

LE REMPLISSAGE SYNRIFT AU PERMIEN ET AU TRIAS DU BASSIN DE TAHANAOUT (HAUT ATLAS DE MARRAKECH, MAROC) GÉODYNAMIQUE ET ORGANISATION SÉDIMENTAIRE

A. Ben Mlih*, M. Laadila*, M. El Youssi*, A. El Kochri & M. Nassili

RÉSUMÉ

Le bassin permo-triasique de Tahanaout reflète une évolution typique des bassins synrifts. Les modalités génétiques de son remplissage, révèlent une organisation en 3 épisodes tectonosédimentaires: l'individualisation, la différenciation et l'homogénéisation du bassin.

La tectonique s'exprime par la création de gouttières syntectoniques et de structures en blocs basculés et s'inscrit dans un régime extensif N-S (épisode I) puis NW-SE (épisodes II et III). La sédimentation continentale s'organise en plusieurs cycles de progradation — rétrogradation; dans laquelle, les séquences du milieu retracent toute la dynamique des environnements fluvio-deltaïques, depuis le cône vers la plaine alluviale ou deltaïque selon un gradient topographique décroissant.

Le modèle sédimentaire propose un remplissage en plusieurs phases de progradation latérales interrompues par des phases d'aggradations sédimentaires silto-argileuses. Le climat semiaride généralisé joue un rôle important dans la nature et l'hydrodynamisme des apports ainsi que l'élaboration des cycles sédimentaires.

Mots-clés: *détritisme fluvio-deltaïque, dynamique sédimentaire, rifting permo-triasique, Haut-Atlas de Marrakech.*

ABSTRACT

The permo-triassic basin of Tahanaout reflects a tectono-sedimentary organization typical of synrift basins. The genetic modes of its replenishment, reviewed in light of the sedimentary heterogeneity and the position of the sediments reveal an evolution in 3 episodes: individualization, differentiation and homogenization.

The tectonics expresses itself every time, by a reorganization of the deposit areas, a dissymmetry of the syntectonic gutters and structures in the tilted blocks, within a NS extensional regime (episode I) and NW-SE even (episode II and III). The intermediate sequences follow each other in sequences of deposit that reflect and evolve in fluvio-deltaic environments, since the cone toward the alluvial or deltaic plain according to a topographic gradient.

The sedimentary model suggests the existence of basins in vertical relays in several lateral progradation phases interrupted by phases of silt-clay sedimentary aggradations. The generalized semi-arid climate and the closed country environment plays an important role in the configuration of this type of basins, whose borders are essentially clastics, of an extended alluvial plain.

Keywords: *fluvial-deltaic detritism, sedimentary dynamic, permo-triassic rifting, High-Atlas of Marrakech.*

Introduction

Les bassins triasiques ou permo-triasiques constituent un matériel de choix pour l'étude de la dynamique

de remplissage sédimentaire dans un contexte synrift, largement commandé par un système de failles à caractère extensif. L'exemple du bassin de Tahanaout (Fig. 1) représente un vestige de cette

* Faculté des Sciences, Département des Sciences de la Terre, B. P. 1014, Agdal-Rabat, Maroc.

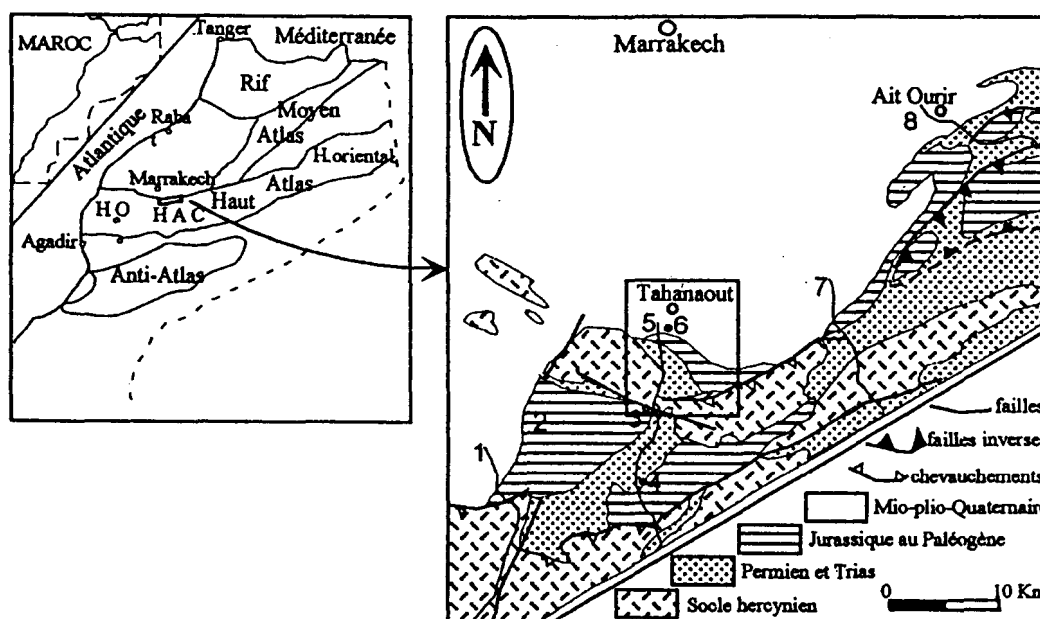


Fig. 1.—Carte géologique simplifiée de la bordure septentrionale de l'Atlas de Marrakech (Ferrandini modifiée). 1: O. Nfis, 2: Plateau du Kik, 3: My Brahim, 4: Asni, 5: O. Ghighaya, 6: D. Sour, 7: O. Ourika, 8: O. Zat.

sédimentation assez répandue à l'époque. Il représente un témoin isolé en le comparant à ses homologues à l'Est (Ourika; Biron, 1982, Ait Tamlil; El Youssi, 1986) comme à l'ouest (Argana; Tixeront, 1973; Brown, 1980; Tourani et al., 1998; Olsen et al., 1999). Localisé en bordure nord du domaine subatlantique du Haut-Atlas de Marrakech, le bassin de Tahanaout s'est préservé de la compression atlasique, dont les déformations se sont enregistrées principalement au contact des failles majeures, notamment l'accident de Tizi-n-Test.

Le bassin de Tahanaout est adossé aux premiers escarpements paléozoïques du Haut-Atlas de Marrakech. Son replissage sédimentaire est attribué principalement au Trias, certains affleurements très localisés, sont par contre rapportés au Permien (Beauchamp, 1983; Beauchamp et Petit, 1983; Petit et Beauchamp, 1986). Sur ses bordures, repose en discordance nette une série méso-cénozoïque marquée à la base, par une plate-forme pelliculaire, argilo-carbonatée du Lias (Ferrandini J. et Ferrandini M., 1984).

La sédimentation silico-clastique observée, montre une analogie à l'affleurement en termes de composantes lithostratigraphiques simples. La compréhension des processus sédimentaires permet par contre, de dégager une grande hétérogénéité à toutes les échelles (Aigner et al., 1999). En progressant, des particules aux corps sédimentaires puis aux séquences de dépôt, il devient possible de caractériser cette hétérogénéité et de lui donner un

sens dynamique et environnemental (Einsele, 1992). La diversité des lithologies et des environnements, s'intègre dans un modèle sédimentaire dynamique qui est évolutif et régional dont la notion de la «formation» lithologique ne représente qu'une phase dans son évolution naturelle. Dans cette approche dynamique et suivant nos observations dans d'autres bassins du Haut-Atlas central (de Marrakech), nous adoptons le terme d'épisode sédimentaire qui s'applique à l'ensemble du système et qui exprime les évolutions latérales et verticales occasionnées par la complexité du paysage continental et par l'action de la tectonique quasi permanente pendant la sédimentation. L'épisode sédimentaire a une vocation à la fois environnementale et séquentielle. Dès lors, le découpage de cette série sédimentaire permo-triasique, sera revu en conséquence de l'organisation morphostructurale des aires de dépôts et l'évolution spatio-temporelle des milieux associés.

Contexte sédimentaire

La coupe de référence que nous décrivons, est située au centre du bassin de Tahanaout, à 38 km au sud de la ville de Marrakech dans la vallée de la Ghighaya (Fig. 2). La série détritique s'étend sur une puissance totale de 300 m et fait partie du faciès nord de bordure, de la zone subatlantique de Mattis (1977). Elle repose en discordance sur un socle

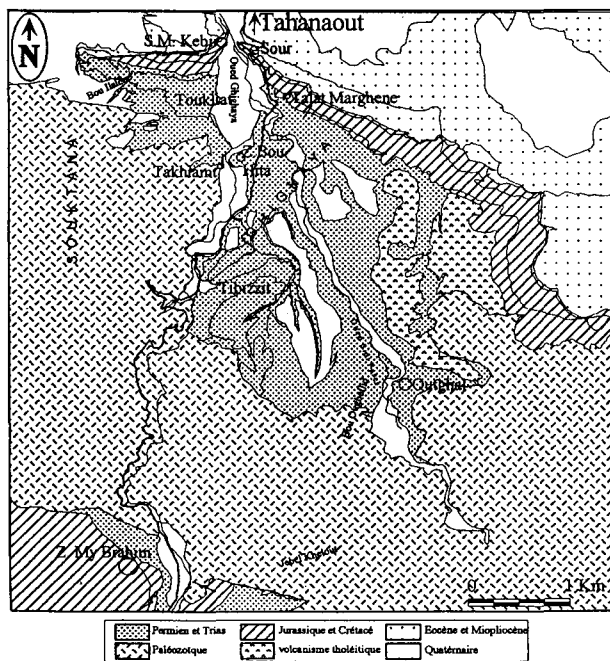


Fig. 2.—Carte géologique du secteur étudié (le bassin de Tahanaout).

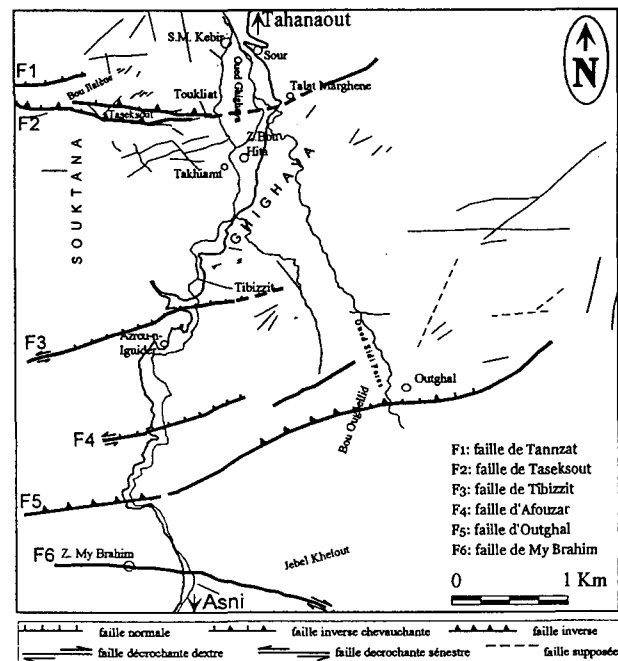


Fig. 3.—Carte de fracturation du bassin de Tahanaout.

flyschoïde plissé à topographie variable d'âge viséen (Eddebbi, 1989). Elle est tronquée au sud par la faille de Tibizit (Fig. 3). Le pendage de la série varie de 30° à 50° E dans la partie sud du bassin et devient sub-horizontale vers le Nord. La succession globale des termes détritiques (Fig. 4) fait apparaître des niveaux conglomératiques à la base, grésosilteux, puis silteux au sommet. L'organisation de la série reflète une évolution en trois grands épisodes sédimentaires.

L'épisode 1

Epais de 50 mètres, il comporte 3 membres strato-décroissants:

— Le membre inférieur est silto-conglomératique, strato-décroissant avec des conglomérats qui prédominent nettement. Le terme bréchiq ue de la base comporte des éléments polygonaux, flottants, de tailles décimétriques. Les galets sont gréseux ou grésosilteux dominants, issus d'un remaniement local des terrains paléozoïques avoisinants. La matrice est immature argilo-gréseuse abondante de couleur violacée. Les termes suivants sont microconglomératiques à galets anguleux à sub-arrondis, de nature dominante quartzitique. Les niveaux grossiers sont représentés par des bancs chenalisés d'allure générale lenticulaire. Les chenaux principaux s'étalent sur 3 à 4.5 m avec une épaisseur de

remplissage de l'ordre de 30 à 40 cm au sommet. Les chenaux secondaires sont dissymétriques et d'une largeur de 5 à 10 cm. Au sein des chenaux, on note une grano-décroissance qui traduit une baisse de l'énergie de transport. Le matériel déposé constitue une accumulation de coulées boueuses à éléments conglomératiques. Certaines surfaces de bancs montrent des encroûtements carbonatés et des niveaux à paléosols clairs. (Ben Mlih et al., 2004).

Les couches silteuses qui terminent le membre, s'alternent avec les niveaux conglomératiques et s'organisent en unités strato-décroissantes, leurs surfaces sont ravinées par les bancs lenticulaires grossiers.

— Le membre médian est constitué d'une alternance silto-conglomératique d'épaisseurs plus ou moins égales. Il débute par un niveau de 1 m de conglomérat bréchiq ue à galets anguleux, mal trié, semblable au terme conglomératique de la base du premier membre. La tendance générale est grano-décroissante à travers les cinq termes grossiers. Contrairement au membre de base, les silts intercalaires sont plus épais.

— Le membre supérieur est silto-gréseux avec une dominance des termes silteux. La semelle est composée de conglomérat bréchiq ue (3 mètres) dont le toit est marqué d'empreintes de racines, épi-génisées en corps carbonatés. Les termes suivants, sont des grès grossiers, d'épaisseurs décimétriques et de granulométrie variable. Ils sont disposés en

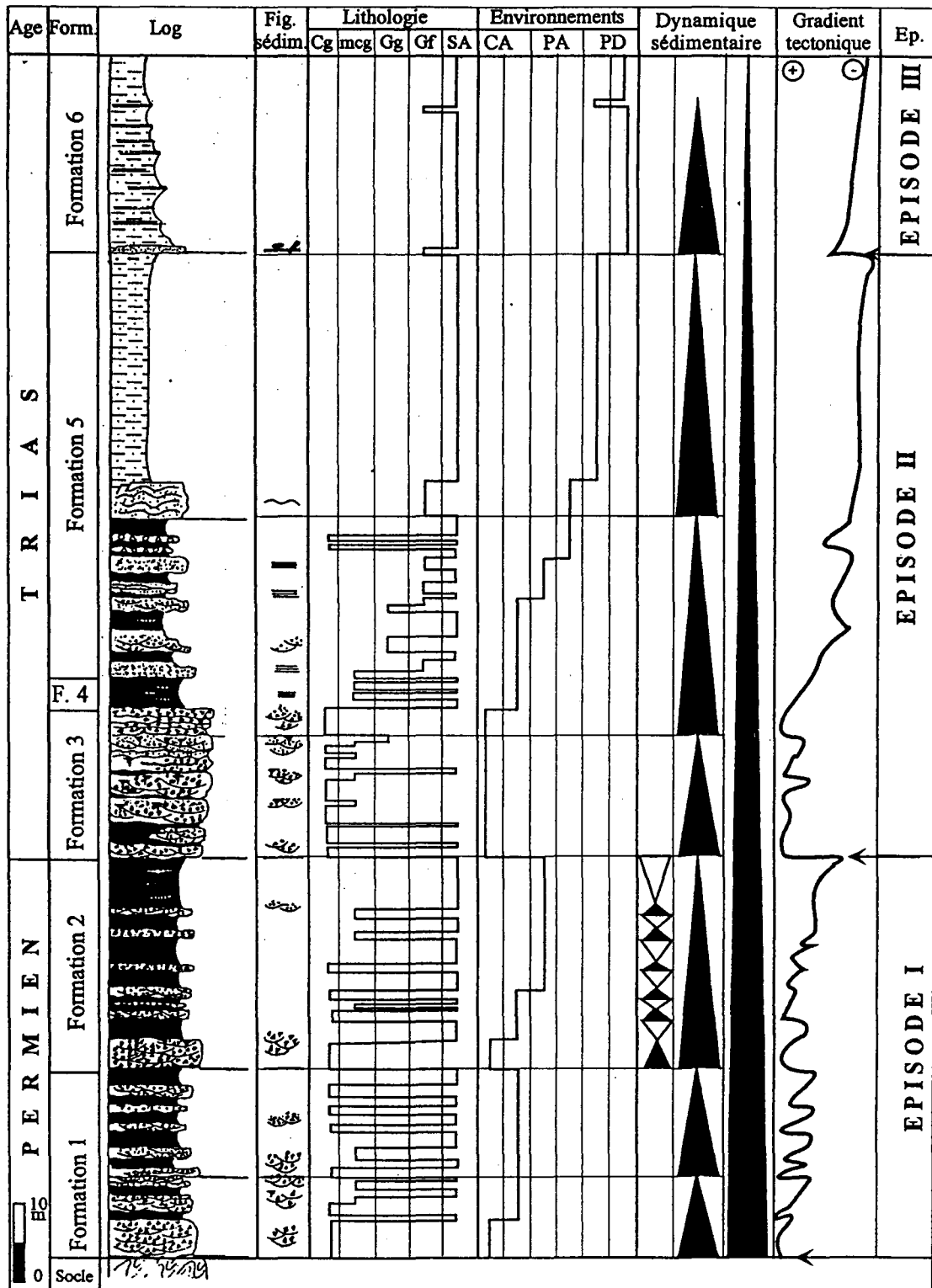


Fig. 4.—Coupe type du bassin de Tahanaout (levée à Tibizzit), les formations indiquées sont celles définies dans le Trias du Haut-Atlas central (Biron, 1982). Cg: conglomérat grossier, mcg: microconglomérat, Gg: grès grossier, Gf: grès fin, SA: silt et argiles, CA: cône alluvial, PA: plaine alluviale, PD: plaine deltaïque. ∞ Chenaux, ▽ calcrètes, ≡ structures litées, ~ structures dunaires, - surface d'emersion, • nodules de barytine, ▲ bréchification.

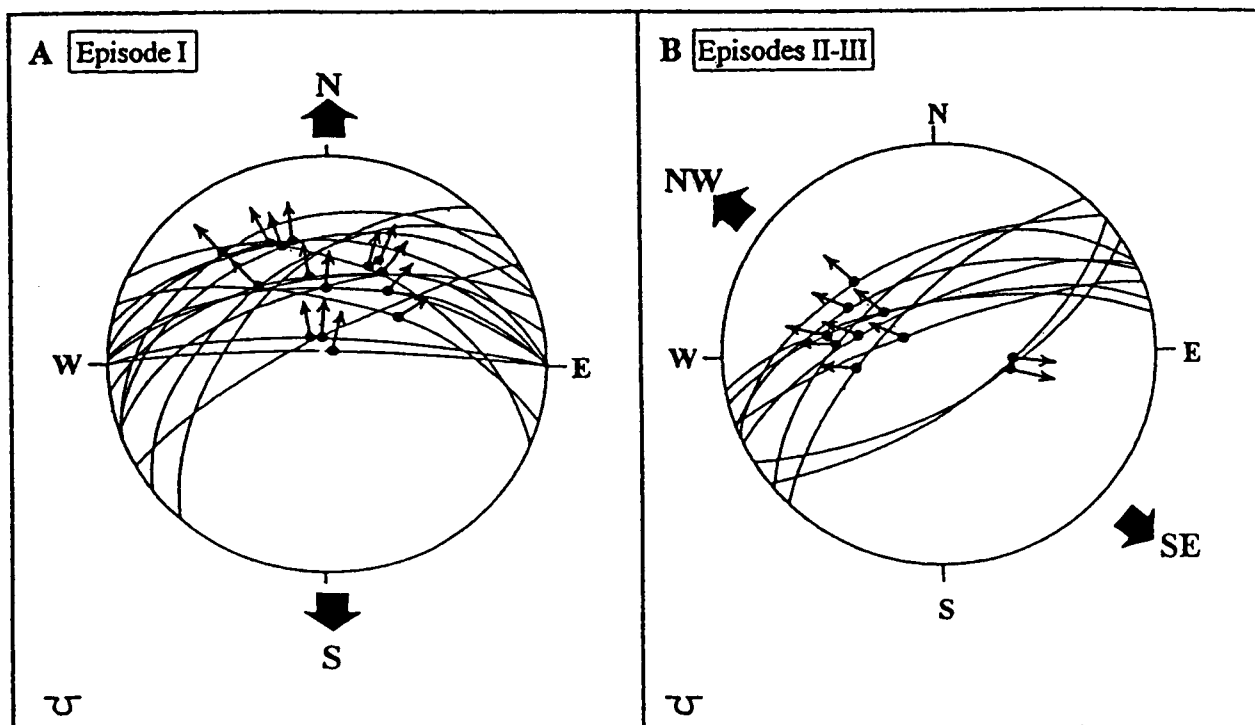


Fig. 5.—Tenseurs de contraintes dans l'épisode sédimentaire I (A) et l'épisode sédimentaire II (B).

faisceaux à progradation latérale. Les silts intercalaires sont largement répandus et omniprésents au sommet des termes strato-croissants dont les épaisseurs passent de 2 m à la base du membre, à 6 m à son sommet.

L'épisode II

Il est disposé en 3 membres:

— Le membre inférieur est conglomératique d'une puissance totale de 20 mètres. Il montre une strato-croissance avec à la base des bancs de 1 mètre d'épaisseur, séparés par des niveaux fins silteux, en joints réduits et lenticulaires. Les termes bréchi-ques qui les surmontent montrent une chenalisation décamétrique. Les éléments constitutifs de taille centimétrique sont anguleux puis arrondis, plats et imbriqués selon une direction générale est-ouest. Leur nature est enrichie par du Quartz laiteux filonien et des rhyolites du Précambrien III, résultant du démantèlement des reliefs du massif ancien.

Les termes suivants s'organisent en séquences élémentaires avec une granulométrie qui s'affine vers le sommet.

— Le membre médian est de nature silto-grésos-conglomératique. Le terme de base correspond à un conglomérat épais de 3 mètres. Les galets sont de

différentes tailles centimétriques à décimétriques, éparpillés dans la matrice grésos-silteuse. Ils sont émanants du socle et leur imbrication indique une progradation en éventail, en directions NW, W et SW. Ils sont tous anguleux et surtout d'origine paléozoïque, mis en place grâce aux contributions des jeux de la grande faille qui limite le bassin au sud. Par ailleurs, ce conglomérat est envahi d'horizons calcaires épais, à galeries, sur la surface des bancs et pénétrant l'ensemble de la matrice. Il s'agit en fait, d'une carbonatation secondaire à partir des eaux de surface qui circulent à travers les pores et les fissures, développant ainsi des calcrêtes blanchâtres. (Ben Mlih et al., 2004). Quelques empreintes de racines épigénisées en ciment calcaire de 10 cm de diamètre, s'observent sur certaines surfaces (PL-ph.1). Ces traces traversent parfois le dépôt et déforment son litage vers le haut. Des fentes de dessiccation sont également présentes à la fin des séquences sommitales.

Les termes suivants représentent une alternance de grès et de silts sur plus de 20 mètres. Les grès sont de couleur rose faiblement consolidés, à litage parallèle. Les bancs sont peu épais, décimétriques, parfois interrompus de crachats clastiques à galets anguleux de 2 à 6 cm, imbriqués et de couleur sombre. La masse gréseuse est disposée en chenaux de 3 à 4 mètres de largeur, dans lesquels les dragées

en suspension sont éparpillées. Le passage au silt est progressif; les silts prennent le relais, dans lesquels s'intercalent deux niveaux de brèche à galets filoniens de couleur noirâtre, très riches en oxydes de fer. Cette brèche se met en place en écoulement gravitaire de type grain flows accompagné d'éléments pyroclastiques rappelant un dépôt volcanique de type explosif. Cette manifestation serait liée principalement à l'activité de la faille bordière adjacente.

— Le membre supérieur est gréso-silteux et comporte à sa base un grès rouge de 4 mètres de puissance, puis des silts sur 30 mètres. Le terme gréseux se présente sous forme de barres amalgamées de nature sableuse. Ces barres montrent à leur surface des rides symétriques parfois bifurquées (PL-ph.2). Les directions des écoulements qui changent, E-W ou N-S, renseignent sur un environnement de plaine d'inondation où les flux s'opèrent dans plusieurs sens. Les grès sont affectés de failles normales souvent conjuguées, de directions N030 et N070, fossilisées par les niveaux supérieurs. Reposent sur les grès, des silts argileux rouges à niveaux feuilletés discontinus, de 5 cm d'épaisseur chacun, donnant allure de stratification à ces niveaux.

L'épisode III

Il se caractérise surtout par son homogénéité lithologique silteuse. Les intercalations gréseuses et silto-gréseuses, laissent apparaître une succession en deux membres différenciés.

— Le membre inférieur démarre par un niveau gréseux de 70 cm de couleur gris-jaunâtre bien marquée dans le paysage. Il est constitué d'un ensemble de lentilles à bases planes et à surface légèrement convexe vers le haut. Il s'agit d'un dépôt de barres ou de dunes hydrauliques de plaine deltaïque à caractère littoral. Chaque lentille est composée d'une succession de structures sigmoïdes progradantes vers l'WNW (PL-ph.3). La surface de ces grès comporte des rides de courant asymétriques qui donnent un sens d'écoulement vers l'ouest. La minéralisation de barytine en nodules, fréquente sur sa surface est également caractéristique de cette barre gréseuse (El Youssi, 1986).

Ce niveau est connu sous le nom de «grès de l'Oukaimeden» (Mattis, 1977), F5 de Biron (1982) ou F5c (El Youssi, 1986). Il est affecté d'une tectonique synsédimentaire importante.

Vers le nord, en direction de la maison forestière, les dalles gréseuses sont disposées en hémigraben, traduisant le régime distensif typique qui régnait particulièrement pendant cette sédimentation et tout au long de l'épisode III. Cette fracturation synsédi-

mentaire s'amortit dans les niveaux supérieurs fins et moins compétents (PL-ph.4).

La suite de ce membre est formée de silts rouges sombres de 15 mètres, lités et à fines passées chenalées gréseuses. Les petits chenaux (2 à 3 mètres) sont discontinus et très espacés.

— Le membre supérieur comporte à la base un niveau de grès fin à ciment calcaire de 25 cm d'épaisseur suivi de silts argileux et d'argiles, de couleur rouge claire qui vire vers le marron. Ces argiles massives sont faiblement armées de détritiques consolidés sous forme de petites lentilles de grès laminées et disloquées. Au NW (Toukliat) leur épaisseur dépasse 150 m de puissance. Les argiles supérieures sont salifères ou gypsifères (à Talat-n-Merghen, Touklait) et sont surmontées de coulées basaltiques (à Outghal), rapportées au Sinumérien (Manspeizer et al., 1978) ou datée de 195 MA (Le Marrec, 1979). Il est fréquent d'observer vers le sommet, du gypse de typologie variable (lamellaire, fibreuse, en chicken-wire ou en amas saccharoïdes).

Contexte Tectonique

Les marqueurs de la déformation synsédimentaires

Tectogenèse dans l'épisode sédimentaire I

Le terme bréchique de base du premier épisode est localisé au centre du bassin, à Tibizzit. Il s'organise en dépôt de gouttière perchée en discordance sur un socle viséen à topographie légèrement aplaniée (PL-ph.5). Il est affecté d'une tectonique cassante très active, l'ayant fracturé en plusieurs compartiments à rejets faibles mais variables (15 cm à 2 mètres). L'ensemble s'étend latéralement sur 200 m dans une structure générale en hémigraben, représentée par une succession de petits blocs basculés à failles conjuguées donnant des horsts et des grabens surtout dans la partie centrale assez épaisse. Les bancs chenalés ont une direction N045 avec un pendage de 50° vers le SE. La microtectonique manifestée au sein de cet épisode a tendance de perpétuer l'effondrement vers le nord engendré par la faille bordière sud de Tibizzit. Deux familles de failles constituent une détente à l'activité distensive principale, les N045 et les N090 statistiquement dominantes, à pendage fort de majorité vers le nord. Certaines failles hercyniennes du socle se trouvent décalées par le jeu de la tectonique synsédimentaire déjà importante tout au début de l'épisode I, attribuée au Permien.

Les niveaux silto-microconglomératiques qui les surmontent, sont de direction générale N050 et à pendage moyen de 30° SE. Un système de faille

complexe intervient lors de cette sédimentation, bien cachetée par les dépôts de l'épisode II. Il correspond à un jeu de failles normales en rampe ou en «queue de cheval» qui provoquent une rotation de blocs.

L'ensemble des mesures effectuées dans ce premier épisode sédimentaire, donnent un jeu normal synsédimentaire typique avec une extension pure N-S (Fig. 5A). Cette première expression géodynamique du rift est intéressante sur le plan tectono-sédimentaire, en témoignant d'un épisode de remplissage initial qui s'individualise dans des gouttières syntectoniques d'extension très limitée.

Téctogénèse dans l'épisode sédimentaire II

Le passage à l'épisode II est marqué par une semelle conglomératique qui ravine, par une légère discordance, les silts et scelle certaines failles de l'épisode I. Le remplissage sédimentaire de l'épisode II couvre l'ensemble du bassin et correspond à une phase d'expansion à l'échelle du secteur.

La tectonique intervient activement pendant cet épisode, comme le montre les niveaux gréseux ou conglomératiques aussi bien au Nord qu'au centre du bassin. A Toukliat, on note la présence de failles N060 à N080 à pendage fort de 60° vers le N, affectant des épaisseurs allant jusqu'à 40 m et provoquant des rejets de 20 mètres. Contrairement aux précédentes, ces failles normales ont une géométrie rectiligne et le jeu qu'elles accomplissent, propage l'ouverture du bassin en éventail vers le nord.

Non loin de Takhiebt, on observe des diaclases et surtout des fentes de tension ouvertes dans le socle, remplies de matériel triasique de l'épisode II (PL-ph.6). Ce phénomène comparable à celui rencontré dans le couloir de certaines failles principales, montre à une échelle inférieure ces fentes orientées N035 à pendage 58° NW. Le remplissage perpendiculaire à leurs épontes, indique incontestablement la distension pure NW-SE qui caractérise le bassin au cours de cet épisode. Plus haut dans la série mais toujours dans ce même site, les bancs grés eux faisant partie de cette cinématique enregistrent une microtectonique avec des failles conjuguées d'une direction différente (N060 avec un pendage 70°N. Cette fracturation produit une géométrie en petits hémigrabens disposés dans une structure générale, elle-même en hémigraben.

Du côté de Zawit bouhita, le long de l'oued sur la rive droite, la coupe verticale relevée, laisse apparaître des failles synsédimentaires en relais (PL-ph.7). L'observation de détail montre que ces petites failles présentent un double rejet (PL-ph.8), puis disparaissent scellées par les bancs supérieurs avant

de se faire remplacer par d'autres de direction N090 à pendage N 80°. Leurs miroirs sont striés avec des figures de bréchification qui indiquent un pitch de 50° W. Le dispositif évolue en grabens bordés de failles normales E-W à pendage très fort vers le nord et leur conjuguées vers le sud, entièrement fossilisées par les niveaux supérieurs.

A Tibizzit, la barre gréseuse du sommet de l'épisode II, comporte une tectonique synsédimentaire remarquable. Elle produit des petits hémigrabens effondrés vers le NW (PL-ph.9). Les failles normales qui les bordent sont orientées N110 à N070 à pendage fort de 70° vers le N. Elles montrent une double striation, la première verticale liée à la distension, d'un rejet moyen de 2 mètres et la seconde est horizontale, postérieure, décrochante, sénestre, responsable de la rotation des blocs, donnant allure d'un hémigraben en marches d'escalier tournant, à la barre de grès (PL-ph.10).

D'autres traits de la tectonique synsédimentaire, sont consignés par les chenaux distributaires de la fin de l'épisode sédimentaire II. Ce sont des failles normales typiques de direction N100 qui occasionnent un effondrement de plus en plus prononcé vers le NE. Les petits grabens décimétriques qui en résultent, constituent une échelle inférieure de fracturation qui propage, dans le même sens, cette distension commandée par les failles principales. Le caractère synsédimentaire est parfaitement reconnu, grâce à l'épaississement des bancs dans les compartiments affaissés, l'amortissement et la disparition des failles dans les bancs susjacentes. Le système sédimentaire est placé ensuite dans un environnement de calme tectonique et hydrodynamique en attendant l'épisode suivant.

Les mesures réalisées dans ce deuxième épisode sédimentaire ainsi que le dispositif mis en place reflète le caractère continu du cadre distensif. Il est évident que le système fonctionne en permanence tout le long de la sédimentation, mais s'inscrit dans un régime saccadé où l'action ne se fait sentir intensément qu'à la base de l'épisode puis décroît progressivement au cours de celui-ci, pour s'annuler ou presque au passage de l'épisode suivant.

La distension est donc le régime tectonique permanent au cours de cet épisode, mais une légère rotation anti-horaire est constatée dans la direction de la contrainte minimale σ_3 .

Téctogénèse dans l'épisode sédimentaire III

Cet épisode souligné par une barre de grès (l'équivalent des grès de l'Oukaiméden) représente une troisième étape de la sédimentation au cours de laquelle on assiste au comblement généralisé du

bassin. Il se distingue par sa propre dynamique sédimentaire et une nouvelle manifestation tectonique qui se dissipe rapidement dans les argiles supérieures. En effet, la barre gréseuse à la base de l'épisode, enregistre de nouveau une action distensive, par des failles normales typiques N060 de pendage 60° NW dont les miroirs montrent un pitch de 60° W. Ces failles entraînent des rejets métriques variables et sont cachetées par les silts qui les surmontent.

Au cours de cet épisode, le gradient tectonique baisse rapidement, seuls quelques bancs grésosilteux chenalisés, du domaine de la playa, sont affectés par des failles métriques. Elles sont orientées E-W à pendage N et accusent un rejet de 1 m. Leurs conjuguées sont scellées par les silts dans lesquels sont intercalées ces dunes gréseuses.

Le système de fracturation qui affecte l'épisode sédimentaire III, est beaucoup moins apparent que dans les autres épisodes. Les déformations sont légères et les rejets restent faibles, mais le régime d'extension se poursuit, inscrit donc, dans une direction globale dominante NW-SE (Fig. 5B).

Etats des paléo-contraintes

L'analyse de la fracturation à travers le secteur étudié aboutit à des résultats qui sont en conformité avec l'ensemble des travaux réalisés dans les Atlas. Elle révèle la présence de deux états de contraintes pendant les périodes permienne et triasique qui représentent les deux épisodes distensifs successifs qui ont accompagnés cette sédimentation. Ces épisodes sont liés à l'ouverture du fossé atlasique qui commence à cette époque pour se poursuivre au Jurassique (Jenny *et al.*, 1981; Laville, 1985; El Kochri et Chorowicz, 1996; Olsen et Kent, 1999).

Dans les terrains permo-triasiques, la distension est assurée essentiellement par le jeu normal des failles auquel s'ajoute accessoirement une composante décrochante sénestre particulièrement perceptible dans les dépôts de l'épisode sédimentaire II.

La distension N-S concerne le premier épisode sédimentaire et donne un état de contrainte orienté N-S. Le diagramme réalisé (Fig. 5A) comporte des familles de failles normales de direction ENE-WSW à E-W sans aucun décrochement visible. La plupart de cette fracturation se trouve scellée par le détritique grossier de l'épisode sédimentaire II. Quelques failles N120 et d'autres NE-SW présentent des stries obliques à cette extension. Elles correspondent à des failles plus récentes affectant l'ensemble de la série triasique.

L'extension NW-SE (Fig. 5B) se manifeste essentiellement par des failles normales de direction NE-

SW avec des pitches sub-verticaux. Ces failles affectent les deux épisodes sédimentaires II et III du bassin triasique étudié. Elles sont néoformées pour la plupart et interviennent par blocs généralement cachetés au sein de chaque épisode. Les failles de directions ENE-WSW sont plutôt, héritées et remobilisées en jeu normal pendant la période triasique et même jurassique (liasique). Elles bordent généralement les grandes structures.

Au voisinage de certaines failles principales, des fentes de tension de direction NE-SW indiquent, par leurs pôles, une direction d'extension σ_3 orientée NW-SE à WNW-ESE.

Le champ de déformation ainsi constitué, est un système extensif avec une contrainte principale maximale σ_1 verticale et une contrainte principale minimale σ_3 horizontale orientée globalement NW-SE.

Les accidents NE-SW sont donc, des failles normales typiques avec des pitches sub-verticaux d'âge triasique. Cette extension triasique NW-SE à WNW-ESE est celle signalée à l'échelle de tout le Haut-Atlas.

Stades de formation du bassin

Le cadre spatio-temporel fait ressortir l'expression des conditions géodynamiques qui créent l'espace et déclenchent le système de dépôt. L'ouverture est actionnée en 3 temps se succédant verticalement (Fig. 6):

— L'individualisation de gouttières syntectoniques dans un régime extensif pur de contrainte σ_3 N-S. La sédimentation se déploie sous un contrôle tectonique en petits horst et grabens, des failles en gerbes parfaitement normales à stries verticales à sub-verticales, aucune striation parfaitement horizontale n'a été détectée dans les structures fossilisées.

— La différenciation est marquée par une sédimentation fluvio-deltaïque qui se caractérise par une inflation sédimentaire dans les bassins intramontagnes. La tectonique enregistre une extension pure, à légère rotation anti-horaire NW-SE, guidée par les failles bordières principales, généralement héritées. Le caractère synsédimentaire est parfaitement démontrée sur des structures en blocs basculés, scellés et à rejet variables, dont l'épaississement de la série se fait au pied des failles du côté effondré. Les failles de détente et de croissance sont assez bien exprimées.

— L'homogénéisation du bassin s'en suit, mais sous un régime tectonique synsédimentaire très faiblement manifesté. L'extension NW-SE se maintient. Le matériel disponible est exclusivement fin silto-argileux qui dénote du faible gradient topographique. Le profil d'équilibre est alors atteint.

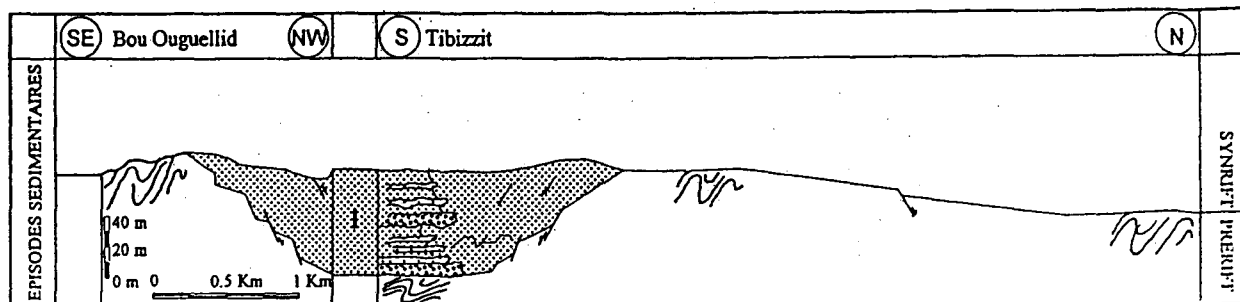
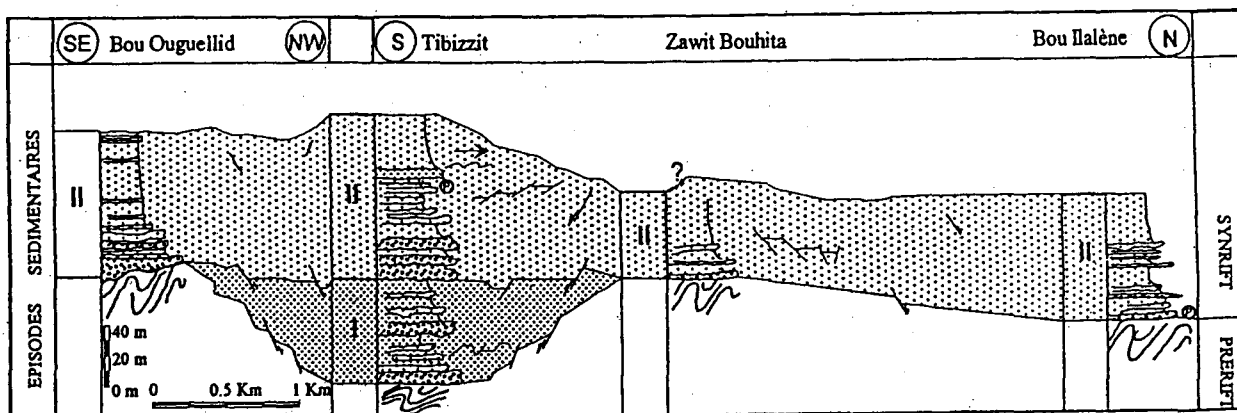
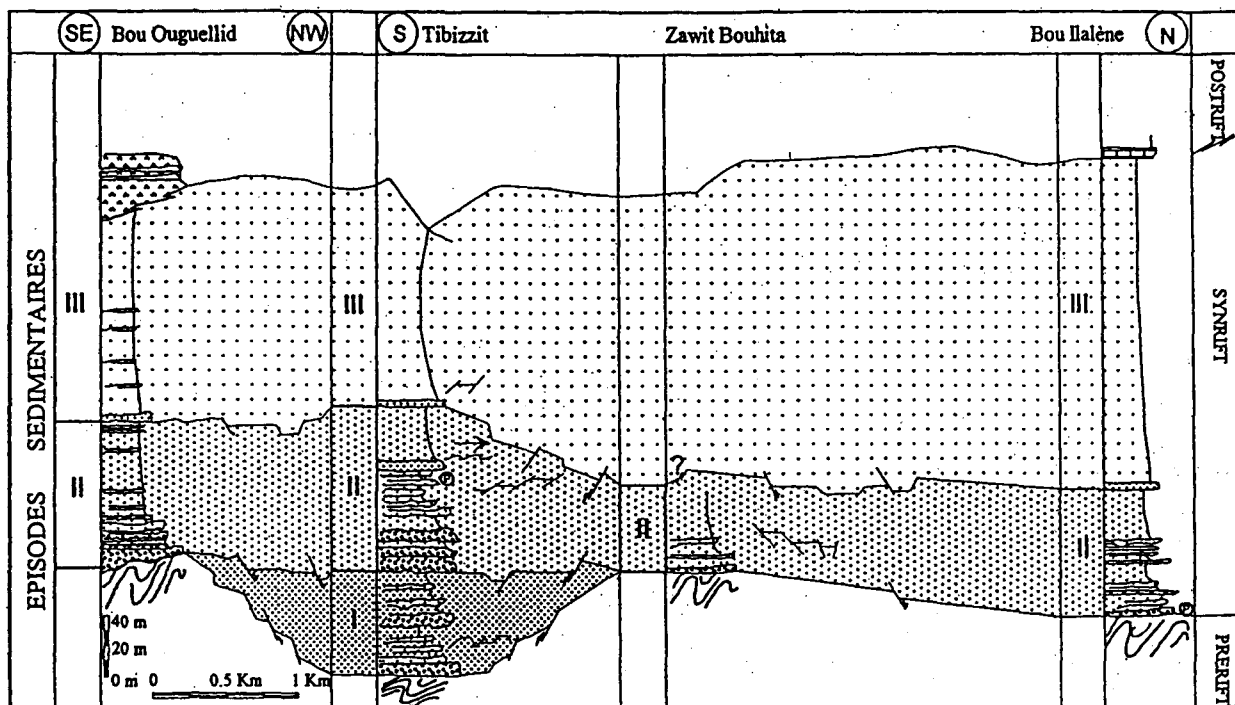


Fig. 6.—Cadre spatio-temporel et évolution synrift polyphasée en 3 épisodes sédimentaires du bassin de Tahanaout.

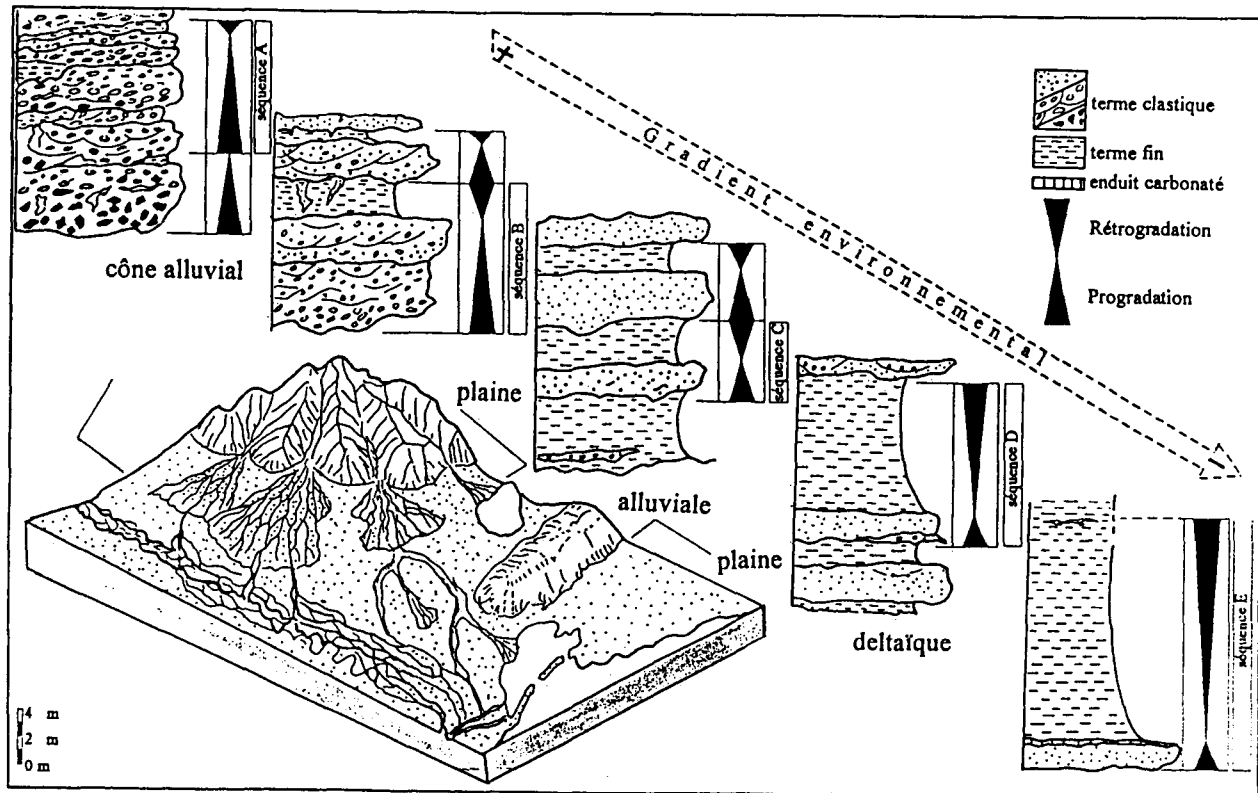


Fig. 7.—Séquences du milieu organisées en termes clastique et fin qui traduisent les phases de, progradation (pointe vers le haut) et rétrogradation (pointe vers le bas). Les couplets sont symétriques ou asymétriques suivant un gradient qui évoque une évolution environnementale depuis le cône vers la plaine alluviale puis deltaïque (modèle du système fluvial inspiré de Einsele, 1992).

Dynamique sédimentaire

L'alluvionnement sédimentaire est pris dans un sens évolutif selon ses caractéristiques architecturales et son organisation en corps sédimentaires (Aigner et al., 1999). Son empilement en séquences, revêt une signification sédimentologique qui nous permet de lui donner une connotation environnementale et paléogéographique. Le type d'empilement représente des séquences propres au milieu et les placent dans différents environnements fluviaux; depuis la plaine alluviale proximale à caractère de cône vers la plaine distale à caractère inondable.

A partir des différentes coupes réalisées, on dégage les séquences types, qui ont une valeur génétique (Cross et al., 1998) et qui se rapportent à un milieu de dépôt donné.

Les séquences en épisode I

Le premier épisode est caractérisé par un matériel grossier déposé en chenaux, regroupés en lentilles faiblement étalées. Il est formé d'une succession de

séquences type A (Fig. 7) dont la tendance globale est strato- et grano-croissante. La séquence traduit par son organisation, l'effondrement progressif de l'aire de dépôt compensé par un soulèvement de la source au contact des failles bordières principales. A celui-ci s'ajoute, la progradation continue du cône en chenaux primaires très peu mobiles mais dont l'importance de la charge provoque des migrations latérales. Ce dépôt est aussi bien généré, que contrôlé par une activité tectonique continue «continuous faulting», (Ethridge, 1985). Dans chaque membre, l'action est déclenchée par une tectonique active à la base qui donne lieu à une sédimentation d'un matériel issu d'une source proche, ramené par des courants torrentiels sur une faible distance. Les cônes évoluent comme des lobes à chenaux emboîtés et migrants, intercalés par des silts ou par simples interlits qui soulignent les phases de réactivations importantes (North et al., 1989).

Les termes supérieurs enregistrent un empilement de séquences de type B (Fig. 7) dont le matériel grossier est limité à des barres métriques, associées à des bancs gréseux et microconglomératiques peu différenciés. La tectonique baisse alors de son acti-

tivité, cédant la place à une gestion plus durable du climat et des reprises et aménagements qui en découlent, selon les conditions hydrodynamiques. La séquence traduit l'éloignement relatif des sources d'apport et/ou une atténuation des reliefs. Ce type de séquences se produit donc, dans un domaine de cône plus distal en bas pays montagneux. Leur chenalisation devient en tresse, divaguante avec un tri granulométrique moyen. Les dépôts silto-argileux représentent par contre, un débordement qui exprime un environnement temporaire de plaines alluviales et des cours d'eau à faible régime hydrodynamique. Leur sédimentation dure longtemps par rapport à la période des apports en vrac. Les fins de séquences s'effectuent dans des milieux marécageux, soulignés par des horizons à épigénie calcaire très poussée qui se reconnaît notamment par des moulages carbonatés de racines.

Cette disposition traduit donc, une certaine dynamique du bassin matérialisée par une sédimentation grossière de bas de pente à éléments polygonaux bréchiques et à matrice peu abondante. Les éléments remaniés du socle sont très faiblement transportés souvent issus d'une remobilisation locale. Les surfaces de réactivation se développent sous un gradient topographique assez élevé.

C'est ainsi que l'on distingue, dans le cône alluvial, une accumulation en «debris flow» subaérien dans la partie proximale, suivie d'un «debris flow» subaquatique, sans ou à faible matrice détritique fine. Dès que la chenalisation s'intensifie le «debris flow» se confond au «mass flow» avec une sédimentation qui s'enrichit davantage en boue à grains moyens en disposition de nappe qui couvre le dépôt grossier.

Les séquences du cône alluvial (Miall, 1985), montrent des profils irréguliers; car elles sont commandées par des facteurs multiples. L'apport en «debris flow» ou les événements d'inondation sont en effet des processus stochastiques (Einsele 1992) dont les intervalles sont cycliques de durées variables.

Les séquences en épisode II

La base conglomératique est constituée uniquement d'un dépôt alluvial du cône dont les séquences de type A s'intègrent dans une évolution uniforme. Elles attestent d'une nouvelle action tectonique qui assure un démantèlement plus poussé des reliefs restés encore érigés. Les sédiments de barres successives en «debris flow» sont de nature polygénique à héritage multiple (issus de plusieurs phases). L'imbrication des galets manifeste un tri qui retrace une tendance grano-décroissante progressive. Le

milieu fluvial s'élargit; les chenaux évoluent dans un réseau en tresse et prennent de l'importance en montrant un emboîtement vertical et une migration latérale dans une plaine alluviale proximale. La succession des séquences génétiques (séquences types C et D, Fig. 7) dénonce ensuite, l'installation d'un réseau fluvial bien établi, où les chenaux se relaient et s'emboîtent, d'abord mineurs, ensuite majeurs, avec un remplissage de nature granulométrique moyenne dans un environnement chenalissant à caractère mixte. Les barres montrent occasionnellement des lentilles gréseuses en alternance avec les conglomérats quand le chenal est abandonné ou en cas de faible énergie, faissant réduire l'alimentation en détritisme grossier.

En revanche, le régime d'écoulement s'intensifie au cours de cet épisode, donnant lieu à une sédimentation mieux organisée. Rarement interrompue par du grossier, cette sédimentation comporte plusieurs séquences de type «fining-upwards» (Miall, 1992). Les corps sédimentaires sont représentés par des dunes et des mégadunes en barres gréseuses toutes progradantes (PL-ph.11). Les structures internes déterminent au niveau des barres, des séquences élémentaires (Ghienne et al., 1994) à laminations obliques parallèles passant au litage courbe puis horizontal avant de se terminer par des structures en ripple-marks. Cette transition graduelle reflète l'hydrodynamisme d'abord croissant, puis diminuant brusquement au sommet, au comblement final.

Dans la partie supérieure, les séquences offrent une expression argilo-silteuse. La sédimentation et le régime d'écoulement sont contrôlés par des inondations répétitives sur une plaine très étendue à chenaux quasi superficiels. Sous un courant à grand débit dans un replat «flat» inondable, le vannage assure un dépôt de silt ou d'argile avec peu de grès fin. Les grès montrent selon leur position au sein du système, des textures massives, à litage oblique parallèle, en auge puis horizontal ou laminées en bancs pelliculaires. Les discontinuités sédimentaires sont plus apparentes au sommet des séquences, témoins d'intervalles d'émersion, exprimés par des horizons pédogénétiques, de traces de racine, des encroûtements carbonatés ou des sulfatations de surface ou des ripple-marks.

Les séquences en épisode III

Le faciès argilo-silteux constitue l'essentiel de la sédimentation des séquences type E (Fig. 7) de cet épisode. Le milieu correspond à une large plaine tantôt alluviale distale, tantôt à caractère deltaïque au cours d'une période relativement longue. Les

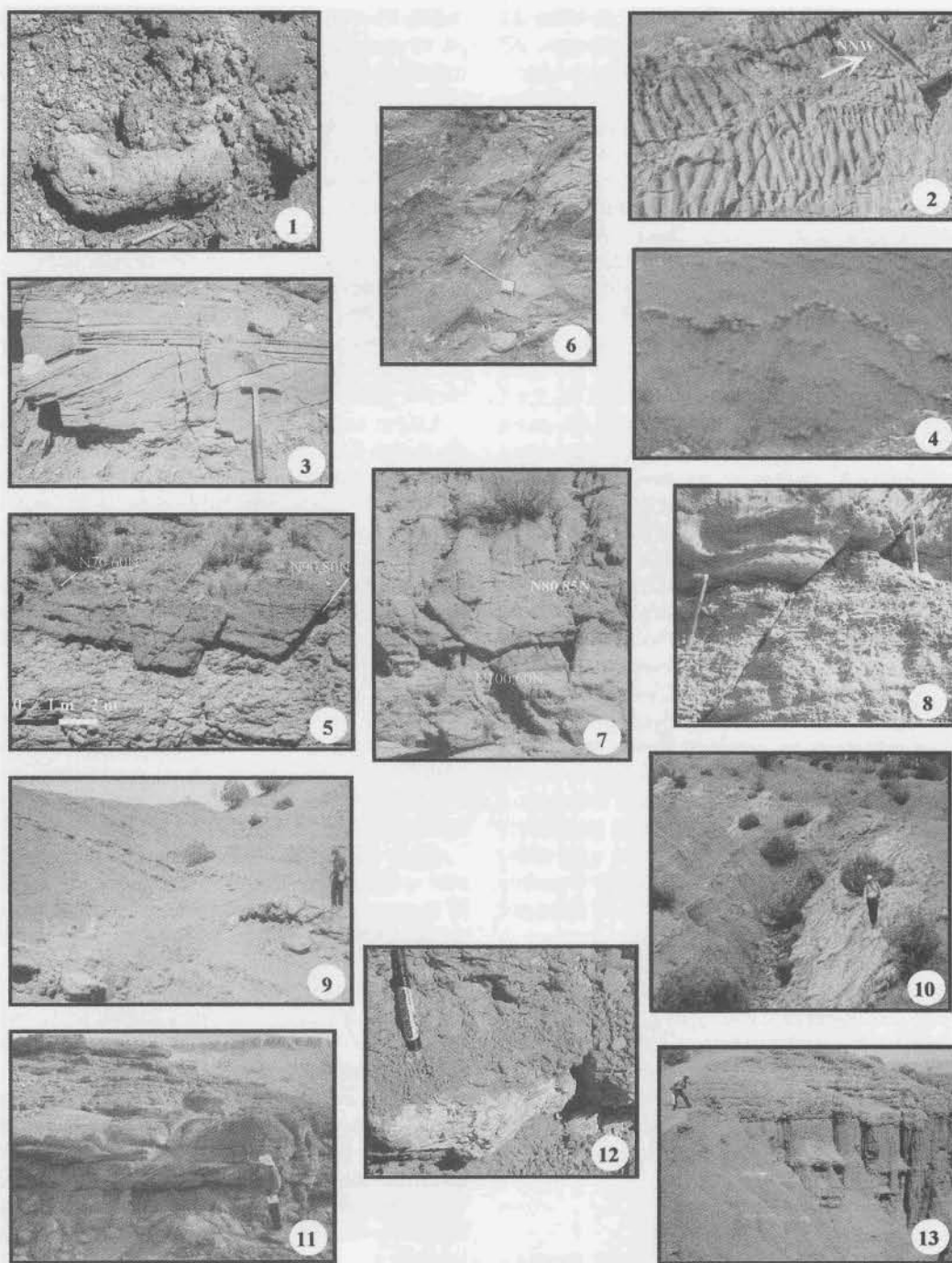


Planche.—1: Empreinte de racine épigénisée en ciment calcaire de 10 cm de diamètre. 2: Rides symétriques à la surface de plusieurs feuillets gréseux. 3: Grès à litage courbe, oblique parallèle puis sigmoïde et horizontal, organisés en séquences élémentaires. 4: Flexure des niveaux gréseux moulant la faille et soulignant son amortissement. 5: Hémigraben perché sur le socle viséen, remplissage en gouttière syntectonique, affecté de failles N070 et N090 donnant des petits horsts et grabens (Tibizzit). 6: Fente de tension remplie de matériel triasique, orientée N035, indiquant la distension pure NW-SE. 7: Failles synsédimentaires en relais (Z. Bouhita). 8: Petites failles présentant un double rejet, disparaissant, scellées par les bancs supérieurs avant de se faire remplacer par d'autres de direction N090 à pendage N 80°. 9: Barre gréseuse de la base de l'épisode III, affectée d'une faille normale N060 à pendage 60° dont le rejet est de 4 m en moyenne, cachetée par les silts (Tibizzit). 10: Hémigraben en marches d'escalier de la barre gréseuse de la base de l'épisode III. 11: Corps gréseux en rides ou dunes, en progradation selon la vitesse hydraulique. 12: Niveau de gypse concrétionné dans les épandages argilo-silteux. 13: Niveaux fins de sebkhas et de marais temporaires dans les argiles rouges du sommet de l'épisode III.

chenaux distributaires engendrent des niveaux gréseux déposés sous forme de barres longitudinales assez fines, interprétées comme des dunes hydrauliques. Dans la région étudiée, par comparaison avec le Trias de la région des haut-plateaux atlasiques (Ourika, Biron (1982) ou Tinitine, zone des haut-plateaux (travaux en cours), ce mécanisme sédimentaire a dû produire des barres sableuses déposées dans des chenaux distributaires peu importants, suivant des stades deltaïques peu actifs à cause d'un milieu récepteur qui est probablement abrité et stable. L'abandonnement des deltas successifs et la faible incursion de la mer ou son éloignement, sont les arguments avancés pour appuyer la présence d'un delta avorté. Dans les termes supérieurs, argilo-silteux, les marais d'interchenaux sont quasi exclusifs et développent une sédimentation de tidal flat detritique régressif conséquent d'un débordement total. Le matériel fin se décante et les quelques niveaux argilo-marneux intercalaires, seraient l'équivalent des feuilletts organiques des dépôts deltaïques récents dans le schéma cyclique de la sédimentation deltaïque (Allen, 1989). Vers le sommet, les aires de confinement et de dessiccation, deviennent fréquentes et donnent naissance à des pellicules gypso-carbonatées d'aspect feuilleté et parsemé à l'intérieur des argiles marmorisées. De tels milieux sont propices à l'installation des fonds évaporitiques à caractère palustre, sous un climat aride favorable. La présence des niveaux de gypses (PL-ph.12), est liée à des périodes de recharges marines exceptionnelles. Les marnes gris-verdâtre sus-jacentes, sont les témoins de l'influence littorale qui devient de plus en plus fréquente et prononcée reflétant un cachet *sebkhaïque* à cette sédimentation (PL-ph.13).

L'association de faciès fait donc ressortir, un cycle deltaïque incomplet, élaboré dans des environnements de plaine deltaïque à prédominance fluviale. La séquence naturelle est granocroissante à tendance globale régressive. L'épisode III correspond alors, à un domaine typiquement fluvio-deltaïque où l'influence littorale se fait très peu sentir au passage Trias-Lias. Mais, à partir du Lias, elle se confirme avec l'installation d'une plate-forme en domaine margino-littoral où les barres dolomitiques alternent avec des argiles et des marnes à gypse dans un milieu marin confiné.

Signification des séquences du milieu

L'évolution séquentielle à travers ce grand épannage alluvial, se résume selon l'importance de l'activité fluviale qui, elle-même, dépend de l'événement sédimentaire prédominant (Tableau 1). Afin de donner une signification dynamique à ces

séquences, dirons-nous que chacune comporte globalement deux termes; un terme clastique (conglomérat et/ou grès) et un terme fin (silt et/ou argile, rarement des enduits ou des interlits carbonatés).










Les séquences du milieu ainsi définies, présentent donc un couplet souvent asymétrique (Fig. 7). L'influence chenalisante est marquée d'un indice qui est relatif à la taille des grains > aux sables fins. L'intervalle de comblement ou d'abandon est manifesté par le produit fin. De sorte, que l'on distingue 5 catégories avec tous les stades intermédiaires en fonction de la position dans le système fluvial.

A partir de cette analyse, le remplissage sédimentaire observé, renseigne sur un enchaînement rythmique en cycle de progradation-rétrogradation. Les apports quand ils sont bien préservés, sont différemment exprimés; la séquence est alors bimodale ou unimodale. Dans ce contexte continental, les chenaux progradent et les barres s'accumulent en terme de décharges à accretion latérale. L'ultime phase de progradation se traduit par un dépôt de type «lacustre» où s'individualisent les milieux de mares temporaires ou de marais palustres, assurant un comblement total.

Cette dualité progradation-rétrogradation, constitue le fondement du processus dynamique qui régit le système fluvial. Chaque cycle, à deux phases, varie selon l'importance de l'alluvionnement et affiche l'alternance de périodes climatiques inscrites dans une logique de crues et décrues ou d'inondation et exondation. La durée de chaque cycle n'est par forcément exprimée en taux d'alluvionnement, elle est plutôt en général, inversement proportionnelle à celui-ci. La durée d'une décharge qui correspond à l'accumulation par progradation ou par accretion verticale, est souvent plus rapide que la période de décantation des suspensions ou de non-dépôt.

Au sein d'un climat général semi-aride, les périodes humides et pluvieuses responsables des écoulements et donc de décharge en flux de matière, sont assez courtes par rapport aux périodes sèches et particulièrement arides qui sont de durée beaucoup plus longues. Cette sédimentation se trouve alors, contrôlée par les cycles de Milankovitch (Haywich, 1992 et Biju-Duval, 1999) dans une durée variable de 40 ka à 100 ka. Dans l'actuel, la période active d'un système fluvial s'effectue rapidement et correspond, en expression géologique, à une période quasi instantanée. Sa durée est estimée entre 7000 et 8000 ans (Allen, 1989). Par conséquent, il serait possible d'envisager des rapports, périodes humides - périodes arides, qui varient de 1/4 à 1/10 dans les cycles climatiques considérés. Partant de ces ratios, la phase de progradation pourrait corres-

Tableau 1.—Caractérisation des sédiments, éléments architecturaux, structures internes et organisations génétiques (SA: silts et argiles, G: grès, C: conglomérats).

Symbole	Élément architectural	Caractérisation	Géométrie	Faciès			Episodes Sédimentaires
				SA	G	C	
LC	Horizons et niveaux de mares temporaires et Paléosol	Argile noire, riche en matière organique; argile verte et niveau marneux, placage dolomitique. Exondation et syndiagenèse	Surface (topset), enduits, placage et horizons				I - II - III
FF	Plaine inondable ou alluviale distale	Silt et argile finement laminés avec des niveaux à paléosols et fentes de dessiccation. Emersion et pédogenèse	Nappes silteuses en feuilletés				III
CS	Lobes d'évasement et Nappes sableuses	Grès grossier à fin, mal classé, présence de rides de courant et de stratification oblique à faible angle. Débordement du chenal	Petits corps irréguliers lités intercalés dans les silts				I - III
LV	Dépôt de levée	Barres de grès et/ou de conglomérats, progradantes, alternées par des niveaux silteux. Tendence souvent granocroissante généralisée	Barres progradantes de même épaisseur que le drapage silteux				I - II - III
AC	Abandonnement de chenal Comblement final	Silt laminé, contaminé de niveaux gréseux. Chenaux de réactivation	Epannage silteux et lits gréseux				I - II - III
LA	Barres à accréton latérale	Corps gréseux progradants en alternance avec les silts. Ravinement fréquent	Corps dunaires à séquences élémentaires en faisceaux				I - II - III
CHs	Chenaux à charge fine	Prédominance de silt et argile avec quelques lentilles gréseuses. Sans structure visible	Epannage silteux à fines lentilles gréseuses				II - III
CHm	Chenaux à charge mixte	Grès massifs à interlits silteux. Litage fruste à laminé, tendance granodécroissante Creusement-remplissage	Corps gréseux lités dominants, et barres longitudinales				I - II
CHb	Chenaux à charge grossière	Dépôt grossier à migration latérale, brèche chaotique polyphasée. Tendence grano-décroissante	Barres conglomératiques amalgamées				I - II

pondre à une durée de 10 ka dans le cycle sédimentaire global de Milankovitch.

Discussions et synthèses

Le bassin étudié reflète une organisation tectono-sédimentaire typique des bassins synrifts, dans laquelle les modalités génétiques revues à la lumière de l'hétérogénéité sédimentaire et la position du sédiment dans le système paysage, révèlent une évolution en 3 épisodes. L'épisode signifie une évolution progressive dans les environnements, dans les conditions du dépôt, et s'organise en plusieurs phases sédimentaires qui se traduisent en membres. Ces limites représentent des coupures lithologiques qui, expriment un changement profond dans les environnements de dépôts. Chacun se caractérise par sa dynamique et ses facteurs de contrôle, d'abord allogéniques d'ordre tectonique et climatique, la distribution de la charge sédimentaire suppose un climat humide, puis autogéniques, intrinsèques aux environnements eux-mêmes où l'aire de dépôt évolue. Le contexte climatique a un rôle dans la réactivation des processus sédimentaires et syndiagénétiques.

Les séquences caractéristiques retracent toute la dynamique de cette sédimentation continentale. L'organisation spatio-temporelle en termes grossiers et fins, varie suivant des cycles sédimentaires et atteste du caractère fluctuant et souvent éphémère de la séquence paysage. Les variations latérales et les différentes combinaisons de faciès obéissent à des contraintes qui sont dictées par l'environnement. Notre démarche a permis d'étudier les rapports entre les différents types de faciès et de déterminer les éléments architecturaux de l'organisation sédimentaire. Chaque dépôt de barres conglomératiques ou gréseuses, marque une phase d'alimentation subaérienne ou subaquatique selon la position des corps sédimentaires dans le système fluvial. La nature et la distribution des faciès sédimentaires accumulés, nous amènent à préciser les facteurs de contrôle qui agissent individuellement ou conjointement. Les variations sont donc scalaires, elles sont d'abord autogéniques liées à la configuration du système, son hydrodynamisme et sa profondeur, matérialisées par les séquences génétiques. Les autres sont climatiques, dont l'impact est régional représenté par les séquences du milieu ou par les systèmes fluviaux. La tectonique influe enfin sur la morphologie des bassins à une échelle plus générale et génère les 3 épisodes de notre sédimentation.

Ce bassin permo-triasique évoque une création polyphasée et retrace selon sa dynamique, son his-

toire propre dont le remplissage est consécutif du matériel disponible dans le cadre géodynamique où il se place. Le système extensif a mis en place des dépressions obliques où se déploie une sédimentation continentale en plusieurs cycles de progradation-rétrogradation. Le modèle sédimentaire propose alors, des bassins en relais verticaux en plusieurs phases de progradation latérales interrompues par des phases d'aggradations sédimentaires silto-argileuses. Le domaine évolue selon un remplissage en plusieurs phases, depuis le cône vers la plaine alluviale. Le climat semi-aride généralisé et le pays fermé jouent un rôle important dans la configuration de ce type de bassins, dont les bordures sont essentiellement clastiques, d'une plaine alluviale d'apport et d'hydrodynamisme intermittents avec quelques mares temporaires qui la ponctue. La fin de cette sédimentation, s'étend à un domaine fluvio-deltaïque qui évolue par secteurs, en playa endoréique ou en un système ouvert à prédominance fluviale, dans un environnement à influence littorale, suivant la limite paléogéographique des incursions téthysiennes depuis l'Est et le Nord-Est.

Conclusion

L'évolution synrift du bassin de Tahanaout, correspond donc, à la réponse directe d'une tectonique constamment présente, exprimée d'une façon polyphasée, intensément à la base de chaque épisode puis faiblement à travers l'épisode. Le remplissage sédimentaire est orchestré ensuite par le climat qui distribue et façonne le système fluvial en lui consignand une dynamique. Le parcours s'achève enfin par son terme ultime lié à l'amincissement crustal, traduit par un volcanisme de type tholéitique au voisinage des failles les plus importantes. Cette dynamique est celle qui a prévalu pendant toute la période permienne et triasique, bref pendant le synrift.

En coupe verticale, la série se présente comme une grande séquence évolutive globale naturelle de comblement continental, mais la géométrie des corps sédimentaires et les structures internes, selon l'observation des données du terrain, permettent de reconstituer le système hydraulique et sa progradation vers une plaine deltaïque, stade ultime du grand cycle permo-triasique. L'ensemble est scellé par une plate forme carbonatée, représentée par un margino-littoral à matériel dolomitique qui constitue les prémices de la transgression liasique. Ainsi les 3 épisodes sédimentaires s'intègrent dans un cycle majeur régressif-transgressif qui englobe le Permo-Trias et le Lias.

Références

- Aigner, T., Heinz, J., Hornung, J. & Asprion, U. (1999). A hierarchical process - approach to reservoir heterogeneity. Examples from outcrop analogues. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, 22: 1-11, 9.
- Allen, G.P. (1989). *Les deltas et les bassins deltaïques: Dynamique et méthode d'études des bassins sédimentaires*, Technip, ASF, Paris, 383-419.
- Beauchamp, J. (1983). Le Permien et le Trias marocains. Quelques acquisitions récentes. *Bull. Fac. Sci., Marrakech*, n.º sp. I (Sec. Sci. Terre), 1-21.
- Beauchamp, J. & Petit, J.P. (1983). Sédimentation et taphrogenèse triasique au Maroc: L'exemple du Haut-Atlas de Marrakech. *Bull. Centre Rech. Explor. Elf-Aquitaine*, 7: 389-397.
- Ben Mlih, A., El Youssi, M., Laadila, M. et El Kochri, A. (2004). Les calcrètes et les dolocrètes de la Aérie permio-triasique du Haut-Atlas central (Maroc). *Pangea* 41/42 (Juin 2004).
- Biju-Duval, B. (1999). *Géologie sédimentaire – Bassin, Environnements de dépôts, Formation du Pétrole*. ed. Technip, Rueil – Malmaison.
- Biron, P.E. (1982). Le Permio-Trias de la région de l'Ourika (Haut-Atlas de Marrakech, Maroc): *Lithostratigraphie, sédimentologie, tectonique et minéralisations*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble: 170 p.
- Brown, R.H. (1980). Triassic rocks of Argana valley, Southern Morocco, and their regional structural implication. *A.A.P.G. Bull.*, 64: 988-1003.
- Cross, T.A. and Lessenger, M.A. (1998). Sediments volume partitioning: rationale, stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. *Norwegian Petroleum Soc., Spec. Publ.*, 8: 171-195.
- Eddebbi, A. (1989). *Etude sédimentologique et structurale du Carbonifère inférieur de la bordure nord du Haut-Atlas de Marrakech (Foudrar et Souktana)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 96 p.
- Einsele, G. (1992). *Sedimentary Basins – Evolution, Facies and Sediment Budget*, Springer – Verlag, Germany.
- El-Kochri, A. & Chorowicz, J. (1996). Oblique extension in Jurassic trough of the Central and Eastern High Atlas (Morocco). *Can. J. Earth. Sci.*, 33: 84-92.
- El-Youssi, M. (1986). *Sédimentologie et Paléogéographie du Permio-Trias du haut Atlas central (Maroc)*. Thèse de doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble: 195 p.
- Ethridge, F.G. (1985). Modern alluvial fans deltas. In: Flores R.M, Miall, A.D, Galloway, W.E., Fouch, T.D. (eds.). Recognition of fluvial systems and their resource potential. *Soc. Econ. Paleontol. Mineralog. Short Course*. 19: 101-126.
- Ferrandini, J. et Ferrandini, M. (1984). Présence du Lias et de jurassique moyen sur le versant Nord du Haut Atlas de Marrakech (Maroc). *Histoire paléogéographique. C.R. Acad. Sci., Paris*, 299: 351-356.
- Ghienne, J.F., Deynoux, M., et Daniel, J. (1994). Structures sédimentaires, discontinuités et caractères pétrographiques des grès du Buntsandstein des Vosges du Nord, Trias de l'Est de la France. *C.R. Sci. Acad., Paris*, 1351-1358.
- Haywich, D.W., Carter, R.M. et Henderson, R.A. (1992). Sedimentology of 40 000 year Milankovitch-controlled cyclothem from central Hawke's Bay, New Zealand. *Sedimentology*, 39: 675-696.
- Jenny, J., Le Marrec, A. et Monbaron, M. (1981). Les couches rouges du Jurassique moyen du Haut-Atlas Central (Maroc): corrélations lithostratigraphiques, éléments de datations et cadre tectono-sédimentaire. *Bull. Soc. Géol. France*, 7: 627-639.
- Laville, E. (1985). *Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut Atlas (Maroc): Modèle en relais multiples de décrochements*. Thèse d'Etat Académie de Montpellier, Université des Sciences et Techniques du Languedoc: 166 p.
- Manspeizer, W., Puffer, J.H., & Cousminer, H.L. (1978). Separation of Morocco and Eastern North America: a Triassic-Liassic stratigraphic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 901-920.
- Mattis, A.F. (1977). Nonmarine trassic sedimentation, central high Atlas, Morocco. *J. Sedim. Petrol.*, 47: 107-119.
- Miall, A.D. (1985). Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22: 261-308.
- Miall, A.D. (1992). Alluvial deposits. In: *Facies models: Response to sea level change*. RG Jame and NP Walke, eds., Geological Association of Canada, 119-142.
- North, C.P., Todd, S.P. and Turner, J.P. (1989). Alluvial fans and their tectonic controls. *J. Geol. Soc. London*, 146: 507-508.
- Olsen, P.E. & Kent, D.V. (1999). Comparison of the tectonostratigraphy and depositional environments of the Triassic-Jurassic Fundy (Nova Scotia) and Argana (Morocco) rift basins. *Deuxième réunion du GMPT, Marrakech*, p. 32.
- Petit, J.P., Beauchamp, J. (1986). Synsedimentary faulting and paleocurrent in the Triassic sandstones of the High Atlas (Morocco). *Sedimentology*, 33, 817-829.
- Tixeront, M. (1973). Lithostratigraphie et Minéralisations cuprifères et uranifères stratiformes syngénétiques et familiaires des formations détritiques permotriasiques du couloir d'Argana (Haut-Atlas occidental Maroc). *Notes Serv. géol. Maroc*. 33: 147-177.
- Tourani, A.I., Benaouiss, N. et Mostaine, M. (1998). Sédimentologie et corrélations lithostratigraphique du Trias supérieur-Jurassique inférieur du Couloir d'Argana et des forages pétroliers de Mescala (Bassin Essaouira-Agadir, Maroc). *Second seminar on Petroleum Exploration in Morocco, Rabat, ONAREP*.

Recibido el 12 de febrero de 2004
Aceptado el 30 de diciembre de 2004