de la région étudiée. Schéma de détail des boutonnières paléozoïques du Maroc oriental au-delà de la ligne de chevauchement du Rif. La boutonnière étudiée est située au centre de la partie orientale. BS: Bsabiss, NG: Nerguechoum, TN: Tancherfi, BM: Bourdime, Z: Zekkara, JO: Jorf Ouazene.

Fig. 1. Location sketch maps.

(above left) – Main cities of Morocco and location of the study area (black star). (below) – Location of the Paleozoic outcrops in the Eastern Meseta, east of the Rif thrust. The studied outcrop is Jerada, located in the east-central part of the area. BS: Bsabiss, NG: Nerguechoum, TN: Tancherfi, BM: Bourdime, Z: Zekkara, JO: Jorf Ouazene.

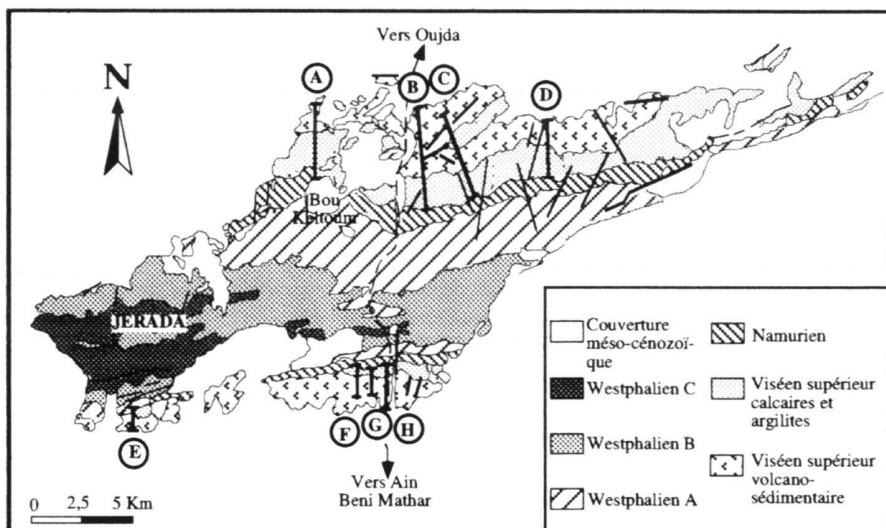


Fig. 2. Carte géologique simplifiée du bassin de Jerada, d'après Valin & Rakkus (1979, rapport inédit) avec localisation des coupes du flanc nord (A–D) et du flanc sud (E–H).

Fig. 2. Geologic sketch map according to Valin & Rakkus (1979, unpublished report). Described series are located on the northern (A–D) and the southern flank (E–H).

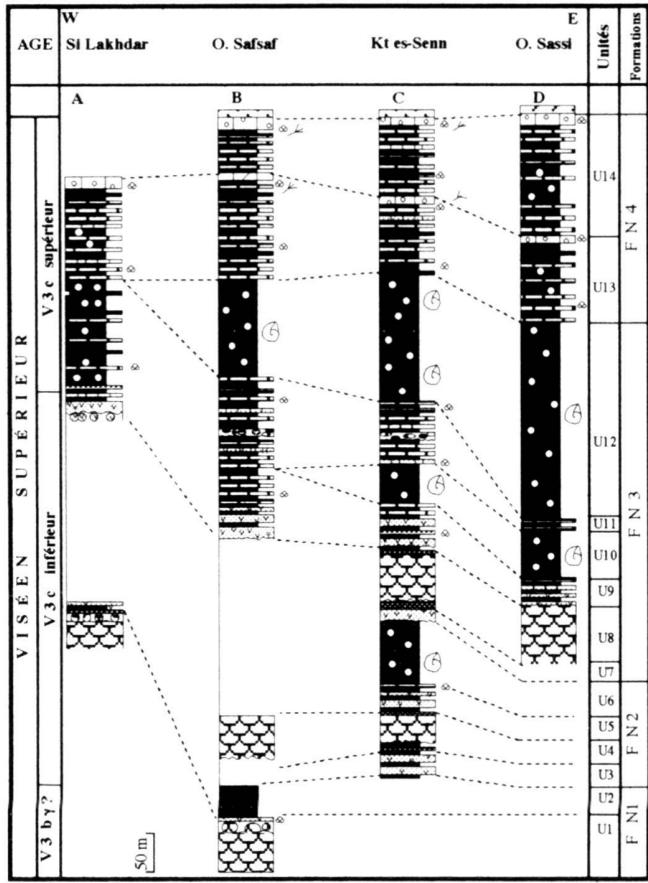


Fig. 3. Corrélation lithostratigraphique des affleurements du Viséen supérieur du flanc nord (bassin de Jerada). Légende lithologique, voir Fig. 4.

Fig. 3. Lithostratigraphic correlation of Upper Visean outcrops on the northern flank (Jerada basin). Symbols, see Fig. 4.

Formation de Jbel el-Hamri (FN2)

D'une épaisseur de 180 à 200 m, elle rassemble quatre unités qui sont selon la lithologie dominante (Fig. 3, log C):

a – Unité U3 à dominante volcanoclastique (28,5 m) constituée de séquences turbiditiques pyroclastiques (10 cm à 2 m) intercalées dans des argilites verdâtres (Berkhli et al. 1993b, 1999).

b – Unité U4 à dominante pyroclastique (56–70 m) formée d'une alternance de tufs cendreux fins et d'argilites tuffeuses (20–30 cm); et d'une puissante coulée rhyodacitique (45 m) surmontée de bancs de tufs (20 cm à 1 m).

c – Unité U5 à dominante volcano-détritique (20 m) comportant une alternance de tuffites (20 à 50 cm), de turbidites volcanoclastiques (5 à 25 cm), de bancs calcaires détritiques stratodécroissants (5 à 60 cm) et d'argilites.

d – Unité U6 formée exclusivement d'argilites noires (80 m) à goniatites (*G. crenistria* et *G. striatus*) d'âge V_{3c} inférieur (Owodenko 1976).

Formation de Glib en-Nâam (FN3).

Six unités sédimentaires peuvent être distinguées dans cette formation (310–560 m) (Fig. 3, logs B, C et D):

a – Unité U7 à dominante de turbidites volcanoclastiques (12,5 m) composée d'une alternance de tuffites (20 cm à 1 m) et d'argilites verdâtres (10 à 70 cm), puis d'une succession (2,5 à 3 m) de séquences turbiditiques pyroclastiques (5 à 50 cm) (Berkhli et al. 1991, 1993b, 1999).

b – Unité U8 à dominante pyroclastique constituée d'une coulée andésitique (75 à 80 m), précédée d'un banc de tufs cendreux fins (8 m) et surmontée d'une alternance (2 m) de cendres volcaniques et de tufs cendreux fins.

c – Unité U9 à dominante volcano-détritique (35–50 m) formée d'une alternance (20 m) de bancs de cendres volcaniques (5 à 30 cm), de siltites et argilites tuffeuses (5 cm à 1 m), de grès tuffeux (10 cm à 1,50 m) parfois granoclassés et d'un banc calcaire détritique (calcarénite) bioclastique (20 cm), et d'une alternance (30 m) de tuffites massives (12,5 m) à éléments d'argilites, siltites et argilites tuffeuses (2 × 5 à 10 × 25 cm), de bancs de grès tuffeux (15–80 cm), de bancs de tempes- tites calcaires (5 cm – 1 m) et d'argilites noires (Vachard et al. 1993).

Les tempestites calcaires ont livré des foraminifères du V_{3c} inférieur (Vachard & Berkhli 1992).

d – Unité U10 à dominante argillitique composée essentiellement d'argilites noires à nodules (50–60 m) passant vers l'Ouest à une alternance de bancs calcaires et d'argilites.

e – Unité U11 (15–115 m) formée d'une alternance de siltites (10 à 30 cm), de calcaire détritique à influence volcanique (15 à 40 cm), de conglomérats (50 cm) à éléments de nature et d'âges variés (calcaires sableux, argilites, phtanites, grès, etc.) de taille allant de 2 × 6 mm à 8 × 15 cm, noyés dans une matrice carbonatée bioclastique, et d'argilites verdâtres à nodules.

f – Unité U12 (125–250 m) constituée essentiellement d'argilites noires à nodules et goniatites (*G. granosus*). Vers l'Ouest (Sidi Lakhdar), cette unité se biseauté (Fig. 3, logs A et B).

Formation de Koudiat es-Senn (FN4).

Cette formation d'une épaisseur de 175 à 285 m est composée de deux unités semblables (Fig. 3, logs B, C et D):

a – Unité U13 (105–130 m) formée d'une alternance de bancs calcaires bioclastiques (fins vers la base, puis de plus en plus détritiques vers le sommet) (10 à 30 cm) passant à une barre de calcaire oolithique (15 m) et d'argilites noires à nodules. Ces couches sont datées du V_{3c} supérieur par foraminifères (Vachard & Berkhli 1992).

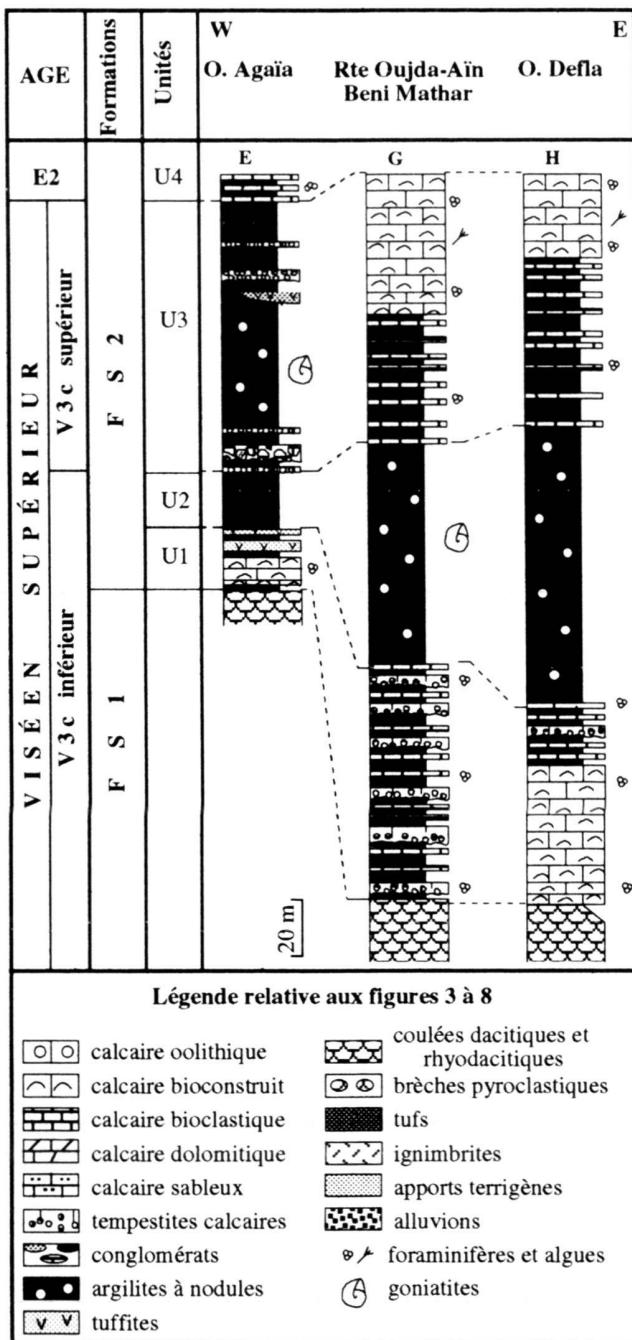


Fig. 4. Corrélation lithostratigraphique des affleurements du Viséen supérieur du flanc sud (bassin de Jerada).

Fig. 4. Lithostratigraphic correlation of Upper Visean sections on the southern flank (Jerada basin).

b – Unité U14 (70–155 m) comprenant une alternance de bancs calcaires bioclastiques (60 cm – 2 m) et d'argilites noires à nodules et goniatites (*G. subcircularis*), puis d'une barre de calcaire oolithique (5 à 10 m).

Cet ensemble est coiffé d'une dalle d'ignimbrite (15 m) qui témoigne à la fois d'une activité volcanique et d'une émersion au passage Viséen supérieur-Serpoukhovien (Berkhli et al. 1999).

La série du flanc sud

Cette série d'une épaisseur d'environ 1000 m est composée de deux formations:

Formation de l'Oued Defla (FS1)

Cette formation (750 m) comporte essentiellement du matériel pyroclastique (tufs, ignimbrites, etc.) séparé par des niveaux argilithes (Fig. 4, logs E, G et H).

Formation de l'Oued Agaïa (FS2)

Son épaisseur varie de 140 m à l'Ouest (Oued Agaïa) à 280 m à l'Est (Oued Defla). Elle regroupe quatre unités (Fig. 4, logs E, G et H) :

a – Unité U1 à dominante carbonatée, formant dans le secteur ouest (Oued Agaïa) une barre calcaire bioclastique (packstone – grainstone) de 10 m surmontée d'une alternance (6 m) de bancs congolomératiques et de tuffites. Vers l'Est, elle s'épaissit de 66 à 80 m. Elle se compose d'une alternance de tempestites calcaires et d'argilites (80 m près de la route Oujda – Aïn Beni Mathar). Ces tempestites calcaires voient leur épaisseur diminuer vers l'Est (1,5 m à 10 cm) (Vachard et al. 1993). Elles passent dans l'Oued Defla à une alternance de bancs de tempestites calcaires et d'argilites (16 m). Ces calcaires contiennent des microfaunes peu caractéristiques et plutôt attribuables au V_{3c} inférieur, ce que confirme la présence de *Goniatites crenistria* dans l'unité suivante.

b – Unité U2 formée essentiellement d'argilites verdâtres à nodules et goniatites (*G. crenistria*) datées du V_{3c} inférieur. Son épaisseur varie de 20 m à l'Ouest (Oued Agaïa) à 100 m à l'Est (Oued Defla).

c – Unité U3 d'une épaisseur de 92 m dans le secteur de l'Oued Agaïa où elle débute par des chenaux de tuffites et des bancs de congolomérats (4 à 14 m) intercalés dans des argilites. Vers l'Est, sur la route Oujda–Aïn Beni Mathar, elle mesure de 90 à 112 m; elle est constituée d'une alternance de bancs de calcaire rouge (5 cm à 1 m) et d'argilites, passant vers le sommet à une barre de calcaire bioclastique massif (packstone-grainstone) de forme lenticulaire dont l'épaisseur varie de 30 à 53 m. Elle est datée par ses microfossiles du V_{3c} supérieur, en particulier par l'algue rouge *Principia vailhani* (Vachard & Berkhli 1992). Elle renferme également dans l'Oued Agaïa *Sudeticeras crenistriatum* (le «*Goniatites striatus* var. *crenistria*» d'Owodenko 1976:37) qui se place dans la partie supérieure de la Zone à *Granosus*, à proximité de la Zone à *Subcircularis*.

d – Unité U4 de 10 m d'épaisseur, formée d'une alternance de bancs calcaires bioclastiques et d'argilites noires et datée du Serpoukhovien (E2) par foraminifères. Au sommet, on trouve un banc de tuf cendreux (1,70 m).

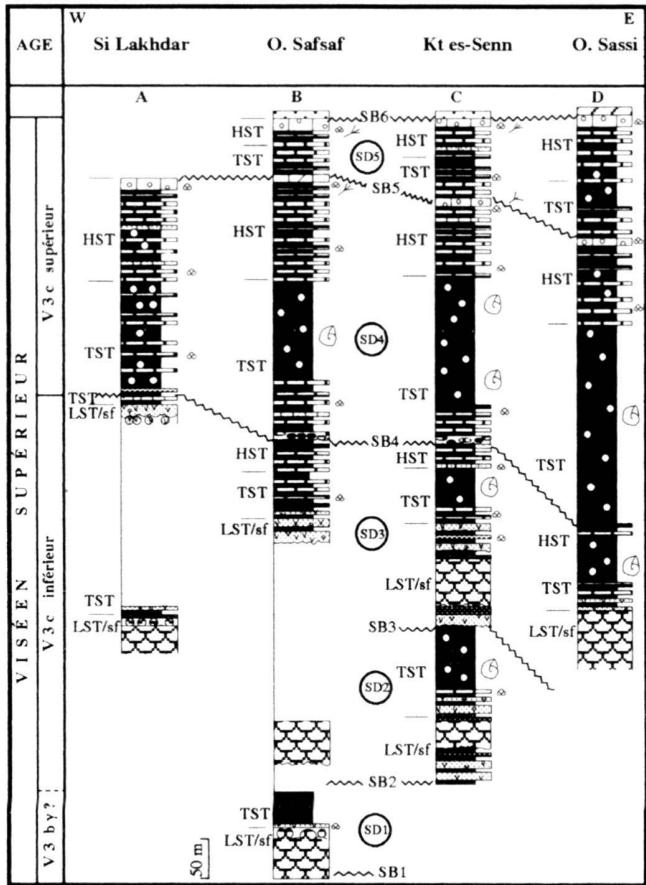


Fig. 5. Séquences de dépôt et leurs limites du flanc nord (bassin de Jerada). Abréviations: SD: séquences de dépôt; SB: limites de séquences; LTS: cortège de bas niveau marin; sf: slope fan; TST: intervalle transgressif; HST: cortège de haut niveau marin, même légende lithologique que la Fig. 4.

Fig. 5. Depositional sequences and sequence boundaries on the northern flank (Jerada basin). Abbreviations: SD: depositional sequences; SB: sequence boundary; LST: Lowstand Systems Tract; sf: slope fan; TST: Transgressive Systems Tract; HST: Highstand System Tract. Lithologic symbols, see Fig. 4.

Les séquences de dépôts

Caractères généraux

L'interprétation lithostratigraphique des séries viséennes supérieures du bassin de Jerada, à partir des méthodes de la stratigraphie séquentielle (Vail et al. 1977, 1984, 1987, 1988), conduit à un découpage en 5 séquences de dépôt numérotées de SD1 à SD5 (Fig. 5, 6) avec des limites de type I ou II. Nous renvoyons aux articles de Vail et al. en ce qui concerne les définitions des différents concepts que nous avons utilisés. La subdivision biostratigraphique par goniatiites et foraminifères a permis de replacer ces séquences de dépôt dans le temps et dans l'espace (Berkhli 1993a). Celles-ci se composent de façon plus ou moins complète des cortèges sédimentaires suivants:

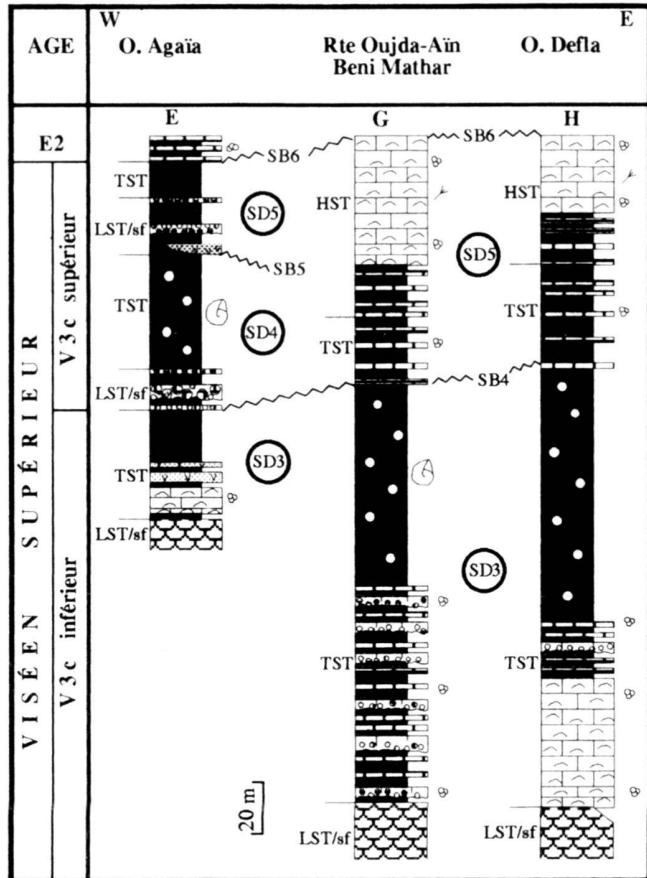


Fig. 6. Séquences de dépôt et leurs limites du flanc sud (bassin de Jerada). Légende lithologique et abréviations voir Fig. 4 et 5.

Fig. 6. Depositional sequences and sequence boundaries on the southern flank (Jerada basin). Lithologic symbols and abbreviations, see Figs. 4 and 5.

– Les cortèges de bas niveau marin (LST) (= Lowstand Systems Tracts) se développent en milieu marin essentiellement dans les formations du Jbel el-Hamri (FN2), Glib en-Nâam (FN3) et de l'Oued Agaïa (FS2). Les plus importants cortèges de bas niveau marin (LST) correspondent aux tuffites du membre du Jbel el-Hamri et de Glib en-Nâam. En milieu continental, les cortèges de bas niveau marin (LST) sont représentés par de rares conglomérats et tuffites, chenalés, observables dans l'Oued Agaïa.

– Les cônes de talus (sf) (= Slope Fans) sont volumineux et marqués par une accumulation de dépôts gravitaires syn-orogéniques en discordance progressive («marine onlap») contre des talus actifs. Ils sont alimentés par l'érosion des séquences précédentes et surtout par les produits pyroclastiques sous-jacents.

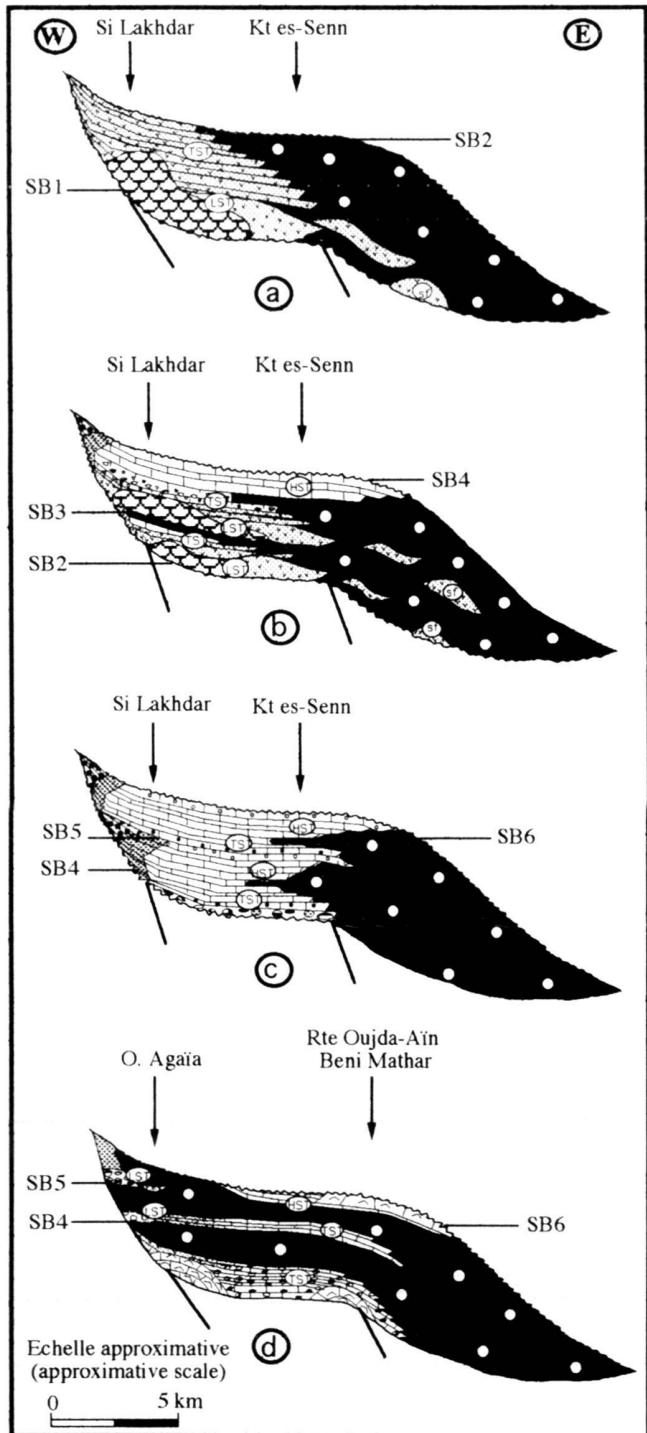


Fig. 7. Modèles de séquences de dépôt du bassin de Jerada (échelle approximative). a-c: flanc nord, d: flanc sud. a: SD1; b: SD2, SD3; c: SD4, SD5; d: SD3, SD4, SD5. Légende lithologique et abréviations, voir Fig. 4 et 5.

Fig. 7. *Depositional sequence models of Jerada basin (approximative scale). a-c: northern flank, d: southern flank. a: SD1; b: SD2, SD3; c: SD4, SD5; d: SD3, SD4, SD5. Lithologic symbols and abbreviations, to see Figs. 4 and 5.*

– Les cortèges de l'intervalle transgressif (TST) (= Transgressive Systems Tracts) apparaissent comme des témoins discontinus, sur des plates-formes étroites et mobiles. Venant sur une surface de transgression (TS), ils présentent une dominante carbonatée (paraséquences aggradantes: tuffites, calcarénites, calcaires bioclastiques, argilites). Ils sont tronqués par des surfaces d'inondation («flooding surfaces», fs). La stratodécroissance des bancs, bien visible dans chacune des séquences, indique une rétrogradation des plates-formes successives.

– Les cortèges de haut niveau marin (HST) (= Highstand Systems Tracts) regroupent des bancs calcaires stratocroissants passant à une barre calcaire oolithique. Ces dépôts progradants montrent donc une tendance régressive nette.

Les modèles de séquences de dépôt (SD), reconstruits sur la Fig. 7, illustrent la distribution et l'agencement des cortèges sédimentaires sur les plates-formes argilo-carbonatées du Viséen supérieur de Jerada.

Les discontinuités sédimentaires et leur répartition régionale

Six discontinuités sédimentaires ont été dénombrées dans le Viséen supérieur (Fig. 5, 6); elles appartiennent aux types I et II définis et utilisés dans de nombreux travaux (Vail et al. 1977, 1984, 1987, 1988, 1991; van Wagoner et al. 1988; Cramez 1990). Deux, SB2 et SB3, sont marquées par la mise en place de matériel pyroclastique juste au-dessus d'argilites marines à la suite d'activités volcaniques (Berkhli 1993a, 1993b; Berkhli et Vachard 1993; Berkhli et al. 1999). Ces deux discontinuités observables sur le flanc nord du bassin de Jerada, juste à la base de la formation du Jbel el-Hamri et de celle de Glib en-Nâam, sont d'ordre local. Les quatre autres (SB1, SB4, SB5 et SB6), de type I ou II, séparent toujours les cortèges de hauts niveaux marins de ceux de bas niveaux marins.

La limite de séquence SB1 supposée est une discontinuité sédimentaire qui isole le socle dévonien des premiers dépôts volcanoclastiques d'âge V_{3by} (?). Elle est marquée par une lacune biostratigraphique très importante connue dans l'ensemble de la meseta orientale marocaine; cette lacune s'étend du Strunien jusqu'au V_{3by} (Berkhli 1993a; Berkhli et al. 1993a) et indique que la mer a abandonné le bassin de Jerada pendant toute cette période. SB1 est donc de type I.

La SB4 marquant la limite V_{3c} inférieur- V_{3c} supérieur, est soulignée par un niveau de conglomérat polygénique ferrugineux qui disparaît vers l'Est (Oued Sassi) et qui montre une exondation partielle du bassin de Jerada notamment dans sa partie occidentale accompagnée probablement d'une lacune biostratigraphique non significative à cette époque. La limite (SB4) serait alors de type II.

La SB5, interne au Viséen supérieur, se situe à la base de la Zone à Subcircularis et à Principia vailhani. Elle se singularise par des conglomérats polygéniques et des chenaux sur le flanc sud; tandis que sur le flanc nord elle se caractérise par le changement de sédimentation entre un calcaire oolithique de haut niveau marin et des alternances calcaire-argilite d'intervalle transgressif. Elle est donc de type II.

La SB6 est une discontinuité sédimentaire qui sépare le V_{3c} supérieur à dépôts argilo-carbonatés des premiers dépôts siliciclastiques serpoukhoviens. Elle est marquée par une lacune biostratigraphique du E1 dans le bassin de Jerada et par une nouvelle transgression marine à l'E2 connue dans toute la meseta orientale (Berkhli 1993a; Berkhli et al. 1993a, 1999). Tous ces caractères montrent qu'il s'agit d'une limite de séquence de type I.

Les séquences de dépôts et leur répartition régionale

Toutes les subdivisions biostratigraphiques du Viséen supérieur (V_{3by?}, V_{3c} inférieur et V_{3c} supérieur) ont été reconnues sur les flancs nord et sud du bassin de Jerada.

Flanc nord

La succession latérale des différentes séquences de dépôt reconnues dans la série du flanc nord est établie par corrélation d'une séquence à l'autre grâce à des niveaux repères (Fig. 5). La SD1 n'est mise en évidence qu'au niveau de l'Oued Safsaf et de Sidi Lakhdar, où on note l'absence de SD2 et SD3.

C'est la coupe de Koudiat es-Senn (Fig. 5, log C) qui expose la succession la plus complète des séquences de dépôt de SD2 à SD5. Les séquences SD3 à SD5 sont également observables dans l'Oued Sassi, l'Oued Safsaf et Sidi Lakhdar où la SD5 fait défaut (Fig. 7a-c).

– La SD1, d'âge V_{3by} probable, correspond à la base de la série viséenne et comporte des coulées et des brèches volcanoclastiques de nature rhyolitique, surmontées de turbidites volcanoclastiques (LST / sf), puis d'argilites verdâtres (TST). Elle est limitée à son sommet par une discontinuité de type II.

– La SD2, datée du V_{3c} inférieur, est formée également de coulées et de brèches volcanoclastiques de nature rhyodacitique, précédées de turbidites volcanoclastiques correspondant à des corps de bas de pente progradants et surmontées de turbidites tuffeuses (LST / sf).

Son TST correspond à une alternance argilo-carbonatée stratodécroissante passant à des argilites à nodules. Le HST est totalement absent. Cette séquence est tronquée à son sommet par la discontinuité SB3.

– La SD3, datée du sommet du V_{3c} inférieur, est très semblable à la SD2; son LST / sf comporte des turbidites pyroclastiques, des coulées et brèches pyroclastiques et des turbidites tuffeuses répétitives et plus épaisse présentant un niveau de tuffites slumped. Le TST, plus épais que celui de la SD2, est composé d'une alternance d'argilites verdâtres et de tempesites calcaires bioclastiques stratodécroissantes passant à des argilites à nodules. Le HST est constitué de bancs de calcaires, de siltites et de grès fins stratocroissants montrant une programmation.

Cette séquence de dépôt, bien représentée sur tout le flanc nord, apparaît dans les affleurements prolongeant Glib en-Nâam et son versant sud.

– La SD4, datée de la base du V_{3c} supérieur, a été identifiée tout le long du flanc nord. Elle se divise en un cortège transgressif (TST) qui débute par des conglomérats polygéniques suivis de bancs calcaires détritiques, de siltites et de grès fins stratodécroissants alternant avec des argilites à nodules, et un cortège de haut niveau marin (HST) à bancs calcaires détritiques bioclastiques stratocroissants suivis d'une barre de calcaire oolithique.

– La SD5, d'âge V_{3c} supérieur, réunit un cortège transgressif (TST) où des bancs calcaires stratodécroissants alternent avec des argilites à nodules, et un cortège de haut niveau marin (HST) marqué par une alternance de bancs calcaires détritiques stratocroissants et d'argilites à nodules, coiffés d'une barre de calcaire oolithique.

Flanc sud

Trois séquences de dépôt ont pu être identifiées, l'une au V_{3c} inférieur et deux autres au V_{3c} supérieur (Fig. 6, 7d). Le V_{3by} probable est composé de matériel volcanoclastique dont l'agencement séquentiel est difficile à établir.

– La première séquence de dépôt datée du V_{3c} inférieur, équivaut à la SD3 du flanc nord. Elle est représentée par un cortège de bas niveau marin (LST) fait de coulées et de brèches pyroclastiques, de tufts et de tuffites turbiditiques. Son cortège transgressif (TST) est formé dans le secteur ouest (Oued Agaïa) de calcaires massifs bioclastiques surmontés de bancs de tuffites stratodécroissants, et dans la région est (route Oujda-Aïn Beni Mathar) d'une alternance de tempesites calcaires bioclastiques stratodécroissantes et d'argilites. Le sommet de ce cortège transgressif (TST) est essentiellement argilite à nodules. Le cortège de haut niveau marin (HST) est absent aussi bien dans l'Oued Agaïa que près de la route Oujda-Aïn Beni Mathar.

– L'équivalent de la séquence de dépôt SD4 du flanc nord datée de la base du V_{3c} supérieur, existe dans le secteur occidental (Oued Agaïa); mais fait défaut sur la route Oujda-Aïn Beni Mathar. Il est caractérisé par un cortège de bas niveau marin constitué de conglomérats et de tuffites, et par un cortège transgressif (TST) formé d'argilites à nodules. Le cortège de haut niveau marin (HST) est absent.

– L'équivalent de la SD5, du V_{3c} supérieur, se rencontre sur tout le flanc sud. Dans le secteur occidental (Oued Agaïa), il est composé d'un cortège de bas niveau marin (LST) formé de conglomérats et de chenaux de tuffites, et d'un cortège transgressif (TST) avec des argilites à rares bancs de calcaires détritiques stratodécroissants. Le cortège de haut niveau marin (HST) n'a pas été observé. Il a été probablement érodé à la suite d'une exondation totale du bassin de Jerada pendant l'E1 (Berkhli 1993a; Berkhli et al. 1993a, 1999). Dans le secteur oriental (route Oujda-Aïn Beni Mathar), il s'articule en un cortège transgressif (TST) à lentilles de calcaire rouge suivies de bancs calcaires stratodécroissants alternant avec des argilites à nodules et un cortège de haut niveau marin (HST) constitué de bancs de calcaires stratocroissants surmontés d'une barre de calcaire massif bioclastique.

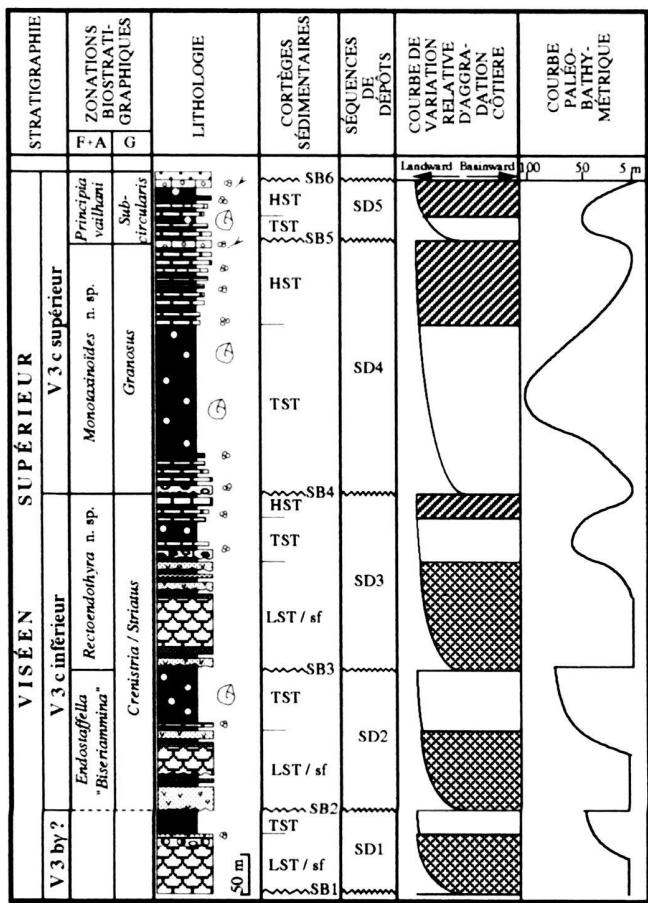


Fig. 8. Lithostratigraphie, biostratigraphie et interprétation de stratigraphie séquentielle du Viséen supérieur du bassin de Jerada. Séquences de dépôts, courbe de paléoprofondeur approximative et courbe d'aggradation côtière basée sur la progradation et la retrogradation des cortèges sédimentaires de chaque séquence de dépôt. Légende lithologique et abréviations, voir Fig. 4 et 5.

Fig. 8. Lithostratigraphy, biostratigraphy and sequence-stratigraphic interpretation of the uppermost Visean of the Jerada basin. Depositional sequences, approximate paleobathymetric curve and coastal aggradational curve based on progradational and retrogradational systems tracts of each depositional sequence. Lithologic symbols and abbreviations, see Figs. 4 and 5.

La séquence SD5 est limitée à son sommet par une discontinuité de type I séparant le Viséen supérieur du Serpoukhovien (E2).

Interprétation

Les cortèges sédimentaires ou «Systems Tracts» (LST/sf, TST, HST) des séquences de dépôt décrites sont le résultat de variations relatives du niveau marin dont les causes sont multiples (eustasme, climat, tectonique, subsidence, volcanisme). Chaque cortège sédimentaire correspond donc à une position particulière du niveau marin (Vail et al. 1987, 1991).

Au $V_{3by}?$ et au V_{3c} inférieur, les séquences de dépôt (SD1, SD2 et SD3) ont un cortège de bas niveau marin (LST) composé de niveaux turbiditiques mis en place à faible profondeur (Berkhli 1993a). Une subsidense tectonique a pu également empêcher le développement du cortège de haut niveau marin (HST) dans la SD1 et la SD2 (Berkhli 1993b; Berkhli & Vauchard 1993). Ces cortèges sont associés à des chutes brutales du niveau marin. Leur cortège transgressif (TST) montre une hausse du niveau marin et un approfondissement du bassin. Enfin, le HST de SD3 traduit une position plus haute du niveau marin, mais une diminution de la profondeur du bassin à cause d'un apport sédimentaire important et progradant.

Durant le $V_{3by}?$ et au V_{3c} inférieur s'exprime une activité volcanique intense qui contrôle la sédimentation (Berkhli et al. 1999). En effet, pendant chaque manifestation volcanique des quantités considérables de matériel sédimentaire ont été déposées soit directement dans le bassin de sédimentation (pyroclastites), soit indirectement (épilastites volcaniques, tuffites) par les rivières traversant les terrains volcaniques de l'arrière-pays. Il y a eu ainsi comblement de l'espace disponible et donc migration du matériel détritique vers le large, progradation marquant une baisse relative du niveau marin. Quand l'activité volcanique s'estompe, le matériel disponible se réduit, et donc la vitesse d'apports terrigènes diminue au profit de l'élévation du niveau marin. Il y aura alors installation d'une phase transgressive avec une migration du matériel détritique vers les marges, aggradation correspondant à une élévation relative du niveau marin et à un approfondissement du bassin.

Le V_{3c} supérieur voit le développement d'une sédimentation argilo-carbonatée où s'inscrivent deux séquences de dépôt séparées par une discontinuité sédimentaire de type II. Le cortège transgressif (TST) est essentiellement argilite dans la SD4 où il indique un maximum de transgression. Dans la SD5 il est formé d'une alternance argilites-calcaires montrant un intervalle transgressif plus ou moins distinct. Le cortège de haut niveau marin (HST) est une alternance d'argilites et de calcaires surmontée d'une barre de calcaire oolithique; il témoigne d'une diminution de la profondeur du bassin et traduit une régression marine.

La courbe d'aggradation côtière (Fig. 8), construite à partir de l'enchaînement spatio-temporel de ces séquences de dépôt, montre cinq cycles correspondant chacun à un cycle de variations du niveau marin de 3ème ordre: un au $V_{3by}?$, deux au V_{3c} inférieur et deux au V_{3c} supérieur.

La présence de bons fossiles indicateurs de profondeur dans les différentes séquences de dépôt, permet de suivre facilement les variations bathymétriques des formations du Viséen supérieur du bassin de Jerada.

Les faciès carbonatés renferment certaines formes de foraminifères et d'algues qui indiquent une profondeur de 5 à 10 m; les argilites contiennent des goniatites qui indiquent une profondeur de dépôt d'au moins 100 m (Berkhli 1993a). Pour l'alternance calcaire-argilite, séquentiellement intermédiaire, nous prenons une valeur moyenne de 30 à 50 m.

La courbe obtenue (Fig. 8) montre cinq cycles paléobathymétriques au cours du Viséen supérieur. Elle indique une tendance générale à l'approfondissement qui atteint son maximum à la base du V_{3c} supérieur, puis une diminution progressive et enfin une émersion à la limite V_{3c} supérieur-Serpoukhovien.

Conclusions

Le découpage des formations du Viséen supérieur du bassin de Jerada, selon les méthodes de la stratigraphie séquentielle, met en évidence cinq séquences de dépôt de 3ème ordre. Six limites de séquences sont également distinguées; deux sont de type I, à la base du V_{3by?} et au passage V_{3c} supérieur-Serpoukhovien et quatre de type II, d'âge V_{3by?}-V_{3c} inférieur; intra-V_{3c} inférieur; à la limite V_{3c} inférieur-V_{3c} supérieur et intra-V_{3c} supérieur. La durée moyenne de chaque séquence est de l'ordre d'un million d'années (Berkhli 1993a, 1993b; Berkhli & Vachard 1993).

Les séquences de dépôt du V_{3by?} et du V_{3c} inférieur (SD1, SD2, SD3) possèdent un cortège de bas niveau marin (LST) essentiellement turbiditique à matériel volcanoclastique (coulées et brèches pyroclastiques, tufs, tuffites), et un cortège transgressif (TST) surtout argilitique avec des tuffites à la base (SD1) et davantage de carbonates en SD2 et SD3. Le cortège de haut niveau marin (HST), totalement absent en SD1 et SD2, est formé en SD3 d'une alternance argilo-carbonatée. Les séquences de dépôt du V_{3c} supérieur ne comportent aucune turbidite et se marquent par l'installation d'une sédimentation de plus en plus carbonatée vers la fin de la période.

La courbe d'aggradation côtière enregistrée dans la meseta orientale présente cinq cycles de variations du niveau marin de 3ème ordre au Viséen supérieur (du V_{3by?} au V_{3c} supérieur). La durée moyenne de chaque cycle est de l'ordre du million d'années (Berkhli 1993a, 1993b; Berkhli & Vachard 1993).

L'évolution paléobathymétrique du bassin de Jerada montre des fluctuations qui coïncident parfaitement avec les cycles de variation du niveau marin de 3ème ordre. Elle possède une tendance générale à l'approfondissement qui atteint son maximum au V_{3c} supérieur basal, puis qui diminue progressivement pour laisser la région totalement exondée à la limite V_{3c} supérieur-Serpoukhovien. Cette émersion a pu durer pendant tout le Serpoukhovien inférieur (= Pendléien = E1), puisque les fossiles de cette période font complètement défaut (Berkhli, 1993a; Berkhli et al. 1993a, 1999).

Enfin le bassin de Jerada apparaît comme un excellent modèle pour l'étude de variations eustatiques du V_{3c} en raison de ses caractéristiques:

- bons affleurements dont l'épaisseur est 50 fois plus grande que le stratotype belge du V_{3c} (Vachard & Berkhli 1992).

- l'échelle biostratigraphique fine établie par goniatites, foraminifères et algues (et d'autres groupes pouvant être étudiés: radiolaires, brachiopodes, polypiers, etc.).

- l'excellent enregistrement des mouvements eustatiques, que ne masque pas la tectonique qui a affecté la région pendant cette époque (Berkhli 1993a, 1993b; Berkhli & Vachard 1993).

Remerciements

Les auteurs adressent leurs remerciements aux relecteurs, A. Strasser et J. Wendt, pour leurs critiques constructives. Cet article leur doit beaucoup.

BIBLIOGRAPHIE

- BERKHЛИ, M. 1993a: Le Maroc oriental au Carbonifère inférieur (Viséen-Serpoukhovien): Sédimentologie et stratigraphie séquentielle. Thèse Univ. Lille, 1127, 284 p. + Atlas.
- 1993b: Les variations du niveau marin au Viséen supérieur dans la Plate-forme de Jerada (Maroc oriental): tectonique locale ou eustasme? 11ème Coll. bass. sédim. marocains, Inst. Sci., Rabat 1993, 18–19.
 - & VACHARD, D. 1993: Eustasme, subsidence tectonique et contrôle des séquences dans le bassin de Jerada (Maroc) au Carbonifère inférieur (Viséen-Serpoukhovien). 4ème Congr. franç. Sédimentol., Lille 1993, 37–38.
 - PAICHELER, J. C. & VACHARD, D. 1991: Dynamique du bassin du Viséen de Jerada (Meseta orientale, Maroc): un exemple de mégaséquences volcano-sédimentaires et de turbidites à cachet pyroclastique. 3ème Congr. franç. Sédimentol., Brest 1991, 29–30.
 - PAICHELER, J. C. & VACHARD, D. 1993a: Données nouvelles sur la stratigraphie des terrains carbonifères de la Méséta orientale marocaine (boulevards de Debdou, Mekam et Jerada). Geol. Rdsch. 82, 84–100.
 - PAICHELER, J. C. & VACHARD, D. 1993b: Turbidites volcanoclastiques de régimes différents dans le Viséen supérieur du Maroc oriental. 14th IAS, Marrakech 1993, 69.
 - VACHARD, D., PAICHELER, J. C. & TAHIRI, A. 1999: Séries volcano-sédimentaires du Carbonifère inférieur du Maroc Oriental: datation, composition et implication structurale. C. R. Acad. Sci. Paris 329, 89–94.
- CHALOT-PRAT, F. 1990: Pétrogénèse d'un volcanisme intra-continental tard-orogénique hercynien: étude du complexe volcanique carbonifère du Tazekka et de zones volcaniques comparables du Mekam et de la région de Jérada (Marocoriental). Thèse Univ. P. et M. Curie, Mém. Sci. Terre, 9021, 283 p., Paris(inédit).
- CRAMEZ, C. 1990: Note technique: Glossaire de stratigraphie séquentielle Français-Anglais. Rev. Inst. Fr. Pétrole, Paris, 45, 435–453.
- KHARBOUCH, F. 1982: Pétrographie et géochimie des laves dinantiniennes de la Meseta nord-occidentale et orientale marocaine. Thèse Univ. Strasbourg, 150 p.
- OWODENKO, B. 1976: Le bassin houiller de Jerada (Maroc oriental). Essai de synthèse et de paléogéographie. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 207 bis, 148 p.
- VACHARD, D. & BERKHЛИ, M. 1992: Importance des coupes du bassin de Jerada (Maroc) pour la connaissance du Viséen terminal. Rev. Micropaléont. 35, 4, 307–328.
- BERKHЛИ, M. & PAICHELER, J. C. 1993: Importance des tempestites calcaires dans l'histoire du bassin de Jerada au Maroc oriental durant le Viséen terminal. 11ème coll. bass. sédim. marocains, Inst. Sci., Rabat 1993, 66–67.
 - VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. & THOMPSON, S. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part A: Global cycles of relative changes of sea level. AAPG. Mem. 26, 83–97, Tulsa.
 - HARDENBOL, J. & TODD, R. G. 1984: Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. AAPG. Mem. 36, 347–364, Tulsa.
 - COLIN, J. P., JAN DU CHENE, R., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F. & TRIFILIEFF, V. 1987: La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. Bull. Soc. géol. France, III, 7, 1301–1321.

- & SANGREE, J. B. 1988: Sequence stratigraphy interpretation of seismic, well and outcrop data workbook. NATO adv. Res. Workshop. Sept. 1988, Digne, France, Assoc. Sédimentol. Fr, 19 parts.
- AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, G. 1991: The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology. In: Cycles and Events in Stratigraphy. Ed. by EINSELE G., RICKEN W. & SEILACHER A. SPRINGER, Heidelberg, New York, 617-659.
- VALIN, F. & RAKKUS, M. 1979: Rapport concernant l'étude géologique du Paléozoïque et de la couverture Mésozoïque des Monts d'Oujda (Maroc oriental). Rapport interne n° 60, S.R.G. Oujda, Minist. Energie Mines, Div. Géol. (inédit).
- VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SANG, J. F., LOUTIT, T. S. & HARDENBOL, J. 1988: An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Sea-level changes – an Integrated Approach (Ed. by WILGUS, C., HASTINGS, B., ROSS, C., POSAMENTIER, H., VAN WAGONER, J. & KENDALL, C. G.) S.E.P.M. Spec. Publ. 42, 39-45, Tulsa.

Manuscrit reçu le 14 août 1998

Révision acceptée le 13 septembre 1999