

# Les bassins atlantiques marocains

## Première partie

### Introduction générale

De nombreux travaux géologiques se sont intéressés ou succédés depuis le 19<sup>ième</sup> siècle à l'étude des bassins atlantiques marocains. Ces études ont contribué largement à la connaissance de l'histoire du bassin depuis le Trias jusqu'à l'actuel. Dans le but de participer à l'amélioration de ses connaissances (reconstitution de l'histoire de ces bassins), nous avons entamé des recherches géologiques d'ordre stratigraphique et cela depuis l'année 1985. Les premiers résultats sont présentés lors d'une préparation d'un doctorat du 3<sup>ième</sup> siècle, réalisé à Toulouse (France), suivie de quelques travaux publiés dans des revues internationales et dans des manifestations scientifiques (Bouaouda, 1987a, 1987b, 2002a, 2002b, 2003; Peybernès *et al.*, 1987, Bouaouda *et al.*, 2003) et seront concrétisés actuellement par la présentation du présent manuscrit. Celui-ci comprend 3 volets d'importance variable : 1) une révision lithostratigraphique de la série jurassique depuis les parties occidentales jusqu'aux bordures les plus proximales ; dans ce volet, nous allons essayer de proposer un nouveau découpage de la série jurassique tout en se basant cette fois-ci sur des critères lithologiques et paléontologiques plus sûres et sur une analyse régionale de la série sédimentaire d'âge jurassique. Ce volet descriptif est accompagné par un paragraphe biostratigraphique où seront présentés les arguments de datation des formations sédimentaires ; 2) une reconstitution paléogéographique de la série étudiée et une tentative d'interprétation géodynamique et enfin 3) un essai de biozonation de la série jurassique fondée sur les foraminifères benthiques et les algues dasycladales accompagnée par un paragraphe qui décrit les principaux taxa inventoriés. Le but de ce volet est d'actualiser la stratigraphie de la série étudiée, tout en se basant sur nos propres analyses biostratigraphiques fondées dans leur majorité sur une faune de brachiopodes, foraminifères benthiques et algues dasycladales. Nos travaux de recherches se sont intéressés également à la modélisation stratigraphique (subsidence 2 et 3 degré), ce paragraphe ne sera pas détaillé dans le présent manuscrit du fait de l'abondance de données.

#### 1-But de l'étude et intérêt

Le présent travail est focalisé sur un secteur géographique assez large (vaste) : le "bassin atlantique marocain" d'El Jadida-Agadir. Les nombreuses coupes, bien réparties à l'échelle de ce bassin, sont analysées depuis les Mouissat au nord-est jusqu'aux affleurements jurassiques des Ida ou Tanane et des Seksaoua (sud-ouest d'Imi'N-Tanout) au sud et au sud-est du bassin. Le but de ce travail s'est fixé sur une étude lithostratigraphique et biostratigraphique de la série post rift, et spécialement de la couverture sédimentaire dont l'âge est compris entre le Lias et le Kimméridgien inférieur. Les résultats de ces travaux analytiques et descriptifs nous ont amenés par la suite à une étape interprétative dans laquelle sera présentée 1) une tentative de la reconstitution paléogéographique et 2) une interprétation de l'évolution des événements géodynamiques qui ont marqué l'histoire du bassin. Les résultats de nos travaux, complétés ou confrontés avec les autres de nature soit géophysiques, tectoniques et géologiques, vont contribuer sûrement à la reconstitution de l'histoire du "bassin atlantique marocain d'El Jadida-Agadir", en relation avec l'évolution de l'Atlantique central dont l'histoire reste jusqu'à présent mal connue pour la période Lias-Bathonien. Ils pourront aussi être utilisés dans les comparaisons avec les autres bassins atlantiques à la fois de la marge nord-ouest africaine et les bassins de la marge NE américaine.

## 2-Cadre géologique général

La marge marocaine comprise entre Tanger au Nord et Lagouira au Sud, s'étend sur près de 2000 km de côte entre les latitudes de 36°N et 21°S. cette marge (fig. 1) peut être subdivisée en deux grands bassins allongés en partie émergées (Reyre, 1966, 1984; Société Chérifienne des Pétroles, 1966 ; Choubert, 1968; Dillon et Sougy, 1974; Uchupi *et al.*, 1976, Liger, 1980, Schelee, 1980, Von Rad *et al.*, 1982, Emery et Uchupi, 1984, Guien et Roussel, 1984, Olivet *et al.*, 1984, in Leroy, 1995) :

\* bassins côtiers des Doukkalas et des Hahas;

\* bassins ou le bassin de Lâayoune-Tarfaya;

Ces dépressions à forts remplissages sédimentaires mésozoïques et cénozoïques sont séparées par des promoteurs précambrien et/ou paléozoïque à couverture faible ou nulle, révélateurs de discontinuités tectoniques majeures héritées du cycle calédonno-hercynien tel la chaîne de l'Anti-Atlas à 29°N, la Dorsale de Rguibat et la virgation de la chaîne des Mauritanides à 21°N-22°N (*in* Ruellan, 1985).

La disposition de ces bassins atlantiques marocains, de même leurs homologues américains, est influencée par l'orogénèse calédonno-hercynien, en effet, ils sont allongés et agencés parallèlement aux structures pré-existantes, ou très légèrement sécantes (*in* Ruellan, 1985). Ces bassins atlantiques dont l'histoire géologique débute à partir du Permo-Trias avec la distension intracontinentale, montrent des affleurements jurassiques localisés et restreints, limités surtout aux régions d'Essaouira et d'Agadir (anticlinaux d'Amsittène, Imouzzer, Anklout et de Lgouz) et dans certains endroits de la région de Safi et d'El Jadida (extrémités sud de la meseta marocaine). Dans le bassin de Tarfaya-Lâayoune, les séries jurassiques ne sont pour le moment identifiées que par forage (forage Chekeicha 1 et Puerto-Consado 1, Martinis et Visintin, 1966, *in* Ruellan, 1985). Les séries mésozoïques les plus anciennes, mis à l'affleurement, sont datées du Crétacé avec plusieurs lacunes de sédimentation.

Les bassins atlantiques d'El Jadida-Agadir ou bassins côtiers des Doukkalas et des Hahas, correspondent en fait au bassin côtier le plus septentrional de l'Afrique de l'ouest. D'une longueur près de 600 km et d'une largeur d'environ 80 km, ce bassin s'étale sur la côte atlantique marocaine. Il représente le bassin onshore, qui est l'ancienne partie de la marge atlantique mise à l'affleurement par la compression tertiaire.

L'existence d'un bassin unique ou de plusieurs types de bassins a été discutée par plusieurs auteurs. Pour Medina, 1994, à partir du Jurassique, il n'y a qu'un seul bassin, il réfute l'idée de l'existence de bassin d'Essaouira et du bassin d'Agadir. D'après cet auteur, il n'y avait pas création de deux bassins indépendants avant l'émersion de la région de Haha au Sénonien.

Les études que nous avons entamées depuis 1985, mettent en évidence que des différences significatives existent dans les modalités de remplissage de la série Jurassique surtout celle du Jurassique inférieur et moyen. Nos données sédimentologiques et stratigraphiques concordent en partie avec certaines découpages structuraux (découpages en segments).

La région étudiée s'étale sur deux grands domaines, celui de la meseta au nord et l'autre du Haut -Atlas occidental au sud. Selon les modalités de remplissage sédimentaire, les bassins de Doukkalas et de Haha comprennent les domaines ou les " sous-bassins" suivants :

\*"bassin"de Doukkala (région de Safi-ElJadida), faisant partie de la meseta marocaine occidentale et où les reliefs sont plats, globalement inférieur à 200 m. Dans ce domaine, la couverture sédimentaire du mésozoïque et du cénozoïque est sub-horizontale, peu épaisse et lacunaire. Le remplissage sédimentaire se caractérise par la dominance des dépôts du Trias, du Crétacé supérieur et du Mio-Plio-Quaternaire (Gigout, 1951, Ruellan, 1985). Dans cette région qui faisait partie de notre domaine d'étude, nous étions intéressé à la série sédimentaire de la région des Mouissat, dans la quelle les



affleurements jurassiques sont peu épais et réduits. Des corrections d'ordre stratigraphiques vont être proposées dans le présent travail.

\*"bassin" d'Essaouira-Agadir, dans ce domaine, la couverture sédimentaire méso-cénozoïque est largement étendue et plissée. Elle est puissante et quasi-continue depuis le Trias jusqu'au Tertiaire (Néogène ?) (SCP, 1966; Ambroggi, 1963, Bouaouda, 1987 etc). Il correspond aux collines de Haha qui atteignent 600 à 800 m d'altitude et aux reliefs du Haut-Atlas occidental qui dépassent parfois les 1000 m d'altitude à une 30 aines de kilomètres de la côte. Dans ce domaine qui constitue la majeure partie de notre secteur étudié dans le présent travail, la couverture jurassique constitue de vastes affleurements correspondants aux anticlinaux d'Anklout, d'Imouzzer, de Lgouz, du Jbel Amsittène et aux séries sédimentaires de Seksaoua.

### **3-Histoire de l'évolution de la marge Nord-Ouest africaine**

La région étudiée : "bassin" atlantique marocain d'El Jadida-Agadir, fait partie de la marge nord-ouest de la plaque africaine. Son histoire géologique durant la période méso-cénozoïque sera régie par les grands événements géodynamiques liés à la dislocation de la pangea et aux mouvements relatifs des plaques Amérique du Nord, Afrique et Eurasie (*in* Hafid, 1999, p. 4).

De nombreux travaux de recherches consacrés spécialement à l'évolution de l'Atlantique ont permis d'éclaircir les grandes étapes de l'évolution de la marge nord-ouest africaine (Dewy, 1973 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Ziegler, 1988 ; Dercourt *et al.*, 1993, *in* Hafid, 1999 et Ruellan, 1985). Ceux-ci comprennent plusieurs étapes successives, en accord avec les grands événements tectoniques reconnus en domaines émergés ou immergés. Ils se résument comme-suit :

**Phase de rifting** : Durant la période Permien - Lias (180Ma), se succèdent plusieurs phases distensives intracontinentales qui ont affectés les zones correspondant à l'emplacement du futur atlantique et des bassins qui l'entourent. Ce qui a aboutit à la formation des bassins d'effondrement par basculement des blocs (grabben et demi grabben). Ces bassins se répartissent le long de deux zones de rifting principales : la zone atlantique avec ses bassins côtiers (Essaouira-Agadir etc) et la zone atlasique (Haut-Atlas central et Moyen Atlas).

Le remplissage sédimentaire de ces bassins intracontinentales est presque totalement formé de sédiments détritiques (conglomérats, grès, argiles et sels) avec des intercalations basaltiques au sommet. Les éléments volcaniques sont le résultat d'un épisode magmatique tholéitique, contemporain des premiers stades de l'ouverture de l'Atlantique. Ils sont rencontrés sur tout le pourtour de ce dernier. Le passage Trias-Lias se marque par une remontée eustatique et le développement des bassins à évaporites péri-Atlantique Central, qui couvrent une vaste région dont l'Afrique du Nord et l'Europe Occidentale.

**Phase de Drifting** : la date de l'ouverture de l'océan atlantique reste pour le moment imprécise, elle est située soit à la fin du Lias (180 Ma ou à 170 Ma), ou vers 160 Ma. Cette accréation a induit un mouvement senestre de l'Afrique par rapport à l'Ibérie, qui était encore solitaire du grand banc de la terre neuve.

**Phase III** : Pendant le Callovo-Oxfordien (entre 140 et 156 Ma), s'enregistre la première importante accréation océanique et le véritable démarrage de l'ouverture de l'Atlantique central.

**Phase IV** : A l'anomalie M22, l'ouverture de l'Atlantique subit un net ralentissement, accompagnée d'un changement dans son orientation

**Phase V** : De l'Aptien (anomalie J : 112-114 Ma) au Coniacien (Anomalie 34 : 86-88 Ma) s'enregistre une ouverture océanique initiale au nord du golfe de Gascogne, et se crée une rupture entre les boucliers ouest-africains et guyano-brésilien, tandis qu'à l'échelle de l'Atlantique central, s'opère une importante accélération du taux d'accréation océanique (deuxième accélération).

A partir de l'Aptien (anomalie J) commence la séparation entre l'Amérique du Nord et l'Ibérie, cette dernière se trouve donc associer à l'Afrique dans son mouvement vers l'Est (*in* Hafid, 1999)

**Phase VI :** Durant le Coniacien et jusqu'au Paléocène, les mouvements relatifs entre les deux plaques l'Afrique et l'Eurasie deviennent franchement convergents et compressifs, ce qui a abouti à la fermeture progressive de la Téthys centrale et occidentale et le début des phases de la structuration des chaînes alpines (Ziegler, 1988 ; Dewey, 1989 *in* Hafid, 1999) et le début de la surrection atlasique. En ce qui concerne le Haut-Atlas, le mouvement compressif nord-sud est marqué par des discordances angulaires (Fritzheim *et al.*, 1988, Amrhar, 1995, *in* Hafid, 1999). Le rapprochement entre l'Afrique et l'Eurasie se poursuit actuellement et s'accompagne par des secousses ressenties dans différentes régions avoisinantes de l'Atlantique dont le Maroc fait partie.

Au Maroc, le Paléogène correspond généralement, à une période du calme tectonique relatif et de baisse du niveau marin (*in* Hafid, 1999).

**Phase VII :** Le Néogène correspond à la collision entre l'Afrique et l'Europe, engendrant une compression subméridienne. Cela est à l'origine du serrage paroxysmal et de la surrection des chaînes atlasiques et des autres chaînes alpines de la Méditerranée occidentale dont le Rif fait partie. En ce qui concerne l'histoire de l'Atlantique central, le Tertiaire comprend 4 anomalies, situées stratigraphiquement entre l'Eocène moyen et la base du Miocène supérieur (Ricou, 1994, *in* Hafid, 1999, p. 7). Le dernier grand changement de la direction de l'ouverture de l'Atlantique central s'est débuté à 43 Ma, accompagné de la création du centre d'accrétion des Açores (*in* Ruellan, 1985, p. 32).

#### **4-Différentes appellations et limites du bassin**

A l'échelle de la géologie marocaine, les régions dont le remplissage sédimentaire est d'obédience atlantique sont nommées différemment. La première appellation est celle d'E. Roch (1930) qui a proposé le nom de "bassin du Sud-Ouest marocain". Il correspond à un bassin sédimentaire où se sont déposées les formations mésozoïques allant du Trias au Crétacé supérieur. Cette appellation fut ensuite respectée ou adoptée par les géologues de la société chérifienne des pétroles (1960-1966). D'autres nominations se sont ensuite proposées, il s'agit notamment de 1) "bassin côtier atlantique d'Agadir-Essaouira" de Michard, 1976 ; 2) "bassin occidental marocain" de Jaffrezo *et al.*, 1985; 3) "bassins côtiers d'Essaouira-Agadir" (Bouaouda, 1987, Peybernès *et al.*, 1987); 4) "bassin d'El Jadida-Agadir" de Medina, 1994 et enfin 5) bassin atlantique marocain d'El Jadida-Agadir (Bouaouda, 2002a, Bouaouda *et al.*, "sous-pressé"). Ces diverses appellations, correspondraient en réalité au bassin mésozoïque qui s'étend entre Agadir et El Jadida et dont le remplissage sédimentaire est d'influence ou de "dominance" atlantique. Il n'occupe qu'une partie de la marge atlantique marocaine actuelle qui s'étend depuis Tanger au Nord jusqu'à la ville de Lagouira au sud dans le Sahara marocain. Le bassin qui fera l'objet de notre travail, "bassin" atlantique d'El Jadida-Agadir, s'étend depuis la ville d'El Jadida au Nord jusque la plaine de Souss au Sud. Sa largeur est en moyenne de l'ordre de 80 km et son substratum est partout paléozoïque. Il correspond au bassin le plus septentrional de l'Afrique de l'ouest et comprend le Haut-Atlas occidental, le Souss, la zone synclinal d'Essaouira-Chichaoua, les Mouissat, Abda, Doukkala, jusqu'à l'escarpement d'El Jadida. Le Haut-Atlas occidental ou l'Atlas atlantique correspond à la zone la plus déformée de ce bassin, tandis que les plaines et les plateaux de la région d'Essaouira-Safi sont à peine plissés et sont le siège de nombreux phénomènes halocinétiques (*in* Jaffrezo *et al.*, 1985).

Nous proposons dans le présent travail d'abandonner les nominations "bassin du sud-ouest marocain" ou "bassin ouest marocain". Ces deux appellations ne correspondent pas dans la réalité à ce qui affleure à l'échelle du Maroc depuis Tanger à Lagouira. Les bassins côtiers d'Essaouira-Agadir, ou les bassins de sud-ouest marocain, ne constituent qu'une partie du grand bassin atlantique qui s'étale depuis El Jadida jusqu'au Lâayoune voire Dakhla.

Géographiquement, le bassin atlantique d'El Jadida-Agadir, occupe une grande partie de la marge marocaine (fig. 2), il se situe entre les latitudes 33,2°N et 30,5°S et les longitudes 10°W et 8,3°E. Il se prolonge au nord jusqu'à la région d'El Jadida, tandis que vers le sud, il atteint la plaine de Souss. Les

limites occidentales et orientales correspondent respectivement à l'océan atlantique et puis le méridien Mouissat-Chichaoua-Imi'N-Tanout.

Sur une carte géologique du Maroc au 1/1000 000, la limite méridionale de ce bassin est nette et correspond à l'accident sud-atlasique, tandis que sa limite orientale est tracée par le Haut Atlas paléozoïque. En ce qui concerne les limites nord orientale et septentrionale, elles sont constituées par le domaine de la Meseta marocaine et puis la région qui s'étend des Mejjate aux Doukkala.

Structuralement, ce bassin est subdivisé en plusieurs zones structurales orientés en gros E-W, Celles-ci, différemment nommées (Roch, 1930; Ambroggi, 1963; Duffaud *et al.*, 1966; Michard, 1975, *in* Jaffrezo *et al.*, 1985) sont comprises entre la Meseta marocaine au nord et le domaine anti-atlasique vers le sud.

Depuis le nord au sud, 5 domaines structuraux sont définis (fig. 2); par exemple selon Ambroggi, 1963, ils sont :

\*La "plate-forme de la Meseta", c'est la zone qui comprend les affleurements jurassique de la région de Mouissat que nous avons étudiés en détail. Dans cette zone, les terrains mésozoïques non plissés, sont discordants sur les terrains paléozoïques, et sont affectés par une flexuration NE-SW, appelé par Gigout (1954) "flexure de la Meseta".

\*Le "sillon nord-atlasique" où affleure surtout une série crétacé, percée de diapirs et correspondant à un vaste synclinorium depuis Cap Tafelney à Safi. Dans la partie occidentale de cette zone apparaît l'anticlinal du Jbel Hadid.

\*La "zone pré-atlasique septentrionale" comprend deux sous-zones : l'une interne au sud et l'autre externe au nord et correspondant au plateau de Haha. Les déformations les plus remarquables n'affectent que la bordure septentrionale. Elles sont constituées à l'ouest par la retombée sud du Jbel Amsittène et la flexure de Tizi Mâachou.

\*La "zone axiale", correspond à un anticlinorium étroit, c'est le pays des Ida Ou Tanane (anticlinaux d'Anklout, d'Imouzzer, Ghir, L'Gouz et le pli-faille d'Imouzzer-Doutama). Dans ce domaine, affleure la série jurassique la plus plissée et la plus élevée du domaine où elle est portée jusqu'à des altitudes de 1700 m. Il est limité au sud par l'accident sud-atlasique d'Ambroggi, 1963 et au nord par l'accident Tineguert-Cap Ghir.

\*La "zone pré-atlasique méridionale", limitée au nord par l'accident sud-atlasique et au sud par l'accident pré-atlasique méridional. Ces deux accidents sont des branches du faisceau faillé du Tizi N'Test. C'est une zone étroite, où le Crétacé est recouvert par des dépôts récents de la plaine de Souss. Les structures sont en général orientées selon deux grandes directions 1) les unes dites atlasiques, ébauchées dès la fin du Carbonifère, et sont de direction soit ENE-WSW à WNW-ESE et 2) les autres dites atlantiques, ébauchée probablement au Trias, de directions NNE-SSW.

## 5-Historique

Les bassins atlantiques marocains ont été depuis longtemps - surtout depuis le 19<sup>ème</sup> siècle- l'objet de plusieurs types de recherches géologiques dont 1) la géologie générale ; 2) la recherche pétrolière et enfin 3) d'autres d'intérêt global en relation avec la cinématique de l'Atlantique et la collision Afrique-Europe. Du fait de l'intérêt particulier que présentent certains aspects détaillés dans les travaux antérieurs, certains d'entre-eux ont reçu une attention particulière et seront confrontés avec nos résultats. Il s'agit notamment de ceux qui traitent les thèmes de la stratigraphie, la paléontologie, la tectonique et la lithostratigraphie : Roch 1930, 1950 ; Duffaud, 1960 ; Duffaud *et al.*, 1966 ; Dutuit, 1966 ; Ambroggi, 1963; Ager 1974; Adams, 1979 ; Adams *et al.*, 1980, , Bouaouda, 1987, Amrhar, 1995, Du Dresnay, 1988, Medina, 1989, et 1994; Leroy, 1997, Hafid, 1999. Les références cités -ci



dessus, ne constituent dans la réalité qu'une petite partie des travaux que nous avons consultés et dont les thèmes choisis sont nombreux et diversifiés.

Une synthèse de la plupart de ces travaux de recherches ainsi que leur critique et confrontation avec nos résultats, sera détaillée au cours de la présentation des différents chapitres du présent manuscrit.

## **6-Méthodes et données utilisées**

Les données utilisées dans le présent travail, sont basées dans leur grande majorité sur nos propres travaux réalisés sur le terrain. Toutefois, certaines données géophysiques et géologiques de sub-surface, rassemblés lors de travaux de recherches pétrolières (en majorité, réalisés par l'O.N.A.R.E.P.) ont été utilisés dans le présent travail, soit à des fins de corrélations stratigraphiques, de reconstitutions paléogéographiques et d'interprétations géodynamiques.

Les séries jurassiques que nous avons étudiées, constituent dans notre secteur des bons affleurements, elles sont étalées sur une grande superficie depuis le sud d'El Jadida au nord jusqu'au Agadir au sud. Elles nous ont offertes, contrairement à la série jurassique des marges américaines, la possibilité d'accéder directement aux coupes géologiques et de détailler nos analyses.

Les levers des coupes ont passé par trois étapes, la première se base sur le choix de lever de la coupe et sur des observations panoramiques, la deuxième, consiste à des observations et des analyses détaillées de la série à étudier et la troisième étape c'est l'échantillonnage de la série suivant la méthode banc par banc.

Dans le détail, les séries sédimentaires étudiées sont analysées à 3 échelles :

\*a- au niveau de l'affleurement : à cet échelle, les analyses permettent de déduire 1) grosso modo, le contexte sédimentaire, les variations latérales à petite et moyenne échelle des épaisseurs et des paléomilieus ; 2) les principales discontinuités sédimentaires et physiques : surface down-lap, on-lap..., discontinuité progressive, discordance angulaire, surface d'érosion, surfaces ferrugineuses.

\*b- au niveau du banc : à cet échelle, l'objectif de notre étude est fixé sur une description détaillée de tous les composants de la roche. Ce-ci, observé macroscopiquement et parfois avec la loupe du terrain, permet de déduire les principaux caractères, pétrographiques, stratonomiques, sédimentologiques (structures et figures sédimentaires, composants inorganiques des roches carbonatées, discontinuités sédimentaires, etc...), et paléontologiques (macro-et-microfossiles).

\*c- au niveau microscopique : Les analyses du terrain sont complétées au laboratoire par la préparation des échantillons selon les méthodes de lavage et de confection de lames-minces. Les échantillons ainsi préparés, sont examinés ensuite par la loupe binoculaire et le microscope polarisant. Ce type d'investigation a permis ainsi de définir à partir de quelques milliers de lames-minces, 1) le microfaciès (lithofaciès et le biofaciès : texture), compte tenu de la composition et des structures à l'échelle du millimètre et au-dessous et 2) d'effectuer les déterminations micropaléontologiques. Ce type d'analyses permet d'aboutir à des interprétations chronostratigraphiques et sédimentologiques.

Les données de nos analyses du terrain et du laboratoire, seront résumées sous forme de Log-stratigraphiques et par une description lithologique et biostratigraphique des coupes qui seront présentés dans le volet "lithostratigraphie". Toutefois, nous aimerons bien signaler que, du fait de la grande abondance des données et afin de ne pas trop alourdir le texte, il est fastidieux de décrire toutes les coupes analysées. Ainsi parmi les coupes qui ne seront pas détailler dans le présent manuscrit, il s'agit 1) des coupes qui présentent beaucoup de similitudes avec d'autres déjà détaillées ou 2) des coupes qui sont dépourvues d'intérêt stratigraphiques et sédimentologiques.

En ce qui concerne la description des coupes, celle-ci se fait dans l'ordre ascendant depuis les niveaux les plus anciens jusqu'aux les plus récents. La majorité des Log stratigraphiques que nous présentons, portent les références des échantillons et seront numérotés de bas en haut, sauf pour de rares coupes d'Imi'N-Tanout où la numérotation est inversée.

La localisation des coupes est schématisée sur la carte générale de la région (fig. 2 et fig. 3) et seront précisées lors de la description des coupes. Les coordonnées sont extrait des cartes topographiques de



la région au 1/50.000 couvrant le secteur étudié et sont repérées grâce aux coordonnées de Lambert. De rares coupes d'observation ponctuelles ont été précisées grâce au GPS.

En ce qui concerne le volet micropaléontologique, le matériel qui sert de base, provient de l'examen des microfossiles rencontrés dans les sections de lames-minces que j'ai perfectionné moi-même ainsi que ceux provenant des résidus de lavage des marnes ou des argiles. Un inventaire détaillé des microfossiles sera présenté, cependant seuls seront décrits et révisés (étude taxonomique) quelques taxons de foraminifères benthiques appartenant aux super-familles des Lituolacea et Endothyracea, rencontrés dans les sections de lames minces. Les foraminifères identifiés dans les niveaux tendres ou meubles (marnes et argiles) ne feront pas l'objet d'aucune remarque systématique. Enfin une tentative de biozonation fondée sur les foraminifères benthiques et les algues dasycladales sera présentée. Les illustrations photographiques de quelques taxa d'algues et de foraminifères benthiques seront figurées en planches annexes à la fin de ce manuscrit.

A l'échelle du secteur étudié, plusieurs coupes bien réparties à l'échelle du bassin sont examinées, ainsi depuis les Mouissat au nord à Seksaoua au sud, nous citerons les coupes ci-dessous :

\*Mouissat : Coupe de Tlet Irhoud, coupe du Col d'Iguaguen

\*Jbel Hadid-Ali Kourati : une coupe détaillée, plusieurs de reconnaissance

\*Jbel Amsittène : Flanc nord : coupe d'Id Ou Moulid et coupe d'Aït As Slib

Flanc sud : coupe d'Arih Ouzla et coupe d'Id Ou Moulid 1 et 2

\*Aux Ida Ou Tanane :

-Anticlinal d'Anklout : coupes de l'Oued Tizgui, coupe d'Aït Chehril, coupe Ankelout-Akesri et coupe de Timoulay

-Anticlinal d'Imouzzer : coupe de l'Oued Tidili, coupe de Tagadirt, coupe de Tizgui'N-Chorfa, coupe de Tamarout et coupe de Tazenthoute

\*Au Sud-Ouest d'Imi'N-Tanout : coupes d'Oumssissène Ouest et d'Oumssissène Est

En parallèle de ces coupes levées en détail, d'autres observations ponctuelles et des échantillonnages isolés et fragmentaires ont été réalisés, et cela à des fins de contrôle stratigraphiques et de vérifications paléogéographiques.

N. B.: Nous aimerons bien préciser que du fait de la grande abondance des données dont nous disposons, quelques paragraphes ne seront pas détaillés. Ils concernent 1) la description de quelques coupes ; 2) la modélisation stratigraphique 3) la stratigraphie de la couverture mésozoïque des Rehamna occidentaux ainsi que 4) quelques paragraphes de la biozonation.



## Deuxième partie

### Le remplissage sédimentaire des bassins atlantiques marocains pendant l'intervalle Lias-Kimmeridgien inférieur

#### Lithostratigraphie

#### Chapitre I : Introduction

##### 1- Introduction / Discussion

Les bassins atlantiques marocains ont été depuis longtemps l'objet de plusieurs études stratigraphiques. Parmi les principaux travaux nous citerons :

**1-** E. Roch (1930-1950) a établi les grandes lignes de la stratigraphie tout en découpant la série sédimentaire en question en fonction d'étage ou de période. Puis il a présenté une esquisse paléogéographique du bassin pour tout le Jurassique.

**2-** Duffaud (1960) puis Duffaud *et al.*, (1966 et 1981), ont précisé les principaux traits de la stratigraphie et de la micropaléontologie. Ces auteurs ont ensuite proposé des unités lithostratigraphiques qu'ils pensaient applicable pour tout le bassin mésozoïque depuis l'atlantique jusqu'aux extrémités les plus orientales. Cependant, ce travail lithostratigraphique semble pour nous présenter des inconvénients. Les formations proposées ne suivent pas les lois internationales de la lithostratigraphie, dont plusieurs formations ne trouvent pas leur équivalence dans les parties Est du bassin, d'autres ne sont valables qu'à l'échelle locale etc.... Ils ont en outre levé des cartes géologiques du Maroc au 1/100.000 (voir carte de Tamanar, Tarhazout, El Khémis des Meskala, Imi'N-Tanout)

**3-** Adams *et al.*, (1980) ont consacré leurs études seulement sur le bassin d'Agadir. Ses travaux semblent présenter pour nous un grand intérêt. Ainsi, ils ont révisé et amélioré par des modifications biostratigraphiques mineures le découpage lithostratigraphique antérieur. Cependant, nos études lithologiques et biostratigraphiques détaillées portées sur l'ensemble du bassin atlantique marocain, ont montré que certaines localités types définies par ces auteurs, nous semblent mal choisies, les limites lithologiques ainsi que les arguments biostratigraphiques sont non détaillées pour définir certaines unités lithostratigraphiques.

**4-** R. Du Dresnay (1985), suite à ces travaux de synthèse sur le Lias des bassins atlantiques marocains, cet auteur a remarqué que les unités lithologiques désignées par ces créateurs sous le nom de Fm récif de l'Amsittène (Duffaud *et al.*, 1966), n'ont rien qui rappellent les formations récifales. Il a proposé d'abandonner l'ancienne nomination et d'accepter à sa place la nomination Fm Arich Ouzla d'âge lias inférieur/moyen. Cette formation, définie dans le Jbel Amsittène, représenterait à l'échelle des bassins atlantiques marocains, la première unité lithostratigraphique des séries post-rifts.

**5-** F. Medina (1989) a repris, dans leur ensemble, les subdivisions lithologiques précédemment établies à l'Est du "bassin" d'Agadir et donné le nom de Fm Oudmane (dans la région d'Imi'N-Tanout), aux couches marines de l'intervalle Callovien-Oxfordien p.p. Cependant, dans la localité type choisie par cet auteur, les limites ainsi que le contenu paléontologique sont mal définies (choisie dans une région tectonisée). Nos études détaillées consacrées à ces régions, nous ont permis 1) de proposer une nouvelle localité type 2) de rectifier la nomination de cette formation (formation Oudmane) et 3) de proposer et une

nouvelle dénomination lithostratigraphique (nouvelle formation), définie cette fois-ci par ces caractères lithologiques et paléontologiques plus sûrs.

6- Bouaouda. (1987), lors de notre étude qui faisait l'objet d'un doctorat de spécialité, nos premiers travaux étaient plutôt biostratigraphiques que lithostratigraphiques, ainsi, nous avons proposé et rectifié la nomination de plusieurs formations sédimentaires dans les deux bassins (Essaouira et Agadir). Sur la plan biostratigraphique (Bouaouda, 1987a et b, 1993, 2002b, Bouaouda *et al.*, 2004, ainsi que Peybernès *et al.*, 1987), les études paléontologiques fondées sur les brachiopodes, les foraminifères benthiques et les algues calcaires de la série du Lias au Kimméridgien, ont permis de réactualiser les données biostratigraphiques, tout en proposant de nouvelles coupures et subdivisions chronostratigraphiques, concernant notamment le Callovien et l'Oxfordien.

## **2-Découpage lithostratigraphique**

Dans le but d'unifier le langage lithostratigraphique, et de faciliter les corrélations stratigraphiques que nous avons réservé dans le présent travail un paragraphe consacré spécialement à la lithostratigraphie.

La définition d'unités lithostratigraphiques est basée cette fois-ci sur des analyses lithologiques, paléontologiques plus sûres et sur des données et des observations ponctuelles et panoramiques du terrain, tout en respectant les lois internationales de la lithostratigraphie.

Pendant la période Trias-Kimméridgien, le remplissage sédimentaire des bassins atlantiques marocains côtiers se fait d'une manière quasi-continue, comblant progressivement l'espace disponible créé pendant la période de rifting et post-rifting de l'Atlantique central.

Ce remplissage sédimentaire se caractérise par une très grande hétérogénéité lithologique et paléontologique, allant des faciès continentaux les plus internes tels que les faciès détritiques des milieux fluvio-déltaiques aux faciès carbonatés à faune de mer ouverte benthique et pélagique des milieux marins francs et ouverts sur le large, infralittoraux et circalittoraux, jusqu'aux faciès de transition aux bassins externes, en passant par les faciès carbonatés et évaporitiques des plates formes internes (dolomies évaporitiques, laminites algaires, gypse et marnes) et les faciès construits et de haute énergie (grès à stratifications, calcaires à organismes constructeurs) des environnements récifaux et para-récifaux.

L'évolution géodynamique de l'Atlantique centrale pendant cette période a permis d'enregistrer ces influences sur les séries sédimentaires, caractérisées par la délimitation (définition) de plusieurs unités lithostratigraphiques cartographiables à l'échelle du bassin atlantique.

### **2-1 Arguments présentés pour la nouvelle nomenclature et résultats**

Pendant l'intervalle Lias-Kimméridgien, les séries sédimentaires du "bassin atlantique marocain" peuvent se subdiviser en unités lithostratigraphiques cartographiables, dont, certaines d'entre elles sont nouvelles. Le nouveau découpage que nous proposons dans le présent travail, est valable à l'échelle du bassin depuis El Jadida jusqu'au Agadir.

La révision lithostratigraphique et les études géologiques de remplissage sédimentaire de la série jurassique (Portlandien exclu), ont permis de proposer des subdivisions lithologiques, définies cette fois-ci, d'une part par leurs caractères lithologiques (lithofaciès) et paléontologiques (association macro et micropaléontologique) et d'autre part, par leurs limites sédimentaires ainsi que par les variations latérales que peuvent présenter à l'échelle du bassin.

Nos études lithostratigraphiques et biostratigraphiques détaillées, nous ont permis d'apporter les informations suivantes :

1-Dans les parties ouest du bassin, les variations latérales du faciès ne sont pas significatives pour proposer pour chaque région sa propre nomenclature (Duffaud *et al.*, 1966, Adams *et al.*, 1980 et Bouaouda, 1987). Certes, les variations latérales de faciès sont présentes, mais la lithologie ou le faciès dominant définit le même contexte sédimentaire.

2-Les unités lithostratigraphiques peuvent être subdivisées en membres.

3-Dans certaines localités et latéralement, l'enchaînement, le nombre ainsi que les épaisseurs des membres ne sont pas toujours respectés au sein de la même formation. Certains membres sont plus développés au dépend d'autres, qui seront, au contraire plus réduits.

4-Plusieurs formations bien définies à l'ouest du bassin sont cette fois-ci réunies en une seule vers les bordures Est et Nord-Est du bassin atlantique marocain.

5-Les variations lithologiques au sein des mêmes unités lithostratigraphiques (généralement indiquant le même milieu de dépôt), sont souvent non significatives. Dans ce cas, ils ne permettent pas cependant leur subdivisions en d'autres unités lithostratigraphiques (coupes d'Imi'N-Tanout et de Jbilet occidental, le Callovien et l'Oxfordien des parties occidentales du bassin).

6-La formation Imouzzar (créée par Duffaud *et al.*, 1966) présente une grande répartition latérale à l'échelle du bassin, sa limite inférieure est hétérochrone. Ainsi, nos études ponctuelles consacrées surtout à la base de cette formation semblent donner des âges plus anciens vers les bordures orientales du bassin atlantique marocain (régions de Seksaoua).

7-Pendant le Callovien et l'Oxfordien, dans les parties subsidentes du bassin atlantique marocain (dans certaines localités), la concomitance de deux ou de plusieurs types de faciès différents, engendrant deux ou plusieurs types de paléoenvironnements, ne permettent pas aisément les découpages lithostratigraphiques. Dans ce cas, la définition des séries sédimentaires se base sur les critères du faciès dominant. Les formations se réunissent en une seule et la nomenclature tient compte seulement des caractères lithologiques de la formation la plus dominante et la plus représentative et prend la nomination de celle-ci.

Exemple : Période Oxfordien-Kimméridgien inférieur (cas des formations Tidili et Iggui El-Behar, Fm. Tidili avec Fm. Ouanamane)

Dans les localités de Cap-Ghir et d'Aït Chehid ("bassin" d'Agadir), les faciès détritiques et récifaux (patch-reef) de la formation Tidili (nouvelle formation) sont concomitantes avec les calcaires à dominance micritiques et les tempestites de la formation Iggui El-Behar, les deux formations en réalité ne forment qu'une seule et le découpage lithostratigraphique se base sur le faciès ou la lithologie dominante.

## **2-2-Les modalités du remplissage sédimentaire**

Le remplissage sédimentaire du bassin se fait globalement de deux manières différentes caractérisant deux périodes distinctes :

-Pendant la période du rifting et le début du stade post rifting ("stade mer rouge"), correspondant à l'intervalle Trias-Bathonien moyen (Bathonien supérieur p.p.), la sédimentation se fait d'une manière hétérogène, permettant l'identification de plusieurs types de bassins (Essaouira, Agadir, Tarfaya, Lâayoune, El Jadida),

Les découpages lithostratigraphiques sont partiellement valables à l'échelle du bassin, où certaines formations sédimentaires bien définies dans certaines régions ne trouvent pas leur validité dans d'autres. Les affleurements sédimentaires sont généralement cantonnées dans les parties subsidentes du bassin, témoignant d'une grande diversité dans les épaisseurs, les faciès et les environnements sédimentaires.

-Pendant et après la "période d'océanisation" (pendant et après la véritable augmentation de la vitesse du taux d'accrétion de l'Atlantique central), correspondant à la datation de la première croûte

océanique proprement dite (150 à 155 MA), l'homogénéisation du faciès sédimentaire, surtout dans les parties occidentales du bassin, correspond à une uniformité des unités lithostratigraphiques, et le découpage devient commun. A partir du Bathonien supérieur, les formations sédimentaires s'étendent et s'élargissent sur tout le pourtour du bassin depuis les parties les plus profondes, jusqu'aux bordures les plus internes, permettant le plus souvent d'identifier une certaine polarité sédimentaire (zonation des environnements sédimentaires). Les unités lithologiques se répartissent généralement et envahissent progressivement l'ensemble du bassin, en allant du SW vers le NE, tout en comblant l'espace disponible créé par la transgression atlantique.







## Chapitre II :

### Les parties occidentales du bassin atlantique marocain :

#### Description lithologique et biostratigraphique du remplissage sédimentaire

Dans le bassin atlantique marocain d'El Jadida -Agadir, les sédiments jurassiques les plus ouverts et les plus puissants se localisent dans les parties occidentales du bassin. Dans le bassin d'Essaouira et d'Agadir, ces sédiments forment de puissantes formations sédimentaires qui affleurent dans plusieurs anticlinaux. Cependant vers le nord de ce bassin, la série jurassique la plus complète et la plus ouverte n'affleure pas à terre dans le bassin d'El Jadida, et le remplissage sédimentaire le plus complet n'est connu pour le moment que dans les parties offshore du bassin.

Les formations sédimentaires des parties subsidentes du bassin atlantique d'El Jadida - Agadir, que nous avons révisées et re-étudiées dans le présent travail, se localisent essentiellement dans 1) le bassin d'Essaouira (Jbel Amsittène, Jbel Hadid -et Jbel Ali Kourati) et 2) le "bassin" d'Agadir (anticlinaux d'Anklout et d'Imouzzar). Les analyses lithologiques et biostratigraphiques de plusieurs coupes, levées dans leur globalité à l'échelle du banc par banc, nous ont permis de subdiviser la couverture jurassique (le Kimméridgien supérieur et le Portlandien sont exclus) de ces parties en plusieurs formations sédimentaires (Tableau 1 et 2-3).

#### 1-Formation Arich Ouzla

##### Formation Arich Ouzla (R. Du Dresnay, 1988)

**Origine du nom** : Saline d'Arich Ouzla, située au cœur de l'anticlinal du Jbel Amsittène, à environ 52 km au Sud d'Essaouira

**Localité type** : à 7 km de Smimou, au cœur de l'anticlinal d'Amsittène sur le flanc sud.

**Coupe type** : coupe faite au cœur de la saline Arich Ouzla, sur la falaise NE de la saline, correspondant aux coordonnées de Lambert  $x_1=89,7$  -  $x_2=90$  et  $y_1=70,8$  -  $y_2=71$  (feuille de Tamarar au 1/50.000).

**Epaisseur** : elle varie de 0 à 70 m en affleurement, en forage 650 m sont reconnues (ESS-1).

**Faciès dominant** : calcaires à oncoïdes / dolomies secondaires massives et dolomies bioclastiques parfois à ooïdes (dolosparite, biomicrite à oncoïdes, oobiomicrosparite).

**Palémilieu** : plate forme ou rampe carbonatée distale, passant vers le sommet à un milieu d'une barre oolithique de haute énergie.

**Limites** : la limite inférieure est non apparent, la formation surmonte brusquement sans transition les séries évaporitiques rouges de la formation Argana (Keuper)

La limite supérieure correspond à la surface de ravinement qui marque la base érosive de la formation sus-jacente (Fm Amsittène).

**Subdivisions** : Dans la coupe-type, la formation peut être subdivisée en trois types de faciès, depuis la base au sommet :1)- Dolomies massives à structures œillées; 2)- Calcaires à Oncoïdes; 3)- Calcaires oolithiques à stratification parallèle

**Paléontologie**: Association de Brachiopodes et de Foraminifères benthiques

**Age** : Lotharigien supérieur à Domérien inférieur

**Variation latérale** : Dans la saline d'Ida Ou Azza ( à 5 km à l'Ouest de la coupe type) le faciès dominant correspond à des calcaires localement lumachelliques à thanathocénose de Lamellibranches (famille des *Mégadontidae* et des *Protodiceratidae*).

**Répartition spatiale**: les séries de cette formation se réservent seulement en affleurement à trois localisés, identifiées toutes dans le bassin d'Essaouira, ailleurs du Jbel Amsittène, on note l'absence totale de séries équivalentes.







Les données de forage et de terrain, mettent en évidence une étroite répartition géographique, généralement cantonnées dans le bassin d'Essaouira (en Offshore et On Shore) et en offshore d'El Jadida, rien d'équivalent n'a été signalé en terre et en mer dans le bassin d'Agadir, Tarfaya, Lâayoune.

**Discussion** : A la suite de travaux du R. DU DRESNAY ( 1985-1986 ), cet auteur proposa le nom de la formation Arich ouzla, à la place de l'ancienne nomination récif de l'Amsittène du F. DUFFAUD *et al.*, 1966, car le lithofaciès et la biophase ne rappelle en rien celle d'un environnement récifal.

La localité d'Arich Ouzla, constitue le meilleur site pour la description de la formation carbonatée de Lias moyen du bassin atlantique marocain. La coupe-type est considérée pour le moment, à l'échelle du bassin atlantique marocain, comme la seule coupe qui permet des études litho-biostratigraphiques de la série sédimentaire d'origine marine d'obédience atlantique. Les sédiments de cette période sont restreints et rares et sont seulement présents en affleurements dans deux localités situées dans le bassin d'Essaouira : Jbel Amsittène (Localité Arich Ouzla et localité Ida Ou Azza). Un autre affleurement attribué par sa composition litho-paléontologique au Lias moyen est présent dans le diapir de l'oued Tidzi, ce dernier repose en allochtonie sur des séries créacé. En dehors du bassin d'Essaouira, les visites du terrain réalisées aussi bien dans la couverture secondaire du bassin d'Agadir que d'Eljadida n'ont pas permis de mettre en évidence des sédiments carbonatés marins qui datent de l'intervalle Lias inférieur-moyen.

### **1-1-Coupe -type : Coupe d'Arich Ouzla**

La localité d'Arich Ouzla, se situe au cœur du Jbel Amsittène (fig. 3) où un affleurement diapirique de Trias permet une exploitation intense du sel (Du Dresnay, 1988, p. 387). Cette dépression triasique salifère (argiles rouges salifères), est entourée principalement par une falaise de roches carbonatées qui forme l'unité sédimentaire de la formation Arich Ouzla. Depuis la base au sommet se succèdent les ensembles suivants (fig. 5):

\*Membre-1: 20 m de dolomies noires, mal stratifiées qui reposent sans contact apparent sur les argiles triasiques. Les dolomies vraisemblablement secondaires et à structures "oeillées" (microvacuolaire, et à structure cristalline), ne renferment aucun fossile identifiable. Vers le haut, des fantômes d'oncoïdes ont été identifiés.

\*Membre-2: sur les dolosparites du membre-1, se succèdent 15 à 20 m de sédiments carbonatés non dolomités. Il s'agit de calcaires grises à oncoïdes, agencés en bancs de 0,40 à 0,60 m, de texture wackestone et abondants fossiles dont des brachiopodes, des lamellibranches, des gastéropodes, des bélemnites, des polypiers isolés, des bryozoaires, des serpules, des entroques rondes, des encrines, des dentales et des spicules.

Parmi les fossiles qui ont servi à la définition chronostratigraphique de cette unité, figurent des brachiopodes (détermination Y. Alméras *in* Bouaouda, 1987) et des foraminifères : *Involutina liassica* JONES qui s'associe à *Nodosaria cf. metensis* TERQUEN, *Marginulina cf. prima* D'ORBIGNY, *Lingulina tenera* var. *octocostata* BART. et BRAND, *Lingulina tenera* BORNEMANN, *Ophthalmidium martatum* FARINACCI, *Dentalina aff. vetustissima* D'ORBIGNY, *Andersenolina cf. turris* (FRENTZEN), *Spirillina infima* STRICKLAND, *Epistomina* sp., *Marginulina* sp., *Frondicularia* sp., *Everticyclammina* n. sp. Les microfossiles de ce membre s'associent à des petits brachiopodes (Bouaouda, 1987, détermination Y. Alméras) qui ont permis de préciser l'âge. Il s'agit de *Rudirhynchia calcicostata* QUENSTEDT du Lotharingien-Carixien et *Homeorhynchia ranina* (SUESS) connue dans le Lotharingien supérieur (zone à *Raricostatum* / Carixien inférieur (zone à *Jamesoni*) de Provence.

Nous rappellerons que ce même niveau avait livré à F. Duffaud (1960), une macrofaune déterminée par G. Dubar et G. Colo: *Spiriferina* cf. *haasi* DI STEF., *Rhynchonella jonica* Di Stef., *Rhynchonella* cf. *fascicostata* UHLIG, *Rhynchonella* cf. *alberti* OPPEL, *Rhynchonella* sp., *Chlamys textorius* SCHLOTHEIM, *Entolium disciforma* SCHÜBLER, des restes de belemnites, des débris d'échinides et des ostréidés de petite taille et des microfossiles dont les plus caractéristiques sont : *Lingulina tenera* var. *octocostata*, *Ophthalmidium northamptonensis* WOOD & BARNARD, *Vidalina martena* FARINACCI (probablement l'équivalente de ce que nous avons appelé *Ophthalmidium martatum*), *Andersenolina* sp., *Epistomina* sp., *Pseudocyclamina* sp.

\*Membre -3 : La base correspond à 10 à 15 m de dolomies calcaires à oolites et à stratifications parallèles qui viennent surmonter les calcaires du membre-2. Ce membre semble déposer en progradation sur le membre sous-jacent. Les études en lames-minces montrent qu'il s'agit d'une dolomicrosparite oolithique à rares microfossiles dont des *Involutina liassica*, *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA, *Involutina* sp. et *Ophthalmidium* sp.

La suite de la coupe se termine par une dizaine de mètres de dolomies et de dolomies calcaires bioclastiques à abondants fragments de gastéropodes, d'oursins et de lamellibranches. Quelques observations ponctuelles tout ou part de la saline montrent que la formation Arich Ouzla se termine par des dolomies bioclastiques où dominent des lamellibranches probablement de la famille de Megalodontidae et des Protodiceratidae.

Le sommet de la formation carbonatée liassique est érodé, raviné et surmonté par des faciès conglomératiques de la formation sus-jacente nommée Formation Amsittène.

Remarque :

-Le sommet de la formation Arich Ouzla, correspond à des dolomies roses, intensément dolomitisées, très fracturées et montrant quelques vacuoles de dissolution de la taille des coquilles de brachiopodes.

-des brèches de distension ont été identifiées au sein des membres 2 et 3 et témoignent d'une activité tectonique syn-sédimentaire d'âge lias inférieur à moyen.

## **1-2-Variations latérales**

### **a-Coupe de la saline d'Ida Ou Azza (coupe n°2 )**

Cette coupe se situe à environ 5 km. à l'ouest de la coupe-type. Sur les argiles évaporitiques rouges triasiques de la formation Argana (du groupe Argana), vient sans contact apparent une masse de série carbonatée de dominance dolomitique (50m maximums).

La base de la série (2 à 3m), par endroits, est formée de bancs calcaires bioclastiques à oncoïdes de texture wackestone et à quelques bioclastes dont des débris de lamellibranches, des encrines, des bélemnites et des foraminifères (*Involutina liassica*, *Dentalina* aff. *vetustissima* D'ORBIGNY , *Epistomina* sp., *Marginulina* sp., *Fronicularia* sp., *Lenticulina* sp. et *Ophthalmidium* sp.

La suite de la série se termine par une alternance de calcaires dolomitiques et de dolomies. A certains niveaux, s'intercalent des bancs lumachelliques à base de grands lamellibranches dont des Megalodontidae et des Protodiceratidae. Ces taxons d'affinité récifale, identifiés dans le Moyen-Atlas et le Haut-Atlas ne constituent pas ici des édifices bioconstruits. L'état de conservation et la manière de disposition de ces grands bivalves dans les strates, prouvent que ces coquilles ne sont pas in-situ mais semblent avoir été usées, érodées et déplacées, et ne forment pas des arrière-récif" (Du Dresnay, 1988, p. 388), mais sont l'indication que l'on pourrait trouver ailleurs de telles accumulations de coquilles de lamellibranches coloniaux. Les bancs carbonatés de cet ensemble correspondent soit à une dolomicrosparite/ dolosparite ou à une oomicrosparite de texture packstone à grainstone à rares petits foraminifères remaniés comme *Ophthalmidium* sp. et *Mesoendothyra* sp. et d'autres microfossiles non identifiables (foraminifères et algues).



### **1-3-Biostratigraphie**

Les éléments de datation sont fondés sur les arguments biostratigraphiques apportées d'une part par les brachiopodes et des foraminifères benthiques, récoltés et identifiées sur le terrain et dans les sections de lames-minces de la série affleurante au Jbel Amsittène (bassin d'Essaouira, Bouaouda, 1987, 1993, et dans le présent travail) et d'autre part, ils seront complétés et critiqués par les données biostratigraphiques du forage ESS-1 (Du Dresnay, 1988) (fig. 6).

N.B.: Le détail des interprétations biostratigraphiques sera présenté dans la partie biozonation

**Age de la formation** : La base de la formation (le membre 2) peut être attribuée paléontologiquement par une association de brachiopodes à l'intervalle Lotharingien supérieur à Carixien inférieur (zone à *Raricostatum* - zone à *Jamesoni*). Le membre 3 et 4 sont précisés stratigraphiquement par une association de microfossiles et par comparaison avec les données de forage Ess-1 et seront reportés à l'intervalle Carixien moyen à Domérien inférieur. Toutefois, si on tient compte de la valeur des petites ammonites identifiées au top de la formation liasique dans le forage ESS-1, il est fort probable que le sommet de la série liasique du forage ESS-1, peut être attribué stratigraphiquement à l'intervalle Domérien moyen à supérieur (Voir discussion et argument partie biozonation). Ce dernier intervalle du temps, semble totalement absent en affleurement dans le Jbel Amsittène.

**Remarque** : A l'échelle du Maroc, R. Du Dresnay (1988, p.388) signale que la répartition verticale des grands lamellibranches de la famille des Mégalodontidés et des Protodiceratidés est toujours Lias moyen et a attribué la série correspondante au sommet du Lias moyen, soit le Domérien (Fig.-2, Du Dresnay, 1988, p. 387). Récemment, des études de synthèse réalisées dans le Haut-Atlas oriental et le Moyen-Atlas (Elmi *et al.*, 1999), montrent que la répartition verticale de ces grands lamellibranches, ne caractérisent pas seulement le Domérien moyen comme cela a été signalé dans plusieurs travaux, mais peuvent exister dès le Carixien moyen. Il est donc admis d'après ces derniers travaux, que le faciès des grands lamellibranches ne doit pas être considéré comme un marqueur du Domérien. A l'échelle maghrébine, il semble que ces bivalves peuvent débiter dans le Sinémurien supérieur tandis que leur maximum de développement se place dans la Carixien. Nous pensons que la présence de ces grands lamellibranches est influencée par la dynamique sédimentaire.

Dans le bassin atlantique marocain, les niveaux à grands Lamellibranches sont reportés à l'intervalle Carixien moyen - Domérien inférieur. Et nous signalons ici, que le Domérien moyen fait défaut dans les affleurements du Jbel Amsittène.

### **1-4-Synthèse lithostratigraphique de la Fm. Arich Ouzla**

Contrastant avec les sédiments des formations adjacentes, la formation Arich Ouzla représente à l'échelle du bassin atlantique marocain, le premier dépôt typiquement marin d'âge jurassique. Ces sédiments carbonatés (fig. 5, fig. 6 et 7), ont été définis initialement sous la nomination Récif de l'Amsittène par les géologues de la société chérifienne des Pétroles (Duffaud *et al.*, 1966). Puis, en 1985 et 1988, suite à des études de synthèse sur la répartition des sédiments liasiques, Du Dresnay propose une nouvelle nomenclature lithostratigraphique, et le nom de Fm. Arich Ouzla remplace le nom Récif d'Amsittène. D'après ce dernier auteur, les premiers dépôts qui affleurent à la base de la série jurassique dans le bassin atlantique marocain (au cœur du Jbel Amsittène), n'ont pas les caractères lithologiques, biologiques et morphologiques qui rappellent les faciès et les environnement récifaux. Enfin, en 1987, les révisions lithostratigraphiques généralisées à la série jurassique (Lias-Kimméridgien) de la marge marocaine (Bouaouda, 1987, puis Peybernès *et al.*, 1987, et dans le







présent travail), ont permis d'apporter plus de précisions quant à la lithologie, reconstitution des environnements et à la biostratigraphie de la série. A l'échelle du bassin atlantique marocain, les affleurements de la formation Arich Ouzla sont trop restreints et ne sont identifiés que dans la bassin d'Essaouira soit :1) en place dans le Jbel Amsittène ; puis 2) en position allochtone dans le diapir de l'oued Tidzi. Au delà de ce bassin où se localisent la coupe-type et la localité-type, les sédiments de la formation sont absents vers le sud à Agadir et aussi vers les bordures du bassin. Cependant, les données de forage témoignent de la présence de sédiments analogues dans plusieurs localités dans le bassin d'Essaouira et plus vers le Nord, dans le plateau du Mazagan (Bassin d'ElJadida).

Dans le Jbel Amsittène, la formation d'épaisseur 50 à 70 m, se caractérise par le dépôt de sédiments carbonatés dont des calcaires à oncoïdes, des calcaires à bioclastes et des dolomies calcaires bioclastiques à thanatocénoce de lamellibranches (Megalodontidae et Protodiceratidae). La biophase est variable et comprend de la macrofaune de mer ouverte et des microfossiles : brachiopodes, belemnites, bryozoaires, encrines, oursins, lamellibranches, des Foraminifères hyalins, porcelanés et des algues. Les limites lithologiques sont bien caractéristiques, et les formations adjacentes, de nature lithologique détritique et de couleur rouge, contrastent cependant avec les sédiments de la formation Arich Ouzla, essentiellement de nature carbonatée. Ainsi, la limite inférieure correspond à la disparition des argiles salifères de la formation sous-jacente (Groupe Argana, d'âge triasico-héttangien), tandis que le sommet de la formation carbonatée est couronnée par une surface de ravinement où succèdent les premiers sédiments gréseux et conglomératiques de la formation sus-jacente nommée Fm. Amsittène.

En tenant compte des données de forage et du terrain, les caractéristiques lithologiques et biologiques de la formation, ainsi que les grandes variations latérales dans les épaisseurs et les environnements, suggèrent l'installation pendant cet intervalle du temps, d'une rampe carbonatée soumise à une activité tectonique synsédimentaire. Les sédiments liasiques (Lias inférieur p.p.-Lias moyen), ne dépassent pas vers le Sud la faille de Cap Tafelney

Les éléments de datation de la formation sont fondés à la fois sur les interprétations chronostratigraphiques à partir des brachiopodes, des foraminifères et des algues et aussi des données de forages. L'âge de la formation affleurante dans le bassin d'Essaouira s'étend du Lotharingien supérieur au Domérien inférieur, tandis que les sédiments carbonatés et dolomitiques de la base de la couverture jurassique identifiés dans les forages sont d'âge héttangien p.p. à Domérien moyen/supérieur.

## 2-Formation Amsittène

**Formation Amsittène ( F. Duffaud *et al.*, 1966 )**

**Origine du nom** : La nomination provient de l'anticlinal d'Amsittène, situé à 45 km au SSE d'Essaouira, dont le cœur affleure à 7 km de Smimou.

**Localité type** : à environ 8 km de Smimou, vers Tamanar sur le flanc sud de l'anticlinal d'Amsittène.

**Coupe type** : la coupe a été faite au cœur de l'anticlinal d'Amsittène sur le flanc sud, au SW de la saline d'Arich Ouzla située à environ 53 km de la ville d'Essaouira. Les coordonnées de Lambert sont situées sur la feuille de Tamanar au 1/100.000 :  $x_1=90,40$  -  $x_2=90,20$  et  $y_1=71,7$  -  $y_2=72$ .

**Epaisseur** : elle varie de 0 à 200 m ; 75m au Jbel Amsittène, 200 m Anticlinal d'Anklout ; 2m Jbilet occidental, Om vers les bordures Est d'Agadir.

**Faciès dominant** : Grès, grès microconglomératiques, conglomérat, Silts rouges.

**Paléomilieu** : Environnement fluviodeltaïque à Essaouira, à environnement de dominance fluviatile dans le bassin d'Agadir.

**Limites** : Dans la coupe type, la limite inférieure correspond à la surface d'érosion (surface de ravinement), surmontant les calcaires dolomitiques de la formation Arich Ouzla,. Parfois la formation Amsittène vient en contact direct sur les argiles rouges de la formation ou groupe Argana (du Trias supérieur à l'Héttangien inférieur)

La limite supérieure n'est pas nette, se marque par un passage progressif vers les dolomies évaporitiques et les argiles de la formation sus-jacente nommée formation Id Ou Moulid.

Ailleurs de la coupe-type (Anticlinal d'Amsittène), les limites sont variables. Les sédiments de la base de la formation, reposent directement soit sur les dolérites ou les argiles rouges de la formation Argana (Keuper-Héttangien inférieur), soit directement en discordance angulaire sur les schistes ou les grès / conglomérat du Cambrien ou du Permo-Trias (Jbilet occidental, Rehamna occidental).

Les limites supérieures de la Formation Amsittène se caractérisent par l'apparition des faciès carbonatés-évaporitiques de la formation Id Ou Moulid. **Subdivisions** : Les découpages faciologiques sont peu caractéristiques.

**Paléontologie**: Absence d'indicateurs stratigraphiques, absence de faune et de flore

**Age** : Il est variable en fonction des localités, généralement compris entre le Domérien et le Toarcien moyen, probablement vers les bordures il atteint l'Aalénien basal.

Dans la coupe type du Jbel Amsittène, l'âge attribué est Domérien - Toarcien.

**Variation latérale** : variation d'épaisseur et de faciès caractérisent cette formation, allant des faciès deltaïques, au faciès fluvio-deltaïques et aux faciès fluviatiles.

**Répartition spatiale** : elle est étroite, la répartition géographique restreinte se réserve à certains secteurs, probablement en liaison avec une activité tectonique.

**Comparaison avec les données de forage** : des forages implantés dans les parties subsidentes du bassin en mer et à terre, ont traversés des séries semblables.

**Discussion** : La formation Tizgui, que nous avons proposé dans le bassin d'Agadir comme nouvelle formation équivalente de la Formation Amsittène (Bouaouda, 1987), devrait être abandonné, il s'agit en réalité du même contexte lithologique et sédimentologique.

Biostratigraphiquement, les outils paléontologiques font défaut, des problèmes de datation caractérisent la formation Amsittène, où les limites sont vraisemblablement diachrones. Des essais de datation seront proposés.

## **2-1-Introduction**

A l'échelle du bassin atlantique marocain, les premiers travaux lithostratigraphiques guidés par les géologues de la Société chérifienne des Pétroles (Duffaud *et al.*, 1966) ont permis de définir la formation Amsittène. La coupe-type ainsi que la localité-type se localisent dans le bassin d'Essaouira (Jbel Amsittène). Cette unité lithologique totalement détritique, fut ensuite choisie en 1980 par Adams *et al.*, 1980 pour définir dans le bassin d'Agadir, une série sédimentaire de même nature lithologique. Ensuite en 1987, dans les travaux lithostratigraphiques et biostratigraphiques consacrés à la fois au bassin d'Essaouira et d'Agadir (Bouaouda, 1987), une nouvelle nomenclature est proposée : la formation Tizgui (nouvelle formation, Bouaouda, 1987). Celle-ci, définie dans l'anticlinal d'Anklout (bassin d'Agadir), présente lithologiquement de grande similitude avec la formation Amsittène et ne lui diffère que stratigraphiquement.

Dans le présent travail, il apparait donc raisonnables d'abandonner le nom de la formation Tizgui et d'homogénéiser le nom de la formation Amsittène à la fois pour le bassin d'Essaouira et d'Agadir. Nous aimerons bien signaler, que les travaux les plus récents de Adams *et al.*, 1980 et de Bouaouda, 1987, 1993, 2002a, ont contribué à la connaissance stratigraphique et à la reconstitution des milieux de dépôts de la dite formation.

## **2-2-Description de la coupe- type : coupe du Jbel Amsittène (localité Arich Ouzla).**

Il s'agit de 60 à 80 m de dépôts terrigènes rouges fluvio-déltaiques comportant deux parties d'épaisseur inégale, à valeur mésoséquentielle et qui ne sont superposées qu'en un point, au sud de la saline d'Arich Ouzla (fig. 8). Latéralement, c'est la deuxième partie (mésoséquence 2) qui déborde sur la première et repose directement par une surface de ravinement sur les dolomies de la formation Arich Ouzla:

\*Mésoséquence 1: unité de 10 m, reposant directement sur les argiles rouges du Groupe Argana et comprenant une dizaine de séquences métriques positives et stratocroissantes. Les séquences sont composées au début de la mésoséquence de microbrèches et de pélites et se terminent par des grès rouges glauconieux et de pélites. Les bancs de microbrèches sont ravinantes à leur base et d'épaisseur qui ne dépassent que rarement les 0,20 m. les éléments figurés sont de taille et de composition variable : grain de glauconie, de quartz, de socle hercynien et des fragments de roches carbonatées dont des dolomies micritiques à mud-cracks typique des milieux supralittoraux et quelques rares débris d'éléments carbonatés probablement à fantômes d'oolithes. Ces éléments carbonatés ne ressemblent pas par leur microfaciès aux sédiments de la formation Arich Ouzla et semblent provenir d'un milieu plus proximal, probablement que ces faciès sont à comparer avec les dolomies évaporitiques qui forment la base de la séquence liasique dans les forages exemple ESS-1

\*Mésoséquence 2: cette séquence de 60 m se superpose à la première ou ravine directement les dolomies bioclastiques de la formation sous-jacente, ainsi depuis la base jusqu'au sommet se distinguent les termes suivants:

-les faciès terrigènes de base, correspondent ou se caractérisent par l'installation de séquences métriques positives dont des conglomérats à éléments de taille moyenne : 0,04 à 0,08 m (à rares grains glauconieux et à éléments carbonatés liasiques), des grès à stratification oblique, parfois à graviers et se terminant par des pélites rouges. Les études en lames minces que nous avons réalisés sur les fragments carbonatés des conglomérats (Bouaouda, 1987), montrent qu'ils s'agissent des calcaires oolithiques, renfermant quelques débris d'algues : *Cayeuxia* sp. et des foraminifères dont *Mesoendothyra* sp., *Ophthalmidium* sp., *Valvulina* sp., des Nodosariidés et probablement des fantômes de rares sections de *Pseudocyclammina* sp. Nous rappelons que le lithofaciès des éléments carbonatés se montre identique de celui que nous avons décrit au sommet de la formation Arich Ouzla, cependant certains composants de la biophase, surtout les foraminifères n'ont pas pu être identifiés dans les calcaires et les dolomies calcaires qui affleurent dans la saline d'Arich Ouzla. Par corrélation avec les données de forages ESS-1 (Du Dresnay, 1988), il semble que ce biofaciès se rapproche de celui identifié au sommet de la colonne du forage ESS-1.

- la suite de la coupe correspond à des conglomérats grano-croissantes et à éléments de socle. La formation Amsittène (la deuxième mésoséquence) se termine par des sédiments détritiques à dominance pélitiques, progressivement envahies par des évaporites primaires qui assurent la transition avec la formation sus-jacente : Fm. Id Ou Moulid.

Dans la localité-type, les caractères sédimentologiques témoignent de l'installation des milieux fluviatiles évoluant dans la partie médiane de la formation à des milieux deltaïques. Vers le sommet de la formation, l'alternance des marnes rouges et des évaporites traduit progressivement l'installation des milieux lagunaires et des milieux marginaux de plaine de marée qui assurent progressivement le passage ou la transition avec les milieux marins proximaux de la formation Id Ou Moulid. L'évolution verticale de cette formation suggère donc une évolution à tendance à l'ouverture "transgressive", du fait de la diminution des influences détritiques de type fluviatile et de l'augmentation des influences marines vers le sommet de la série.



## 2-3- Variations latérales

Dans le bassin d'Agadir (tab. 2 - 3 et fig. 9), les visites des affleurements et les observations ponctuelles que nous avons entamées depuis 1987, nous ont permis de revoir d'une manière succincte les séries de la base de la couverture secondaire et de choisir une coupe type pour décrire les ensembles lithologiques de la formation Amsittène.

### a-Coupe-type : coupe de l'oued Tizgui

Dans la localité de l'Oued Tizgui (fig. 3, coupe n° 2), au sud-ouest de la localité d'Anklout, notre localité-type est celle qui a été choisie par R. Ambroggi (1963) pour décrire la formation Amsittène (choisie comme coupe-type pour le bassin d'Agadir). La puissance de la série semble atteindre 200 m d'épaisseur et comprend succinctement depuis la base au sommet les ensembles suivants (*in* Bouaouda, 1987, p.92-93):

\*5 à 10 m de grès et de conglomérats rouges.

\*5 m de poudingues et brèches à éléments paléozoïques, notamment des quartzites, quelques schistes verts et peu de roches éruptives(dolérites). Les éléments figurés de diamètre 1 à 5 cm, sont souvent anguleux(brèches); les poudingues sont pauvres en ciment et toujours gréseux.

\*80 m de sédiments argilo-gréseux où dominent des pélites rouges.

\*100 m d'alternance de grès rouges et pélites silteuses rouges, intercalés avec quelques bancs de dolomies et marnes détritiques. La base est représentée essentiellement par un faciès à dominance dolomitique (10 m); ces derniers sont des dolomies marneuses ou évaporitiques typiques des milieux supralittoraux .

Dans cette localité l'évolution sédimentaire témoigne de l'installation à la base de terrigènes grossiers, le plus souvent grano-décroissants et s'érodant les uns sur les autres, déposés dans un réseau proximal (cône alluvial??) à médian. La partie médiane et la grande partie de la partie supérieure montrent un affinement des dépôts qui deviennent surtout argileux. Leur organisation indique un milieu fluvatile plus distal, dominée par l'installation des plaines d'inondation en bordure parfois de chenaux méandriiformes. L'intercalation de faciès dolomitique et évaporitique au sein de cette formation essentiellement détritique traduit l'installation épisodique des milieux marins margino-littoraux de l'étage supralittoral.

### b-Description de la coupe d'Anklout (*in* Bouaouda, 1987, p. 92)

Sur les dolérites du groupe Argana, viennent se succéder des faciès terrigènes rouges représentés par une alternance (10 m) de grès à stratification parallèles et oblique, de pélites silteuses, de dolomies gréseuses et de dolomies évaporitiques et marnes dolomitiques. La partie supérieure de puissance 30 m, correspond essentiellement à un ensemble de pélites ou d'argiles rouges. Nous n'avons pas observé ni les conglomérats ni les brèches signalés par Ambroggi, 1963 et Adams *et al.*, 1980, qui se trouvent à l'est de notre coupe.

A côté de cette coupe, probablement à quelques dizaines de mètres (à l'ouest de notre coupe), R. Ambroggi, 1963, décrit une série détritique qui semble différer largement de celle que nous avons décrit plus haut. D'après cet auteur, la formation Amsittène ici épaisse de 50 à 170 m, comporte depuis la base au sommet les termes lithologiques suivants :

\*0 à 50 m de grès et conglomérats rougeâtres (lit niveau);

\*5 à 20 m de poudingues et brèches à éléments de quartzites, passant à des calcaires détritiques. Ce niveau correspond probablement à la base de notre coupe, effectuée à l'ouest de la localité-type choisie par Ambroggi (1963).





\*40 à 100 m d'argiles rouges salifères.

*Remarque* : La comparaison des deux colonnes lithologiques témoigne de la grande et la rapidité des variations latérales qui ne peuvent être que la conséquence des événements tectoniques (activité tectonique syn-sédimentaire).

### c-Coupe de Tazenthoute

Latéralement, vers le NE du bassin d'Agadir, dans la localité de Tazenthoute, à environ 9 km d'Anklout, la formation sédimentaire se réduit considérablement, et on note l'absence totale des dépôts conglomératiques. La série, épais de 20 à 30 m, débute par le dépôt de pélites rouges des milieux de plaines d'inondation qui surmonte en biseau (contact apparent) les dolérites altérés de la formation Argana. Dans cette localité, Ambroggi, 1963, avait signalé que les sédiments argilo-détritiques se sont déposés en ravinant les dolérites d'âge triasico-héttangien.

### **2-4-Evolution sédimentaire et paléogéographie:**

Dans le "bassin" d'Agadir, les travaux que nous avons réalisés en 1987, avec quelques observations actuelles fournissent des éléments pour la reconstitution des milieux de dépôts et l'évolution paléogéographique de secteur (fig. 9). L'évolution verticale de la colonne sédimentaire de la formation Amsittène, montre dans le cas où les coupes sont complètes, une évolution caractéristique de ses faciès et milieux de dépôt : les terrigènes grossiers et les environnements fluviatiles proximaux se situent à la base, tandis que les terrigènes fins et les environnements plus distaux se situent vers le sommet de la série. Cela témoigne de l'installation d'un environnement fluviatile évoluant du bas vers le haut de la formation depuis des réseaux à chenaux à écoulements en méandres jusqu'à des cours avec plaines d'inondations et même tout à fait au sommet, jusqu'à des milieux marginaux de plaine de marée des milieux marins margino-littoraux qui assurent le passage progressif au faciès marin de la formation sus-jacente.

Cette évolution illustre, d'une façon générale, une dégradation et un éloignement progressifs des reliefs pourvoyeurs de matériaux siliciclastiques au cours du temps.

la combinaison de variations d'épaisseurs et de discordances locales témoignent d'une activité tectonique syn-sédimentaire.

### **2-5-Biostratigraphie**

Dans la localité-type, la formation Amsittène, essentiellement détritique, n'a pas fourni des fossiles caractéristiques permettant sa datation et cette série ne peut être datée qu'en fonction des formations qui l'encadrent et qui contiennent une association macro et micropaléontologique :

\*la formation sous-jacente d'Arich Ouzla est attribuée à l'intervalle Lotharigien supérieur-Domérien moyen. L'âge Domérien moyen est détecté à partir des données de forage.

\*la formation sus-jacente est attribuée paléontologiquement par une faune de brachiopodes et de foraminifères à l'intervalle Toarcien supérieur à Aalénien basal

En conclusion, la formation Amsittène peut dater du Domérien supérieur à Toarcien moyen.

### **-Remarque**

En dehors de la localité-type, la datation de la formation est délicate, et son âge est variable à l'échelle du bassin atlantique marocain. Il ne peut être détecté ou donné que par encadrement, car les faciès

détritiques ne livrent aucun fossile caractéristique. Des recherches palynologiques dans les niveaux argileux de cette formation sont souhaitables.

A l'échelle du bassin atlantique marocain, le substratum sur lequel repose en discordance ou en concordance les sédiments de la formation Amsittène est d'âge variable : triasique ou jurassique.

L'âge de la partie supérieure de la formation Amsittène est fondamentalement diachrone ou très légèrement diachrone?; il est établi en fonction de l'apparition au-dessus des premiers niveaux marins. Par exemple, l'âge peut être soit :1) anté-toarcien supérieur à aalénien dans l'ouest du bassin d'Agadir et d'Essaouira ; ou 2) anté-toarcien supérieur dans le bassin de Safi-El jadida, ou dans les extrémités ouest d'Imi'N-tanout. Cette polarité sédimentaire W-E ou SW-NE qui apparaît à travers le diachronisme montre qu'à l'échelle du bassin, les faciès terrigènes sont de plus en plus récents (pour la base de la formation), et montre qu'à partir de l'endroit où leur recouvrement marin est post aalénien, les faciès terrigènes constituent la Fm. Amsittène, tandis qu'à partir de l'endroit où les faciès terrigènes sont post-aalénien et anté-bathonien supérieur, ils constituent la formation Ameskhroud (Tabl. 1, 2 et 3).

### -Biostratigraphie de la formation Amsittène dans le bassin d'Agadir

(in Bouaouda, 1987, p. 95, et rectifié à partir de nouvelles données actuelles)

En absence d'argument paléontologique, cette formation ne peut être datée qu'en fonction des formations qui l'encadrent :

\*la formation sous-jacente nommée Formation Argana est attribuée au Keuper moyen par Ambroggi, 1963 sur la base d'une association d'une faune d'Arthropodes : *Euestheria minuta* (ALBERTI) et *Euestheria destombesi* (DEFRETIN & FAUVELET. D'autres essais de datation (palynologie ou radiométrie) du sommet de la série syn-rift à l'échelle du bassin donnent un âge de Rhétien-Héttangien (Fenton, 1984) ou Rhétien-base Sinémurien (Fiechtner *et al.*, 1992).

\*La base de la formation sus-jacente : Fm. Id Ou Moulid est datée à Agadir par un faune de Brachiopodes soit du Toarcien à Aalénien (Ambroggi, 1963), soit seulement du seul Toarcien (Adams *et al.*, 1980). Dans le présent travail (voir détail, partie biozonation), la Fm. Id Ou Moulid est rapportée à l'intervalle Toarcien supérieur-Aalénien basal.

Dans la réalité, la datation précise de la série détritique à Agadir est délicate du fait de l'absence de fossiles et de la dynamique sédimentaire qui rend difficile les corrélations des unités lithologiques, deux hypothèses sont à formuler pour déduire l'âge de la dite formation:

\*\*Première hypothèse : la première série détritique post-rift est l'équivalente à la fois de la formation Arich Ouzla et Amsittène, dans ce cas, l'âge de la formation Amsittène dans le bassin d'Agadir correspond au Lias inférieur p.p.-Toarcien moyen.

\*\*Deuxième hypothèse : la formation Amsittène définie dans le bassin d'Essaouira est partout isochrone, dans ce cas, l'âge serait Domérien supérieur-Toarcien moyen.

### -Discussion et réflexions :

Il me semble qu'en tenant compte de l'évolution paléogéographique et géodynamique (cf. *infra*) du bassin, il s'avère que la surface du ravinement identifiée à la base de la formation Amsittène, à la fois à Essaouira et Agadir peut être isochrone. Il est donc fort probable qu'un même phénomène tectonique majeur s'était produit à la fin du Lias moyen, plutôt au passage Domérien moyen-supérieur. Cet événement tectonique est responsable du soulèvement et de l'émersion de la plate-forme carbonatée liasique dans le bassin d'Essaouira. En fonction de ces données, il s'avère que dans le bassin d'Agadir, les couches jurassiques les plus anciennes pourraient-elles relever du Domérien supérieur- Toarcien moyen. Il est donc probable qu'il y avait lacune sédimentaire du Lias inférieur-Lias moyen dans le bassin d'Agadir et que la dynamique sédimentaire (tectonique ??) ne permettait pas le dépôt de la série

sédimentaire du Lias inférieur et moyen et ce n'est qu'à partir de la fin du Lias moyen que le bassin d'Agadir commençait à recevoir les premiers dépôts, qui sont ceux de la formation Amsittène.

## **2-6-Synthèse lithostratigraphique de la Fm Amsittène**

La formation Amsittène est définie pour la première fois dans le bassin d'Essaouira sous la nomination "Grès rouges" d'Amsittène par les géologues de la société Chérifienne des Pétroles (Duffaud *et al.*, 1966). Elle a été ensuite reconnue et interprétée dans les études antérieures notamment ceux d'Adams *et al.*, 1980 et puis de Bouaouda, 1987.

On désigne sous le nom de Fm. Amsittène, une unité lithologique où dominant des sédiments détritiques : grès, microconglomérats, des pélites et des argiles rouges. Bien que la localité-type et la coupe-type définies toutes les deux dans le bassin d'Essaouira, au Jbel Amsittène, cette formation dont l'âge doit être compris entre le Domérien supérieur et Le Toarcien moyen, affleure aussi dans les parties occidentales et médianes du bassin d'Agadir. Cependant, les sédiments de la formation se réduisent fortement ou font défaut dans les bordures du bassin atlantique marocain. La formation dont les épaisseurs sont variables, de l'ordre de 2 m à 200 m, se caractérise par ses limites lithologiques, ces dernières sont fonction de la position géographique. Par exemple, dans le bassin d'Essaouira, le substratum sur lequel repose la formation et typiquement marin et correspond au sommet de la Fm. Arich Ouzla, d'âge lotharingien supérieur à domérien moyen, tandis que dans le bassin d'Agadir, il vient en contact direct avec les dépôts triasiques (argiles rouges ou dolérites). La formation sus-jacente à la formation Amsittène semble constante et correspond lithologiquement au début de dépôts des sédiments de nature carbonatée et évaporitique.

Dans la coupe-type, les caractères lithologiques ainsi que les enchaînement de faciès laissent identifiés la succession de deux mésoséquences à valeur inégales, d'abord fluviales puis deltaïques pour devenir à influence lagunaire au moment de passage avec la formation sus-jacente. Cependant à l'échelle de tout le bassin (par exemple dans le bassin d'Agadir), la tendance sédimentaire de la formation du bas vers le haut, témoigne de l'installation d'un environnement fluviale évoluant depuis des réseaux à chenaux à écoulements en méandres jusqu'à des cours avec plaines d'inondations. Cette tendance à l'ouverture des milieux, se concrétise tout à fait au sommet de la formation, par l'installation des milieux marginaux de plaine de marée (des milieux marins margino-littoraux) qui assurent le passage progressif au faciès marin de la formation sus-jacente (Fm. Id Ou Moulid). Cela évoque une dégradation et un éloignement progressifs des reliefs pourvoyeurs de matériaux siliciclastiques au cours du temps.

Les caractéristiques de faciès ne laissent identifier aucun argument paléontologique et les datations ne seront possible que par encadrement et reconstitution paléogéographique. Ainsi, dans la localité type, la formation Amsittène s'étend depuis le Domérien supérieur jusqu'au Toarcien moyen. Vers les bordures du bassin, les premiers dépôts jurassiques généralement détritiques peuvent être attribués lithostratigraphiquement soit à la formation Amsittène ou à la formation Ameskhroud. Les attributions lithostratigraphiques sont fonction de l'âge des premiers dépôts marins qui recouvrent les sédiments détritiques : 1) si le recouvrement est post aalénien, les faciès terrigènes constituent la Fm. Amsittène, 2) tandis qu'à partir de l'endroit où les faciès terrigènes sont recouvertes par des sédiments marins post-bajocien supérieur ou post bathonien moyen, les sédiments terrigènes constituent dans ce cas la formation Ameskhroud.

## **3-Formation Id Ou Moulid**

**Formation Id Ou Moulid (Bouaouda, 1987)**

**Origine du nom** : Borj Id Ou Moulid, situé sur le flanc Sud de l'Anticlinale du Jbel Amsittène, à environ 57 km au SEE de la ville d'Essaouira.

**Localité type** : Flanc Sud du Jbel Amsittène, à 12 km de Smimou

**Coupe type** : coupe faite à partir de la saline Arich Ouzla, le long d'un petit sentier menant du Sud de cœur de l'anticlinal d'Amsittène vers le Borj Id Ou Moulid, en passant au alentours de la maison forestière. Elle correspond aux coordonnées  $x_1=89,70$  -  $x_2=90,60$  et  $y_1=70,30$  -  $y_2=70,80$ ; schématisées sur la carte topographique du Tamar au 1/50.000

**Coupe complémentaire** : Une autre coupe, peut être considérée comme complémentaire de la coupe type, se situe dans le bassin d'Agadir. Dans l'anticlinal d'Anklout, entre Akesri et Tizgui, la formation Id Ou Moulid, affleure au bord de la route qui mène vers le village d'Imouzer des Ida Ou Tanane. La coupe est relevée aux points de coordonnées de Lambert  $x=106$  et  $y_1=407,8$  -  $y_2=408,8$ ; figurées sur la carte topographique de Tarhazoute au 1/50.000).

**Épaisseur** : elle varie de 0 à 400 m (parfois même jusqu'au plus de 500 m. Dans le bassin d'Essaouira, coupe type : 250 m à 350 m, dans le bassin d'Agadir, Anticlinal d'Imouzer : 150 à 350 ; Anticlinal d'Anklout - 250 à 350 m. Dans les bordures Est d'Agadir : 20 m, 5m, 0m.. Dans les Jbilet occidental, localité Jbel Irhoud : 5 à 10m ; ou 0m.

**Faciès dominant** : Dominance de faciès argilo-dolomitique, intercalés par de rares niveaux calcaires bioclastiques subtidiaux ou/et intertidaux

**Paléomilieu** : rampe proximale (plate forme proximale, évaporitique) fréquemment émergée. L'évolution séquentielle témoigne d'une série de type sebkha temporaire, avec quelques rapides avancés marines franches de type "lagon".

**Limites** : Dans la coupe type, la limite inférieure n'est pas nette, elle correspond à la disparition progressive des niveaux microconglomératiques de la formation Amsittène et l'apparition des dolomies évaporitiques et les marnes versicolores, caractérisant le faciès de la formation Id Ou Moulid. La limite supérieure est plus nette, et se caractérise par l'apparition des

sédiments carbonatés des milieux marins francs de la formation sus-jacente (formation Ouanamane) : des calcaires à Oncoïdes et à rares Brachiopodes.:

Dans les affleurements des Jbilet occidentaux, la limite supérieure correspond à une surface de dissolution témoignant d'une émergence.

**Subdivisions** : Dans la coupe-type, il s'agit d'une série carbonatée évaporitique épaisse, les subdivisions lithologiques sont peu caractéristiques, cependant, des subdivisions biostratigraphiques locales et partiellement reconnaissable sur le terrain peuvent être plus caractéristiques. Succinctement, dans la localité d'Id Ou Moulid, la formation comprend depuis la base au sommet 3 membres qui sont :

- Membre 1 : 150 m, série calcaréodolomitique avec des marnes versicolores, généralement, témoignant de l'installation d'un environnement de type sebkha temporaire régulièrement recouverte par des épandages limoneux de pélites rouges.

- Membre 2 : 50m, dolomies évaporitiques et marnes gypsifères avec quelques alternances rythmiques de calcaires bioclastiques, témoignant d'un milieu de type sebkha avec quelques intercalations de séquence de type lagon.

- Membre 3 : 50 m, alternance de faciès subtidiaux et intertidaux : calcaires bioclastiques ou/et à oncoïdes, laminites algaires etc, avec des faciès margino-littoraux : dolomies évaporitiques, cargneules, marnes évaporitiques. En général la série sédimentaire renseigne sur un dépôt dans un milieu de type sebkha temporaire avec quelques incursions marines plus franches et qui sont plus fréquentes que celles enregistrées dans les membres 1 et 2.

**Paléontologie**: Association de Foraminifères benthiques et d'algues calcaires. Dans le "bassin" d'Agadir quelques niveaux ont livré des brachiopodes (Ambroggi, 1963 ; Adams *et al.*, 1980).

**Age** : Il est variable en fonction des localités

Dans la coupe type : Toarcien - Bathonien, "bassin" d'Agadir : Toarcien - Aalénien, Jbilet occidental : Bajocien supérieur - Bathonien moyen

**Variation latérale** : Les variations d'épaisseur et de faciès sont remarquables. Dans les parties subsidentes du bassin, il s'agit d'une épaisse série sédimentaire constituée par une dominance

argilo-dolomitique avec quelques rares intercalations marines plus franches. Vers les bordures de bassin, la formation se réduit considérablement, correspondant le plus souvent à l'enchaînement d'une alternance de marnes versicolores et de dolomies en plaquettes de type évaporitique ou, à des séries marno-dolomitiques et gypsifères.

**Répartition spatiale:** Les affleurements de cette formation sont généralement plus étendus à l'échelle du secteur étudié et dépassent ceux de la formation précédente (Fm. Amsittène), en comblant de nouvelles terres émergées.

**Discussion :** Dans le bassin d'Essaouira, nous étions obligé (Bouaouda, 1987) de créer la formation Id Ou Moulid qui regroupait à la fois les trois formations antérieurement proposées par Duffaud *et al.*, 1966 (Dolomies d'Aklout, Grès rouges d'Ameskroud, Dolomies d'Amsittène), figurées sur la carte géologique de Tamanar au 1/100.000. En réalité, les subdivisions précédemment proposées par ces auteurs sont inutilisables et ne correspondent pas à ce qui affleure. Il s'agit d'une seule unité lithostratigraphique évoluant dans un même contexte sédimentologique où le faciès dominant est de type sebkha temporaire avec quelques intercalations marines plus franches.

Dans le bassin d'Agadir et ses bordures, la formation Tamarout créée par Adams *et al.*, 1980,

paraît comme la stricte équivalente de la formation Id Ou Moulid. Les différences se réservent seulement à leur répartition stratigraphique. La formation Id Ou Moulid s'étale du Toarcien jusqu'au Bathonien, tandis que la formation Tamarout se réserve seulement à l'intervalle Toarcien - Aalénien p.p.

Dans le présent travail, nous optons d'abandonner le nom de la formation Tamarout créée par Adams *et al.* 1980 et de conserver et de généraliser la formation Id Ou Moulid, unité lithostratigraphique qui sera valable à l'échelle du bassin. En réalité, les deux formations qui présentent les mêmes types de faciès et de dépôt, sont tout à fait identiques et représentent donc une seule unité lithostratigraphique à limite diachrone.

Nous avons conservé la localité type d'Id ou Moulid, du fait de ces caractéristiques lithologiques, biostratigraphiques et de ses limites qui sont bien définies dans le Jbel Amsittène (Bassin d'Essaouira).

Généralement, les caractéristiques sédimentologiques de cette unité sédimentaire, n'offrent pas de meilleures possibilités pour lever des coupes détaillées. La présence de phénomènes de collapse, décollement, de dédoublement, de replis et de dolomitisation précoce sont accentués et rendent difficile des études sédimentologiques et séquentielles détaillées.

### **3-1-Introduction**

D'après un ensemble de coupes réalisées à travers le bassin atlantique marocain, nous avons décrit et définie dans le bassin d'Essaouira (en 1987, Bouaouda) la formation Id Ou Moulid. La monotonie de faciès ne permettent pas d'identifier les autres subdivisions lithostratigraphiques antérieurement proposées depuis 1966 par Duffaud *et al.*, 1966 : Dolomies d'Aklout, Grès rouges d'Ameskroud, et Dolomies d'Amsittène. Ces subdivisions lithologiques figurent actuellement sur les cartes géologiques du Maroc au 1/100.000 : carte de Tamanar, de Tarhazout, de Meskala et d'Imi'N-Tanout. Dans la réalité, à l'échelle du bassin d'Essaouira, il s'agit d'une seule unité lithologique composée de dolomies, dolomies calcaires, marnes et d'évaporites, déposée sur une rampe carbonatée très peu profonde et à climat chaud, avec quelques incursions marines de courte durée qui interrompent cette monotonie.

**Remarque :** Nous aimerons bien rappeler ici et insister sur le fait que les subdivisions lithostratigraphiques proposées par Duffaud *et al.*, 1966 et figurées sur la carte géologique de la feuille du Tamanar au 1/100.000, sont catégoriquement inutilisables pour désigner les unités lithologiques de l'intervalle Toarcien p.p.-Bathonien moyen. On propose donc d'abandonner l'ancienne nomenclature et d'accepter à sa place le nom de la formation Id Ou Moulid, qui regroupe à la fois les trois unités

antérieurement proposées. Cependant, une subdivision biostratigraphique basée sur les foraminifères et les algues dasycladales permet en outre de dater cette série sédimentaire.

En dehors du bassin d'Essaouira où fut définie la formation, et plus spécialement dans le "bassin" d'Agadir, des études géologiques ont permis de nommer une unité lithologique de même nature sous le nom de la formation de Tamarout (Adams *et al.*, 1980). Dans le but d'homogénéiser et de simplifier les appellations et les découpages lithostratigraphiques Nous proposons, dans le présent travail, d'abandonner le nom de Tamarout et de le remplacer par celui d'Id Ou Moulid, unité lithostratigraphique valable à l'échelle du bassin aussi bien à Essaouira qu'à Agadir.

En résumé, nous désignons sous le nom de Fm. Id Ou Moulid, une unité sédimentaire caractérisée par une alternance de dolomies évaporitiques, de dolomies-calcaires, d'évaporites, de marnes et de rares niveaux calcaires à foraminifères et à algues dasycladales. Cette unité se distingue d'abord de la précédente par l'absence des faciès terrigènes des milieux fluvio-déltaiques et par le retour et l'installation des faciès des milieux marins peu profonds. Elle facilement identifiable sur le terrain par sa coloration jaune blanchâtre.

Dans la localité -type, les sédiments de la formation Id Ou Moulid dominant et forment la majorité des affleurements jurassiques, elles constituent vraisemblablement l'unique point du Chinon où les limites et les découpages biostratigraphiques sont les plus aisées.

### **3-2-Description de la coupe -type : coupe d'Id Ou Moulid (fig. 10)**

Sur les faciès détritiques des environnements fluviaux et fluvio-déltaiques de la formation sous-jacente, se déposent les faciès carbonatés-évaporitiques de la formation Id Ou Moulid. Cette apparition se fait d'une manière progressive avec des intercalations de rares niveaux dolomitiques et évaporitiques dans la partie sommitale de la formation Amsittène et aucune discontinuité sédimentaire majeure n'est visible entre les deux formations : La limite inférieure qui apparaît ainsi progressive, peut être prise à la disparition des sédiments détritiques de la formation sous-jacente : Fm. Amsittène et à la dominance des faciès carbonatés évaporitiques de la Fm. Id Ou Moulid. La limite supérieure semble plus apparente, et correspond lithologiquement à l'apparition des sédiments carbonatés franchement marins de la formation sus-jacente: Fm. Ouanamane.

Succinctement, dans la partie inférieure de la formation, se rencontrent exclusivement des faciès lagunaires où dominant des dolomies évaporitiques et des argiles rouges, tandis que dans la moitié supérieure, se développe une sédimentation carbonatée-évaporitique, représentée par le dépôts des faciès infralittoraux, médiolittoraux et supralittoraux (fig. 10).

Dans ce secteur, la série épaisse de 200 à 400 m se compose de sédiments carbonatés-évaporitiques. Ceux-ci, sont fréquemment affectés par une tectonique salifère (phénomènes de collapse) et par une dolomitisation précoce ou tardive poussées (fig. 10). De ce fait, les observations ponctuelles et les études litho-biostratigraphiques détaillées ne permettent que difficilement de dégager les caractères sédimentologiques et paléontologiques de la formation sédimentaire. Lithologiquement, on y reconnaît deux membres qui se manifestent en affleurement sous deux aspects différents:

\*Membre -1 (*in* Bouaouda, 1987, 37-38): -150 m d'alternance de dolomies secondaires, dolomies primaires marneuses et marnes versicolores. La moitié inférieure est dominée par la présence des marnes rouges ou des marnes évaporitiques avec quelques minces intercalations de bancs indurés: dolomies évaporitiques en plaquettes à mud-cracks ou/et à pseudomorphose de gypse et des dolomies secondaires parfois stromatolithiques ou à pellets. Dans la moitié supérieure, les niveaux meubles se réduisent au profit des niveaux indurés qui semble devenir plus prédominants, et la succession se caractérise par l'apparition épisodique et dans quelques niveaux de dolomies secondaires, épigénisant une boue carbonatée évoquant celle d'un lagon : dolomicrites à dolomicrosparites à quelques fragments de coquilles cristallisés, fantômes d'oolithes, coprolithes dont *Favreina* sp. et des

foraminifères comme *Pseudocyclamina* cf. *liasica* HOTTINGER et *Mesoendothyra croatica* GUSIC.

\*Membre-2, série de 100 à 120 m, caractérisée par une alternance rythmique de calcaires bioclastiques de dolomies secondaires, de dolomies évaporitiques et de marnes gypsifères. Dans la moitié inférieure, les quelques niveaux calcaires à oolithes ou à pellets sont des oomicrosparites à pellets ou, oosparites, de textures packstones à grainstones. La biophase comprend des macrofossiles tels que : des oursins, gastéropodes et des lamellibranches et des microfossiles dont parmi les plus caractéristiques sont *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES (en abondance) et *Mesoendothyra croatica*. Dans la moitié supérieure, les calcaires et les calcaires bioclastiques ou à pellets deviennent plus fréquents. Il s'agit de pelbiomicrites à oncoïdes et à gravelles de texture wackestone à packstone, avec comme bioclastes des gastéropodes, des échinodermes, des lamellibranches et des dentales. Parmi les microfossiles, figurent des algues et des foraminifères : *S. dubari*, dont l'abondance décroît par rapport à la moitié inférieure, *Salpingoporella* cf. *annulata* CAROZZI, *Permocalculus* sp., *Lithocodium* sp., *Girvanella problematica* NICHOLSON & ETHERIDGE 1878 EMEND. WOOD 1957, *Cayeuxia* sp. *M. croatica*, *Pfenderella arabica* REDMOND, *Limognella dufaurei* PELISSIE & PEYBERNES, *Amijiella amiji* (HENSON), *Pseudocyclamina maynci* HOTTINGER, quelques rares *Ammobaculites* gr. *coprolithiformis* et *Andersenolina minuta* (DERIN & REISS), *Ophthalmidium* sp., *Siphovalvulina* sp., *Pseudoeggerella* sp., *Lenticulina* sp. et d'autres Nodosariidés.

La répartition des microfossiles au sein de ce membre se montre irrégulière, et les taxons constituent des niveaux repères qui aident aux découpages biostratigraphiques de la formation.

Sur le plan diagénétique, cette unité se caractérise par la dominance des faciès dolomitiques, ces derniers peuvent être le résultat de deux types de dolomitisation : 1) une dolomitisation pénécemporaine à la sédimentation, se manifestant par la formation des cristaux de taille réduite et qui diffèrent sensiblement selon le composant du sédiment initial (matrice, éléments) qui se trouve alors substitué. Par analogie avec l'actuel, ce type de dolomitisation, s'observe en général dans les milieux de Sebkha (Purser, 1983) ; 2) une dolomitisation secondaire, qui selon son degré, se manifeste par une recristallisation soit partielle ou totale de la roche et qui engendrent des cristaux (dolosparite) de grande taille, donnant un aspect saccharoïde à la roche, et qui efface donc partiellement ou totalement les structures originelles de la roche. Cette dolomitisation secondaire ou tardive peut affecter n'importe quel niveau, et même affecter les niveaux ou les formations calcaires sus-jacentes.

Des phénomènes de dissolution physico-chimiques des faciès évaporitiques ont été observés au sein de cette série sédimentaire: "collapse -breccia". Ces brèches de dissolution-effondrement peuvent résulter d'une dissolution précoce ou tardive (Hogrel-Made, 1988, in Charrière, p. 131) et présente un degré de désorganisation variable selon l'importance de la dissolution. Ce phénomène de dissolution physico-chimique peut expliquer la présence et le développement sur quelques mètres des niveaux entièrement bréchiques dont le caractère intraformationnel est évident. Les constituants, aux dimensions allant du millimètre au décimètre, peuvent être monogéniques ou polygéniques, indiquant un remaniement d'une ou de plusieurs assises.

### Paléoenvironnement et évolution séquentielle

Sur le plan faciologique, cette unité sédimentaire renferme plusieurs types de faciès, qui s'organisent en séquences élémentaires de type sebkha, de type lagon ou, de type margino-littoral. Parmi les plusieurs types de faciès inventoriés :

\*Calcaires dolomitiques graveleuses : biosparite ou biodolomicrosparite à gravelles, déposé en général dans les milieux infralittoraux.

\*Calcaires bioclastiques à rares oncoïdes ou à oolithes: bioosparite oobiomicrosparite à rares oncoïdes, parfois bioturbé, typique des milieux littoraux de l'étage infralittoral.

\*Calcaires à laminites algaires planes ou ondulées, se déposant en général dans l'étage médiolittoral, rarement dans le milieu supralittoral externe.





\*Dolomies secondaires bioclastiques, à pseudomorphose ou/et à birds-eyes (milieu de type sebkha, étage médiolittoral à infralittoral interne).

\*Dolomies bréchiques qui peuvent être soit provenant d'une bréchification par dissolution ou par dessiccation : étage supralittoral.

\*Marnes évaporitiques, généralement sans faune apparente se déposant le plus souvent dans des milieux lagunaires de l'étage supralittoral.

\*Marnes ou argiles rouges à traces de pédogenèse : milieu continental

\*Marnes versicolores, déposées en général dans les milieux supralittoraux des environnements de type sebkha.

\*\*\***Remarque** : la description ainsi que la reconstitution de paléoenvironnement de ces différents types de faciès seront détaillées dans la parties bordure du bassin (cf. *infra*).

Les faciès décrits ci-dessus se regroupent naturellement en deux associations, et témoignent généralement d'une évolution de séquences élémentaires à tendance régressive de type lagon ou de type sebkha. L'importance de ces termes varie considérablement selon le secteur géographique et le niveau stratigraphique : par exemple dans la coupe-type, le membre 1 et le sommet de membre 2 sont principalement dominé par des séquences de type sebkha, tandis que les séquences de lagon dominent en partie dans le membre 2 et s'intercalent très épisodiquement dans les faciès lagunaire du membre-1 et vers le sommet du membre-2. L'enchaînement de faciès à l'échelle verticale et horizontale, suggère que cette formation s'est déposée dans une vaste rampe carbonatée proximale à climat aride et chaude subissant occasionnellement quelques émergences et quelques arrivées terrigènes des milieux continentaux.

### **3-3-Variations latérales**

A l'échelle du bassin atlantique marocain, la formation Id Ou Moulid se retrouve dans les parties ouest et est du bassin et présente une extension considérable, elle est identifiée tout le long de l'anticlinal d'Amsittène, d'Anklout, d'Imouzzer et vers les bordures Sud-Ouest de la région d'Imi'N-Tanout. Les différents ensembles lithologiques de la formation sont facilement repérables sur le terrain, cependant des variations dans les épaisseurs, ainsi qu'une hétérogénéité dans l'évolution des environnements sont mis en évidence. Ainsi, d'après un ensemble de coupes détaillées, il s'est avéré qu'en absence et de la rareté des repères biostratigraphiques facilement identifiables, de la monotonie de la lithologie, de la présence des phénomènes de la tectonique salifère, les corrélations et les datations stratigraphiques demeurent difficiles voire parfois impossibles. Ce n'est qu'à partir d'un échantillonnage serré et continue qu'il possible d'identifier des horizons qui ont servi comme repère ou comme outil pour le calage et les corrélations stratigraphiques.

En général, les faciès semblent varier significativement d'une coupe à l'autre. Dans le bassin d'Essaouira, en dehors de la localité type, la limite inférieure de la formation Id Ou Moulid n'est pas connue, puisqu'elle représente la formation jurassique la plus ancienne au cœur de petits anticlinaux. La limite supérieure correspond à l'apparition des calcaires et marno-calcaires fossilifères franchement marins de la formation sus-jacente nommée Fm. Ouanamane.

Dans le "bassin" d'Agadir, la limite inférieure est variable et elle correspond soit 1) à la disparition des faciès détritiques des milieux fluvi-déltaiques de la formation Amsittène : localité Anklout, Tizgui, Timoulay; 2) à la disparition des faciès argileux et salifères de la formation Argana, d'âge triasico-héttangien : localité Oumssissène (SW d'Imi'N-Tanout), Est Tazenthoute 3) non connue, puisque, elle forme la base de la série au sein de certains petits anticlinaux : Anticlinal d'Imouzzer (Coupe de Tamarout; Tidili, Tagadirt). La limite supérieure paraît mieux caractérisée et correspond presque à l'échelle du bassin à la disparition des faciès carbonatés caractéristiques de la formation Id Ou Moulid et l'apparition des faciès terrigènes gréseux, conglomératiques voire pélitiques caractéristiques de la

formation sus-jacente nommée formation Ameskhroud. En plus de ce contraste lithologique entre les deux formations, dans certains points des parties ouests des anticlinaux d'Anklout (coupe de Tizgui) et d'Imouzzer (localité Tamarout), des surfaces ferrugineuses voire des Hard-ground semblent couronner le sommet de la formation Id Ou Moulid.

En raison de la puissance de la série et de la grande variété des faciès et de la monotonie des ensembles lithologiques, une description détaillée de toutes les coupes que nous avons réalisées à l'échelle du bassin atlantique marocain, nous paraît fastidieux, cependant, dans le présent travail, nous allons consacrer une étude litho-biostratigraphique à quelques autres coupes, choisies comme coupes types en dehors du bassin d'Essaouira, il s'agit : 1) la coupe de Tizgui-Akesri choisie comme coupe-type dans la partie subsidente du bassin d'Agadir ; 2) la coupe d'Oumssissène, réalisée dans les extrémités nord-est du bassin d'Agadir ; et 3) la coupe d'Irhoud, faisant partie des extrémités sud-ouest du bassin de Doukkala. Nous aimerons bien signaler que la description des deux dernières coupes sera présentée dans le volet réservé à l'étude du Jurassique des bordures du bassin (cf. *infra*).

## **Bassin d'Essaouira**

### ***a-Coupe Id Bou Addi (fig. 3, coupe no 11) :***

cette coupe se situe au NNE de la localité-type, à 4 km de Smimou vers Imi N'Tlit. Brièvement, la formation de puissance 350 à 420 m, est dominée par des sédiments marno-dolomitiques :

\*Le membre inférieur. Epais de 150 à 200 m de faciès marno-dolomitiques : dolomies laminées, dolomies marneuse, cargneules, marnes versicolores et quelques rares intercalations calcaires.

Microfaciès: dolomicrosparite/dolosparite à rares biomicrites de textures wackestone à packstone. Parmi les rares microfossiles rencontrés dès la base de ce membre, on cite : *P. liasica*, *S. dubari* et *Favreina* sp.

\*Le membre médian. Epais de 150 m, il est essentiellement dolomitique et marneux avec quelques rares intercalations calcaires.

Microfaciès: les calcaires de texture wackestone à packstone sont des biomicrites bioturbées à lamellibranches, oursins et de rares moules de petits brachiopodes. Dans certains rares niveaux à bioclastes encore identifiables, la biophase est variée et comprend l'association suivante : *S. dubari*, dont l'abondance décroît par rapport à la moitié inférieure, *Girvanella problematica*, *M. croatica*, *Pfenderella arabica*, *Limognella dufaurei*, *Amijiella amiji*, *Pseudocyclammina maynci*, quelques rares *Ammobaculites* sp. et *Verneuilinoides* cf. *mauritii*, *Ophthalmidium* sp., *Siphovalvulina* sp., *Pseudoeggerella* sp., *Lenticulina* sp. et *Citharina* sp.

\*Le membre supérieur. Epais de 80 à 90 m, il est principalement représenté par des dolomies et de marnes, avec quelques rares intercalations de calcaires dolomitiques à fantômes d'oolithes et d'oncoïdes et à bioclastes généralement épigénisés.

### ***b-Coupe Aït As Slib (fig. 3, coupe n° 12)***

C'est une coupe située au NNE de la localité type, à environ une dizaine de kilomètres de la commune de Smimou vers Imi'N-Tlit. C'est la coupe la plus proche de terminaison périclinale de l'anticlinal d'Amsittène (X=73,80 ; Y=96,2-carte topographique de Tamanar au 1/50.000). C'est une unité lithostratigraphique de puissance 350 à 400 m, dominée par des faciès lagunaires et laguno-marins. Elle comprend lithologiquement deux membres qui sont depuis la base au sommet :

\*Membre -1, il correspond dans sa partie inférieure (180 m) à une succession de faciès marno-dolomitiques où alternent des dolomies marneuses, des cargneules et des marnes rouges et vertes (1), ensuite, dans sa partie supérieure (60 m), quelques rares intercalations de sédiments calcaires plus

marins à lamellibranches, oursins, gastéropodes et des microfossiles, interrompent la succession marno-dolomitique (2).

Microfaciès : dolosparite ou dolomicrosparite à birds-eyes, à pseudomorphose d'anhydrite et parfois à mud-cracks; de texture packstone, wackestone et parfois grainstone. Les niveaux calcaires qui s'intercalent ont permis d'identifier une microfaune et une microflore dont parmi les plus caractéristique : 1) à la base *P. liasica*, *S. dubari*, *Favreina* sp.; 2) vers le sommet, *Girvanella problematica*, *M. croatica*, *Limognella dufaurei*, *Pseudocyclammina maynci*, *P. arabica*, quelques rares *Ammobaculites* sp. et *Ophthalmidium* sp., *Pseudoeggerella* sp., *Lenticulina* sp. et *Frondicularia* sp.

\*Membre -2, par différence au membre sous-jacent, les intercalations des argiles rouges se réduisent voire disparaissent. Ce membre correspond à 120 m d'alternance de faciès marno-dolomitiques : 1) d'abord à la base, les sédiments les plus marins correspondent à quelques rares intercalations de calcaires à fréquents pseudomorphose et de calcaires dolomitiques à fragments de coquilles de macrofossiles et des microfossiles (*M. croatica*, *Limognella dufaurei*, *Pseudocyclammina maynci*, quelques rares *Ammobaculites* sp., *Ophthalmidium* sp., *Pseudoeggerella* sp., *Lenticulina* sp., *Nautiloculina* sp.); 2) puis dans la partie sommitale, s'intercalent des cargneules et de marnes dolomitiques jaunes.

### **Bassin d'Agadir**

A environ une 50aines de kilomètres à vol d'oiseau au sud de la coupe-type de la formation Id Ou Moulid, affleure une série jurassique dans plusieurs anticlinaux : Anklout, Imouzzet et Lgouz. Les séries sédimentaires de la formation affleurent dans les cœurs des anticlinaux et constituent en quelques endroits la base de la couverture jurassique. Les visites, les études géologiques et les observations ponctuelles entamées depuis 1987, ont permis de choisir une coupe-type pour le bassin d'Agadir (partie subsidente).

#### **c-Coupe Akesri-Tizgui (fig.3, coupe n°2 et fig. 11) :**

La coupe de référence se situe aux alentours de la route secondaire qui mène d'Agadir vers le village d'Imouzzet des Ida Ou Tanane, entre le village d'Akesri et celui de Tizgui (x=106 et y1=407,8 - y2=408,8 ; figurées sur la carte topographique de Tarhazoute au 1/50.000).

La formation Id Ou Moulid (fig. 11), épaisse ici de 200 à 300 m, se subdivise lithologiquement en deux membres de puissance inégales : 1) le membre-1, de dominance marno-évaporitique, d'aspect tendre de couleur jaune dans le terrain ; 2) le membre-2, calcaréo-dolomitique, formant des petits reliefs sur le terrain. Le substratum correspond aux faciès mixtes, détritiques et évaporitiques du sommet de la formation sous-jacente, nommée Fm. Amsittène

\*Membre -1: ce membre de dominance marno-dolomitique montre une grande épaisseur qui atteint 150 à 200 m. Il s'agit de calcaires dolomitiques et de dolomies en plaquettes s'intercalant avec des dolomies marneuses, des cargneules, de fréquents niveaux de bréchification, des dolomies rubanées, des argiles rouges et des marnes. Des structures diagénétiques et sédimentaires des milieux lagunaires de type sebkha caractérisent ce membre : laminites algaires, pseudomorphose de gypse, birds-eyes, brèches de dissolution et/ou de dessiccation, dolomitisation précoce etc..... A certains niveaux de la succession, viennent s'intercaler des bancs (2 à 3 niveaux) de calcaires le plus souvent dolomitiques à pellets ou/et à gravelles, oolithes et bioclastes dont des gastéropodes, lamellibranches, crustacés (*Favreina*), et de petits lituolidés épigénisés. Dans la réalité, ce membre est dominé par des faciès dolomitiques et évaporitiques des milieux lagunaires et les phénomènes de bréchification, de dissolution et de la tectonique salifère semblent caractériser ce membre où les conditions d'affleurement et de la succession de la série sont médiocres.



\*Membre-2 : 70 à 80 m de dépôts carbonatés, dont les deux tiers correspondent soit 1) à des calcaires souvent bioturbés à oolithes, pelles, 2) parfois à des calcaires ou des calcaires dolomitiques à laminites algaires planes ou ondulées. Dans quelques niveaux, s'intercalent des marnes, le plus souvent cargneulisées et de minces bancs de calcaires noirs à débris de bioclastes dont des lamellibranches, gastéropodes et des moules de petits brachiopodes dont des Zeilleridés. En ce qui concerne le microfaciès, il est variable : 1) dolomicrosparite, dolomicrite à pseudomorphose ou dolosparite, 2) microsparite à bioclastes ou à structures algaires et pseudomorphose; 3) biomicrite ou pelbiomicrite à oobiomicrite/oopelbiomicrite de texture packstone à wackestone, rarement grainstone à foraminifères benthiques et algues dasycladales, lamellibranches, oursins, et des fragments probable de brachiopodes. Les études micropaléontologiques ont permis d'identifier une microfaune et une microflore dont certains sont d'intérêt stratigraphique. Depuis la base au sommet se succèdent les ensembles suivants: a) coprolithes (*Favreina* sp.), *Ammobaculites* sp, *Valvulina* sp., Mesoendothyriidés, petits Ophthalmiidés, des lituolidés non identifiés et des petits pseudocyclamines, b) ensuite *Pseudocyclamina* cf. *liasica*, *Sarfatiella dubari*, *Sarfatiella* sp., *Lenticulina* sp, *Nodosaria* sp. et des probable sections de *M. gr. croatica*, et encore plusieurs sections de coprolithes de Crustacés et des probables *Verneulinoides* sp.

Le sommet de ce membre, essentiellement dolomitique 20 à 30 m, est constitué par une alternance de calcaire dolomitique, de calcaires micritiques, de rares niveaux marneux et de dolomies à fantômes d'oolithes. Dans cette localité, la limite lithologique avec la formation sus-jacente ne peut être détectée, elle est masquée par les éboulis. Par comparaison avec les autres coupes, probablement que le sommet de la formation est à dominance marno-évaporitique.

### ***Evolution verticale***

L'évolution verticale de faciès est l'expression d'un cycle transgression-régression. La transgression débute à la base de la série par l'installation des milieux marins de type lagunaire qui contrastent cependant avec les faciès terrigènes de dominance continentale de la formation sous-jacente et la régression qui aboutit vers le sommet au retour de la dominance des faciès lagunaires, cette tendance se poursuit et s'accroît avec le retour de terrigènes dans la série de la formation sus-jacente nommée Fm. Ameskhroud. Cette grande tendance transgressive-régressive peut être divisée en 4 ou 5 étapes par des ruptures ou de brusques variations dans l'évolution des milieux de dépôts.

### **d-Coupe de Timoulay**

Cette coupe a été faite aux alentours de la route qui mène d'Agadir au village d'Imouzer des Ida Ou Tanane, entre Timoulay et Tizi N'Tiketti (x= 105,80 et y=411). La formation Id Ou Moulid de dominance marno-dolomitique est facilement reconnaissable sur le terrain, son affleurement présente des lacunes d'observation, du fait de la présence des phénomènes de bréchification et de dissolution.

Sur les faciès détritiques rouges et sans limite tranchante, se succèdent les faciès carbonatés - évaporitiques de la série Id Ou Moulid. lithologiquement cette unité comprend deux membres: 1) le membre inférieur, épais de 80 à 100 m, de dominance marno-dolomitique; 2) le membre supérieur, épais de 50 à 80 m et où alternent des calcaires franchement marins de type infralittoral.

\*Le faciès du membre inférieur est variable, il comprend des calcaires dolomitiques et des alternances de sédiments des milieux lagunaires dont des dolomies marneuses à pseudomorphoses ou/et à birds-eyes, cargneules et des marnes détritiques et évaporitiques. Vers le sommet de ce membre, deux niveaux encore plus calcaires (calcaires à pellets ou à oolithes et à rare faune dont des gastéropodes, des lamellibranches et sans microfossile) encadrent les sédiments marneux et dolomitiques.

\*Le membre supérieur, de dominance calcaire et à rares intercalations dolomitiques, se termine vers le sommet par des alternances marno-dolomitiques. Les calcaires noirs et en strates minces sont des

biomicrites à radioles d'oursins, échinides et brachiopodes. Ces derniers sont malheureusement très mal conservés, ils n'ont pas pu être déterminés mais en se référant aux travaux antérieurs, il s'agit soit de : 1) *Zeilleria anglica* (OPPEL) et *Terebratula withakeri* ? WALKER (Ambroggi, 1963) ; 2) ou à la suite de nouvelles récoltes (Adams *et al.*, 1980) de *Zeilleria lycetti* (DAVIDSON), et de bivalves d'affinité aalénien dont *Gervillella* cf. *G. acuta* (J. de C. Sowerby) et *Pseudolimea* sp. probablement *P. duplicata* (J. de C. Sowerby). Parmi les microfossiles identifiés figurent des foraminifères et des algues dasycladales : a) tout d'abord à la base, coprolithes (*Favreina* sp.), *Ammobaculites* sp., Mesoendothyriidés et de petits pseudocyclammines ; b) ensuite au sommet, *Pseudocyclammina* cf. *liasica*, *Sarfatiella dubari*, *Sarfatiella* sp., *Mesoendothyra* gr. *croatica*, et de coprolithes de Crustacés.

#### e-Coupe de Tizgui (fig. 3, coupe n°2)

Cette coupe a été effectuée au alentour du village de Tizgui (*in* Bouaouda, 1987). Ce dernier se retrouve dans la partie sud-ouest de l'anticlinal d'Anklout, environ 1200 m à l'est de la route qui mène d'Agadir au village Imouzzar Ida Ou Tanane (x= 109,5 et y= 409). Cette unité épaisse de 200 à 250 m, se subdivise en deux membres :

Le membre inférieur, épais de 120 à 170 m est essentiellement composé de faciès lagunaires, et s'agençant parfois en séquences élémentaires de types sebkha : dolomies marneuses, marnes versicolores, dolomies laminées à pseudomorphoses ou/ et à birds-eyes, dolomies bréchiques. Parfois, au sein de ces faciès s'intercalent des niveaux de calcaires des milieux médiolittoraux, à débris de lamellibranches, gastéropodes et de rares oursins.

Le membre supérieur, épais de 80 m est essentiellement formé dans les 2/3, de calcaires à oolithes et à pellets : ce sont des pelbiomicrites (packstone) à débris de lamellibranches, de gastéropodes, algues telles que *Girvanella* sp., *S. dubari* (peu fréquente) et foraminifères dont *Pseudocyclammina* cf. *liasica*, *Sarfatiella dubari*, *Sarfatiella* sp., *Mesoendothyra* gr. *croatica*, , *Lenticulina* sp., *Ammobaculites* sp. et de coprolithes de Crustacés (*Favreina* sp. 1, *Favreina* sp. 2). Le sommet de cette formation, le tiers restant, est principalement formé de dolomies évaporitiques, de cargneules et de marnes détritiques.

#### f-Coupe de Tamarout (fig. 3, coupe n°4)

Cette coupe se situe dans la localité de Tamarout, au cœur de l'anticlinal d'Imouzzar, dans sa partie SSE où sont bâtis les villages de Tamarout et de Tidili (x=109 et y=416,10, carte topographique d'Imouzzar des Ida Ou Tanane au 1/50. 000). Nous rappellerons que cette localité est celle qui a été choisie comme localité-type par Adams *et al.*, 1980 pour définir la formation Tamarout. Dans la réalité, à Tamarout, les limites sédimentaires, ainsi que la composition paléontologique sont beaucoup moins meilleures que celles présentes dans d'autres affleurements.

Il s'agit d'une unité sédimentaire de 100 m maximums, représentée par une alternance de calcaires dolomitiques, dolomies évaporitiques en plaquettes, cargneules et marnes détritiques jaunes. Vers le sommet quelques niveaux d'argiles silteuses rouges alternent avec les dolomies. Les faciès les plus marins correspondent soit : 1) à des calcaires à cailloux noirs et à débris d'ostracodes, de lamellibranches, d'algues (*Girvanella* sp.) ; 2) à des calcaires à oolithes intertidaux et à pellet. A l'ouest de la localité-type, dans la localité de Tidili (Anticlinal d'Imouzzar), des structures stromatolithiques typiques affleurent en alternance avec des calcaires dolomitiques, des argiles rouges et de lits de gypse.

### g-Coupe de Tazentoute (fig. 3, coupe n°6, et fig. 12)

Il s'agit d'une coupe réalisée au NNE de Tazentoute; la base de la série jurassique témoigne ici d'une grande variété dans les épaisseurs.

Sur les dolérites triasico-héttangien, se dépose une série détritico-rouge d'épaisseur très variable qui d'après son faciès s'intègre dans la formation Amsittène. Cette série dont l'épaisseur est relativement plus réduite par comparaison avec l'autre coupe présentée lors de la description de la formation Amsittène, se montre essentiellement formée par des argiles à rares intercalations de bancs gréseux à grains fins. La série ici visible sur une trentaine de mètres, suggère des variations rapides d'épaisseur, ce dernier passe de 10 à 15 m.

En ce qui concerne, la série de la formation Id Ou Moulid qui succède à la formation sous-jacente : Fm. Amsittène, les premières observations de la série permettent de mettre en évidence des variations des épaisseurs et des phénomènes de "discordances progressives". Grosso-modo, la formation Id Ou Moulid peut être divisée à un membre inférieur chargé de terrigènes avec quelques niveaux dolomitiques, un membre médian où alternent des carbonates et des dolomies évaporitiques et un membre supérieur de dominance marno-dolomitique.

\*Le membre inférieur visible sur 10 à 15 m, choisi après l'apparition du premier niveau dolomitique. Dans la réalité, la limite lithologique entre les formations Amsittène et Id Ou Moulid n'est pas nette, elle est progressive. Ce membre est essentiellement formé d'argiles rouges et de marnes versicolores dans lesquelles s'intercalent de minces niveaux de dolomies évaporitiques dont certains sont à mud-craks. Vers le sommet, des dolomies laminées ou à fantômes d'oolithes ont été observées sur une puissance réduite de 1 à 2 m et s'agençant en séquences élémentaires de type sebkha.

\*Le membre médian, d'épaisseur 25 à 30 m, se caractérise par la dominance des bancs calcaires et de dolomies d'aspect dur qui toutefois sont intercalés par des niveaux plus tendres où dominent des niveaux marneux ou évaporitiques des milieux lagunaires. Les observations ponctuelles montrent que la base de ce membre semble varier d'épaisseur et se biseaute latéralement. Dans le premier tiers du membre, un niveau bréchique, d'épaisseur variable (0,20 à 3 m), affleure et suggère une activité tectonique et/ ou la présence de phénomènes de bréchification-dissolution ?? Il s'agit d'une brèche à éléments très variés dont, des laminites algaires, des dolomies marneuses et des dolomies à oolithes, cimentés par un liant dolomitique. Les études en lames minces de certains de ces fragments témoignent de l'absence ou de la grande rareté des phénomènes diagénétiques des milieux lagunaires : pseudomorphose de gypse, nodules de gypse. Ce niveau bréchique, bien repérable en affleurement est encadré par des niveaux intacts. Parmi les faciès identifiés dans le membre médian, se rencontre, soit : 1) calcaires à oolithes intertidaux (packstone à grainstone) ; 2) laminites algaires planes ou stromatolithes ; 3) calcaires à pellets (pelbiomicrite à pelbiomicrosparites à dasycladales et lamellibranches) ; 4) dolomie marneuse (dolomicrite ou dolomicrosparite silteuse ou à pseudomorphose de gypse) ; 5) dolomies en plaquettes ; 6) marnes gypsifères ou argiles des sebkhas. La biophase, peu fréquente et faiblement diversifiée, se compose de débris de gastéropodes, de lamellibranches, de rares oursins, et de microfossiles. Ces derniers qui sont surtout identifiés vers le sommet du membre comprennent les taxons suivants : *Sarfatiella dubari*, *Sarfatiella* sp., d'abondants coprolithes de Crustacés (*Favreina* sp.) et probablement des fantômes de *Pseudocyclamina* sp.

\*Le membre supérieur dont l'épaisseur est difficilement estimable à cause de la nature tendre de ces sédiments, des éboulis et des lacunes d'observations (environ 20 à 30 m), correspond essentiellement à une succession où dominent des marnes évaporitiques, des dolomies marneuses évaporitiques, des cargneules, des dolomies en plaquettes, des dolomies bréchiques et très occasionnellement quelques très rares niveaux de calcaires dolomitiques.





### 3-4-Biostratigraphie

En général, à l'échelle du bassin atlantique marocain, les recherches biostratigraphiques dans la série de la formation Id ou Moulid se montrent difficiles, sinon impossible. Les sédiments dominants sont généralement de faciès des milieux proximaux (de dominance marno-dolomitique) où les phénomènes diagénétiques accentuent la dissolution et l'épigénisation des organismes. Cependant, les intercalations occasionnelles de niveaux calcaires qui interrompent la sédimentation évaporitique au sein de la formation, et qui sont la conséquence des incursions marines plus franches et répétées, ont favorisé l'apparition d'une association paléontologique variée qui sera utilisée pour le calage stratigraphique de la série.

#### a-Bassin d'Essaouira

Dans la coupe-type, les études micropaléontologiques détaillées depuis la base au sommet de la série, se sont soldées par l'identification et la mise en évidence de successions d'assemblages à base de foraminifères et d'algues calcaires (voir détail, volet biozotation).

\*La base de la série, membre 1, a livré une association de foraminifères et d'algues : biozone à *Pseudocyclamina liasica*. Selon les interprétations chronostratigraphiques et les discussions que nous avons détaillées dans le présent travail, cette biozone est reportée à l'intervalle Toarcien supérieur-Aalénien basal. Dans le bassin d'Agadir des récoltes de brachiopodes réalisés par Ambroggi (1963) puis ensuite par Adams *et al.*, 1980 permettent d'identifier des taxons d'âge Toarcien ou Toarcien -Aalénien basal. En conclusion, la base de la formation ou le membre-1 de la coupe-type est attribué à l'intervalle Toarcien supérieur-Aalénien basal.

\*La partie médiane de la formation dans le bassin d'Essaouira est attribuée stratigraphiquement à l'intervalle Aalénien p.p.-Bajocien moyen, par encadrement avec les niveaux adjacents ou par une association à faible valeur stratigraphique (zone d'intervalle) : Biozone à *Sarfatiella dubari* et *Mesoendothyra croatica*.

\*Dans la partie supérieure de la formation, l'association organique à base de foraminifères et d'algues permet de définir la biozone à *P. arabica*. Celle ci est reportée, dans le présent travail, à l'intervalle Bajocien supérieur- Bathonien moyen.

Ces coupures biostratigraphiques se retrouvent en dehors de la coupe-type, et sont reconnaissables dans les coupes d'Id Bou Addi, et Aït As Slib, voire plus vers le nord, dans les affleurements jurassiques de l'anticlinal Hadid-Kourati, lors de nos observations ponctuelles réalisées pendant plusieurs missions de reconnaissance et de contrôle.

#### b-Bassin d'Agadir

Dans cette région, la base de la série de dominance marno-dolomitique n'a pas permis d'identifier des indicateurs stratigraphiques caractéristiques. En revanche, dans la partie terminale de la formation, les nombreuses intercalations marines ont permis l'installation de foraminifères, d'algues et de brachiopodes. Les interprétations chronostratigraphiques donnent des âges Toarcien supérieur-Aalénien basal et montrent que cette formation est diachrone à l'échelle du bassin atlantique marocain et ne dépasse pas ici l'Aalénien basal.

### **3-5-Synthèse lithostratigraphique de la formation Id Ou Moulid**

La formation Id Ou Moulid est définie pour la première fois dans le bassin d'Essaouira (Bouaouda, 1987) pour désigner une unité lithostratigraphique hétérogène ou dominant des faciès dolomitiques et évaporitiques. Il s'agit d'une unité sédimentaire facilement reconnaissable sur le terrain par sa couleur et ses différentes sous unités lithologiques. Dans sa localité-type, elle se distingue tout d'abord de la série sous-jacente (nommée Fm. Amsittène) par la disparition des faciès détritiques et par le retour de l'installation des faciès carbonatés et évaporitiques d'origine marine puis ensuite par le caractère typiquement marin et fossilifère que présente la formation sus-jacente nommée Ouanamane.

La lithologie est diversifiée et se caractérise par la dominance de dolomies évaporitiques, dolomies secondaires, laminites ou stromatolithes, calcaires bioturbés, marnes et évaporites. Des structures sédimentaires et diagénétiques des milieux littoraux et évaporitiques sont souvent associées à ces différents types de faciès. Des intercalations de sédiments des milieux marins plus francs sont fréquemment observés au sein de cette épaisse série sédimentaire. Ces différents types de faciès, s'organisent en séquences élémentaires de type "sebkha", de type margino-littoral, interrompues occasionnellement par des séquences de type lagon. L'importance des termes ou de types de séquences varie considérablement selon le secteur géographique et le niveau stratigraphique.

La puissance de la série est variable, elle peut dépasser les 350 m dans les parties subsidentes du bassin pour se réduire seulement à moins de 10 m vers les bordures du bassin, voire disparaître totalement dans les extrémités les plus proximales du bassin atlantique marocain.

La formation sédimentaire présente une grande extension géographique à l'échelle du bassin, elle est identifiée aussi bien à Essaouira, Agadir et aussi dans les bordures du bassin dans les terminaisons nord-est du bassin : Imi'N-Tanout, Jbilet occidental., où les sédiments de cette formation viennent recouvrir en discordance progressive les sédiments du socle hercynien ou triasique.

Les caractéristiques lithologiques et biologiques suggèrent le dépôt dans une vaste rampe carbonatée peu profonde soumise à un climat chaud. Les environnements sont plus distaux dans les parties ouest du bassin et plus proximaux dans les parties est du bassin. La polarité sédimentaire enregistrée pour le dépôt de la formation précédente est respectée pour cette formation. La distribution des environnements reconstitués pour tout le domaine étudié ne laisse reconnaître aucune transition brutale dans les milieux de dépôt depuis les parties ouest jusqu'aux parties est du bassin. Cela, confirme bien la morphologie d'une rampe carbonatée. Cependant, des épaisissements brutaux ont été observés à l'échelle du bassin, et suggèrent en effet le rôle d'une tectonique syn-sédimentaire.

Les découpages biostratigraphiques de la formation dans la coupe-type, sont précisées par l'identification des marqueurs stratigraphiques : brachiopodes, foraminifères et algues vertes. Cependant, vu l'absence de ces marqueurs biostratigraphiques dans certaines coupes et de la monotonie de faciès et de l'absence des niveaux lithologiques marqueurs, les interprétations chronostratigraphiques des différents termes lithologiques de la formation s'avèrent difficiles et les corrélations stratigraphiques à l'échelle du bassin ne sont pas aisées. L'âge de la formation est variable : dans le bassin d'Essaouira, il s'étend du Toarcien supérieur au Bathonien moyen, tandis que dans le bassin d'Agadir, la limite supérieure ne semble pas dépasser l'Aalénien basal.

### **4-Formation Ameskhroud**

#### **Formation Ameskhroud (Duffaud *et al.*, 1966)**

**Origine du nom** : Ameskhroud est un village situé dans le "bassin" d'Agadir. Il se trouve à environ une 50 aines de kilomètres au NNE de la ville d'Agadir, près de la route nationale n° 10 qui mène de la ville d'Agadir vers Marrakech.

**Localité type** : non définie par les créateurs de la formation. Nous proposons la localité Ait Chehid, située à environ 8 km de village d'Imouzzer des Id Ou Tanane, faisant partie de l'anticlinal d'Anklout (Bassin d'Agadir).

**Coupe type** : la coupe d'Ait Chehid a été faite entre Timoulay et le col de Tizi-N'Tinketti, aux coordonnées Lambert x1=104,1- x2=105,1 et

y1=410,3 - y2=411,7 (carte topographique de Tarhazout au 1/50.000).

**Epaisseur** : elle varie de 0 à 350 m

Bassin d'Essaouira : la formation est absente, Imi'N-Tanout : 5 à 40 m, Anticlinal d'Imouzzar: 50 à 300 m.

**Faciès dominant** : essentiellement de nature pélitique à fréquentes intercalations de sédiments plus grossiers, surtout dominants à la base : conglomérats, grès rouges à stratification entrecroisée, oblique et parallèle. Vers le sommet de la formation, les rares intercalations carbonatées se manifestent surtout dans les parties occidentales du bassin.

**Paléomilieu** : Fluviale avec influence marine vers le sommet (levée naturelle et plaine d'inondation notamment).

**Limites** : Dans la coupe type, la limite inférieure correspond à la disparition des calcaires dolomitiques ou des marnes détritiques à évaporitiques, caractérisant la formation sous-jacente (formation Id Ou Moulid). La limite supérieure est représentée par l'apparition des premiers bancs de calcaires dolomitiques caractérisant la base de la formation sus-jacente nommée formation Ouanamane ou Fm. Oumssissène (nouvelle formation). En dehors de la localité-type, les limites sont variables.

**Subdivisions** : L'enchaînement verticale de faciès est peu caractéristique, la série peut être subdivisée en deux ensembles.

- 1er ensemble basal : caractérisé surtout par une alternance des grès, conglomérats et silts rouges avec dominance de ces dernières, se présentant généralement sous des mauvaises conditions d'affleurements.

- 2ème ensemble sommital : correspond à une alternance de faciès détritiques fluviaux entrecoupés par des intercalations marines

(dolomies gréseuses, calcaires dolomitiques, calcaires à sections de Rhynchonelles recristallisées, coprolithes etc.). Par comparaison avec le premier ensemble, ce deuxième, affleure beaucoup mieux.

**Paléontologie** : Présence de sections de Rhynchonelles (Brachiopodes) recristallisées indéterminables, associés à de rares sections de microfossiles (*Sarfatiella dubari*, *Girvanella* sp...).

**Age** : Aalénien / Bajocien à Bathonien moyen p.p. (sans argument paléontologique décisif).

**Variation latérale** : Des variations dans les épaisseurs ainsi que dans les évolutions des environnements s'observent depuis les parties occidentales du bassin vers les bordures proximales.

**Répartition spatiale** : Absence du faciès équivalent dans le bassin d'Essaouira et ses bordures ? (affleurement absent). Dans le bassin d'Agadir, les séries de la formation témoignent d'une grande extension géographique. Vers les bordures occidentales des Jbilet occidentaux (Mouissat), des sédiments détritiques forment la base de la couverture mésozoïque.

**Discussion** : la localité type est non définie par les créateurs de la formation. Les missions du terrain et les coupes effectuées en plusieurs endroits, montrent le large affleurement de la série détritique rouge dans les localités d'Ameskroud, cependant les successions sédimentaires de la série ne sont pas typiques. C'est pour les raisons citées ci-dessus que nous nous permettons dans le présent travail de proposer la coupe-type de cette formation, dans les localités d'Anklout. Les conditions d'affleurements, et d'enchaînement de faciès permettent aisément son identification au sein du remplissage sédimentaire d'âge jurassique.

#### **4-1-Introduction**

La formation Ameskroud fût définie dans la localité type qui se trouve dans le bassin d'Agadir. Le nom d'Ameskroud provient d'un village qui se situe à environ une 50aines de kilomètres de la ville d'Agadir, en allant vers Marrakech. Cette unité lithologique, nommée initialement : "Grès rouges d'Ameskroud" par ces fondateurs (Duffaud *et al.*, 1966), a été créée pour désigner un ensemble détritique de dominance conglomératique, gréseux et pélitique. Cette nomination fut ensuite respectée et re-utilisée dans les récents travaux (Adams *et al.*, 1980, Bouaouda, 1987, 1993, 2002, Medina,

1989) et figurent actuellement sur les cartes géologiques au 1/100.000 de la région : carte de Tamanar, carte de Khémis Meskala, carte d'Imi'N-Tanout, et carte de Tarhazout.

Lithologiquement, cette formation présente beaucoup de similitude avec la formation Amsittène, et elle ne lui diffère que par la finesse des grains et par ces limites lithologiques et stratigraphiques, surtout bien reconnues dans les parties subsidentes du bassin d'Agadir : anticlinal d'Anklout et anticlinal d'Imouzzer.

La limite lithologique inférieure est variable, ainsi suivant les localités, elle correspond soit : 1) dans les parties occidentales du bassin, à une surface de discontinuité à hard-ground ou, à une variation brutale dans la composition lithologique, se matérialisant dans la colonne lithologique par la disparition des faciès carbonatés-évaporitiques de la formation Id Ou Moulid et à l'apparition des sédiments détritiques de la formation Ameskhroud; 2) dans les parties sud-ouest d'Imi'N-Tanout, la base de la formation Ameskhroud, repose soit sur les faciès carbonatés-évaporitiques de la formation sous-jacente ou repose directement sur les argiles rouges triasico-héttangien du Groupe Argana ou recouvre directement et en discordance le socle paléozoïque plissé (Tabl. 4).

La limite supérieure est quant à elle, se montre lithologiquement constante et correspond à la disparition des faciès terrigènes et à l'apparition des faciès carbonatés.

A l'échelle du bassin d'Agadir, les études, les visites ainsi que les nombreuses observations ponctuelles réalisées à l'échelle du bassin, nous en permis (en 1987, et dans le présent travail) de choisir la coupe d'Ait Chehrid comme coupe-type pour décrire cette formation. Dans cette localité, cette unité lithostratigraphique est bien développée et affleure tout au bord de la route qui mène d'Agadir à Imouzzer, entre Timoulay et le col de Tizi N'Tiketti (carte topographique de Tarhazout au 1/50.000,  $x_1=104,1$  -  $x_2=105,1$  et  $y_1=410,3$  -  $y_2=411,7$ ).

#### **4-2-Description de la coupe-type**

(fig. 3, coupe n° 3, et fig. 13):

Il s'agit d'une unité sédimentaire à base de sédiments terrigènes, épaisse de 200 à 250 m, et comprenant deux termes lithologiques, d'aspect différent en affleurement : 1) le membre inférieur presque totalement terrigène et de couleur rouge; 2) le membre supérieur à dominance argileuse, et admettant des alternances carbonatées, surtout dans sa partie médiane.

\*Membre-1, dans cette localité, la base du membre présente plusieurs lacunes d'observations et des études sédimentologiques détaillées s'avèrent difficiles. Ainsi, sur une épaisseur d'environ 150 à 180 m, la série correspond à une succession de conglomérats (signalé par Ambroggi, 1963), de grès, et d'argiles ou de pélites rouges. Les conglomérats dont certains sont à base ravinante, sont à éléments paléozoïques, tandis que les grès, à granulométrie variable, sont le plus souvent en bancs minces de 0,20 à 0,40 m, dépassant très rarement le 1 mètre de puissance. Parmi les figures sédimentaires observées, surtout identifiés dans les niveaux gréseux, se rencontrent des structures entrecroisées, des stratifications parallèles, obliques et des ripple-marks. Le liant de nature dolosparitique cimente des éléments figurés de nature et de taille variable dont des microdébris de quartz, des éléments hercyniens, de la glauconie et des oxydes de Fer, d'où la couleur violacée des grès.

Le sommet de ce membre affleure beaucoup mieux (20 à 30 m) et correspond essentiellement à un ensemble pélitique dans lequel s'intercale des bancs gréseux dont les grains sont de petite à moyenne de taille.

\*Membre -2, série de 80 à 90 m, caractérisée à l'affleurement par une alternance de carbonates et de terrigènes. Depuis la base jusqu'au sommet se différencient deux ensembles lithologiques :

α Ensemble-1. Epais de 45 à 50 m, il correspond à une alternance de faciès carbonatés et de faciès détritiques. La base débute par le dépôt d'environ 2 à 3 m de calcaires oolithiques, de stromatolithes, puis de dolomies marneuses. Le milieu et une partie du sommet de cet ensemble, sont essentiellement détritiques : grès, silts rouges etc., et sont à rares intercalations carbonatés dont des dolomies

marneuses. Les grès dont la puissance est variable, de l'ordre de 0,20 à 2 m, sont généralement à grains fins et à stratifications parallèles, tandis que les niveaux argileux ou pélitiques se montrent dominants et leur puissance peut dépasser les 3 m, admettant parfois quelques rares et minces niveaux jaunâtres à verdâtres probablement d'origine lagunaire

Le microfaciès des premiers niveaux calcaires de cet ensemble est variable et correspond soit : 1) à une dolomicrosparite gréseuse à rares débris de macrofossiles ; 2) à une oomicrite dolomitisée ou, à une packstone à oolithes proximaux et à bioclastes telles que des gastéropodes, des lamellibranches, de rares débris d'oursins, d'abondants coprolithes, de débris d'algues et probablement des sections de pseudocyclammes "forme intermédiaire entre les espèces *Pseudocyclamina liasica* et *Pseudocyclamina maynci* ; 3) à une oobiosparite grainstone à packstone à rares fragments de lamellibranches et de gastéropodes ; 4) dolomicrite silteuse. La nature des microfaciès inventoriés ainsi que leur enchaînement, suggèrent des environnements marins de l'étage médiolittoral à supralittoral.

Le sommet du premier ensemble est essentiellement carbonaté : calcaires oolithiques, stromatolithes, et dolomies marneuses. Les études en lames minces révèlent des microfaciès variés : 1) oodolomicrite packstone à fragments de bioclastes cristallisés ; 2) oomicrites gréseuses à fréquentes laminations ; 3) micrites à passées pélitiques ou à laminations algaires ondulées ; 4) biomicrite wackestone à pseudomorphose de gypse et à fréquents débris de bioclastes dont des oursins, des lamellibranches et probablement de rares sections de brachiopodes cristallisées (Rhynchonelles). La microfaune est pauvre et se limite surtout à des fantômes de foraminifères à tests agglutinés : Hauraniidés (*Amijiella* sp., et *Limognella* sp.) et des Pseudocyclammes qui se rapprochent de l'espèce *Pseudocyclamina maynci*.

Ensemble -2. Epais de 30 à 35 m, il correspond à une succession de séquences argilo-gréseuses, admettant dans sa partie médiane des niveaux microconglomératiques d'aspect lenticulaire et à granoclassement négatif. En général, dans cet ensemble, les niveaux argileux dominent et alternent avec des bancs gréseux dont la taille semble augmenter sensiblement surtout vers le sommet.

### **4-3-Variations latérales**

De nombreuses coupes détaillées et de reconnaissances à l'échelle du bassin atlantique marocain depuis Agadir jusqu'au Safi nous ont permis de déduire les variations latérales des épaisseurs et des paléoenvironnements et de suivre leur évolution horizontale et verticale. Cela nous a permis de mettre en évidence les remarques que nous signalons ci-dessous :

1-La première remarque, c'est que la formation Ameskhroud est totalement absente dans le Jurassique du bassin d'Essaouira, dans les anticlinaux du Jbel Amsittène, Ali Kourati et Hadid, elle demeure seulement présente dans les extrémités du bassin du Safi : Mouissat où la série est fortement réduite en épaisseur (voir coupe de Tlet Irhoud).

2- La deuxième remarque, c'est que la formation Ameskhroud et contrairement à ce qui était signalé antérieurement (Adams *et al.*, 1980), présente des variations dans ces épaisseurs.

3- La troisième remarque, c'est que, à l'échelle du "bassin" d'Agadir (Anklout, Imouzzer, Sud-ouest d'Imi'N-Tanout), les intercalations marines sont générales et se localisent vers le sommet de la formation.

4- La quatrième remarque, c'est que les enchaînements et l'évolution des environnements sont presque identiques à l'échelle du "bassin" d'Agadir.

5- La cinquième remarque c'est que l'augmentation de l'énergie ou des influences terrigènes dans la partie terminale de la formation est mieux matérialisée dans les parties subsidentes du bassin d'Agadir que dans les parties est (proximales) ou vers les bordures du bassin.



6- La sixième remarque c'est que, par différence à la formation Amsittène, la formation Ameskhroud semble être formée par des grains de taille plus fine, et mieux arrondie, excepté le sommet où on assiste à une augmentation de l'activité fluviale. Cela évoque que le matériel érodé provient de la même source d'origine. Il apparaît que cette formation est formée par un matériel de provenance du massif du Tichka et déposé par des cours d'eau. Il est probable qu'une partie du matériel est transporté par le vent.

7-La septième remarque, c'est que la distribution des environnements à l'échelle du bassin d'Agadir laisse reconnaître que le matériel emprunté provient de l'est du bassin, comme en témoignent la granulométrie et les environnements sédimentaires.

Parmi les principales localités étudiées, on décrit ci-dessous :

#### a-Coupe de l'oued Tidili

La coupe se situe sur le flanc sud-ouest de l'anticlinal d'Imouzzer, à côté du village de Tidili dont la majorité des maisons sont bâties sur les grès et les argiles de la formation Ameskhroud. La coupe a été levée du ESE vers WNW, aux points de coordonnées du Lambert  $x=107,60$  et  $y=416,40$ , figurés sur la carte topographique d'Imouzzer des Ida Ou Tanane au 1/50.000 (fig. 3, coupe n° 4)

Sur une surface ferrugineuse qui couronne le top de la formation sous-jacente nommée Id Ou Moulid, se dépose une succession de sédiments terrigènes de 200 à 250 m de puissance, formée de grès rouges et de pélites. Le sommet renferme des alternances marines, représentées par des cargneules, des dolomies jaunes et quelques bancs de calcaires dolomitiques. Ces derniers correspondent à une biomicrite à oolithes, à gravelles, galets mous et à nodules de gypse. La biophase comprend des débris de lamellibranches, de gastéropodes, d'échinodermes et des algues calcaires dont *Girvanella* sp. et *Sarfatiella dubari*, et des fantômes de lituolidés. La partie sommitale de la formation se caractérise par le retour de l'installation des faciès terrigènes des milieux fluviaux ou fluvio-déltaiques.

#### b-Coupe de Tamarout

La coupe étudiée se situe dans la localité de Tamarout, dans la profonde vallée qui se situe en bas de la commune d'Imouzzer. La coupe a été relevée sur le flanc SE de l'anticlinal d'Imouzzer aux points de coordonnées  $x= 109,2$  et  $y= 416$ , précisées sur la carte topographique au 1/50.000 d'Imouzzer des Ida Ou Tanane.

La formation Ameskhroud d'environ 200 m de puissance est subdivisée en deux membres : 1) le membre inférieur, de puissance 130 à 150 m, correspond à une succession des grès et de pélites rouges, il affleure mal à cause de sa nature tendre ; 2) le membre supérieur, de puissance 70 m, affleure beaucoup mieux. Il débute par le dépôt de faciès marins (calcaires à fragments de fossiles cristallisés, dolomies et dolomies gréseuses) et se termine par l'installation de faciès terrigènes dont des grès à stratifications obliques, entrecroisées et à grain sensiblement plus grossiers que ceux de la base de la formation.

#### c-Coupe de l'oued Tizgui

Les conditions d'affleurements ne permettent pas de suivre en détail les enchaînements de faciès. La formation comprend des niveaux conglomératiques, des grès à stratifications parallèles, obliques ou entrecroisées, et des pélites rouges. Certains bancs gréseux, montrent la présence d'activité biologique dont des terriers. Les intercalations carbonatées ont été identifiées dans le dernier tiers de la formation. En ce qui concerne la limite supérieure de la formation, et Contrairement à ce que nous avons signalé

antérieurement (Bouaouda, 1987, p. 107), la limite lithologique avec la formation sus-jacente est floue, elle est prise ici à la disparition des derniers niveaux gréseux et non pas à la disparition des derniers niveaux pélitiques rouges. De ce fait, l'ensemble dolomitique et silteux (15 à 20 m) qui s'intercale entre les derniers niveaux gréseux de la formation Ameskhroud et les premiers niveaux carbonatés franchement marins de la formation "Ouanamane"?, ne correspond pas à la partie sommitale de la formation Ameskhroud. Cet ensemble fait plutôt partie de la formation sus-jacente nommée Ouanamane que partie de la formation détritique, et il correspond au membre de transition : membre inférieur de la formation Ouanamane ou forme une autre formation indépendante (Cf. *infra*.)

#### d-Localité Tizgui N'Chorfa

Cette coupe se situe à l'Est du village d'Imouzer (fig. 3, coupe n° 6), à environ 17 à 18 km de la coupe-type d'Aït Chehrîd que nous avons choisie dans le présent travail (et d'environ 13 km à l'est du village d'Imouzer des Ida Ou Tanane). Elle correspond aux points de coordonnées  $x_1=121,1$  -  $x_2=121,5$  et  $y_1=414,7$  -  $y_2=415,1$  et précisés sur la carte topographique d'Imouzer des Ida Ou Tanane au 1/50.000). Dans cette localité, les conditions d'affleurement de la base de la série ne permettent pas de mener à bien des études géologiques, toutefois, le sommet affleure beaucoup mieux, et se manifeste en affleurement sous deux ensembles que nous décrivons ci-dessous :

\*Le premier ensemble. Epais de 30 à 40 m, il correspond à une dominance de niveaux pélitiques à rares intercalations de bancs gréseux de couleurs rouges (séquences argilo-pélitiques). L'épaisseur des grès est variable, elle est de l'ordre de 0,20 à 1,50 m et la taille des grains est généralement fine.

\*Le deuxième ensemble. Epais de 15 à 20 m, il est essentiellement gréseux et conglomératiques ou presque totalement conglomératiques à la base et puis il devient à dominance pélitique et gréseux vers son sommet. Depuis la base jusqu'au sommet se succèdent les termes suivants :

-3 à 4 m de conglomérats et microconglomérats, à éléments de socle, de dolérites et de galets de taille variable, présentant des structures sédimentaires dont des stratifications entrecroisées, parallèles, et à granoclassement positif, typique des milieux fluviaux.

-2 à 3 m d'un niveau tendre, formé de pélites ou d'argiles silteuses rouges, probablement à traces de racines.

-1 m de grès rouges à fréquentes traces d'ichnofossiles.

-2 m de sédiments détritiques, débutant par des microconglomérats à stratifications entrecroisées et se terminant par des grès à stratification parallèle et à grain de taille moyenne.

-2 m de pélites rouges, à traces de racines

-3 à 4 m d'alternance de niveaux gréseux et argileux rouges. Les grés en bancs minces (0,10 à 0,30 m) sont à grain fin.

La limite supérieure de la formation est marquée par des éboulis et correspond en affleurement à un creux de 5 m, probablement qu'il s'agit d'un niveau silteux rouge.

Aux alentours de cette localité, près du village de Tazenthoute, la formation Ameskhroud correspond selon Ambroggi (1963) à une série détritique de 300 m d'alternance de conglomérats, de grès grossiers à fins et des argiles silteuses, ces dernières dominent vers le sommet.

#### **4-4-Attribution stratigraphique**

Cette formation de dominance détritique n'a pas fourni d'indicateurs stratigraphiques permettant son calage précis. La datation de la série se base surtout sur les données des séries encadrantes (voir détail, volet biostratigraphie) et sur la comparaison d'association de microfossiles que livrent le sommet de la formation avec d'autres associations précisées stratigraphiquement.



\*La base de la série surmonte une série carbonatée-évaporitique, dont l'association des brachiopodes et des microfossiles est rapportée à l'intervalle Toarcien supérieur-Aalénien basal

\*Le sommet de la formation est surmonté par une formation carbonatée (base Formation Ouanamane) dont l'association des microfossiles et des brachiopodes permettent de définir la biozone à *Andersenolina palastiniensis*, cette dernière est d'âge Bathonien supérieur.

La partie supérieure de la formation d'Ameskhroud admet un niveau carbonaté. Ce dernier, renferme des taxons: *Amijiella* sp. *Limognella* sp., et *Pseudocyclammia* cf. *maynci*. Bien qu'ils ne sont pas caractéristiques, ces taxons font partie de la biozone à *Pfenderella arabica* définie dans le bassin d'Essaouira, et dont l'âge est attribué à l'intervalle Bajocien supérieur-Bathonien moyen

En conclusion, dans la coupe-type (dans les parties ouests du bassin), et en fonction des données biostratigraphiques fournies ci-dessus, la formation Ameskhroud est attribuée à l'intervalle Aalénien inférieur-Bathonien moyen. Le Bajocien supérieur ou le Bathonien inférieur semble correspondre dans le bassin d'Agadir à une intercalation marine qui caractérise la partie supérieure de la formation détritique. Cela veut dire que les intercalations ou les interventions marines commencent à se manifester à partir du Bajocien supérieur ou du Bathonien inférieur.

#### **4-5-Paléoenvironnements et évolution verticale**

Dans la localité-type, et dans les parties ouests du bassin d'Agadir, les caractères sédimentologiques témoignent de l'installation des milieux fluviatiles parcourus par de nombreux chenaux dans le membre 1 évoluant dans la partie médiane de la formation à des milieux de plaines d'inondation. Vers le sommet de la formation, l'alternance des évaporites et surtout de niveaux carbonatés des milieux intertidaux à supratidaux voire rarement infratidaux traduisent l'installation rapide (base membre 2) ou progressive des milieux marins. Le retour des influences terrigènes et l'augmentation de l'énergie dans la partie sommitale du membre-2 n'est que le résultat de l'augmentation de l'activité fluviatile en réponse à une tendance régressive qui affecte l'ensemble du bassin pendant cette période. L'évolution verticale de cette formation suggère donc une évolution à tendance à l'ouverture "transgressive", à la base avec un retour timide et bref à la régression vers la fin de dépôt.

Les caractéristiques sédimentologiques et l'évolution des faciès et des séquences, permettent de reconstituer les environnements sédimentaires et leur évolution à l'échelle verticale et horizontale.

\*\*Dans le membre-1 de la formation, la série de dominance détritique, s'est sédimentée en domaine continental et fait partie d'un réseau fluviatile qui semble prograder de l'est vers l'ouest

\*Dans la partie subsidente ou vers l'ouest du bassin d'Agadir (anticlinal d'Anklout et d'Imouzzer), la séquence fluviatile comprend les termes suivants :

+Microconglomérat et conglomérat à élément polygénique et de taille variable, parfois à granoclassement positif et des figures sédimentaires (entrecroisées ou oblique). Ils correspondent à un faciès de fond d'un chenal fluviatil.

+Grès fin ou moyen, à stratifications obliques puis à litage fin au sommet. Ils correspondent à un faciès de barre de chenal.

+Pélites et argiles rouges, correspondants à un faciès de plaine d'inondation. Les traces de racines qu'ils contiennent ces faciès témoignent de la formation de paléosols.

\*Vers la région d'Imi'N-Tanout, le membre -1, est largement dominé par des faciès conglomératiques et microconglomératiques typiques des cônes alluviaux.

Le sommet du membre-1 est dominée par un ensemble (une sédimentation) pélitique qui témoigne d'une sédimentation dans un milieu fluviatile de plaine d'inondation.

En conclusion, il semble que l'évolution verticale dans le membre-1, traduit une sédimentation dans un milieu fluviatile, avec diminution de l'énergie, comme en témoigne la dominance des sédiments fins

des plaines d'inondation vers le sommet du membre : environnement fluviatile évoluant du bas vers le haut depuis des réseaux à chenaux généralement "méandrique" jusqu'à des cours d'eaux avec plaines d'inondations.

Vers l'est du bassin d'Agadir, la prédominance des dépôts conglomératiques suggère des environnements continentaux, évoluant du bas vers le haut du membre -1 depuis des réseaux proximaux à l'extrême base : cônes alluviaux, jusqu'à des réseaux médiaux puis distaux et se termine par des cours avec plaines d'inondations; ces derniers sont beaucoup moins développés que ceux signalés dans les parties ouest du bassin atlantique marocain.

\*\*Dans le membre-2, la présence des faciès carbonatés des milieux marins lagunaires ou littoraux (médiolittoral à infralittoral), traduit une ouverture des milieux et une tendance à la transgression, événement presque général à l'échelle du bassin : en réalité dans les parties ouest du bassin, on compte environ deux incursions marines qui ne peuvent être que la conséquence de manifestations d'origine eustatique.

La formation Ameskhroud, se caractérise dans sa partie terminale par le retour de l'installation des grès, des conglomérats et des pélites des environnements fluviatiles. La taille des grains semble augmenter sensiblement vers le haut de cette série et suggère une augmentation de l'activité fluviatile. En conclusion, l'évolution verticale de la formation Ameskhroud, montre depuis la base jusqu'à son sommet une évolution à deux phases, la première est à tendance à l'ouverture, suivie par une deuxième plus courte est à tendance au comblement.

#### **4-6-Synthèse lithostratigraphique**

Dans le bassin d'Agadir se définit une formation détritique d'âge variable, nommée Fm. Ameskhroud. Depuis sa création par les géologues de la société chérifienne des Pétroles (Duffaud *et al.*, 1966), la dénomination Ameskhroud, reste inéchangeable, elle est reprise dans la totalité des travaux qui se sont succédés dans le bassin atlantique marocain et figure actuellement sur les cartes géologiques du Maroc au 1/100.000. On désigne ainsi, sous le nom de Fm. Ameskhroud, une unité lithologique de puissance variable de l'ordre de 350 m à 20-10 m où dominent des faciès terrigènes dont des grès, conglomérats, des argiles ou des pélites souvent rouges. Dans les parties distales et médianes du bassin, ces dépôts détritiques des milieux fluviaux sont intercalés vers le sommet de la formation par des sédiments carbonatés et évaporitiques des milieux marins proximaux.

La formation Ameskhroud bien repérable sur le terrain par la nature lithologique détritique de ses sédiments et par sa couleur rouge. Elle présente des limites lithologiques variables en fonction de la situation géographique à l'échelle du bassin. Dans les parties occidentales du bassin d'Agadir, la formation contraste avec les formations adjacentes : Fm. Id Ou Moulid et Ouanamane; la première de nature carbonatée-évaporitique, généralement de couleur blanche-jaune, tandis que la deuxième, en plus de son aspect fossilifère, se caractérise par ces calcaires et marnes des milieux marins francs. Vers les bordures proximales du bassin, les limites inférieures et supérieures de la formation changent. Le substratum sur lequel repose la formation Ameskhroud est variable, il peut être soit 1) jurassique et correspond au sommet de la formation Id Ou Moulid; 2) triasique (argiles rouges d'Argana, du Duffaud *et al.*, 1966), ou 3) paléozoïque (schistes ordovicien ou cambrien). Le top de la formation, généralement constant, correspond à l'apparition des premiers sédiments calcareo-dolomitiques de la formation Oumssissène (nouvelle formation).

La formation bien qu'elle soit définie dans le "bassin" d'Agadir, elle semble présenter une grande extension géographique où elle est identifiée dans les bordures du bassin atlantique marocain depuis les extrémités ouest d'Imi'N-Tanout jusqu'aux bordures nord-orientales du bassin, dans les affleurements jurassiques des Mouissat. Dans les parties occidentales du bassin d'Agadir, la formation

recouvre en concordance les sédiments carbonatés et évaporitiques de la formation Id Ou Moulid tandis que vers les bordures, elle vient soit en concordance sur les sédiments jurassique ou en contact direct et en discordance avec les sédiments triasiques ou le socle paléozoïque

Cette formation qui fait défaut dans le bassin d'Essaouira s'est déposé généralement (excepté le sommet de la formation) dans des environnements continentaux.

L'évolution verticale de la formation est variable suivant la position géographique dans le bassin :

1-Dans les parties distales et médianes du bassin, au sein de la série sédimentaire de la formation, se distinguent deux phases dans son évolution : 1) la première est à tendance transgressive, avec ouverture des milieux et diminution de l'activité fluviale, couronnée vers son sommet par une invasion marine (normalement deux), qui est responsable de l'envolement du bassin, permettant à deux reprises l'intercalation des faciès marins au sein de cette formation à dominance détritique; 2) la seconde, à tendance régressive, se matérialisant par le retour de l'activité fluviale, avec des apports silicoclastiques considérables qui transitent de l'est vers les parties ouest du bassin. Cette tendance régressive dont les témoins ne sont enregistrés que par des surfaces de discontinuités dans les bordures du bassin, ne peuvent être que le résultat d'une baisse eustatique pendant cette période, probablement d'âge Bathonien moyen ou Bathonien inférieur.

2-Dans les bordures du bassin (exemple, dans les extrémités occidentales d'Imi'N-Tanout), la formation Ameskhroud, montre une tendance à l'ouverture : les terrigènes grossiers et les environnements les plus proximaux s'installent à la base, évoluant ensuite vers des environnements fluviaux plus distaux des plaines d'inondation. Cette tendance à l'ouverture se concrétise ultérieurement par les dépôt des faciès marins littoraux de la formation sus-jacente nommée Oumssissène (Nouvelle formation). Cette tendance traduit d'une façon générale, une dégradation et un recul progressif des reliefs (un aplanissement des reliefs).

Latéralement, d'après les évolutions générales des environnements, cette unité présente à l'échelle du bassin une polarité géographique des dépôts et des milieux de dépôts. Les faciès et les milieux les plus proximaux se situent vers l'est et le nord-est du bassin, et les faciès les plus distaux et les plus ouverts se localisent vers les parties ouest et sud-ouest du bassin. Ainsi, il semble que sans tenir compte de l'évolution chronostratigraphique de la formation, la formation Ameskhroud présente la même polarité sédimentaire que la formation sous-jacente nommée Id Ou Moulid.

Le calage stratigraphique de la formation ne s'est basé que sur les données biostratigraphiques des formations adjacentes. Il s'agit d'une formation diachrone dont l'âge est compris entre l'Aalénien basal et le Bathonien moyen.

#### **4-7-Evolution chronostratigraphique de la formation et réflexions biostratigraphiques.**

Dans l'ouest du bassin d'Agadir, la formation Ameskhroud est datée par encadrement : Aalénien inférieur p.p.-Bathonien moyen. A l'échelle du bassin, le substratum sur lequel repose la formation est d'âge variable : paléozoïque, triasique ou jurassique. La datation de la base de la série n'est pas argumentée paléontologiquement, car nul part à l'échelle du bassin d'Agadir, le faciès détritique ne passe latéralement à un faciès marin fossilifère. Les niveaux marins jurassiques les plus récents que surmontent cette série sont d'âge aalénien basal. La datation de la base peut être reportée à un âge **post-aalénien basal**, tout en supposant qu'il n'y a pas de lacune de sédimentation entre les deux faciès. La datation de la partie supérieure, en fonction d'argument biostratigraphique, montre que le sommet de la formation est diachrone. L'âge de la limite supérieure de la formation est établi, en fonction de l'apparition au-dessus des premiers niveaux marins (à arguments biostratigraphiques). Ainsi:

\*dans la partie ouest du bassin, la formation détritique est surmontée par une série marine à association paléontologique caractéristique : biozone à *Andersenolina palastiniensis*, cette dernière date du Bathonien supérieur et permis de reportée logiquement le sommet de la formation à un âge anté-bathonien supérieur, soit le Bathonien moyen.

\*dans les parties Est et Nord-Est du bassin, les premiers niveaux marins qui surmontent la formation détritique sont attribués à l'intervalle Bajocien supérieur-Bathonien moyen. Donc l'âge du top de la formation ne peut être que anté-bajocien supérieur ou anté-bathonien inférieur, soit le Bajocien moyen ou supérieur.

En conclusion, l'âge de la formation dans les bordures correspond à l'intervalle Aalénien inférieur-Bajocien moyen à supérieur, tandis que vers les parties distales du bassin, l'âge de la formation s'étend de l'Aalénien inférieur au Bathonien moyen. Ce phénomène de diachronisme, montre que la formation détritique dure plus longtemps dans les parties ouest que dans les parties est du bassin, et que le retour des influences marines se font ressenties plus précocement vers les bordures proximales que dans les parties occidentales (ou subsidentes) du "bassin" d'Agadir.

## 5-Formation Ouanamane

### Formation Ouanamane (Adams *et al.*, 1980)

**Origine du nom** : Se situant dans le bassin d'Agadir, le nom d'Ouanamane tire son nom d'une colline située à 3 km de l'ouest du village Tizgui'N-Chorfa.

**Localité-type** : La coupe-type choisie par Adams *et al.*, 1980, se situe, près de Tizgui'N-Chorfa, environ 4 km au NNE du Douar Tazentoute. Toutefois, les coupes-types de ces membres affleurent beaucoup mieux en dehors d'Ouanamane, comme cela était signalé par ces auteurs

**Coupe type** : Localisé dans l'Anticlinal d'Anklout. Le creusement crée par l'Oued Tizgui, a permis des meilleures conditions d'affleurements. La coupe-type choisie dans le présent travail, se situe à l'extrémité SSW de l'anticlinal d'Anklout, aux points de coordonnées de Lambert :  $x_1=108,1$  -  $x_2=109,1$  et  $y_1=407,3$  -  $y_2=408,1$ ; figurées sur la carte topographique d'Imouzer des Ida Ou Tanane au 1/50.000. Le village de Tizgui se trouve à environ 6 à 7 km au Sud du village d'Imouzer des Ida Ou Tanane.

**Faciès dominant** : calcaires à oolithes, marno-calcaires à brachiopodes, argiles vertes et marnes vertes.

**Paléomilieu** : rampe-carbonatée distale, transition au type bassin externe

**Limites** : dans la coupe-type, la limite inférieure correspond à un changement radical de faciès, tracée par une surface ferrugineuse et à encroûtement d'huîtres (huîtres en position de vie primaire). La limite supérieure correspond à la disparition des derniers niveaux calcaires fossilifères ou des marnes à faune et microfaune de mer ouverte d'une rampe carbonatée distale et à l'apparition des

premiers bancs de calcaires à oolithes ou/et à pellets d'apparence massif et formant un relief dans la topographie (faciès de la formation sus-jacente).

A l'échelle du bassin, les limites de cette formation sont variables et sont souvent difficiles à cerner du fait de la concomitance de faciès.

**Subdivisions** : Dans la coupe-type, la formation peut être subdivisée en quatre membres facilement identifiables sur le terrain. Depuis la base jusqu'au sommet, succèdent les membres suivants : 1) Membres de calcaires à oolithes; 2) Membres des marno-calcaires et des marnes où dominant surtout une faune de Brachiopodes; 3) Membre des marnes et argilites à faune et microfaune de mer ouverte; 4) Membre de calcaires et marno-calcaires à fossiles diversifiés : brachiopodes, rares ammonites et d'autres faunes.

A l'échelle de bassin, cette subdivision, n'est pas toujours valable (non respectée). Le nombre ainsi que l'enchaînement des membres sont variables. Par exemple, le premier et le quatrième membre sont souvent absents dans plusieurs endroits, surtout dans le bassin d'Essaouira (coupe As Slib, coupe Id Bou Addi) mais le contexte sédimentaire est toujours le même (rampe carbonatée distale).

**Paléontologie** : Dans toutes les coupes, cette formation d'aspect fossilifère, se caractérise par une association organique riche et diversifiée, où dominant surtout une faune de brachiopodes, lamellibranches et de foraminifères benthiques.

Biostratigraphiquement, la coupe type permet un échantillonnage serré et continue de la macrofaune, surtout des Brachiopodes.

**Age** : Il est variable, dans la coupe-type par exemple, la formation s'étend depuis le Bathonien supérieur au Callovien supérieur /Oxfordien basal

non exclu. En dehors de la coupe type, l'âge de la formation est compris entre la Bathonien supérieur et le Kimméridgien inférieur basal

**Variation latérale** : Des variations dans les épaisseurs, les successions et la composition des termes lithologiques caractérisent cette formation à limites diachrones.

**Répartition spatiale** : Grande répartition géographique à l'échelle du bassin, les sédiments de la formation Ouanamane caractérisent les affleurements jurassique du Jbel Amsittène, Jbel Hadid et Ali kourati et les anticlinaux d'Anklout, Imouzzet et Lgouz.

**Discussion** : Le choix de cette nouvelle coupe-type se base sur ses bonnes qualités sédimentaires. Cela a été déjà proposé (Bouaouda, 1987). Les bonnes conditions d'affleurement, l'absence et la rareté de phénomènes diagénétiques et tectoniques, la facilité de différenciation des différents membres et la richesse et la continuité de collectes de la macrofaune, permettent la définition de cette coupe type.

## **5-1-Introduction**

Dans le bassin d'Agadir, la formation Ouanamane fût définie dans la localité type qui se trouve dans l'est du village d'Imouzzet des Ida Ou Tanane, et située à environ une 70aines de kilomètres de la ville d'Agadir. Cette unité lithologique a été créée par ces fondateurs (Adams *et al.*, 1980) pour désigner un ensemble carbonaté à faune de mer ouverte et où dominant les calcaires, les marno-calcaires et les marnes. La nouvelle nomenclature fut ensuite respectée dans les récents travaux (Bouaouda, 1987, 1993, 2002, Medina, 1989). Par comparaison avec le premier découpage, antérieurement proposé par les géologues de la société chérifienne des pétroles (Duffaud *et al.*, 1966), la formation Ouanamane regroupe à la fois les 3 unités lithologiques : Dolomies d'Amsittène, Calcaires d'Anklout, et Marnes d'Anklout, et qui figurent encore (actuellement) sur les cartes géologiques du Maroc au 1/100.000 : carte de Tamanar, carte de Khémis Meskala, carte d'Imi'N-Tanout, et carte de Tarhazout. Lithologiquement, la formation a été subdivisée par ces créateurs (Adams *et al.*, 1980) en 4 membres lithologiques qu'ils pensent valable à l'échelle de leur région cartographiée. Dans la réalité, ces différentes subdivisions en membres ne sont pas toujours applicable pour l'ensemble du bassin. Elles ne trouvent leur validité que partiellement dans les parties ouests et médianes du bassin où ils sont identifiables et "en partie" dans les affleurements jurassiques d'Anklout et d'Imouzzet. Cependant, vers l'est du bassin d'Agadir, aux alentours de la localité de Tizgui'N-Chorfa, et dans certains points situés dans les parties occidentales du bassin, il s'est avérée que les découpages en membres ne sont pas respectés. Le membre inférieur : Membre de la "couche dolomitique de passage" s'épaissit et forme en lui seule une autre formation qui se distingue de la formation Ouanamane par ces caractères lithologiques et biologiques et par son contexte sédimentaire. Vers les extrémités les plus proximales du bassin, c'est seulement le membre de passage qui est représenté, et forme une unité lithostratigraphique que nous avons renommé dans le présent travail sous la nomination d'Oumssissène (cf. *infra*).

**Corrélation** : Les corrélations faciologiques sont aisées à effectuer cependant les corrélations stratigraphiques sont difficiles et peuvent fausser les interprétations stratigraphiques, eustatiques et paléogéographiques.

La formations Ouanamane présente une limite inférieure isochrone, cela est due à la vraie accréation océanique de l'Atlantique centrale (datée Bathonien supérieur - Callovien inférieur).

La limite supérieure se montre diachrone, témoignant d'une marge à morphologie variable et d'une certaine perturbation tectonique syn-sédimentaire, accompagnant le phénomène d'accréation océanique.

**Critères biostratigraphiques** : La base et le sommet de la formation sont datées par une association micro et macropaléontologique (Brachiopodes, quelques ammonites, Foraminifères et Algues Dasycladales).

Dans le présent travail, nous proposons, de renommer la base de la série marine bathonien-callovien sous la nomination Fm. Oumssissène (nouvelle formation, cf. détail *infra*). Cette dernière unité lithostratigraphique se réduit dans les parties ouests du bassin d'Agadir et s'épaissit considérablement vers les bordures du bassin pour former enfin la seule unité cartographiable (voir ci-dessous).

Par corrélation avec les derniers travaux lithostratigraphiques proposés pour le bassin d'Essaouira, il apparaît que lithologiquement, la formation Ouanamane présente beaucoup de similitude avec la formation Id Bou Addi : unité lithostratigraphique créée dans le bassin d'Essaouira (en 1987 par Bouaouda) pour désigner une unité sédimentaire qui présente les mêmes caractères lithologiques, paléontologiques et présente le même âge que la formation Ouanamane. Ainsi, dans le but d'homogénéiser la nomenclature à l'échelle du bassin, il apparaît logique, dans le présent travail, d'abandonner le nom de la formation Id Bou Addi, et d'accepter à sa place le nom Fm. Ouanamane qui sera valable à l'échelle du bassin.

N.B.- Le choix de cette localité pour définir la formation dans le bassin d'Agadir, est due aux bonnes conditions d'affleurement et aux belles visions panoramiques qui sont plus faciles et plus disponibles dans le bassin d'Agadir que dans le bassin d'Essaouira.

En résumé, nous désignons sous la nomination Fm. Ouanamane, une unité lithologique cartographiable, dont la succession lithologique dominante, dans certaines coupes, se caractérise depuis sa base jusqu'à son sommet par les termes lithologiques suivants : 1) calcaires oolithiques ; 2) marno-calcaires à brachiopodes ; 3) marnes et calcaires micritiques ; 4) calcaires à brachiopodes et bivalves. Nous aimerons bien signaler que la succession de ces termes n'est pas toujours respectée, et dont certains font défaut, surtout dans les parties les plus subsidentes ou dans les parties soulevées des bordures ouests du bassin. En général, la formation se reconnaît par la dominance des faciès marins : calcaires et marnes à faune de mer ouverte, témoignant d'une sédimentation dans des milieux marins ouverts sur le large de l'étage infralittoral à circalittoral. Dans les parties est et nord-est du bassin (Tabl. 4), la formation Ouanamane est remplacée par la partie inférieure de la formation Oumssissène, nouvelle unité lithostratigraphique définie dans la localité Oumssissène (sud-ouest d'Imi'N-Tanout)

Les visites et les nombreuses coupes détaillées que nous avons effectuées à la fois dans le bassin d'Essaouira et d'Agadir, nous ont permis de choisir la coupe de l'oued Tizgui, comme coupe-type, pour décrire cette formation.

### **5-2-Description de la coupe type : coupe de l'oued Tizgui**

La coupe-type se situe près du village de Tizgui (fig. 3, coupe n° 2 et fig. 14) ; en descendant un peu vers le Sud, nous avons traversé les terrains rouges détritiques de la formation Ameskhroud. La formation Ouanamane dont les premiers bancs affleurent en relief sous forme de deux barres calcaires, séparées par deux intervalles tendres marno-calcaires, puis, une troisième barre, qui par son faciès typiquement des milieux marins ouverts, affleure latéralement, et fait partie encore de la formation.

#### **a-Formation Oumssissène**

Entre la formation détritique rouge nommée Ameskhroud et la formation carbonatée nommée Ouanamane, s'intercale un ensemble à dominance dolomitique. Il s'agit de l'unité lithostratigraphique : Formation Oumssissène (voir plus bas pour la description de la coupe -type). Dans cette localité, et presque dans les parties ouests du bassin, cette formation se réduit en épaisseur et constitue le terme de passage entre la formation détritique de domaine continental et la formation carbonatée franchement marin. Il s'agit d'une série de 10 à 15 qui comprend depuis sa base au sommet, la succession suivante : \*8 à 10 m de dolomies secondaires et évaporitiques entrecoupés par de minces niveaux tendres dont des silts et des marnes évaporitiques. Quelques niveaux encore pas totalement dolomitisés suggèrent

l'installation de faciès des milieux infralittoraux à médiolittoraux : biomicrosparite à fragments de macrofossiles cristallisés. Des terriers verticaux couronnent le sommet de certains niveaux dolomitiques.

\*la partie supérieure de la série correspond sur environ 5 à 7 m à une alternance de dolomies gréseuse, dolomies et de marnes ou pélites rouges et vertes. Les bancs indurés d'une puissance variable (de 0,50 m à 2 m), sont des dolomicrites à fragments de lamellibranches, gastéropodes et d'autres bioclastes non identifiables rapprochés à des Lituolidés. Le sommet de la série correspond à une surface de discontinuité ferrugineuse et à encroûtement d'huîtres.

## b-Description de la formation Ouanamane

Dans la coupe-type, la formation Ouanamane, épaisse ici de 100 m, se subdivise en 3 à 4 ensembles facilement reconnaissables sur le terrain. En fonction des faciès dominants, la succession sédimentaire comprend depuis la base jusqu'au sommet: 1) l'ensemble des calcaires oolithiques, formé de deux barres progradantes; 2) l'ensemble des marno-calcaires fossilifères; 3) l'ensemble des marnes et des argilites; 4) l'ensemble des calcaires sommitaux.

Le substratum de la formation est constitué par des dolomies et des marnes silteuses versicolores, la base de la série est limitée par une surface de discontinuité : surface ferrugineuse à épifaune (nérinés, huîtres etc.), bien caractéristique dans l'affleurement, car il sépare deux unités de faciès différents et représentant deux contextes sédimentaires différents, l'un lagunaire (margino-littoral) et l'autre franchement marin.

1) Ensemble oolithique. Epais de 22 à 25 m, il est limité par deux surfaces de discontinuités sédimentaires, et correspond en affleurement une unité sédimentaire formant deux barres intercalées par un niveau tendre à marnes marines. Cet ensemble de nature progradante sur la série sous-jacente, est bien repéré sur le terrain, et forme le premier relief, de sédiment typiquement marin, d'âge Dogger supérieur.

La limite inférieure correspond ici à une surface durcie, perforée, avec remplissage dolomitique qui semble couronnée le sommet de la formation sous-jacente nommée Oumssissène (nouvelle formation), tandis que, en ce qui concerne le sommet de cet ensemble, il est lui aussi couronné par une surface ferrugineuse, à encroûtement d'huîtres.

Depuis la base jusqu'au sommet se distinguent les termes suivants:

\*a- 2 à 3 m de marnes vertes à jaunes, sans fossiles macroscopiques. Latéralement, ces marnes semblent varier largement d'épaisseur et les lavages révèlent une pauvreté en diversité spécifique où seuls figurent des foraminifères benthiques dont *Ammobaculites*.

\*b- 5 m de calcaires oolithiques largement bioturbés, à débris oncholitisés et à faune de mer ouverte dont des brachiopodes, des oursins, des lamellibranches (dont *Trichites* sp.), des foraminifères à test hyalins et agglutinés et de rares débris de bryozoaires et des nodules de coraux. Le microfaciès des calcaires, dont l'épaisseur varie de 0,40 à 0,80 m, correspond à une biomicrosparite ou oobiomicrocite/biosparite à débris oncholitisés, de texture soit grainstone, packstone à rarement wackestone. La biophase est diversifiée et comprend des débris de macrofossiles et des microfossiles dont les plus caractéristiques sont : *Andersenolina palastiniensis* (HENSON), *Nautiloculina* sp, *Epistomina* sp. et *Lenticulina* sp. et de rares sections d'*Ammobaculites agglutinans* (D'ORBIGNY). Le sommet de ce terme, se termine par une surface très bioturbée et à épifaune de Nerinés.

Ce terme nous a livré les premiers brachiopodes qui ont servi pour la datation de la base de la série d'Ouanamane, il s'agit de *Kutchithyris acutiplicata* (KITCHIN), *Kutchithyris aurata* (KITCHIN), *Kutchithyris planiconvexa* (KITCHIN), *Somalirhynchia africana* WEIR ampla (DOUVILLE), et *Septaliphoria orbignyana* (OPPEL).

\*c- 2 à 3 m de marnes vertes à jaunes, qui, latéralement semble varier d'épaisseur. Le lavage nous a permis d'identifier les taxons suivants: *Flabellamina althoffi* BARTENSTEIN, *Ammobaculites*

*coprolithiformis* (SCHWAGER), *Ammobaculites agglutinans*, *Triplasia bartensteini* LOEBLICH & TAPPAN, *Lenticulina subalata* (REUSS) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina munsteri* (ROEMER) mg. *Lenticulina*, *Palzowella* sp., *Verneuilinoides mauritii* (TERQUEM) et *Ophthalmidium strumosum* (GUMBEL).

\*d-13 m de calcaires bioclastiques et oolithiques, qui forment dans la topographie un relief bien repérable sur le terrain. Ce terme débute par le dépôt de calcaires oolithiques et bioclastiques (3 m à 3,5 m), suivi dans sa partie médiane (5,5 m) par des calcaires oolithiques de texture grainstone à packstone remaniant quelques rares foraminifères, et se terminant par des calcaires oolithiques à stratifications parallèles (4 à 4,5 m).

\*\*Les calcaires oolithiques de base, sont en bancs bien stratifiés et intercalant quelques rares niveaux marneux. Ce sont des biomicrites grésoglaucnieuses, de biomicrites à débris oncolithisés, ou des oobiomicrosparites bioturbés, de texture variable : wackestone, packstone, voire grainstone à oursins, brachiopodes et bryozoaires. La biophase semble identique à celle du terme (b).

\*\*Les calcaires oolithiques de la partie médiane de ce terme, sont en bancs épais, dépassant le 1 m, renfermant des oolithes bien arrondis, cimentés dans un liant sparitique et remaniant quelques foraminifères dont *Andersenolina palastiniensis*, *Epistomina* sp. et *Lenticulina* sp.

\*\*Le sommet de ce terme correspond tout d'abord à l'installation d'un banc calcaire (1 à 2m) de texture boundstone riche en coraux, qui semble varier d'épaisseur (1), ensuite au dépôt de calcaires à oolithes et pellets (3 à 3,5m) de texture packstone à grainstone et à bioclastes dont des lamellibranches, gastéropodes, des oursins et des algues : *Cayeuxia* sp., *Solenopora* sp., encore de rares sections de *Sarfatiella dubari* et des foraminifères caractéristiques : *P. maynci*, *P. arabica*, *Nautiloculina* sp., Mesoendothyridae (*Mesoendothyra croatica*), *Epistomina* sp., *Reophax* sp. et *Verneuilinoides mauritii*, des débris de coraux : *Cladocoropsis mirabilis* FELIX (2), les calcaires pellettiques ou/ et graveleux montrent parfois et surtout dans la partie terminale de ce terme de fréquentes débris de lamellibranches, alignées parallèlement à la stratification et à stratifications parallèles.

## 2) Ensemble marno-calcaires lumachelliques

Il s'agit d'un membre (15 m+14 m) qui forme un creux dans la topographie, cependant, la partie sommitale de dominance calcaire affleure beaucoup mieux.

La partie inférieure (15 m) correspond à une alternance de bancs calcaires strato-décroissants, lumachelliques à bioclastiques et avec des niveaux marneux. La biophase riche et diversifiée comprend des brachiopodes : *Kutchithyris acutiplicata*, *K. aurata*, *K. planiconvexa*, *Somalirhynchia africana ampla*, *Bihenithyris barringtoni* MUIR-WOOD, *Bihenithyris bihenensis* (WEIR) morphe *supertes* (DOUVILLE) et *Septaliphoria orbignyana*, des lamellibranches, des oursins, des encrines, et quelques rares fragments d'ammonites. L'ensemble est souvent condensé, et comprend des croûtes ferrugineuses et des serpules: *Serpula lumbricalis* PARSH.

Les calcaires et les marno-calcaires (souvent lumachelliques à bioclastiques) de texture wackestone, parfois noduleux, et en bancs de 0,40 à 0,70 m, sont des biomicrites grésoglaucnieuses ou des biomicrites à microfilaments et calcisphères. Ils sont riches en débris de macrofossiles et des microfossiles dont *Lenticulina* p. sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Everticyclammina* n. sp., *Epistomina* sp., *Astacolus* sp., *Textularia* sp. et *Spirillina* sp.

Les niveaux marneux de cet ensemble semblent devenir plus argileux vers le sommet et se présentent sous des épaisseurs variables (0,4 à 1,60 m). Parmi les microfossiles identifiés, figurent des ostracodes et des foraminifères dont : *Ammomarginulina* sp., *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites agglutinans*, *Ammobaculites irregularis* (GUMBEL), *Everticyclammina* n. sp., *Flabellamina althoffi*, *Triplasia bartensteini*, *Lenticulina subalata* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina munsteri* mg. *Lenticulina*, *Verneuilinoides mauritii*, *Lenticulina varians* (BORNEMANN) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina polygonata* (FRANKE) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina polylobata* (PAYARD) mg. *Lenticulina*, *Spirillina* sp., *Lenticulina polymorpha* (TERQUEM) mg. *Planularia* et *Discorbis paraspis* (SCHWAGER).



La partie supérieure de ce deuxième ensemble affleure sous forme d'une barre calcaire de 14 à 16 m, d'aspect plus ou moins massif et intercalant de rares niveaux marneux surtout à la base. Ce sous-ensemble, semble varier latéralement d'épaisseur et disparaît totalement à une 50 aines de mètres de notre coupe et semble se substituer par des marnes et des calcaires minces bioclastiques.

Dans l'endroit de notre coupe de référence, ce terme comprend des bancs calcaires d'épaisseur moyenne, souvent fracturés, compliquant parfois l'identification de la stratification des bancs.

Les faciès sont des biomicrites le plus souvent wackestone, rarement packstone très fréquemment bioturbés et à nombreux débris de lamellibranches, oursins, gastéropodes, entroques, bryozoaires, serpules et des coraux (*Cladocoropsis mirabilis*), et vers le sommet à abondantes sections de Nubéculaires dont : *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI

Les microfossiles sont dominés par les foraminifères hyalins dont *Nodosaria* sp. (orné et lisse), *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., des petits hyalins bisériés, et probablement des foraminifères planctoniques, également des foraminifères agglutinés: *Ammobaculites* sp. et *Everticyclammina* sp.

Le microfaciès du sommet correspond à une biomicrite à glauconie et à abondantes sections de petits foraminifères à tests hyalins enroulés et déroulés et à probables foraminifères planctoniques.

3) ensemble des marnes et argilites

Il s'agit d'un ensemble à dominance de marnes et d'argilites feuilletés de puissance 30 m et qui latéralement, semble varier d'épaisseur (15 m). Quelques rares niveaux de bancs calcaires lumachelliques à bioclastiques et de fréquents niveaux de condensation de fossiles à dominance de brachiopodes de taille petite à moyenne s'intercalent au sein de cette masse marneuse ou argileuse.

Les marnes et argilites d'aspect feuilleté et de couleur noire sont riches en matière organique et contiennent des fossiles dont des brachiopodes, des lamellibranches (*Trichites* sp.), des Ostréidés, des fragments d'ammonites et des petits ammonites pyriteuses, des échinodermes, des serpules (*Serpula* cf. *costata*, *Serpula* sp.). Les récoltes des brachiopodes que nous avons réalisés à la base de cet ensemble ont livré l'association suivante (détermination Y. Alméras, 1987): *Somalirhynchia africana ampla*, *Somalirhynchia africana* WEIR, *Bihenithyris barringtoni* et *Septaliphoria orbignyana*, *Ornithella calloviensis* DOUGLAS & ARKELL, *Ornithella* sp., *Kutchithyris indica* (d'ORBIGNY), *Lophrothyris ? euryptycha* (KITCHIN) et "*Rhynchonella*" *maroccanica* GENTIL & LEMOINE.

4 à 5 niveaux calcaires s'intercalent au sein cette unité marneuse, ainsi depuis la base au sommet se succèdent les termes suivants:

\*La base (1 m) débute par de minces niveaux de bancs calcaires micritiques, à abondants petits brachiopodes qui viennent juste se déposer sur une surface ferrugineuse qui couronne le sommet de l'ensemble sous-jacent. Ce sont des biomicrites mudstones et à fréquents petits hyalins et probablement encore des foraminifères planctoniques et des calcisphères.

\*un banc de calcaire (0,40 à 0,60 m) lumachelliques à fréquents bioclastes dont des lamellibranches, des oursins, des ostréidés et des annélides. Ce sont des biomicrites gréso-glauconieuses de texture wackestone à quelques microfilaments, calcisphères et des foraminifères dont *Everticyclammina* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp. *Textularia* sp. et des foraminifères planctoniques.

\*1,50 m de calcaires d'abord noduleux et très riche en brachiopodes (en bancs très minces) puis ensuite fréquemment bioturbé et couronné par une surface ferrugineuse. Le microfaciès correspond à une biomicrite gréseuse à gréso-glauconieuse de texture wackestone à microfilaments et à débris de brachiopodes, oursins, entroques, bryozoaires, ostréidés, calcisphères, nodules de coraux : *C. mirabilis* et des foraminifères comme : *Everticyclammina* n. sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Textularia* sp. et des foraminifères planctoniques.

\*0,40 à 0,50 m de calcaire dolomitisé (biomicrite mudstone) et plus ou moins ferruginisé (TZ 87), qui vient en dessus d'un niveau de calcaires noduleux et de marnes riches en faunes de brachiopodes (TZ 85).

Les études micropaléontologiques de certains niveaux de cet ensemble marneux, le plus souvent d'aspect dur, et difficilement lavables, nous ont permis d'identifier une faune d'ostracodes et de foraminifères dont parmi les plus caractéristiques on cite : *Lenticulina munsteri* mg. *Lenticulina*,

*Lenticulina quenstedti* (GUMBEL) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina varians* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina deslongchampsii* (TERQUEM) mg. *Falsopalmula*, *Lenticulina antrorsa* LOEBLICH & TAPPAN mg. *Falsopalmula*, *Lenticulina* sp. mg. *Planularia* et, *Lenticulina* sp, *Everticyclammina* n. sp, *Spirillina* sp., *Ammosiscus* sp, et *glomospira* sp. et d'autres Valvulinidés, Verneuulinidés et des Nodosariidés non déterminés.

4) ensemble des calcaires sommitaux.(17 à 20 m)

Il s'agit d'un ensemble essentiellement calcaire dans sa partie inférieure et devient à alternance marneuse dans sa partie supérieure. Des observations au alentour de notre coupe, montrent que cet ensemble semble présenter des variations latérales dans son épaisseur et dans sa lithologie et se substitue latéralement soit par un ensemble essentiellement carbonaté et à abondants organismes constructeurs ou par un intervalle marneux.

Dans la région de la coupe-type, la partie inférieure de puissance 9 à 10 m, démarre par une succession des bancs calcaires qui se présentent en bancs bien stratifiés (0,40 à 0,80 m), admettant quelques rares niveaux noduleux et à abondants fossiles, surtout à la base. La biophase abondante et variée, comprend des brachiopodes, des lamellibranches de différente taille, des oursins, des crinoïdes et rarement des fragments d'ammonites et d'abondantes sections de serpules. Le microfaciès est une biomicrite ou une biomicrite gréseuse (mudstone à wackestone) à microfilaments, à calcisphères et à abondants sections de serpules dont *Serpula lumbricalis*, *Serpula convoluta* PARCH et *Serpula* sp.. La microfaune, peu diversifiée dont l'abondance et la diversité augment vers le sommet est représentée par *Astacolus* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp. et de belles sections d'Everticyclammines : *Everticyclammina* n. sp. 2 et 3 : ce sont des formes intermédiaires entre les everticyclammines primitives et les everticyclammines évoluées.

Les niveaux de base de cet ensemble nous ont permis un échantillonnage de brachiopodes et ont permis d'identifier un nouveau taxon des *Kutchithyris* : *K. pyroidea* (KITCHIN). Les autres niveaux calcaires d'aspect très dur n'ont pas permis malheureusement l'échantillonnage dans les autres niveaux de brachiopodes.

La partie supérieure de cet ensemble de 7,5 à 8 m de puissance, débute avec des niveaux de calcaires noduleux où abondent des Everticyclammines et des Lenticulines : biomicrite wackestone à mudstone à rares débris de macrofossiles. Vers le sommet, la succession se poursuit par une alternance de bancs calcaires (biomicrite wackestone bioturbé à quelques foraminifères hyalins et à rares bioclastes identifiables) et des marnes souvent dolomitisées et d'aspect dur.

### **5-3-Variations latérales**

D'autres coupes détaillées ont été réalisées à la fois dans le bassin d'Essaouira, et d'Agadir. Il serait fastidieux, de décrire toutes les coupes que nous avons effectuées. Dans le présent travail, nous allons essayer de présenter la description détaillée de quelques coupes qui nous pensons utiles pour donner une idée sur les variations latérales de la formation à l'échelle du bassin, également d'autres qui présentent des arguments biostratigraphiques qui ont servi pour la biozonation du bassin et pour les corrélations stratigraphiques et les reconstitutions paléogéographiques. Vers la fin de ce paragraphe nous allons présenter une redéfinition de la formation.

Coupes supplémentaires du bassin d'Agadir.



### a-Coupe d'Ait Chehrid

C'est une coupe qui a été faite près du col de Tizi N'Tinketti, au alentour de la localité d'Aït Chehrid, distant de 4 à 5km du village d'Imouzzer des Ida ou Tanane. La coupe a été levée près de la route qui mène de Timoulay vers Le village d'Imouzzer, puis la suite de la coupe au alentour de la piste qui mène vers Tarhazout. Elle est précisée par les points de coordonnées de Lambert  $x= 105,8$  et  $y=412,4$ , situées sur les extrémités est de la carte topographique du Tarhazout au 1/50.000.

Dans cette localité (fig. 3, coupe n° 3 et fig. 15), la formation Ouanamane de puissance 80 m, comprend successivement: 1) membre des calcaires à oolithes ; 2) membre des calcaires et marno-calcaires à brachiopodes ; 3) membres des marnes et argilites. Le quatrième membre identifié dans la coupe-type fait défaut ici et à sa place affleure une masse calcaire à abondants coraux, faisant partie de la formation sus-jacente.

Le substratum de la formation correspond ici à un ensemble des marnes et dolomies qui par son faciès fait partie de la formation Oumssissène.

- 1) L'ensemble des calcaires oolithiques. Epais de 28 à 31 m, il correspond à une dominance des calcaires oolithiques, encadrés par des niveaux marneux. Les limites sont ici bien individualisées, ainsi, la limite inférieure correspond à une surface ferrugineuse à encroûtement d'huîtres qui couronne le sommet de la formation sous-jacente, tandis que, la limite supérieure se traduit par une surface ferrugineuse, perforée (perforation de grand calibre), encroûtée par de nombreuses huîtres en position de vie, et constitue dans cette localité une limite bien repérable sur le terrain.

L'ensemble oolithique qui semble s'épaissir par comparaison avec la coupe type, montre une base affectée par la dolomitisation, où seul le dernier banc (de cette base dolomitisée) encore calcaire révèle un faciès tout à fait comparable à celui décrit dans la coupe -type.

Cet ensemble comprend des termes lithologiques qui se succèdent depuis la base jusqu'au sommet :

\*2 à 3 m de marnes souvent consolidées, qui surmontent immédiatement la surface de discontinuité de base

\*3 m de calcaires et de dolomies, qui semblent former la première barre de cet ensemble oolithique, où seul le dernier banc, encore calcaire renseigne sur la nature lithologique. La partie terminale correspond à un banc calcaire (bio-oolithique à débris oncolithisés et à faune et microfaune tout à fait identiques à la coupe type), couronnée par une surface légèrement ferrugineuse et riche en fossiles (niveau condensé).

\*3 m de marnes plus friables par rapport à la coupe-type. L'échantillonnage serré a montré un enrichissement en argiles vers le sommet et une composition micropaléontologique variable. Ainsi, le niveau basal, montre une dominance des lituolidés par rapport aux Nodosariidés, tandis que vers le sommet, les lavages ont révélé, la raréfaction voire la disparition des lituolidés. Cette variabilité dans la composition et la richesse a été observée dans plusieurs coupes et dans plusieurs niveaux marneux; nous pensons que ce phénomène est lié en premier lieu aux conditions écologiques.

Parmi la microfaune identifiée dans ce niveau, on peut citer : *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites agglutinans*, *Flabellamina althoffi*, *Triplasia bartensteini*, *Lenticulina subalata* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina munsteri* mg. *Lenticulina*, *Verneuilinoides mauritii*, *Verneuilinoides witkowiensis* BIELECKA & STYK, *Textularia jurassica* (GUMBEL), *Textularia cordiformis* SCHWAGER, *Lenticulina polylobata* mg. *Lenticulina*, *Spirillina* sp., *Lenticulina polymorpha* mg. *Planularia* et *Discorbis paraspis*, *Ophthalmidium strumosum* et *Spirillina* sp..

\*20 m de calcaires oolithiques qui forment une barre, facilement repérable sur le terrain. Ce terme, de faciès homogène est formé de calcaires oolithiques souvent bioturbés, à bases ravinantes et à rares intercalations de minces niveaux noduleux et lumachelliques. La bonne stratification de ces calcaires montre des bancs de 0,40 à 1,50 m, strato-croissantes. Le microfaciès correspond à une oosparite ou

oobiospoarite (grainstone à packstone) à faunes variés : brachiopodes, lamellibranches, oursins, bryozoaires et des microfossiles souvent remaniés dans les oolithes, qui en plus de ceux décrits dans la coupe type, on note la présence des taxons suivants: *Andersenolina conica* (SCHLUMBERGER) , *Haplophragmoides canui* CUSHMAN et de rares sections de *Praekurnubia* sp., *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER et de probable *Archaeosepta platierensis* WERNLI.

Les derniers bancs deviennent typiquement grainstone et à rares bioclastes. La taille des oolithes augmente sensiblement vers le sommet de cet ensemble.

- 2) Ensemble des calcaires et marno-calcaires à brachiopodes. Epais de 36 à 38 m, il est essentiellement formé, dans partie inférieure par une alternance de calcaires et de marnes puis ensuite, dans sa partie supérieure, il est de dominance calcaire.

\*Dans la partie inférieure, les premiers sédiments reposent directement sur une surface ferrugineuse qui recouvre le sommet du membre des calcaires oolithiques.

-La base correspond à 4 m de marnes fossilifères intercalant un niveau calcaire bioturbé dont le sommet présente une surface ferrugineuse, très bioturbée et à encroûtement d'huîtres en position de vie. De puissance 0,50 à 0,70 m, ce banc calcaire correspond à une biomicrite gréseuse à débris oncolithisés ou intraclastes et à nombreux débris de lamellibranches, de gastéropodes, d'oursins, et de brachiopodes. La microfaune peu diversifié comprend: *Lenticulina* sp., *P. maynci*, *Ophthalmidium* sp. et de nombreux petits foraminifères à tests hyalins. Le niveau marneux contient de nombreux taxons d'ostracodes et de foraminifères à tests hyalins et agglutinés.

-Au-dessus vient un ensemble (4 m) de calcaires et marno-calcaires bioclastiques à lumachelliques. Ce sont des biomicrites gréseuse bioturbées (wackestone) ou des oobiosparites à débris oncolithisés (grainstone à packstone), à débris variés de macrofossiles (brachiopodes, lamellibranches, oursins, bryozoaires et gastéropodes). Parmi les microfossiles figurent des Lenticulines, des epistomines, des Ophthamiidés et des ammobauculites

-8 à 12 m d'alternances de marno-calcaires et de marnes argileuses qui affleurent mal à cause de leur nature tendre. Les marno-calcaires en bancs réguliers de 0,60 m à 1 m, sont le plus souvent dolomités et fossilifères : brachiopodes, mollusques et oursins. La microfaune est dominée par des foraminifères de mer ouverte, tels que des Lenticulines, des Spirillines, des Ophthamiidés et des Everticyclammines. Le microfaciès est une biomicrite gréseuse parfois glauconieuse ou une biomicrite à microfilaments, calcisphères (mudstone à wackestone) et à rares sections douteuses de Protoglobigérines.

La partie supérieure de cet ensemble affleure beaucoup mieux, et correspond à une suite de bancs calcaires lumachelliques à bioclastiques, se présentant en strates d'épaisseur 0,60 à 1 m. La biophase comprend des lamellibranches, des gastéropodes, des entroques, des bryozoaires, des coraux et des serpules. Le microfaciès ainsi que la composition micropaléontologique varient légèrement depuis la base jusqu'au sommet de cette partie: 1) d'abord, une biomicrite wackestone à débris de macrofossiles et à microfossiles dont *P. carinata*, *Verneuilinoides* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp. et encore de probables sections de *P. maynci* ; 2) ensuite à une biomicrite parfois glauconieuse très bioturbée à microfilaments, calcisphères et à association paléontologique variée dont des ammonites, brachiopodes, coraux, petites lenticulines, Textulariidés, *Everticyclammina* n. sp. et des organismes encroûtants : *P. carinata*, *T. morronensis* et *Reophax* sp. La limite supérieure de cet ensemble est couronnée par une surface ferrugineuse à épifaune qui passe latéralement à une surface à encroûtement d'huîtres en position de vie.

- 3) Ensemble des marnes et argilites. Epais de 10 à 15 m, il est essentiellement marneux et homogène dans sa totalité. Ce sont des marnes grises vertes, sans faune apparente. Par comparaison à la coupe-type, ces marnes plus friable, sont facilement lavables et Les études micropaléontologiques nous ont permis d'identifier une riche microfaune composée d'ostracodes et de foraminifères. L'association de ces derniers, présente un grand intérêt stratigraphique, du fait qu'elle a permis des datations et aussi des corrélations stratigraphiques à l'échelle du bassin atlantique marocain. Parmi les foraminifères déterminés, on cite :



*Flabellamina althoffi*, *Triplasia bartensteini*, *Triplasia kimeridensis* (BIELECKA & POZARYSKI), *Lenticulina munsteri* mg. *Lenticulina*, *Verneuilinoides mauritii*, *Verneuilinoides witkowiensis*, *Spirillina elongata* BIELECKA & POZARIDSKI, *Lenticulina polymorpha* mg. *Planularia*, *Lenticulina quenstedti* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina deslongchampsii* mg. *Falsopalmula*, *Lenticulina antrorsa* mg. *Falsopalmula*, *Lenticulina* sp. mg. *Planularia*,, *Lenticulina filosa* (TERQUEM) mg. *Planularia*, *Lenticulina cordiformis* (TERQUEM) mg. *Planularia*, *Lenticulina* sp, *Everticyclammina* n. sp, *Spirillina* sp., *Eoguttulina* sp. et *Lagena* sp.

### b-Coupe de Tagadirt

Cette coupe se situe à une dizaine de kilomètres de la coupe-type et à environ 2 km de la coupe de Tidili (fig. 3, coupe n° 5, fig16). La coupe a été levée dans la partie SSE de l'anticlinal d'Imouzzer, à environ 6 à 7 km du NNE du village d'Imouzzer des Ida Ou Tanane. Les levées de la coupe correspondent aux points de coordonnées de Lambert :  $x_1= 110,1$  -  $x_2= 110,9$  et  $y_1=420,1$  -  $y_2=421,8$  et sont précisées sur la carte topographique d'Imouzzer des Ida Ou Tanane au 1/50.000.

Dans cette localité, les belles observations panoramiques, nous ont permis de mettre en évidence des variations latérales dans la succession des termes lithologiques de la formation Ouanamane.

La formation Ouanamane se manifeste en affleurement par trois ensembles lithologiques, un premier ensemble d'aspect dur à la base, succédé ensuite par deux ensembles de nature tendre : marno-calcaire puis marneux.

Dans le détail, la succession des termes lithologiques décrite dans la coupe-type, n'est pas respectée ici et dont un ou plusieurs termes sont absents. Depuis la base jusqu'au sommet se succèdent succinctement les ensembles suivants :

- 1)-Ensemble des calcaires à ooides. Epais de 36 m, il correspond sur le terrain à une barre calcaire, bien repérable sur le terrain, et qui témoigne des variations latérales dans sa puissance. Un niveau tendre marneux s'intercale au sein de la barre et la divise en deux, d'épaisseur inégale. Il comprend depuis la base, 3 termes lithologiques:

\* 4 m de dolomies calcaires à fantômes d'oolithes et à rares bioclastes, des bioturbations ainsi que des stratifications obliques ont été observées.

\*4 à 4,5 m de marnes d'aspect dur, de couleur jaune et sans faune apparente.

\*16 à 17 m de bancs indurés formant la deuxième barre. La partie inférieure est une biomicrite oolithique à faune de mer ouverte dont des brachiopodes, des oursins et des grands lamellibranches. L'association micropaléontologique identifiée dans les sections de lames minces est beaucoup moins diversifiée par rapport à celle identifiée dans le même niveau dans la coupe type. Il s'agit notamment d'*Andersenolina palastiniensis*, *Andersenolina conica*, *Andersenolina* gr. *palastiniensis-minuta*, *Haplophragmoides canui* et de rares sections de *Praekurnubia* sp., *Discorbis* sp., des Ammobaculites, des Lenticulines et des Epistomines.

La partie médiane correspond à 4 à 5 m de calcaires entièrement dolomités et à structures entrecroisées. Tandis que la partie terminale de 4 à 5 m de puissance et de nature calcaire, correspond à une pelbiomicrite oolithique bioturbé (packstone) à rares débris d'échinodermes, lamellibranches, rares bryozoaires, brachiopodes et nodules coraux et d'algues vertes (*Cayeuxia* sp.). La biophase identifiée dans les sections des lames minces est quant à elle aussi, se montre peu diversifiée, et comprend les taxons suivants : *Coscinophragma cribosum* (REUSS), des lenticulines et des probables sections de *O.* cf. *strumosum* et *Valvulina* cf. *lugeoni* SEPTFONTAINE. Le sommet de cet ensemble est couronné par une surface de discontinuité, perforée et à encroûtement d'huîtres.

- 2) L'ensemble des calcaires et marno-calcaires à brachiopodes. Epais de 40 à 43 m, il correspond à une alternance de calcaires lumachelliques, de marnes, de calcaires et de marno-calcaires. Les limites sont ici facilement reconnaissables : la limite inférieure correspond à une surface ferrugineuse à

encroûtement d'huîtres qui couronne le sommet de l'ensemble des calcaires à ooides, tandis que la limite supérieure avec l'ensemble sus-jacent ne se traduit que par la dominance des niveaux marneux dans l'ensemble sus-jacent. Les bancs calcaires de cet ensemble sont bien stratifiés (0,40 à 0,70 m), largement bioturbés et renfermant une association paléontologique diversifiée : brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes et échinodermes. L'ensemble est souvent condensé, comprenant des croûtes ferrugineuses, des lumachelles et des calcaires glauconieux. Le microfaciès est une biomicrite ou biomicrite gréseuse parfois glauconieuse à débris oncolithisés (intraclastes) ou à microfilaments. Parmi les microfossiles identifiés, dominent des lenticulines, *Nodosaria* sp., *Everticyclammina* n. sp., *T. morronensis* (seulement vers le sommet de cet ensemble) et surtout des serpules : *Serpula* sp. (de sections triangulaires).

- 3) L'ensemble des marnes et des calcaires micritiques. Epais de 65 à 70 m, il est essentiellement marneux à la base puis devient ensuite à dominance de minces bancs de calcaires micritiques. Ces derniers sont des biomicrites mudstones à wackestone à microfilaments et calcisphères, parfois bioturbés et à faune de mer ouverte dont des brachiopodes, des oursins, des annélides, et de rares fragments d'ammonites. La microfaune est dominée par les foraminifères à tests hyalins telle que : *Lenticulina* p. sp. mg. *Falsopalmula*, *Nodosaria* sp., *Atacolus* sp., et des hyalins bisériés et de probables organismes planctoniques.

Le sommet de cet ensemble marneux est surmonté directement par une série dolomitique d'aspect massif, et formant un mûr dans le paysage, faisant partie de la formation sus-jacente nommée Fm. Tidili (nouvelle formation).

### c-Coupe de Tizgui'N-Chorfa

Cette coupe se situe dans l'extrémité est de l'anticlinal d'Imouzzer, à environ 12 à 13 km à l'Est du village d'Imouzzer des Ida ou Tanane (fig. 3, coupe n° 6 et fig.17). Par rapport à la coupe type qui se trouve plus au sud-ouest, elle se situe à une distance d'environ 15 km (nord-est de Tizgui). La coupe a été levée aux points de coordonnées de Lambert  $x_1=120,6$  -  $x_2=120,8$  et  $y_1=416$  -  $y_2=416,5$  : carte topographique d'Imouzzer des Ida ou Tanane au 1/50.000.

Du fait de sa position géographique qui se trouve dans la partie médiane du bassin d'Agadir et des variations latérales par rapport à la coupe-type, une description détaillée, dans le présent travail, sera réservée à cette coupe (fig. 17).

Dans cette localité, entre deux formations de nature lithologique différente : formation Ameskhourd, détritique et formation Lalla Oujja, récifale, s'intercale une unité de nature lithologique carbonatée, admettant des bancs dolomitiques et silteux à la base.

Les premiers travaux géologiques la subdivisent en 3 unités qui sont depuis la base jusqu'au sommet; Dolomies d'Amsittène, Calcaires d'Anklout, et Marnes d'Anklout (Duffaud *et al.*, 1966)

A partir de 1980, cette unité est renommée sous le nom Fm. Ouanamane (Adams *et al.*, 1980), ce terme fut ensuite repris dans les récents travaux (Bouaouda, 1987,1993, 2002, Medina, 1994).

La formation Ouanamane telle qu'elle a été définie par ces fondateurs comprend ici dans cette localité, 3 membres :1) le membre des dolomies et des argiles silteuses rouges, 2) le Membre de "Marno-calcaires à *Somalirhynchia*", 3) le Membre des "Marnes et argilites". Le deuxième Membre "des Calcaires à oolithes" fait défaut ou se réduit fortement

Dans le présent travail, d'après les études détaillées que nous avons menées à l'échelle du bassin, nous avons constaté que, les séries sédimentaires de la "formation Ouanamane" se présentent sous deux aspects lithologiques contrastants. De ce fait, il s'est avérée logique de subdiviser lithologiquement la formation en deux unités lithostratigraphiques : 1) formation Oumssissène, essentiellement dolomitique et silteuse; 2) formation Ouanamane, fossilifère et essentiellement carbonatée et marneuse (Tabl. 3).





### **1) formation Oumssissène**

Il s'agit d'une unité sédimentaire d'aspect tendre et de couleur jaunâtre en affleurement. La base comprend essentiellement des dolomies évaporitiques, bioclastiques et marneuse, tandis que le sommet, correspond à une dominance de marnes versicolores et d'argiles rouges.

La limite inférieure de la formation est prise à la disparition des derniers niveaux gréseux, tandis que la limite supérieure correspond à l'apparition des premiers niveaux carbonatés franchement marins qui caractérisent la formation sus-jacente nommée Ouanamane. Lithologiquement, cette unité de puissance 40 à 45 m comprend deux ensembles lithologiques : 1) ensemble dolomitique, 2) ensemble dolomitique et silteux

\*ensemble dolomitique (20 m)

La partie basale de cet ensemble affleure mal sur environ 5 m, elle correspond à un intervalle tendre probablement formée d'argiles rouges.

Les dolomies évaporitiques souvent en plaquettes sont les plus dominantes dans la partie inférieure, alternant avec des dolomies secondaires apparemment bioclastiques. Une surface d'émersion et puis une surface de karstification, bien continues dans l'affleurement, caractérisent cet ensemble

Dans la partie supérieure de cet ensemble, la série semble correspondre à une dominance des calcaires dolomitiques à faune cristallisés et à base ravinante et à stratifications obliques. Ces bancs semblent présenter des variations dans leur épaisseur et montrent une progradation vers l'ouest en direction du bassin. Deux types de faciès caractérisent cet intervalle : 1) dolomicrite silteuse ; 2) dolomicrosparte à fragments cristallisés, dolomicrites à laminites algaires et à birds eyes. Les études micropaléontologiques s'avèrent ici difficiles à cause des phénomènes diagénétiques, cependant quelques sections de litoolidés ont pu être déterminées, il s'agit notamment de : *Amijiella* sp. *Pseudocyclamina* cf. *maynci* et de probables sections de *Limognella* sp.

\*ensemble silteux et dolomitique (18 à 21 m)

Cet ensemble affleure mal dans le paysage, cependant, des observations ponctuelles montrent qu'il correspond à une alternance de dolomies en plaquettes, de dolomies marneuses, de rares dolomies bioclastiques et de marnes ou de silts souvent de couleur rouge. Le passage à la formation sus-jacente ne peut être détecté à cause des lacunes d'observations, cependant des observations ponctuelles, montrent que le passage aux calcaires de la formation sus-jacente est brutal.

### **2) Formation Ouanamane**

Il s'agit d'une unité sédimentaire de 50 m d'épaisseur (fig. 17), qui peut être subdivisée en deux membres ou "ensembles" lithologique: 1) un membre inférieur de 18 à 22 m, qui se présente sur le terrain sous forme d'une barre calcaire; 2) un membre supérieur de 26 à 28 m d'épaisseur, essentiellement marneux et formant un creux dans la topographie

1-ensemble des marno-calcaires

Epais de 18 à 22 m, il se manifeste en affleurement par deux termes carbonatés, résistants et intercalés par un intervalle marno-calcaires moins résistants. Le sommet de cet ensemble présente une masse de calcaires bioclastiques qui forme la deuxième barre. Depuis la base jusqu'au sommet se distinguent les sous-ensembles suivants :

2,5 à 3 m de calcaires oolithiques qui viennent surmonter brutalement des marnes argileuses du sommet de la formation sous-jacente, nommée Fm. Oumssissène. Ce terme dont le sommet est couronné par une surface ferrugineuse et très bioturbée, montre latéralement des stratifications sédimentaires : parallèle ou/et oblique et semble varier largement d'épaisseur. En microfaciès, ces calcaires sont soit des biomicrites à débris oncholitisés, des oobiomicrosparte / oobiomicrocite ou des

pelbiomicrosparites à oolithes, souvent packstone à bioclastes variés dont des oursins, des lamellibranches, des gastéropodes et des fragments de bryozoaires. La biophase identifiée dans les lames-minces, comprend de nombreuses sections d'algues dont *Acicularia* sp., *Terquemella* sp., *Sarfatiella dubari*, *Sarfatiella* sp. et des foraminifères dont l'association présente ici un grand intérêt stratigraphique, avec *Pseudocyclammina maynci*, *Mesoendothyra* sp., *Nautiloculina circularis-oolithica* (forme intermédiaire entre les espèces *oolithica* et *circularis*), *Epistomina* sp., *Praekurnubia crusei* REDMOND, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Lenticulina* sp., *Ophthalmidium strumosum* et d'autres Ophthamiidés et des Valvulinidés et des coraux : *C. mirabilis*.

\*10 à 12 m de calcaires et marno-calcaires bioclastiques, admettant souvent des niveaux noduleux très fossilifères et des marnes jaunes à vertes. Les bancs calcaires, en strates de 0,40 à 0,80 m, sont des biomicrites gréseuses ou des biomicrites à nombreux débris de mollusques, brachiopodes, gastéropodes, oursins, bryozoaires et des annélides. La microfaune peu diversifiée comprend : *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp., *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites agglutinans*, *Ophthalmidium strumosum* et des pseudocyclammines de formes aplaties, des serpules : *Serpula* sp. et de probable everticyclammines. Certains niveaux sont des biomicrites glauconieuses ou des biomicrites à microfilaments, calcisphères et à abondants foraminifères benthiques à tests hyalins et de probables foraminifères planctoniques.

\*8 à 9 m de calcaires, en bancs épais et souvent massifs. Les niveaux de la base sont essentiellement formés par des fragments de coquilles (gastéropodes, huîtres et lamellibranches), fréquemment alignés parallèlement à la stratification et témoignent ainsi de l'action des vagues ou de tempêtes. Le microfaciès correspond en général à une pelbiomicrite packstone ou à une biomicrosparte à gravelles et pellets, admettant des nombreux débris de macrofossiles dont des gastéropodes, lamellibranches, huîtres de différentes tailles, oursins, des nodules de coraux et des microfossiles : *Verneuilinoides* sp., *Epistomina* sp., *Lenticulina* sp., *Kilianina* sp., des pseudocyclammines de formes aplaties et des algues dont *Acicularia* sp., *Terquemella* sp. et des organismes encroûtantes.

Le sommet de cet ensemble est recouvert par une surface ferrugineuse et se montre plus dolomitisé.

## 2-ensemble des marnes et argilites

Dans cet ensemble, la sédimentation essentiellement marneuse, admet quelques rares niveaux de calcaires marneux à la base et au sommet. Le premier niveau calcaire qui surmonte la surface ferrugineuse est d'aspect noduleux et à fréquents fossiles légèrement épigénisés : brachiopodes, lamellibranches, oursins réguliers et de grosses coquilles de lamellibranches et d'ostréidés. Ce sont des biomicrites wackestones à calcisphères, microfilaments et des microfossiles dont des petits foraminifères à tests hyalins: *Astacolus* sp., *Lenticulina* sp., *Epistomina* sp. et des nodules de dasycladales : "*Cylindroporella-Sarfatiella* " et de rares sections d'*Ammobaculites*.

Le deuxième niveau calcaire, séparé du premier par un niveau marneux de 2,50 m, est un banc de 0,40 m d'épaisseur, très largement bioturbé et dolomitisé. Il comprend un niveau caverneux à son sommet, bien repérable sur le terrain. Le microfaciès est une biomicrite wackestone à calcisphères et à nombreuses sections de petits foraminifères dont *Lenticulina* sp. *Epistomina* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., et de probables Protoglobigérines.

Le sommet de cet ensemble marneux, se compose de 3 à 4 m de marno-calcaires de texture wackestone, d'aspect noduleux et lumachelliques. La biophase comprend de nombreux serpules, ostréidés, brachiopodes de différentes tailles, de nombreux taxons de lamellibranches et des foraminifères dont *Vavulina* cf. *lugeoni*, *Everticyclammina* n. sp., *Serpula* sp. (de forme triangulaire), *Textularia* sp., *P. carinata* et de foraminifères hyalins de forme enroulés et déroulés.

N. B.- En ce qui concerne les bordures NNE du bassin d'Agadir, une description détaillée de la série d'âge bathonien à oxfordien sera présentée dans le paragraphe réservé au Jurassique des bordures du bassin.



## Bassin d'Essaouira

Dans ce bassin, les affleurements jurassiques d'âge bathonien à kimméridgien sont bien représentés dans le Jbel Amsittène et plus au nord dans les anticlinaux d'Ali Kourati et de Hadid. Plusieurs coupes détaillées ont été effectuées surtout dans l'anticlinal d'Amsittène. Ainsi, du fait de l'intérêt que présente les séries de la formation Ouanamane sur le plan stratigraphique (abondance des microfossiles et des macrofossiles), paléogéographique et dans les interprétations géodynamiques, une description détaillée de quelques coupes sera présentée dans le présent travail.

Dans le bassin d'Essaouira, la coupe-type choisie est celle de la localité d'Id Bou Addi où la série d'Ouanamane nous a permis un échantillonnage continu des brachiopodes et à contribuer à l'identification des sous -étages du Callovien.

### d-Description de la coupe-type (Bassin d'Essaouira)

La localité d'Id Bou Addi (fig. 3, coupe n° 11), se situe sur le flanc Nord du Jbel Amsittène, à environ 4 à 5 km au SE de Smimou. La coupe a été levée au sud du village d'Id Bou Addi, aux points de coordonnées de Lambert  $x_1=74,5$  et  $y_1=92,8$  (carte topographique de Tamanar au 1/50.000).

Le substratum de la formation Ouanamane est constitué de marnes évaporitiques et de dolomies en plaquettes. Le passage au faciès marin est ici brutal. En affleurement, cette formation facilement reconnaissable sur le terrain par son aspect fossilifère, se subdivise lithologiquement en 3 membres (fig. 18) : 1) le membre des marnes et des marno-calcaires; 2) le membre des calcaires à organismes constructeurs; 3) le membre des marnes.

#### 1- Le membre des marnes et des calcaires

Il s'agit d'une succession épaisse de 65 à 70 m de calcaires, de marnes et de marno-calcaires lumachelliques, agencés en bancs métriques de l'ordre de 0,60 à 1,50 m. L'ensemble bien stratifié, admet des intercalations marneuses surtout dans la partie inférieure, tandis que dans sa partie supérieure, il est essentiellement à dominance de bancs calcaires.

\*Dans la partie inférieure (40 m de puissance), les alternances de calcaires avec des niveaux de marnes sont fréquentes. Les premiers niveaux calcaires sont oolithiques (2 à 3 m) et renferment une association micropaléontologique caractéristique avec: *Pseudocyclammina* de forme aplatie, *Mesoendothyra croatica*, *Pfenderella* cf. *arabica*, des Ophthalmiidés et de probables sections de *Limognella* sp. Les autres niveaux calcaires sont le plus souvent bioclastiques à lumachelliques, parfois noduleux et bioturbés. Ce sont des biomicrites gréseuses à calcisphères ou des biomicrites wackestone à microfilaments et à riche débris de macrofossiles dont des gastéropodes, des oursins, des lamellibranches, des brachiopodes non déterminés et des microfossiles dont *Everticyclammina* n. sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Triplasia* sp. et *Serpula* sp.

Dans la partie supérieure, dominent des calcaires lumachelliques et bioclastiques qui s'ordonnent en strates bien régulières, admettant de rares niveaux marneux et de fréquents niveaux glauconieux et à condensation de faunes de brachiopode. Le microfaciès est varié et correspond soit : 1) pelbiomicrite gréseuse parfois à débris oncolithisés (wackestone à packstone); 2) biomicrite à microfilaments, calcisphères ou biomicrite à glauconie. La biophase est composée de gastéropodes, de lamellibranches, d'oursins, de bryozoaires et de brachiopodes dont *Kutchithyris acutiplicata*, *K. aurata*, *Somalirhynchia africana ampla*, *Somalirhynchia africana*, *Bihenithyris barringtoni*, *Bihenithyris weiri* MUIR-WOOD, *Burmihynchia gregoryi* WEIR, de serpules : *Serpula* sp., *Serpula (Tetraserpula) quadricostata* (PARSCH), de foraminifères : *Triplasia* sp., *Lenticulina* sp., *Epistomina* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., de probables Protoglobigérines, *Vavulina* sp., *Verneuilinoides* cf. *maurittii*, de nombreuses sections d'everticyclammines (*Everticyclammina* n. sp.1 et 2), *Textularia* sp., *Coscinophragma* sp. et *Ammobaculites coprolithiformis*.

Les niveaux marneux de cette partie ont livré d'abondants ostracodes, ornés et lisses, et des foraminifères dont *Ophthalmidium strumosum*, *Epistomina* sp., *Proteina* sp. (ces trois formes ont été rencontrées seulement à la base), *Flabellamina althoffi*, *Triplasia bartensteini*, *Citharina lepida* (SCHWAGER), *Lenticulina subalata* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina munsteri* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina tumida* (MJATLIUK) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina polygonata* mg. *Lenticulina*, *Verneuilinoides mauritii*, *Lenticulina varians* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina polylobata* mg. *Lenticulina*, *Spirillina* sp., *Lenticulina polymorpha* mg. *Planularia*, *Lenticulina deslongchampsii* mg. *Falsopalmula*, *Spirillina* sp., *Everticyclammina* n. sp. 1 et *Everticyclammina* n. sp. 2 (formes dominante).

## 2- Ensemble des calcaires à organismes constructeurs

Cet ensemble affleure sur environ sur une vingtaine de mètres (16 à 18 m), il est constitué de bancs calcaires parfois lumachéliques, d'aspect parfois massif et semblant se présenter comme une lentille carbonatée. Deux à trois niveaux plus bioclastiques et mieux stratifiés s'intercalent avec les bancs de calcaires où dominent des organismes constructeurs tels que des coraux, des bryozoaires et des serpules. Aussi d'autres biocalstes sont identifiés dont parmi eux, des gastéropodes, des lamellibranches, des oursins, des encrines et des brachiopodes considérés comme caractéristiques de la zone à *Macrocephalus* : *Flabellothyris dichotoma* KITCHIN et *Ornithella* sp.

Le microfaciès correspond à une biomicrite ou à une biomicrite glauconieuse à microfilaments de texture soit wackestone ou framestone à abondants débris de macrofossiles. L'association micropaléontologique se compose tout d'abord à la base de *Verneuilina* sp., *Trochammina* sp., *Reophax* sp., *Everticyclammina* n. sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Triplasia* sp., des foraminifères hyalins bisériés et *Serpula* sp., puis ensuite vers le sommet, de *P. carinata*, *T. morronensis*, *C. mirabilis* (grande abondance), de probables *Bullopora* sp., des Lenticulines, des Trochamminidés, des Valvulinidés et des algues encroûtantes ont été également identifiés.

## 3- Ensemble des marnes (50 m)

Cet ensemble de dominance marneuse admet dans sa partie inférieure et dans le dernier tiers des niveaux de calcaires lumachéliques, souvent condensés et à microfilaments et glauconies.

Le premier niveau calcaire, d'épaisseur 2 à 2,50 m, se trouve à 5m de la base et correspond à une biomicrite grés-glauconieuse à microfilaments et à bioclastes dont des mollusques, des ostréidés, des crinoïdes et des brachiopodes dont *Kutchithyris acutiplicata*, *Somalirhynchia africana*, *Bihenithyris weiri*, *Ornithella calloviensis*. Les microfossiles identifiés dans ces bancs indurés sont dominés par des foraminifères à tests hyalins : *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., des foraminifères hyalins bisériés et de belles sections d'everticyclammines : *Everticyclammina* n. sp. 3, des Textulariidés, des glomospères et des serpules : *Serpula* sp.

Les derniers niveaux calcaires (7 à 8 m), qui s'intercalent au sein de cette masse marneuse, s'ordonnent en bancs 0,30 à 0,60 m et sont fossilifères et parfois noduleux. La biophase et le microfaciès sont similaires aux premiers niveaux calcaires de cet ensemble. Toutefois, les niveaux à brachiopodes du sommet de cet ensemble n'ont pas été déterminés.

Les marnes de cet ensemble sont souvent de couleur jaune vert et friable et admettant quelques passés fossilifères. Les lavages effectués dans plusieurs niveaux, nous ont livré des ostracodes ornés et lisses et des foraminifères tels que : *Flabellamina althoffi*, *Triplasia bartensteini*, *Triplasia kimeridensis*, *Textularia cordiformis*, *Verneuilinoides mauritii*, *Lenticulina munsteri* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina quenstedti* mg. *Lenticulina* (en abondance remarquable surtout à la base), *Lenticulina varians* mg. *Lenticulina*, *Fronidularia supracalloviensis* WISNIEWSKI, (en faible abondance), *Lenticulina triquetra* (GUMBEL) mg. *Saracenaria*, *Lenticulina deslongchampsii* mg. *Falsopalmula*, *Lenticulina antrorsa* mg. *Falsopalmula*, *Lenticulina* sp. mg. *Planularia*, *Lenticulina filosa* mg. *Planularia*, *Lenticulina cordiformis* mg. *Planularia*, *Lenticulina* sp, *Everticyclammina* n. sp (forme très évoluée par rapport à ceux des bancs sous-jacents), *Spirillina* sp, *Spirillina elongata*, *Eoguttulina* sp., *Lagena*



sp., *Lenticulina* sp. mg. *Astacolus*. Toutefois, nous avons remarqué la raréfaction puis la disparition de *Lenticulina subalata* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina tumida* mg. *Lenticulina* et *Lenticulina polylobata* mg. *Lenticulina*.

### e-Coupe d'Aït As Slib

La coupe se situe dans le flanc Nord de l'anticlinal d'Amsittène (fig. 3, coupe n° 12, et fig. 19), dans ses terminaisons est, à environ 10 à 12 km de la commune de Smimou vers Imi'N-Tlit. Dans cette localité, la coupe est relevée dans un talweg assez large où le bon affleurement de la série jurassique depuis le Bathonien jusqu'au kimméridgien inférieur, nous a permis de lever une coupe en détail "banc par banc". Cependant les visions panoramiques assez limitées nous n'autorisent pas de suivre les évolutions latérales de la série, contrairement au bassin d'Agadir, où le large affleurement des séries nous a permis de mettre en évidence des variations latérales et de comprendre l'évolution paléogéographique et les mécanismes tectono-sédimentaires.

Dans cette localité, Les séries sédimentaires qu'on peut attribuer à la formation Ouanamane se montrent très réduites en épaisseur par rapport à la coupe d'Id Ou Moulid. Les successions et les découpages en termes lithologiques (membres lithologiques) proposées dans la coupe-type, ne trouvent leur validité ici.

En fonction des faciès dominants, nous désignons dans cette localité, sous le nom de la formation Ouanamane, un ensemble lithologique de 65 m de puissance, composé de calcaires et des marno-calcaires et de marnes.

En général, il s'agit d'une unité sédimentaire (fig. 19) qui peut se subdiviser en 3 ensembles ou membres : les membres inférieur et supérieur, essentiellement à alternance de marnes et de calcaires, encadrent le membre médian, principalement composé de bancs calcaires

#### 1-1<sup>er</sup> ensemble : marnes et calcaires

Il s'agit d'un ensemble de puissance 25 à 26 m où alternent des marnes et de calcaires. Ces derniers, en bancs bien stratifiés et fréquemment bioturbés sont souvent bioclastiques et rarement lumachéliques. Ce sont des biomicrites parfois gréseuses, à nombreux bioclastes de gastéropodes, oursins, lamellibranches et des brachiopodes dont *Kutchithyris acutiplicata*, *K. cf. aurata*, *Somalirhynchia africana ampla*, *Sphaeroidothyris ? browni* MUIR-WOOD, et puis vers le sommet *Septaliphoria orbignyana*, *K. aurata*, des foraminifères comme : *Pseudocyclammina* de forme aplatie, *Mesoendothyra croatica*, *Valvulina* sp., *N. oolithica-circularis*, *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Triplasia* sp., de probables sections d'*Everticyclammina* n. sp., *Serpula* sp. et des Ophthalmiidés.

Les premiers niveaux calcaires qui constituent la base de cet ensemble (2 à 3 m), se déposent sur une surface ferrugineuse qui semble couvrir le sommet de la formation sous-jacente nommée Id Ou Moulid. Le microfaciès correspond à une oobiosprite ou oobiomicrite à nodules de *Cayeuxia* sp. et des foraminifères dont *Limognella* sp., *Pseudocyclammina maynci*, *Pseudocyclammina* de forme aplatie.

Les lavages des marnes de certains niveaux de cet ensemble, ont permis d'identifier des ostracodes ornés et lisses et des foraminifères d'intérêt stratigraphiques dont parmi eux on cite : *Flabellamina althoffi*, *Triplasia bartensteini*, *Lenticulina subalata* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina munsteri* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina polygonata* mg. *Lenticulina*, *Verneuilinoides mauritii*, *Verneuilinoides witkowiensis*, *Lenticulina varians* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina varians* mg. *Astacolus*, *Lenticulina pseudopolygonata* (PAYARD) mg. *Lenticulina*. *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Lenticulina polymorpha* mg. *Planularia*, *Eoguttulina* sp. et probablement quelques rares *Lenticulina quenstedti* mg. *Lenticulina*.

#### 2- 2<sup>ème</sup> ensemble : calcaires à oolithes



C'est une barre de 20 m de puissance, principalement composée de bancs calcaires bien stratifiés. Les 10 à 11 m de la base, sont des oobiosparites à oobiomicrosparites de textures packstone à grainstone et à stratifications souvent parallèles, rarement obliques. Les 8 m terminaux, sont des calcaires bioclastiques à lumachéliques et correspondent en microfaciès à une biomicrite légèrement gréseuse où abondent les bioclastes de mer ouverte.

La biophase comprend des gastéropodes, des lamellibranches, des oursins, et de rares brachiopodes: *Bihenithyris barringtoni*, *Somalirhynchia africana*.

L'association micropaléontologique se compose tout d'abord à la base de *Sarfatiella dubari*, *Cayeuxia* sp., *Solenopora* sp., *P. maynci*, *P. arabica*, *Nautiloculina* sp., Mesoendothyridae, *Epistomina* sp., *Ammobaculites coprolithiformis*, et *V. mauritii*, *Andersenolina* cf. *conica*, *Andersenolina* sp., *Lenticulina* sp. et *Textularia* sp., puis au sommet d'*Everticyclammina* n. sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., de probables foraminifères hyalins bisériés, et des petits Ophthalmiidés. Le sommet de cet ensemble qui est fréquemment bioturbé se montre plus fossilifère et où abondent des térébratules, des nérinées et des huîtres (Ab 27).

3-3<sup>ème</sup> ensemble : marnes et calcaires

Ce troisième ensemble se caractérise comme le premier, par une alternance de calcaires et de marnes, le tout, de puissance 20 m est fossilifère et comprend des brachiopodes, des mollusques, des annélides et de rares nodules de coraux. Les calcaires de cet ensemble sont de faciès plus ouverts que ceux du premier ensemble, ce sont des biomicrites (wackestone) souvent glauconieuses à microfilaments, calcisphères et où dominant une microfaune de mer ouverte dont des Lenticulines, des Nodosariidés, des Everticyclammines et des Spirillines. Des niveaux de condensation et de ferruginésation ont été observés dans cet ensemble.

Le sommet de la série se montre plus dolomitisé et des observations latérales, montrent l'existence d'une surface à accumulation d'huîtres (ou correspond à un banc de 0,20m, fracturé où s'accumulent des huîtres cristallisés: Ab34). Le passage aux faciès gréseux de la formation sus-jacente est brutal.

## Bilan

Dans la localité d'Aït As Slib, les subdivisions de la formation d'Ouanamane (d'épaisseur réduit), en membres, ne sont pas valables. Dans la réalité, il s'agit d'une seule unité lithologique, se composant d'une masse lithologique à alternance de calcaires et de marnes et admettant dans sa partie médiane des niveaux essentiellement calcaires. Cependant, des subdivisions d'ordre biostratigraphiques basées sur la macrofaune et les microfossiles sont valables et ont permis de corrélations à l'échelle du secteur, et contribuent à la reconstitution paléogéographique du bassin.

## f-Coupe d'Id Ou Moulid

La coupe est relevée au alentour de localité du Borj Id Ou Moulid (à côté de la maison du garde forestier), au bord de la route nationale n° 8 qui mène d'Essaouira à Agadir. Elle est "distante" de Smimou d'environ une quinzaine de kilomètres. La coupe levée se situe sur les extrémités ouest du flanc sud de l'anticlinal d'Amsittène, aux points de coordonnées de Lambert  $x_1=89,30$  -  $x_2=89,70$  et  $y_1=69,80$  -  $y_2=71,20$ , précisées sur la carte topographique du Tamanar au 1/50.000.

Dans cette localité (fig. 3, coupe n°10 et fig. 20), la formation Ouanamane s'épaissit considérablement, et des subdivisions lithologiques et biostratigraphiques se montrent partiellement corrélable avec celles de la coupe-type que nous avons définie dans le bassin d'Agadir.

La formation comprend 200 m de couches, subdivisés en 3 membres. Ainsi, depuis la base jusqu'au sommet, on distingue :

1-Ensemble des calcaires :dolomies calcaires à oncoïdes



Il s'agit d'une unité sédimentaire de 60 m, formé essentiellement de bancs de dolomies calcaires à fantômes d'oncoïdes, de quelques niveaux encore calcaires à oncoïdes et ooïdes, et de rares intercalations marneuses : 3 à 4 niveaux de marnes jaunes (de puissance 2 à 3m).

Les bancs indurés souvent bioturbés, bien stratifiés, sont agencés en bancs de 0,40 à 0,70 m rarement dépassant le 1 m. Certains niveaux dolomitiques souvent caverneux peuvent atteindre des puissance de 1,5 à 2 m. Le microfaciès des bancs dolomitisés est une dolosparite à fantômes d'oncoïdes et de bioclastes cristallisés, montrant des traces de fossiles typiquement marins dont des oursins, des lamellibranches et des brachiopodes.

Les niveaux calcaires, souvent (généralement au nombre de deux) de texture wackestone à packstone, sont des biomicrites à oncoïdes et parfois à ooïdes ou des oobiomicrosparites. Le tout est riche en débris de lamellibranches, gastéropodes, oursins, bryozoaires, nodules de coraux et de rares brachiopodes malheureusement non échantillonnés. La microfaune déterminée dans les sections des lames-minces se montre diversifiée et présente un grand intérêt stratigraphique. Tout d'abord dans le premier niveau calcaire, la biophase comprend : *Andersenolina* cf. *conica*, *Epistomina* sp, *P. maynci*, *Nautiloculina circularis-oolithica*, *Andersenolina* gr. *palastiniensis*, *Lenticulina* sp. et de Lituolidés grossièrement agglutinés semblables à ceux identifiés par Bassoullet dans le Bathonien de l'Inde (cf *Amijiella*, ou *Spiraloconulus*, Bassoullet, 1987). Puis ensuite dans les niveaux du sommet, les taxons identifiés sont : *Andersenolina palastiniensis*, *A. platierensis*, *P. maynci*, *Paleopfenderina gracilis* (REDMOND), *Limognella* cf. *dufaurei*, *Praekurnubia* sp., *Epistomina* sp. *Lenticulina* sp, *Nautiloculina circularis-oolithica.*, *Valvulina* cf. *lugeoni*, Mesoendothyridae, *Ammobaculies* gr. *coprolithiformis*, *Andersenolina conica*, *Ophthalmidium strumosum*, *Nautiloculina* sp. et des Lituolidés grossièrement agglutinés.

Ces deux niveaux calcaires admettent des surfaces de discontinuités ferrugineuses, dont la supérieure, très bioturbée est encroûtée par des huîtres.

Les niveaux marneux de cet ensemble, épaisses d'environ 2 à 3 m, sont souvent altérés, dolomitisés, parfois noduleux et fossilifère à leur base.

## 2-Ensembles des calcaires et des marnes (90 m)

Le contact de cet ensemble avec le sommet de l'ensemble sous-jacent n'est pas précisé, du fait de la présence d'une lacune d'observation d'environ 5 m et les premiers sédiments identifiés sont des marnes jaunes.

\*La partie inférieure (20 à 25 m) de cet ensemble est essentiellement marneuse, dolomitique et à rares intercalations d'argiles rouges. Le dernier niveau dolomitique de couleur rose, correspond à une dolomicrosparite à dragées de quartz mal taillé.

Les dolomies sont des dolomicrites ou dolomicrosprites silteuse, parfois à microvacuoles de dissolution (probable nodules de gypse).

\*La deuxième partie (de 60 à 65 m d'épaisseur) se compose d'une alternance de calcaires, de marno-calcaires et de marnes. La base correspond à un changement radical dans les conditions de sédimentation, le premier niveau calcaire d'aspect noduleux (0,20 m), est une biomicrite gréseuse et glauconieuse (wackestone), renfermant une biophase d'ammonites, brachiopodes, oursins, lamellibranches et des foraminifères : *Valvulina* sp., *Lenticulina* sp., *Astacolus* sp., *Verneuilinoides* sp., et des serpules: *Serpula* sp. Puis au-dessus, 65 m d'alternances de calcaires bioclastiques, marno-calcaires et de marnes, admettant quelques intercalations de niveaux condensés, de croûtes ferrugineuses et un niveau à géantes bioturbations bien caractéristique dans l'affleurement. Le microfaciès et la biophase sont analogues au deuxième ensemble de la coupe type. Ainsi, le microfaciès le plus représentatif est celui d'une biomicrite grés-glauconieuse à calcisphères, microfilaments, et renfermant une biophase composée de lamellibranches, ostréidés, oursins, brachiopodes : *Kutchithyris acutiplicata*, *K.* cf. *aurata*, *Somalirhynchia africana ampla*, *Sphaeroidothyris ? browni*, *Bihenithyris weiri*, *Lophrothyris ? euryptycha*, des serpules et des

foraminifères hyalins enroulés et déroulés, probables foraminifères planctoniques et des Everticyclammines avec tout d'abord, *Everticyclammina* n. sp.1 puis ensuite, *Everticyclammina* n. sp.-2 à caractères micro-structuraux plus évoluées que la première forme; ces deux dernières formes constituent de bons repères biostratigraphiques sur le terrain.

La microfaune identifiée dans les niveaux marneux comprend, des ostracodes ornés et lisses et des foraminifères dont *Triplasia bartensteini*, *Lenticulina subalata* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina munsteri* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina* gr. *munsteri* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina polygonata* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina varians* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina pseudopolygonata* mg. *Lenticulina*, quelques exemplaires de *Lenticulina quenstedti* mg. *Lenticulina* surtout identifiés vers le sommet de cet ensemble, *Lenticulina polymorpha* mg. *Planularia*, *Spirillina elongata*, *Spirillina* sp. et *Everticyclammina* n. sp. 1 et *Everticyclammina* n. sp. 2 (forme dominante)

### 3- Ensemble des marnes et argilites (50 m)

Cet ensemble de dominance marneuse et d'épaisseur 50 m, montre parfois des lacunes d'observations. Les marnes de couleur le plus souvent grise et riches en matière organiques, contiennent des intercalations des bancs indurés : marno-calcaires et calcaires bioclastiques à lumachelliques. La partie médiane de cet intervalle marneux, admet un niveau (10 m) de calcaires noduleux, noirs, en bancs très minces (0,05 à 0,20m) : ce sont des biomicrites mudstones riches en *Everticyclammina* de forme plus évoluée que ceux du membre sous-jacent.

Le microfaciès des calcaires et des marno-calcaires est celui d'une biomicrite à microfilaments ou calcisphères à abondants sections de foraminifères hyalins enroulés et déroulés, des *Triplasia*, de belles sections d'Everticyclammines, des foraminifères planctoniques et dans quelques rares niveaux des Epistomines et des Ophthalmioidés. La biophase macroscopique se caractérise par la présence de plusieurs fragments de grandes ammonites, de petites ammonites pyriteuses, de brachiopodes, d'oursins, de crinoïdes et de nombreux types de lamellibranches.

Les marnes de cet ensemble de couleur gris-bleu très caractéristique, diffèrent des teintes plus jaunes des marnes de l'ensemble sous-jacent. Ce sont des marnes argileuses, à débit feuilleté, renfermant eux aussi de petites ammonites malheureusement mal conservés et de nombreux microfossiles tels que des ostracodes lisses et ornés, des foraminifères, dont parmi eux, nous citons: *Everticyclammina* n. sp. -3 (c'est la forme la plus dominante, forme évoluées intermédiaires entre les Everticyclammines du Callovien et ceux du Kimméridgien), *Triplasia bartensteini*, *Triplasia kimeridensis*, *Lenticulina munsteri* mg. *Lenticulina*, *Spirillina elongata*, *Spirillina polygyrata* GUMBEL, *Lenticulina polymorpha* mg. *Planularia*, *Lenticulina varians* mg. *Astacolus*, *Lenticulina triquetra* mg. *Saracenaria*, *Lenticulina oxfordiana* TAPPAN mg. *Saracenaria*, *Lenticulina munsteri* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina quenstedti* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina deslongchampsii* mg. *Falsopalmula*, *Lenticulina antrorsa* mg. *Falsopalmula*, *Lenticulina* sp. mg. *Planularia*,., *Lenticulina filosa* mg. *Planularia*, *Lenticulina cordiformis* mg. *Planularia*, *Lenticulina* sp, *Spirillina* sp., *Gaudryna* sp.

### **5-4-Biostratigraphie de la formation Ouanamane**

Les séries sédimentaires se rapportant au Callovo-Oxfordien marin tantôt à Agadir qu'à Essaouira, étudiées puis révisées d'un point de vue biostratigraphiques (Roch, 1930 et 1950; Duffaud, 1960; Brun, 1962; Ambroggi, 1963; Duffaud *et al.*, 1966; Adams *et al.*, 1980; Jaffrezo *et al.*, 1985; Bouaouda, 1987, 1993, 2002b, Bouaouda *et al.*, 2004) sont souvent riches en fossiles : macrofaune, microfaune et microflore, et ont montré, tant à Essaouira qu'Agadir, quelques niveaux à faciès carbonatés marin où prolifèrent des organismes utiles pour la stratigraphie. Le bilan de la grande majorité de ces travaux (biostratigraphiques et paléontologiques), ne s'est porté que sur un inventaire simplifié de quelques composants organiques et les synthèses biostratigraphiques restent peu précises et parfois même contradictoires et dans la réalité, elles sont fragmentaires et légendaires par comparaison avec celles



réalisées dans la Téthys. Dans ce dernier domaine, les études paléontologiques détaillées, ont permis l'établissement d'un cadre biostratigraphique basée sur les principaux groupes : brachiopodes, ammonites, oursins, bélemnites, foraminifères, algues et pollens.

En général, pendant le Jurassique et à l'échelle mondiale, c'est la macrofaune de mer ouverte, représentée par les ammonites, les belemnites et les brachiopodes qui demeure le plus fiable pour la datation des séries sédimentaires. A l'échelle de notre secteur d'étude, les unités lithologiques de l'intervalle Callovien-Oxfordien, ont montré, et dans certains niveaux, la présence de faciès carbonatés marins favorables à la prolifération de ses organismes. Cependant, et dans la réalité, cette macrofaune caractéristique n'est présente qu'occasionnellement voire absente et cela pour deux raisons, soit : 1) en fonction des manifestations tectono-sédimentaires, liés aux évolutions géodynamiques de l'Atlantique central. Celles-ci, ont contribué et ont contrôlé le remplissage sédimentaire, et sont responsables à la mise en place de paléomilieux variés, dont certains sont peu favorables ou sont totalement défavorables au développement des organismes de mer ouverte ; 2) ou/et en fonction des phénomènes diagénétiques et des processus de fossilisation, ceux-ci se concrétisent par la grande rareté et l'épigénisation des fossiles marqueurs dans les séries sédimentaires en question.

Il est donc difficile dans ces cas, de se baser uniquement et exceptionnellement sur ses macrofossiles. Dans ces conditions, il s'est avéré indispensable, de chercher d'autres outils biostratigraphiques. D'où l'utilisation des microfossiles qui sont fréquemment rencontrés dans les séries sédimentaires, comme éléments pour les interprétations et les corrélations stratigraphiques.

Les études micropaléontologiques détaillées de cette série sont soldées par la définition de biozones basées sur les algues dasycladales et les foraminifères benthiques, qui dans le cas de l'absence de la faune de mer ouverte seront utilisées pour la datation et les corrélations stratigraphiques.

Il faut signaler ici, que les travaux biostratigraphiques antérieurs ont donné lieu à des interprétations chronostratigraphiques dont certaines sont parfois contradictoires. La confrontation de quelques données biostratigraphiques, nous amènent aux remarques suivantes:

1- Les études paléontologiques ont aboutit à des interprétations différentes.

2- les limites de la formation sont supposées isochrones.

3- la formation est considérée comme caractéristique de l'intervalle Callovien-Oxfordien inférieur.

\*la limite inférieure est reportée dans la majorité des travaux, exceptés ceux de Bouaouda, 1987, au Callovien inférieur.

\*la limite supérieure est supposée d'âge oxfordien inférieur et cela dans la majorité des études menées jusqu'à présent, exceptés les récents travaux biostratigraphiques de Bouaouda, 2002 et Bouaouda *et al.*; 2004.

4- Dans la littérature, les limites des étages se sont reportées à tort avec les limites lithologiques, et les formations sont supposées comme isochrone à l'échelle du bassin. Cela, représente un grand inconvénient pour les reconstitutions paléogéographiques et les interprétations géodynamiques.

### ***Biostratigraphie***

La datation de cette formation est basée à la fois sur la détermination de nos brachiopodes par Y. Alméras (*in* Bouaouda, 1987), sur nos nouvelles données micropaléontologiques et sur quelques interprétations chronostratigraphiques à partir des études paléontologiques des ammonites (Roch, 1930, et Ambroggi, 1963, Adams *et al.*, 1980).

#### **a-Datation directe par la macrofaune**

A l'échelle du bassin atlantique marocain, la datation par la macrofaune de mer ouverte : brachiopodes et ammonites se réserve aux parties subsidentes du bassin atlantique marocain.

Deux coupes ont permis un échantillonnage continue de brachiopodes depuis la base jusqu'au sommet et ont permis de préciser en partie l'âge de la formation. D'autres coupes localisées à la fois dans le bassin d'Essaouira et aussi à Agadir n'ayant fourni que des collectes dispersées ou plus étalées.

### ***1-Bassin d'Essaouira***

Les premiers niveaux à brachiopodes se caractérisent par une association d'âge Bathonien supérieur à Callovien inférieur:

Dans la coupe-type du bassin d'Essaouira, les premiers niveaux (Le Membre des marnes et des calcaires) donnent une association composée de : *Kutchithyris acutiplicata* (KITCHIN), *K. cf. aurata* (KITCHIN)- exemplaires non encore adultes, *Somalirhynchia africana* WEIR *ampla* (DOUVILLE), *Somalirhynchia africana* WEIR, *Bihenithyris barringtoni* MUIR-WOOD, *Bihenithyris weiri* MUIR-WOOD, *Burmhirhynchia gregoryi*. D'après Y. Alméras : " C'est une association du Callovien inférieur-moyen. En effet, certaines espèces comme *K. acutiplicata* et *K. aurata* sont connues par ailleurs du Callovien inférieur ou même Bathonien supérieur (Putchum Group et couches à *Macrocephalus* du Kutch, T. KITCHIN, 1900, Bathonien supérieur du Pamir du S-E, T. OVCHARENKO, 1969). Toutefois, la présence dans cette série d'un exemplaire adulte typique de *Kutchithyris acutiplicata* associé à *Burmhirhynchia gregoryi*, permet de lever le doute et de dater du Callovien inférieur.

Le membre 2 (Ensemble des calcaires à organismes constructeurs) renferme *Flabellothyris dichotoma* KITCHIN et *Ornithella* sp. (jeune exemplaire). D'après Y. Alméras : " Ce membre fournit une observation complémentaire intéressante, c'est la seule coupe qui a fourni *Flabellothyris dichotoma*. Il s'agit d'une espèce caractéristique, facile à identifier, découverte en 1900 par KITCHIN dans le groupe Putchum de Kutch (Bathonien supérieur-Callovien inférieur, couches à *Macrocephalus*. Nous l'avons également trouvée en Arabie Saoudite, au sommet de la formation Dhryma (sommet du Membre Atash- base du Membre Hisyan), ce qui lui donne un âge Bathonien supérieur- base du Callovien moyen (Y. Alméras, à paraître). C'est à notre connaissance la première fois qu'elle est signalée au Maroc occidental. Sa présence dans ce membre confirme l'âge Callovien inférieur à moyen".

La base du membre sus-jacent, nous a fourni encore des brachiopodes qui d'après Y. Alméras, ne dépassent pas le Callovien inférieur.

En fonction de ces données, il semble que les premiers niveaux à brachiopodes caractérisent le Callovien inférieur avec le Bathonien supérieur non exclu.

**N B :** *Nous aimerons bien signaler que dans la coupe-type de la formation Ouanamane du bassin d'Essaouira: coupe Id Bou Addi, les premiers niveaux à brachiopodes n'ont pas été réellement échantillonnés, les premières collectes ont été réalisés à environ une trentaine de mètres des premiers niveaux à brachiopodes. Il est possible que qu'ils sont d'âge bathonien supérieur. Ces niveaux se corrèlent latéralement dans la coupe d'Id Ou Moulid avec des séries de calcaires à oncoïdes où sont déterminés des Archaeosepta platierensis qui ne dépassent pas le Bathonien supérieur dans le domaine téthysien.*

Latéralement à cette coupe, la base de la formation nous livré dans la coupe d'Id Ou Moulid, une association micropaléontologique caractéristique, et apporte de précieuses données microbiostratigraphiques. Il s'agit de foraminifères et d'algues dasycladales, dont certains d'entre eux, à notre connaissance ne dépassent pas le Bathonien supérieur. L'association identifiée nous a permis de définir la biozone à *Archaeosepta platierensis* qui selon les arguments présentés dans le volet Biostratigraphie est d'âge Bathonien supérieur (Cf. *Supra.*).

En conclusion, à l'échelle du bassin d'Essaouira, les premiers niveaux à brachiopodes ont permis de caractériser paléontologiquement dans plusieurs coupes le Callovien inférieur puis le Callovien inférieur à base Callovien moyen, cependant, il s'est avéré difficile de préciser paléontologiquement le Bathonien supérieur. Ce dernier, ne peut être caractériser que micropaléontologiquement et dans quelques coupes (cf. coupe d'Id Ou Moulid, ci-après).

Le sommet de la formation peut atteindre Le Callovien supérieur (Zone à *athleta*) si la citation de *Peltoceras athleta* (PHILLIPS) par Roch 1950 est fondée.

Les études micropaléontologiques des différents niveaux calcaires et marneux du sommet de la formation, nous ont permis d'identifier des associations d'affinité Callovien supérieur (Cf. *Infra*).

## **2-Bassin d'Agadir**

Dans les parties subsidentes de ce bassin, la meilleure coupe qui a permis un échantillonnage continu et étagé des brachiopodes le long de cette formation est celle de la coupe -type : coupe de l'oued Tizgui. Dans cette coupe, les déterminations réalisées par Y. Alméras (*in* Bouaouda, 1987), nous ont permis des interprétations chronostratigraphiques, qui dans leur majorité se corrélaient avec nos subdivisions microbiostratigraphiques. Elles viennent ainsi étalonner les autres coupes tant à Agadir qu'à Essaouira où les collectes de brachiopodes insuffisantes n'ont pas permis l'établissement de telles subdivisions stratigraphiques.

-La base de la formation Ouanamane (Ensemble oolithique) ou membre des calcaires oolithiques a livré l'association des brachiopodes suivantes: *Kutchithyris acutiplicata* (KITCHIN), *K. aurata* (KITCHIN), *K. planiconvexa* (KITCHIN), *Somalirhynchia africana* WEIR *ampla* (DOUVILLE), et *Septaliphoria orbignyana* (OPPEL). D'après Y. Alméras, cette association est rapportée au Callovien inférieur (couches à *Macrocephalus*, avec le Bathonien supérieur non exclu) grâce à la présence des espèces de Brachiopodes qui ne dépassent pas le Callovien inférieur : *Kutchithyris acutiplicata*, *K. aurata*, *K. planiconvexa*.

**Discussion** : Dans cette coupe, les niveaux calcaires de la base de la série, ont cependant montré d'après un échantillonnage serré, la coexistence de ces brachiopodes avec des foraminifères considérés comme marqueurs de l'intervalle Bajocien supérieur-Bathonien supérieur : *Archaeosepta platierensis*. Cette constatation permet de reporter logiquement la base de la formation au Bathonien supérieur.

-Le deuxième membre (Ensemble marno-calcaires lumachelliques): ensemble des calcaires à brachiopodes, a fourni également une riche association de brachiopodes tenue pour spécifique du Callovien inférieur, avec *Kutchithyris acutiplicata* (KITCHIN), *K. aurata* (KITCHIN), *K. planiconvexa* (KITCHIN), *Somalirhynchia africana* WEIR *ampla* (DOUVILLE), *Bihenithyris barringtoni* MUIR-WOOD, *Bihenithyris bihenensis* (WEIR) *morphe supertes* (DOUVILLE) et *Septaliphoria orbignyana*.

-Le troisième membre : ensemble des marnes et argilites a livré une association de brachiopodes composée des taxons suivants : *Somalirhynchia africana* WEIR *ampla* (DOUVILLE), *Somalirhynchia africana* WEIR, *Bihenithyris barringtoni*, *Septaliphoria orbignyana*, *Ornithella calloviensis* DOUGLAS & ARKELL, *Ornithella* sp. *Kutchithyris indica* (d'ORBIGNY), *Lophrothyris ? euryptycha* (KITCHIN) et "*Rhynchonella*" *maroccanica* GENTIL & LEMOINE. Ce membre est attribué stratigraphiquement au Callovien moyen tout en se basant à la fois sur la disparition dès sa base des espèces de *Kutchithyris* (*Kutchithyris acutiplicata*, *K. aurata*, *K. planiconvexa*) qui ne dépassent pas le Callovien inférieur et aussi sur la présence dans cette association des taxons de brachiopodes tenus comme caractéristiques du Callovien moyen (*Septaliphoria orbignyana*).

-Le quatrième membre : ensemble des "calcaires sommitaux", qui passe latéralement à des calcaires à organismes constructeurs, a livré à sa base une rare macrofaune de brachiopodes dont : *Kutchithyris pyroidea* (KITCHIN). D'après Y. Alméras, il s'agit d'une espèce que l'on trouve dans les couches supérieures du Groupe Chari, à Kutch, correspondant au Callovien supérieur ou plutôt à l'Oxfordien inférieur (KITCHIN, 1900, HOLLAND, 1926, KRISHNAM & JACOB, 19--). En fonction de ces données, il semble que le Callovien moyen caractérise le membre sous-jacent: Membre des marnes et argilites, tandis que le Callovien supérieur voire l'Oxfordien basal, débute dès la base du membre des calcaires sommitaux.



En conclusion, à l'échelle du bassin d'Agadir, les collectes de brachiopodes ont permis de caractériser paléontologiquement dans plusieurs coupes le Callovien inférieur puis le Callovien inférieur à base Callovien moyen, le Callovien moyen et enfin dans les derniers niveaux de la formation, le Callovien supérieur ou l'Oxfordien inférieur. Cependant, les premiers niveaux à brachiopodes n'ont pas pu préciser paléontologiquement le Bathonien supérieur. Toutefois, l'association de ces brachiopodes avec des microfossiles caractéristiques permet de différencier entre le Bathonien et le Callovien inférieur.

### **3-Réflexions biostratigraphiques**

En conclusion, dans le bassin d'Essaouira et d'Agadir, la présence d'associations de brachiopodes du Callovien inférieur puis du Callovien moyen et enfin du Callovien supérieur à Oxfordien inférieur nous ont permis de situer stratigraphiquement les biozones que nous avons définies au sein de cette formation. Cette échelle biostratigraphique basée surtout sur les foraminifères nous a facilité la datation et la corrélation des niveaux ou des séries sédimentaires dépourvues de marqueurs paléontologiques caractéristiques et où les récoltes sont fragmentaires. Aussi, il ne faut oublier la valeur stratigraphique de certains microfossiles, qui grâce à eux la délimitation entre le Callovien inférieur et le Bathonien supérieur a pu être établie.

#### **b-Datation par les microfossiles**

A l'échelle du bassin atlantique marocain, les niveaux calcaires et surtout marneux de la formation Ouanamane, nous ont fourni une riche association micropaléontologique, permettant certaines corrélations entre les différentes coupes à l'échelle du bassin atlantique marocain depuis Agadir jusqu'à Essaouira.

Les associations micropaléontologiques sont corrélées avec les étages du Jurassique soit: 1) en raison de la présence de faune de mer ouverte ; 2) soit en tenant compte de la valeur stratigraphique des certains marqueurs micropaléontologiques; 3) soit par corrélation paléogéographique.

Les associations micropaléontologiques identifiées présentent plusieurs intérêts :

1-datation des niveaux dépourvus de macrofossiles caractéristiques.

2-augmenter la précision des interprétations stratigraphiques surtout au niveau de la base de la formation.

Depuis la base au sommet de la formation, se succèdent les assemblages ou les biozones suivantes :

\*Biozone à *Archaeosepta platierensis* : il s'agit d'une biozone qui est définie dans le bassin d'Essaouira, et qui caractérise la base de la formation. Cette biozone se corrèle latéralement avec la biozone à *Trocholina palastiniensis*, définie dans le bassin d'Agadir.

Les deux biozones sont attribuées stratigraphiquement au Bathonien supérieur, tout en se basant sur la présence du foraminifère caractéristique : *Archaeosepta platierensis* et sa coexistence avec des brachiopodes du Bathonien supérieur à Callovien inférieur.

La présence des deux biozones à la base de la série permet de dater la base de la formation du Bathonien supérieur, le Callovien inférieur se caractérise, vers l'ouest du bassin atlantique marocain, par la présence des brachiopodes de cet intervalle et par la disparition des espèces index de ces deux biozones.

\*Biozone à *Everticyclammina* n. sp.

C'est une biozone qui peut être identifiée à la fois dans les faciès marneux et aussi calcaires. Elle est calée stratigraphiquement par une faune de mer ouverte.

La base de la biozone est attribuée au Callovien inférieur par une faune de Brachiopodes (cf. *Supra*), tandis que le sommet est daté à la fois par une faune de brachiopodes et d'ammonites et reportée stratigraphiquement à l'intervalle Callovien supérieur à Oxfordien inférieur (*Perisphinctes bernensis*

DE LORIO, et *P. cf. mirandus* DE LORIO, localité Ait Chehid, bassin d'Agadir, in Ambroggi, 1963, et *Kutchithyris pyroidea* in Bouaouda 1987, détermination Y. Alméras)

Les inventaires micropaléontologiques détaillés aussi bien dans les faciès calcaires que dans les roches meubles, permettent de subdiviser cette biozone en deux à trois sous-biozones, respectivement attribuées stratigraphiquement au Callovien inférieur, puis au Callovien moyen et enfin au Callovien supérieur à Oxfordien inférieur.

- Sous biozone   *Ammobaculites irregularis*

Cette biozone se caractérise par l'apparition du taxon index, et par la disparition des marqueurs de la biozone sous-jacente. La limite supérieure de la sous-biozone correspond surtout à Agadir à la disparition de toutes les espèces d'*Ammobaculites* et à la disparition dans les deux bassins de quelques espèces de lenticulines dont: *Lenticulina tumida* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina polygonata* (FRANKE) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina subalata* (REUSS) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina subalata* (REUSS) mg. *Lenticulina*

Cette association micropaléontologique qui caractérise en général le membre des calcaires à brachiopodes dans les deux bassins est composée principalement par une dominance de foraminifères à test hyalins qui disparaissent ou seulement se raréfient au sommet de la biozone. Parmi les principaux taxons, on cite: *Flabellamina althoffi* BARTENSTEIN, *Triplasia bartensteini* LOEBLICH & TAPPAN, *Ammobaculites coprolithiformis* (SCHWAGER), *Ammobaculites agglutinans* (d'ORBIGNY), *Lenticulina subalata* (REUSS) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina munsteri* (ROEMER) mg. *Lenticulina*, , *Verneulinoides mauritii* (TERQUEM), *Lenticulina polygonata* (FRANKE) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina polylobata* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina tumida* mg. *Lenticulina*, *Discorbis paraspis* (SCHWAGER), *Lenticulina pseudopolygonata* mg. *Lenticulina* et des Citharines dont *Citharina lepida*. D'autres taxons de foraminifères à tests hyalins notent leur présence dès la base de cette biozone et demeurent dans la sous biozone sus-jacente : *Everticyclammina* n. sp., *Lenticulina munsteri* (ROEMER) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina varians* (BORNEMANN) mg. *Lenticulina*, *Spirillina* sp., *Lenticulina polymorpha* (TERQUEM) mg. *Planularia*.

Cet assemblage est daté du Callovien inférieur par une faune de brachiopodes.

- Sous biozone   *Lenticulina quenstedti* (GUMBEL) mg. *Lenticulina*

La base de la biozone est définie par l'apparition et la dominance de ce taxon marqueur, et par la disparition de certains représentants de Lenticulines dont *Lenticulina tumida* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina polygonata* (FRANKE) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina subalata* (REUSS) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina subalata* (REUSS) mg. *Lenticulina*. Dans le bassin d'Agadir, la base de cette biozone coïncide avec la disparition de toutes les espèces d'*Ammobaculites*

La limite supérieure correspond à l'apparition d'*Everticyclammina* - forme évoluée- et à une dominance de serpules.

A l'échelle du bassin atlantique marocain, cette biozone se caractérise par l'apparition et la dominance des taxons suivants:

*Triplasia kimeridensis* (BIELECKA & POZARYSKI), *Verneulinoides witkowiensis* BIELECKA & STYK, *Spirillina elongata* BIELECKA & POZARIDSKI, *Lenticulina quenstedti* (GUMBEL) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina antrorsa* LOEBLICH & TAPPAN mg. *Falsopalmula*,, *Lenticulina* sp. mg. *Planularia*, *Lenticulina filosa* (TERQUEM) mg. *Planularia*, *Lenticulina cordiformis* (TERQUEM) mg. *Planularia*, *Lenticulina* sp, *Frondicularia supracallovienensis* WISNIOWSKI, *Lenticulina triquetra* (GUMBEL) mg. *Saracenaria*, *Lenticulina oxfordiana* TAPPAN mg. *Saracenaria*. En plus de ces apparitions, plusieurs autres espèces de foraminifères benthiques à tests hyalins et agglutinés, connus depuis le Callovien inférieur persistent encore dans cette biozone dont parmi eux on cite: *Flabellamina althoffi* BARTENSTEIN, *Triplasia bartensteini* LOEBLICH & TAPPAN, *Lenticulina munsteri* (ROEMER) mg. *Lenticulina*, *Verneulinoides mauritii* (TERQUEM), *Everticyclammina* n. sp., *Lenticulina varians* (BORNEMANN) mg. *Lenticulina*, *Spirillina* sp., *Lenticulina polymorpha* (TERQUEM) mg. *Planularia*, *Lenticulina deslongchampsii* (TERQUEM) mg. *Falsopalmula*,

*Textularia cordiformis* SCHWAGER., *Textularia jurassica* SCHWAGER et quelques rares exemplaires de *Lenticulina polygonata* mg. *Lenticulina*.

Cette association micropaléontologique s'associe dans le bassin d'Agadir à des brachiopodes du Callovien moyen ( coupe de l'Oued Tizgui, Anticlinal d'Anklout). Cette interprétation chronostratigraphique permet de dater la sous biozone de cet intervalle.

L'association des microfossiles dans ces assemblages semble d'affinité callovienne à oxfordienne, certains taxons présentent un intérêt restreint permettant toutefois certaines corrélations et datations stratigraphiques. Ainsi, nous avons déterminé :

*Flabellamina althoffi* BARTENSTEIN, connue du Bajocien au Callovien.

*Triplasia bartensteini* LOEBLICH & TAPPAN : forme considérée comme un bon marqueur du Dogger européen; elle marque l'intervalle Bajocien supérieur-Oxfordien inférieur.

*Triplasia kimeridensis* BIELECKA & POZARYSKI : forme décrite dans le Kimméridgien, elle est fréquemment citée dans le Bajocien supérieur, le Callovien et l'Oxfordien de l'Europe.

*Ammobaculites irregularis* (GUMBEL), cette espèce a été mis en synonymie avec *Reophax variabilis* HAEUSLER, *Bigenerina deceptoris* HAEUSLER 1890 (R. Wernli & M. Septfontaine, 1971). L'apparition de cette espèce semble un bon marqueur du Callovien.

*Textularia jurassica* (GUMBEL), citée du Bathonien supérieur au Callovien supérieur.

*Textularia cordiformis* SCHWAGER, citée dans le Dogger et l'Oxfordien.

*Verneulinoides mauritii* (TERQUEM), connue du Lias à l'Oxfordien.

*Verneulinoides witkowiensis* BIELECKA & STYK : forme décrite dans le Bathonien supérieur de la Pologne, puis récemment citée dans l'Oxfordien du Portugal (M. El Kamar, 1986). Dans les bassins d'Essaouira et d'Agadir, cette espèce est réduite à quelques niveaux du Bathonien supérieur au Callovien inférieur à moyen.

*Lenticulina polygonata* (FRANKE) mg. *Lenticulina*, citée du Carixien au Callovien.

*Lenticulina tumida* (MJATLIUK) mg. *Lenticulina* : cette espèce russe, peu connue, est citée dans le Callovien et l'Oxfordien de la plate-forme Est-Européenne et de Pologne

*Lenticulina cordiformis* (TERQUEM) mg. *Planularia*, marque l'intervalle Lias-Callovien.

*Lenticulina filosa* (TERQUEM) mg. *Planularia*, connue depuis le Lias jusqu'au Malm

*Lenticulina triquetra* (GUMBEL) mg. *Saracenaria*, marque l'intervalle Bathonien-Oxfordien.

*Lenticulina oxfordiana* TAPPAN mg. *Saracenaria*, citée dans l'intervalle Callovien-Oxfordien inférieur

*Lenticulina varians* (BORNEMANN) mg. *Lenticulina*, connue du Callovien moyen à l'Oxfordien.

*Lenticulina quenstedti* (GUMBEL) mg. *Lenticulina*, citée du Bajocien jusqu'au Kimméridgien

*Lenticulina deslongchampsii* (TERQUEM) mg. *Falsopalmula*, citée du Toarcien à l'Oxfordien.

*Lenticulina antrorsa* LOEBLICH & TAPPAN mg. *Falsopalmula*, dans la littérature, elle est dans l'Oxfordien.

*Frondicularia supracalloviensis* WISNIEWSKI, citée dans le Callovien et très rarement dans l'Oxfordien.

Remarque biostratigraphique : En général à l'échelle du bassin atlantique marocain, les biozones que nous avons citées ci-haut sont fréquemment rencontrées dans les sédiments de la formation Ouanamane. Cependant, et dans quelques localités, situées dans les parties subsidentes des blocs basculés (exemple coupe de l'oued Tizgui, coupe de Tarhart etc), les sédiments de la formation Ouanamane laissent identifiés une association micropaléontologique qui fait partie de la biozone à *Alveosepta jaccardi*. Les apparitions successives de taxons caractéristiques au sein de cette biozone laissent définir respectivement deux sous-biozones : la sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Rectocyclammina chouberti* et la sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina* cf. *virguliana*, attribuées successivement à l'Oxfordien moyen puis à l'Oxfordien supérieur (cf. détail, volet Biozonation).

### c-Bilan de cette étude biostratigraphique

Grâce à une étude paléontologique et micropaléontologique détaillée des séries sédimentaires de la formation Ouanamane, aussi bien à Essaouira qu'Agadir, nous avons présenté une nouvelle tentative des interprétations chronostratigraphiques.

Les coupures biostratigraphiques sont fondées sur la valeur stratigraphique des taxons caractéristiques : ammonites, brachiopodes et foraminifères, sur des corrélations avec des séries latéralement bien datées et aussi sur de minutieuses observations panoramiques et de nouvelles tentatives de reconstitutions paléogéographiques (Bouaouda, 2003).

Les résultats biostratigraphiques présentés dans ce travail, sont partiellement en désaccord avec certains travaux antérieurs : Duffaud, 1960; Duffaud *et al*, 1966; Ambroggi, 1963, Adams *et al.*, 1980; Medina, 1989; Bouaouda, 1987), selon lesquels, cette formation ou ses équivalents lithologiques sont isochrones et d'âge Callovien inférieur à Oxfordien inférieur.

Les résultats de notre étude biostratigraphique peuvent se résumer comme suit: 1) la base de la série est d'âge Bathonien supérieur dans les parties subsidentes du bassin ; 2) le sommet de la formation est diachrone, soit qu'il ne dépasse pas le Callovien moyen (coupe Ait As Slib, bassin d'Essaouira), soit qu'il peut atteindre l'Oxfordien supérieur (coupe de Tarharat, anticlinal d'Anklout, bassin d'Agadir).

Les interprétations biostratigraphiques tiennent cette fois-ci compte du phénomène de diachronisme. Ainsi, les grandes variations latérales dans l'âge de la formation Ouanamane, sont strictement dépendantes de faciès. Ces derniers sont liés à des évolutions indépendantes qui intéressent le bassin atlantique marocain, conséquence d'une activité tectonique syn-sédimentaire qui a commencé à fonctionner à partir du Callovien moyen qui se suit jusqu'au Kimméridgien inférieur. Ainsi, dans les parties subsidentes des blocs basculés, la formation Ouanamane s'étend du Bathonien supérieur jusqu'au Oxfordien terminal, tandis que dans les parties soulevées, l'âge de la formation se réduit largement et s'étend seulement depuis le Bathonien supérieur jusqu'au Callovien inférieur/moyen.

### **5-5-Synthèse lithostratigraphique de la formation Ouanamane**

On désigne sous le nom de formation Ouanamane, une série sédimentaire où dominant des calcaires, des marno-calcaires et des marnes à fossiles et microfossiles de mer ouverte. Elle se distingue des formations adjacentes par son aspect fossilifère et par ses caractères lithologiques et biologiques. Par rapport à la formation sous-jacente, elle se caractérise soit 1) par la disparition dans le bassin d'Essaouira, des faciès évaporitiques des milieux lagunaires ou marins proximaux (Fm. Id Ou Mouldid) ou 2) par la disparition dans le bassin d'Agadir, des faciès détritiques des environnements fluvio-déltaiques (Fm. Ameskhroud) ou / et des environnements littoraux (formation Oumssissène : nouvelle formation). La limite supérieure de la formation Ouanamane se marque soit 1) par l'apparition puis la dominance des faciès carbonatés des milieux récifaux ou para-récifaux (formation Tidili, nouvelle formation) ou 2) par l'installation des faciès carbonatés de type lagon (formation Iggui El-Behar). Cette formation est définie par ses créateurs dans le bassin d'Agadir, toutefois, la coupe type était mal choisie : les caractères paléontologiques ainsi que les limites de la formation sont mal définies, aussi les variations latérales sont mal décrites à l'échelle du bassin. Les découpages lithologiques de la formation proposés par les créateurs de la formation ne sont pas toujours valable à l'échelle du bassin.

Dans le présent travail, nous proposons une nouvelle coupe-type valable à l'échelle du bassin : coupe de l'oued Tizgui, dans laquelle les caractères lithologiques, les indicateurs biostratigraphiques, ainsi que les limites lithologiques sont bien définies. Il s'agit d'une unité lithologique où dominant des marnes et des calcaires. Elle se reconnaît en affleurement par son aspect fossilifère, elle admet des bancs d'aspect dur qui forme des barres résistantes dans le paysage et des ensembles plus tendres où

dominant des marno-calcaires et des marnes formant des creux dans la topographie. Les subdivisions en membres informels sont variables à l'échelle du bassin, cela suggère des variations latérales dans les faciès et dans les enchaînements des ensembles lithologiques, en étroite relation avec la géodynamique sédimentaire pendant cette période.

La formation Ouanamane est l'équivalent à la fois de 3 formations sédimentaires antérieurement définies par Duffaud *et al.*, 1966 : Dolomies d'Amsittène, Calcaires d'Anklout, et Marnes d'Anklout. Ces dernières, figurent actuellement sur les cartes géologiques du Maroc au 1/100.000 : feuilles de Tamanar, Tarhazout, Khémis de Meskala, Imi'N-Tanout.

Les interprétations biostratigraphiques basées sur nos propres récoltes (brachiopodes, foraminifères et algues dasycladales), ainsi que sur des travaux antérieurs (Roch, 1930 et 1950; Duffaud, 1960; Ambroggi, 1963; Adams *et al.*, 1980; Bouaouda, 1987; Peybernès *et al.*, 1987), nous permettent de caler cette unité sédimentaire dans le calendrier géologique. Les interprétations chronostratigraphiques montrent que la formation présente des limites diachrones. La limite inférieure peut être reportée soit au Bathonien supérieur, soit au Callovien inférieur, tandis que la limite supérieure est datée soit du Callovien inférieur ou du passage Callovien inférieur/Callovien moyen et peut atteindre l'Oxfordien terminal voire le Kimméridgien inférieur.

La formation Ouanamane, n'est identifiable que dans les parties occidentales et médianes du bassin atlantique marocain, vers les bordures proximales du bassin, cette formation se substitue par une autre unité lithostratigraphique : formation Oumssissène (nouvelle formation).

Déposé dans une rampe carbonatée homoclinale dépourvue d'une rupture de pente, la formation correspond à une évolution conduisant à l'ouverture du milieu. Les sédiments témoignent en général d'un approfondissement depuis la base au sommet, depuis les milieux marins infralittoraux vers les circalittoraux où alternent des calcaires mudstones à grainstones et des marnes et des argiles mudstones jaunes, vertes à noires et où abondent une faune benthique et pélagique : brachiopodes, oursins, crinoïdes, bryozoaires, ammonites, foraminifères benthiques hyalins et agglutinés, calcisphères et microfilaments. Cette tendance à l'ouverture est interrompue occasionnellement par des comblements locaux et brutaux, dénotant donc une influence de la tectonique sur la sédimentation.

C'est pendant le dépôt de la formation Ouanamane, que le remplissage sédimentaire enregistre l'installation des faciès et des environnements les plus profonds et les plus ouverts déposés pendant la période Jurassique (excepté le Portlandien, non étudié dans le présent travail).

Latéralement, d'après les évolutions générales des environnements, cette unité sédimentaire présente à l'échelle du bassin, une polarité géographique des dépôts et des milieux de dépôts, les faciès et les milieux les plus proximaux se situent vers l'est et le nord-est du bassin, et les faciès et les milieux les plus distaux se situent vers le sud-ouest et l'ouest. Cette polarité sédimentaire est semblable à celles de la formation Id Ou Moulid ou Ameskhroud. Cependant aucune transition brutale ne caractérise cette évolution latérale, qui témoigne ou qui confirme la morphologie du fond marin qui est celui d'une rampe carbonatée homoclinale. Les brusques variations latérales dans les faciès et les paysages ne sont que la conséquence des manifestations tectoniques qui commencent à fonctionner à partir de cette période, surtout à partir du Callovien supérieur.

## 6-Formation Tidili

### 2- Formation Tidili ( Nouvelle formation)

**Origine du nom** : Se situant dans le bassin d'Agadir, le nom Tidili provient d'un village situé à 3 km au nord du village d'Imouzzer des Ida Ou Tanane.

**Localité type** : Bassin d'Agadir, anticlinal d'Imouzzer, flanc sud-ouest, aux environs du village de Tidili.

**Coupe type** : Aux alentours du village de Tidili, la formation récifale formant des barres carbonatées progradantes, bien repérable dans le paysage. La coupe-type est faite au nord du village de Tidili, à environ 3 à 3,5 km au NNW du village d'Imouzzer des Ida Ou Tanane. Elle correspond aux points de coordonnées de Lambert :  $x_1=107,9$  -  $x_2=108,2$  et  $y_1=417$  -  $y_2=418$ ; figurées sur les extrémités NWW de la carte topographique d'Imouzzer des Ida Ou Tanane au 1/50.000. Le village de Tidili se trouve à environ 2 à 3 km au NNW du village d'Imouzzer des Ida Ou Tanane.

**Coupe complémentaire** : Une autre coupe type peut être choisie sur le flanc Sud du Jbel Amsittène, à environ 1 km de la localité Borj Id Ou Moulid. La coupe levée se situe sur les extrémités ouest du flanc sud de l'anticlinal d'Amsittène, aux points de coordonnées de Lambert  $x_1=89,50$  -  $x_2=90,40$  et  $y_1=69,80$  -  $y_2=69,50$ , précisées sur la carte topographique de Tamanar au 1/50.000.

**Faciès dominant** : Calcaires construits à organismes constructeurs, dolomies gréseuses massives à stratifications parallèles ou/et obliques, dolomies vacuolaires massives. La biophase d'affinité récifale comprend des coraux, "spongiaires", annélides, nérinées, gros lamellibranches. Présence de phénomène de karstification et de dolomitisation intense.

**Paléomilieu** : Récif ou / et barre sableuse

**Limites** : La limite inférieure correspond au changement radical du faciès, elle correspond à la disparition des faciès fossilifères des milieux marins ouverts caractérisant la formation sous-jacente, nommé formation Ouanamane. Dans la coupe type complémentaire, la limite se caractérise par la disparition des niveaux marneux de la formation sous-jacente : Fm. Ouanamane (marnes terrigènes de type bassin externe).

La limite supérieure coïncide avec l'apparition des premiers bancs de calcaires micritiques gris-bleuté caractérisant la formation sus-jacente nommée formation Iggui-El Behar.

En dehors des localités types, les limites lithologiques de la formation sont constantes à l'échelle du bassin.

**Subdivisions** : Dans la coupe type, la formation Tidili (nouvelle formation) se caractérise par une lithologie à dominance récifale, entrecoupée parfois par des faciès carbonatés des

milieux marins plus ouverts. Cependant, latéralement à cette coupe, la série peut être subdivisée en plusieurs membres lithologiques, dont des membres à dominance de dolomies récifales, d'autres à dominance des dolomies gréseuses ou grès à matrice dolomitiques, intercalés soit par des calcaires des faciès typiquement marins ouverts ou des sédiments des environnements proximaux de type lagon.

**Paléontologie**: Abondance et dominance des fossiles à affinité récifale (madréporaires de différents types : coloniaux, solitaires, spongiaires, bryozoaires, annélides, entroques, gros lamellibranches, algues rouges encroûtantes). La présence de phénomène de dolomitisation complique l'identification des fossiles, qui seront le plus souvent épigénisés, cristallisés ou karstifiés

**Age** : Il est variable, dans la coupe type l'âge est attribué en fonction des formations encadrantes, il se situe entre l'Oxfordien inférieur et l'Oxfordien moyen/supérieur.

En général, les faciès récifaux ou péri-récifaux peuvent occuper l'intervalle stratigraphique allant du Callovien moyen jusqu'au kimméridgien inférieur.

**Variation latérale** : Des variations dans les épaisseurs ainsi que dans les lithologies dominantes s'observent. Les successions des termes lithologiques sont souvent non respectées et la grande hétérogénéité des faciès caractérisent la formation à l'échelle du bassin : grès calcaires à structures sédimentaires, calcaires à organismes constructeurs de différentes textures, calcaires wackestones, framestones, bindstones, rudstones ou mudstones, etc.

**Répartition spatiale**: A l'échelle du bassin, répartition géographique moyenne à grande. Les faciès récifaux ou/et péri-récifaux constituent généralement des affleurements discontinus et formant des repères topographiques dans le paysage.

**Discussion** : Cette nouvelle formation est l'équivalent à ce que Duffaud *et al.*, 1966 ont nommé Réservoir Sidi Rhalem. Celle-ci qui n'affleure pas, tire son nom d'un dôme crétacé qui se localise dans le bassin d'Essaouira, à l'est du Jbel Amsittène. Elle est aussi l'équivalente de la formation Lalla Oujja d'Adams *et al.*, 1980, où la localité type est située dans l'anticlinal de Lgouz à accès difficile, faisant partie du "bassin" d'Agadir.

La nouvelle nomenclature (nomination) proposée pour désigner les séries à faciès récifaux, est fondée sur les bonnes conditions d'affleurements, la facilité d'accès à la coupe type ainsi que la diversité des faciès.

**Corrélation** : L'identification des formations d'affinité récifales au sein de la série secondaire est aisée. Cependant les corrélations

stratigraphiques ne seront fiables que sur la base d'une étude biostratigraphique détaillée des séries sus et sous-jacentes et de certains niveaux repères; les affleurements de la formation Tidili sont dans leur majorité hétérochrones.

**Critères biostratigraphiques** : Les arguments de datation sont en général rares, certaines associations micropaléontologiques, peuvent servir comme éléments de datation et de corrélation. Ainsi, la présence dans certains horizons de quelques outils biostratigraphiques : foraminifères à intérêt stratigraphique, peut résoudre le problème de datation,

malheureusement, la rareté et le phénomène de dolomitisation compliquent l'identification de ces taxons repères (comme *Alveosepta jaccardi*, *Everticyclammina* cf. *virguliana*, *Pseudocyclammina* n. sp., *Pseudocyclammina parvula*, *Rectocyclammina* cf. *chouberti* etc...).

**Remarque** : Parfois les faciès de la formation Tidili s'intercalent avec les faciès de la formation Iggui El Behar (formation sus-jacente) et ne forment qu'une seule formation cartographiable, surtout dans les parties les plus occidentales du bassin : affleurement jurassique du Cap Ghir.

## 6-1-Introduction

Les études lithostratigraphiques qui ont été menées dans le bassin d'Agadir et d'Essaouira depuis les bordures occidentales jusqu'au celles orientales, ont permis : 1) de suivre les évolutions sédimentaires et paléogéographiques; 2) d'identifier les différentes unités lithologiques et biologiques et enfin ; 3) de décrire les principaux types de faciès de la formation Tidili.

Il s'agit en général d'une unité récifale ou épircifale qui témoigne d'une grande variété latérale dans ces faciès et ces épaisseurs.

Les levés des séries représentatives de la formation Tidili, réalisées sur les bordures ouest du bassin d'Agadir et d'Essaouira, se situent pour la plupart aux mêmes endroits et dans les prolongements de ceux effectués à propos de la formation Ouanamane. Les interprétations et les informations recueillies dans les diverses coupes se complètent et se corrélaient aisément.

La localité de Tidili (anticlinal d'Imouzer, bassin d'Agadir) offre d'excellents affleurements et de belles visions panoramiques de la formation Tidili et permet en outre des études et des interprétations sédimentologiques et géodynamiques. Elle a l'intérêt de montrer le passage latéral sur environ 500 à 1200 m d'affleurement entre des calcaires bioconstruits ou des dolomies massives et des calcaires et des marnes des milieux marins franchement ouverts sur le large. Plusieurs autres coupes ont été étudiées en détail dans le présent travail; cependant, du fait de leur grande ressemblance, seules quelques coupes représentatives, soit 1) en fonction de leur position significative à l'échelle du bassin; 2) soit en fonction de l'individualisation de faciès typiques ou différents; 3) ou de leur intérêt stratigraphique, seront détaillées, les autres coupes sont en effet analogues et seuls les caractères propres seront cités et/ou présentés.

Les études sédimentologiques de la formation, nous ont permis de reconnaître plusieurs types de microfaciès. Ces derniers, se regroupent suivant une série à bathymétrie décroissante allant d'un milieu marin ouvert jusqu'à des milieux récifaux, épircifaux, voire littoral. Les interprétations sédimentologiques, permettent ensuite de déduire les environnements sédimentaires des principaux types de faciès que constitue la formation Tidili.

Parmi les microfaciès décrites au sein de la formation récifale, on cite :

### **Microfaciès 1 : faciès de mer ouverte**

Il s'agit de dépôt de calcaires, de marno-calcaires et de marnes à faune de mer ouverte : brachiopodes, ammonites, oursins, serpules, foraminifères à test hyalin et agglutiné. Ce sont en général des biomicrites ou des mudstones, très rarement des wackestones, parfois bioturbés et présentant de nombreux indices d'arrêt ou de ralentissement de sédimentation : surface ferrugineuse, surface de condensation, surface bioturbée. Nous aimerons bien signaler, que ces faciès ont offert des éléments

de datation dont des ammonites, brachiopodes et des foraminifères caractéristiques. Ces faciès qui forment souvent la base des séquences récifales, interrompent fréquemment la sédimentation typiquement récifale

La granulométrie fine du sédiment, suggère un milieu de faible énergie où la décantation du matériel en suspension est le processus majeur de la sédimentation. Ce type de paléoenvironnement à énergie faible à nulle peut caractériser aussi bien des milieux marins ouverts situés sous la zone

d'action des vagues qu'à ceux des lagons protégés. La présence de faune de mer ouvert et de terriers fermés plaident en faveur des milieux marins francs de type circalittoral à infralittoral externe (BATHURST, 1973; PURSER, 1980). L'abondance de figures de bioturbation liées à l'activité endofaune indique un taux de sédimentation faible (RHOADS, 1967; HOWARD, 1975).

### **Microfaciès 2 : faciès d'avant récif ou d'une pente récifale externe**

*\*microfaciès 2a* : grainstone à rudstone à faune de mer ouverte

Il se caractérise par la grande abondance de crinoïdes, serpules, bryozoaires, coraux et gastéropodes et oursins, le plus souvent fragmentés et usés.

L'analyse des ces divers microfaciès bioclastiques, révèle un mélange de plusieurs biocénoses de milieu marin ouvert. La taille des éléments bioclastiques souvent réduite, leur état de conservation, la présence de structure en lentille (disposition le plus souvent sous forme d'un cliniforme), suggèrent un milieu marin ouvert à proximité d'un environnement récifal, généralement d'une pente récifale externe.

*Microfaciès 2b* : microfaciès de milieu d'avant récif peu profond et modérément agité

Ce sont des packstones à péloïdes, crinoïdes, lamellibranches, quelques gastéropodes, bryozoaires et des nodules de coraux et d'algues rouges. Les encroûtements algaires sur les bioclastes sont peu développés. L'état des fossiles, témoigne de leur fragmentation.

Ce microfaciès ressemble typiquement à celui définie dans le Gînévetien de l'Europe (A PRAT & MAMERT, 1989, p. 55). Il semble l'équivalent ou se rapproche de faciès SMF-7 "boundstone, in situ organic growth" de WILSON, 1975.

Le bon classement des péloïdes, la distribution granulométrique hétérogène des biocalstes et la disposition déstabilisée des coraux témoignent d'un milieu d'avant récif et modérément agité. La présence en fragments de certains bioclastes : coraux, algues rouges, gastéropodes, plaide en faveur des conditions de plus haute énergie, existant temporairement dans ces milieux.

*Microfaciès 2c* : microfaciès de milieu marin situé dans ou à proximité de la zone d'action des vagues.

Grainstones crinoïdiques à bioclastes micritisés. Les crinoïdes sont mal classés, parfois et partiellement micritisés, et sont les plus dominants et s'associent à d'autres bioclastes dont des bryozoaires, des lamellibranches et de rares brachiopodes et foraminifères benthiques et aussi quelques nodules de coraux et d'algues rouges.

La microfaune algaire est bien représentée. Elle se caractérise par la présence d'organismes encroûtants

(algues et serpules). Les encroûtements algaires constituent parfois des manchons oncoïdiques autour des organismes constructeurs.

L'abondance des crinoïdes et des organismes constructeurs reflète la proximité à la fois des prairies de crinoïdes et des édifices récifaux ou de bioconstructions. La présence d'algues rouges encroûtantes traduit un brassage important des diverses communautés benthiques du milieu marin ouvert. Les biocénoses alimentant les sédiments allochtones devaient ainsi se composer d'une part de "patches" ou amas récifaux, et d'autres part, de prairies à crinoïdes et de bancs à algues rouges. D'après Gawthrope, 1986, cet environnement suggère des complexes de barrières littorales situées près d'une côte soumise à des courants de haute énergie (In Preat & Kassimi, 1995).

Ce type de faciès a été identifié maintes fois au sein de la formation récifale (Fm. Tidili), aussi bien à Essaouira qu'à Agadir, cependant son épaisseur et sa disposition dans cet ensemble lithologique semblent varier énormément d'une coupe à l'autre.

*Microfaciès 2d-1* : Microfaciès d'avant récif peu profond et modérément agité.

Packstones à bafflestones à fragments d'algues rouges et de coraux. Ces bioclastes sont associés à de fins débris de mollusques, brachiopodes, serpules, bryozoaires, crinoïdes et de foraminifères dont certains sont à intérêt stratigraphique comme *Rectocyclammina* cf. *chouberti*, *Pseudocyclammina parvula*, et des *Alveosepta jaccardi*, *Nautiloculina oolithica*. Ces éléments bioclastiques, non micritisés, sont parfois bioérodés.

La nature des éléments bioclastiques, l'état de conservation, et la présence de faible indice de transport ou de remaniement, suggèrent un démantèlement ou un remaniement quasi sur-place (démantèlement *in situ*) de bafflestone à organismes constructeurs et non constructeurs. La présence simultanée de bioclastes de mer ouverte et d'organismes constructeurs, indique un milieu marin franc situé en avant des édifices bioconstruits "récifaux". L'absence des figures de courants, situe ce microfaciès sous la limite de la zone d'action des vagues normales. La présence des organismes appartenant à des biocénoses différentes témoigne de l'action épisodique des tempêtes.

*Microfaciès 2d-2* : floastones à fragments centimétriques, parfois décimétriques de coraux lamellaires et branchus, algues rouges, gastéropodes. Présence de quelques crinoïdes, de bryozoaires, de serpules et de lamellibranches.

En général, les éléments organiques sont ici de grande taille, pas ou peu micritisés et se présentant en fragments anguleux, et cimentés dans une matrice micritique ou microsparitique, qui devient dolosparitique là où la roche est partiellement dolomitisé.



La grande abondance des organismes constructeurs témoigne de la proximité immédiate des édifices. La grande diversité organique, issu d'un mélange de plusieurs communautés biologiques, traduit des conditions marines peu profonde à agitation modérée, située sous la zone d'action des vagues normales. La présence de faune de mer ouverte: crinoïdes, brachiopodes, traduit nettement un milieu marin à circulation ouverte.

En résumé, ce microfaciès correspond à un milieu d'avant récif peu profond à agitation modérée, temporairement soumis à l'action des tempêtes, alimenté par plusieurs communautés fauniques.

### **Microfaciès -3 : Microfaciès des milieux marins péri-récifaux de forte énergie**

Microfaciès 3a : Rudstones à fragments centimétriques à décimétriques de coraux, mollusques, gastéropodes et serpules. Quelques rares fragments de bryozoaires, brachiopodes et algues rouges sont souvent présents. Ces éléments sont souvent micritisés, altérés et mal classés. Les organismes constructeurs présentent à la fois des traces d'altération mécaniques et biologiques et témoignent de nombreuses relations d'encroûtement entre eux et avec des algues rouges. La phase de cimentation est composée de calcite sparitique le plus souvent dolomitisé. Des cavités irrégulières à remplissage géopète avec plusieurs générations de ciment calcitique (fibreuse et drusique) et dolomitique sont généralement présentes (Purser 1980; Havard & Oldershaw, 1976 : *in* Preat & Kassimi, 1995).

En fonction de l'état des organismes : fragmentation, érosion, perforation et micritisation, il semble qu'il s'agit d'un milieu périrécifal profond, fortement agité, alimenté par des matériaux de démantèlement des édifices bioconstruits. La présence d'organismes de milieu marin relativement plus profond (bryozoaires, brachiopodes et crinoïdes...), de granoclassement et de figures sédimentaires (stratifications entrecroisées), suggèrent des milieux fortement agités, soumis fréquemment à des courants de très forte énergie, soit tidaux, soit de tempêtes. L'absence ou la rareté des processus de bioturbation, suggèrent que le dépôt soit relativement rapide avec un taux de sédimentation modérée à élevée (Rhoads, 1967 ; Howard 1975 : *in* Preat & Kasimi, 1995? p. 340). En ce qui concerne les structures de dissolution et de cimentation, celles-ci pourraient traduire une diagénèse en relation avec des eaux météoriques vadoses (Friedman *et al.*, 1974, James & Ginsburg? 1979, 1979, Purser, 1980 : *in* Preat & Kasimi, 1995, p. 340)

*Microfaciès 3b* : Microfaciès à Nubéculaires (rudstones à *Tubiphytes*).

Rudstones à algues nubéculaires et intraclastes. Présence de quelques fragments d'oursins,

lamellibranches et de bryozoaires, souvent cimentés par un liant micritiques à microsparitiques, fréquemment dolomitisés.

D'après Leinfelder (commun. Orale, 2002), ce type de sédiment suggère un faciès d'accumulation, en bas de pente récifale. De type allochtone, ce dépôt, surmonte le plus souvent des dépôts bioconstruits in situ de texture framestone. La grande abondance des Nubéculaires, témoigne d'un milieu marin à taux de sédimentation faible à trop faible. D'après cet auteur, les calcaires et les dolomies calcaires à *Tubiphytes* reflètent des milieux marins périrécifaux plus profonds que ceux des calcaires à coraux en position allochtone déposés au alentours de la crête récifale.

### **Faciès 4 : Complexes récifaux**

Comme cela fut définie par Preat *et al.*, 1984, le terme du complexe récifal, correspond aux biostromes, aux biohermes et aussi l'ensemble des boundstones récifaux qui sont restés pratiquement en place, et qui sont capables d'ériger des masses carbonatées, barrières, buttes ou monticules et petits amas isolés.

*Faciès 4a* : boundstone-framestone à coraux et algues rouges généralement complets et très rarement fragmentés. Ces éléments sont noyés dans une matrice peu abondante par rapport au volume occupé par les organismes constructeurs. D'autres bioclastes y sont associés dont des Nérinées, crinoïdes, oursins, serpules, lamellibranches, bryozoaires et de rares microfossiles : *Coscinophragma* sp., *Bullopore tuberculata*, des *Lithocodium* sp. et foraminifères à tests hyalins.

Les coraux branchus et lamellaires constituent les éléments dominants des framestones. Leur taille est très variable, de quelques centimètres à plusieurs dizaines de décimètres. Ils forment des colonies qui s'accumulent sur plusieurs mètres en formant des édifices bioconstruits de forme massive et in situ. Ces amas récifaux se montrent le plus souvent dolomitisés et présentant de nombreuses structures cavernueuses.

*Microfaciès 4b* : boundstones-floastones à coraux et Nérinées, en colonies entières ou fragmentaires, parfois renversées et de dimensions variées (0,1 à 0,5 m). Ces organismes constructeurs sont associés à d'autres bioclastes dont des bryozoaires, serpules, lamellibranches et de rares algues et foraminifères d'affinité para-récifale. L'ensemble forme des amas lenticulaires, constituants des patches -reefs de deux à cinq mètres de diamètre et de 3 à 5mètres de hauteur, encadrés le plus souvent par des faciès d'accumulation provenant de démantèlement des constructions récifales.

Ces deux types de faciès sont caractérisés par le rôle prédominant d'organismes constructeurs. Ils

traduisent la présence d'une nappe récifale formée par l'accumulation locale des coraux et des gastéropodes et des serpules, en milieu turbulent, à l'abri de tout apport terrigène. Pour Horst (1980), ce type d'accumulation forme des buildups plutôt que des biostromes et caractérise la bordure de la plate-forme ou son talus. De même que Playford (1980), pour qui la stabilisation de la charpente, ou éventuellement de ses franges, se fait par cimentation sous-marine précoce. C'est cette cimentation qui permet à l'édifice de se maintenir durablement.

#### **Microfaciès 5 : Microfaciès des milieux péri-récifaux calmes :**

*Microfaciès 5a* : flostones et bindstones à fragments de coraux (microsolénidés), de gastéropodes, et de serpules. Les microsolénidés, d'orientation différente et déstabilisée, sont cimentés dans une matrice micritique à microsparitique et s'associent à des bioclastes dont des foraminifères parfois de taille géante, des gastéropodes, des serpules, des algues vertes dont *Rivularia* sp. et *Salpingoporella annulata* et à de rares sections de *Kurnubia*, *N. oolithica*, *Rectocyclammina chouberti* et des crinoïdes.

La présence ici en abondance de fragments d'organismes constructeurs dans une matrice parfois micritique, parfois peloidique, graveleuse et fortement bioturbé, et la présence des algues vertes, indiquent un milieu d'arrière récif peu profond, calme, à taux de sédimentation modérée à faible.

L'association organique composée d'algues vertes et des fragments de crinoïdes et de coraux, témoigne d'un dépôt dans un lagon de haute énergie et dans un arrière récif. D'après Leinfelder (com. orale, 2002), les crinoïdes qui sont présents, peuvent se sédimenter aussi dans un lagon de haute énergie. La présence en association de la faune de mer ouverte (radioles d'oursins, bryozoaires...), indique un contact occasionnel avec les eaux de mer ouverte. Des courants de tempêtes ou de fortes marées peuvent être responsables d'un tel mélange.

#### **Microfaciès 6 : Microfaciès des milieux péritidaux silicoclastiques :**

Les faciès bioconstruits récifaux et épi-récifaux, sont le plus souvent, dans certains secteurs paléogéographiques, surmontés ou intercalés par des sédiments détritiques et bio-détritiques : grès calcaires, grès microbréchiques, etc.... Plusieurs types de faciès peuvent être décrits, parmi eux :

*Microfaciès 6a* : grès calcaires à Nérinées, non lités, ce sont des grès à ciment calcaire : micrite ou microsparite, cimentant des éléments détritiques grossiers à très grossiers, à galet et graviers de fragments de roches d'origines paléozoïques ( par exemple, quartz hercynien). Les éléments bioclastiques sont peu fréquents et se réservent à quelques fragments de gastéropodes et de

lamellibranches. Ils forment des bancs de puissance de l'ordre de 0,30 à 0,90 m.

Ce faciès peut être lité, et dans ce cas les éléments composant la roche sont disposés selon un litage parallèle à oblique.

*Microfaciès 6b* : grès calcaires à litages plans faiblement pentés : ce sont des rudstones /grainstones à ciments calcitiques et composés d'éléments détritiques :quartz, galet, et de bioclastes entiers ou en débris (gastéropodes, lamellibranches, nodules de coraux, et foraminifères). Le litage très faiblement penté à horizontale qui caractérise ce type de calcaires gréseux ou des grès calcaires, est interprété par certains auteurs comme typique de la haute plage à haute énergie.

D'après Allen (1982) et Walker (1984), les litages plans, et faiblement pentés, sont ainsi bien connus dans divers types de barres. Ils se localisent le plus souvent et préférentiellement sur le côté de la barre tourné vers la mer (*In Durand et al.*, 1990).

*Microfaciès 6c* : grès calcaires à litages oblique: ce sont des rudstones à grainstones à ciment calcitiques et composés d'éléments détritiques et bioclastiques : quartz, bioclastes entiers ou fragmentés. Les structures sédimentaires comprennent des lits obliques plans (arqués et non arqués), et dont la pente peut atteindre des valeurs de 20 à 40°. Les éléments composants la roche sont disposés selon le litage et présentent des passées parfois plus bioclastiques ou plus grossiers.

Les litages obliques plans sont très souvent caractéristiques des barres d'avant-côte. Ils peuvent être également liés à un phénomène d'avalanche sur la face abrupte de la barre.

D'après des observations et des études non détaillées, les caractéristiques sédimentologiques de ces roches témoignent d'un dépôt dans un domaine littoral, soumis temporairement à des courants de marées, de houles normales et de tempêtes.

Dans le bassin d'Agadir et d'Essaouira, des études antérieures (Adams *et al.*, 1980) signalent que dans l'est de ce bassin, le sommet de la formation est constitué de lits sableux à laminations parallèles, puis oblique et enfin entrecroisées. Nous avons rencontré également ces différents types de faciès à l'échelle des deux bassins. Ces grès calcaires à structures sédimentaires, sont fréquemment formés du matériel détritique (quartz, gravier, galet ...) et organique : gastéropodes, lamellibranches, huîtres, oursins dasycladales, et foraminifères. Des passées plus grossières caractérisent ce faciès et témoignent d'une augmentation brutale de l'énergie de milieu (tempêtes). Les stratifications entrecroisées sont de petite dimension et aussi de type sillon ainsi que des formations de chenaux (Adams *et al.*, 1980). Les directions de courant, d'après ces auteurs sont bimodales WNW-ESE.

Les faciès détritiques du sommet de la formation Tidili, témoignent d'une tendance régressive du milieu, et suggèrent un environnement d'une barre extérieure ou d'un seuil sous-marin. Cette tendance

régressive se poursuit dans les sédiments sus-jacents par l'installation des environnements marins de type lagon.

## **6-2-Description de la coupe - type : Coupe de l'oued Tidili**

Dans cette localité, le large affleurement de la série, la continuité de la coupe sédimentaire et les excellentes vues panoramiques, nous permettent de mener à bien des études litho- et biostratigraphiques et de suivre les évolutions latérales de la couverture sédimentaire pendant la période Callovien p.p.-Kimméridgien basal. Selon la position de la coupe, le remplissage sédimentaire ainsi que les enchaînements de faciès témoignent d'une grande variété latérale et de contextes sédimentologiques différents.

### **a- Sur la crête de Tidili**

Dans cette localité, les marnes et argilites de la formation Ouanamane sont directement surmontées par des faciès récifaux typiques de la formation Tidili. Depuis la base jusqu'au sommet se succèdent les termes suivants

-La base correspond sur environ 10 à 15 m de dolomies dures, massives et sans fossiles apparents. Cette masse carbonatée se biseaute en bas de la coupe et se substitue par des marnes et des calcaires en petits bancs. L'aspect massif et la structure lenticulaire de ce premier ensemble, plaident en faveur d'une formation bioconstruite totalement dolomitisée. Quelques observations ponctuelles, dans cette masse, prouvent la présence des traces d'organismes constructeurs dont des coraux branchus associés à des Nérinées, des serpules et des crinoïdes. D'autres bioclastes, difficilement identifiables s'associent. et constituent avec les organismes constructeurs des édifices bioconstruits, typiques des environnements récifaux.

Ce premier ensemble qui forme une crête dans le paysage, semble recouvrir les marnes et argilites du sommet de la formation Ouanamane en progradation, facilement repérable dans le paysage.

-Un mince niveau de marnes ou de calcaires marneux de 0,10 m qui s'épaissit en bas de la coupe (à 3 m), vers la partie subsidente. Ce niveau vient recouvrir en rétrogradation ce premier ensemble récifal. Il s'agit d'une micrite mudstone ou d'une biomicrite wackestone à foraminifères et macrofossiles de mer ouverte. Parmi les bioclastes s'identifient des oursins, lamellibranches, de rares brachiopodes, des serpules et des foraminifères : *Alveosepta jaccardi*

-50 à 60 m de dolomicrites à coraux et huîtres de texture wackestone et souvent floastone avec quelques passages ou intercalations de framestone à coraux en place. Parmi les fossiles constructeurs identifiés dans cet ensemble aussi dolomitisés, des coraux, des nérinées et des algues encroûtantes.

-50 à 60 m de faciès carbonatés, de texture framestone à coraux et algues encroûtantes. Les bancs carbonatés de cet ensemble sont aussi partiellement dolomitisés et massifs. La matrice reste micritique à microsparitique avec quelques plages sparitiques. Les bancs plus franchement calcaires, apparaissent fortement fossilifères, et semblent constituer des édifices bioconstruits. Les bioclastes proviennent pour l'essentiel des coraux de différents taille, d'algues rouges encroûtantes, de serpules, de bryozoaires et de bioclastes non constructeurs dont des oursins, des foraminifères. Certains niveaux sont affectés par une dolomitisation secondaire poussée, et dans ces cas, la reconnaissance des faciès s'avère difficile voire impossible. Cependant, certains aspects de la roche, s'approchent de leur nature bioconstruite.

-25 à 30 m de dolosparites, sous forme d'une barre saillante dans le paysage, viennent recouvrir en progradation l'ensemble sous-jacent typiquement récifal. Quelques bioclastes rares et dispersés s'observent : coraux, algues rouges surtout à la base et au sommet de cet ensemble. Une surface ferrugineuse surmonte le sommet des dolosparites et clôture ce terme sédimentaire, probablement marquant la fin d'une mésoséquence sédimentaire. Cet ensemble disparaît latéralement vers les parties subsidentes, et se remplace par des faciès carbonatés de mer ouverte : marnes et calcaires micritiques.

-1 à 5 m de marnes et marno-calcaires à brachiopodes viennent recouvrir en rétrogradation l'ensemble sous-jacent. Cet ensemble, qui se présente sous forme d'un creux dans le paysage, semble présenter

une grande variété dans ses épaisseurs. Vers la crête de la coupe, cet ensemble se réduit considérablement en épaisseur et il est difficile de l'identifier dans les calcaires et les dolomies d'affinité récifale qui dominant. Dans ce cas, il correspond soit à un mince niveau de calcaires micritique ou il est souligné simplement par une surface ferrugineuse qui peut passer inaperçue dans la succession. Vers les parties subsidentes, il correspond à des mudstones à brachiopodes et à foraminifères dont : *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina* cf. *virguliana* qui datent cet ensemble au moins de l'Oxfordien supérieur. La base de cet ensemble correspond à des calcaires lumachelliques sous forme lenticulaire et témoignant du phénomène du slumping.

-La suite de la série d'aspect saillant, correspond à un ensemble où affleure des calcaires et dolomies calcaires. Il recouvre en progradation l'ensemble sous jacent. Il s'agit d'une série de 10 à 15 m de dolosparite ou dolomicrosparite d'aspect massif et à traces d'organismes constructeurs : coraux, nérinées. Certains niveaux, encore calcaires, sont de textures framestone ou wackestone. Le sommet de certains bancs est fortement bioturbé. Cet ensemble, se termine et se suit par environ 4 m de dolomies calcaires grainstones à pellets, oolithes et foraminifères dont *Rectocyclammina chouberti*, *A. jaccardi* et des algues dasycladales dont *Salpingoporella annulata*.

### b-Variations latérales

A environ une cinquantaine de mètres de la crête, vers le bas de la coupe, la formation Tidili montre une succession faciologique différente de celle rencontrée dans la crête de Tidili. Depuis la base au sommet, les faciès s'organisent en plusieurs ensembles ou mésoséquences de dépôt.

- La base de la coupe correspond à une suite de dépôt de marnes et de marno-calcaires analogues aux faciès de la formation Ouanamane. Ce faciès typiquement de mer ouverte est l'équivalent latéral des dolomies et calcaires dolomitiques typiquement récifale de la base de la coupe dans la crête. Les faciès de la base, typiquement de milieux marins ouverts, devraient être intégrer lithostratigraphiquement dans la formation Ouanamane

- Une lentille calcaire qui se biseaute en bas de la coupe, vient recouvrir en progradation les marnes ci dessous. Il s'agit d'une série calcaire de puissance 4 à 18 m, généralement sous forme d'un sigmoïde. Le microfaciès correspond soit à une wackestone ou floastone, bioturbé, à annélides, crinoïdes, oursins et des foraminifères dont *A. jaccardi*, *R. cf. chouberti*, et des foraminifères hyalins.

-Cet ensemble est surmonté par un niveau marneux de 0,40 m à 2 m qui vient le recouvrir en rétrogradation et qui s'épaissit encore en bas de la coupe. Puis, cet intervalle marneux est directement surmonté tout d'abord par 1,50 m de calcaires wackestone à entroques et lamellibranches puis ensuite par 4 à 5 m de bancs dolomitiques de couleur noire et d'aspect fin en affleurement. Le sommet, d'aspect mamelonné, correspond probablement à une surface de karstification.

-Sous forme d'une surface de progradation, la suite de la coupe correspond sur environ une vingtaine de mètres à des dolomies et calcaires d'aspect massifs et bioconstruits. Ce sont des framestones à organismes constructeurs : coraux, algues encroûtantes et bryozoaires. Une intercalation de 1,20 à 1,50 m de calcaires et de dolomies calcaires de texture wackestone semble interrompre cette monotonie.

-Ensuite 2 à 4 m de marnes à brachiopodes et oursins recouvrent en on lap les faciès bioconstruits sous-jacents. Ce sont des biomicrites mudstone à rarement wackestone à faune et microfaunes de mer ouverte : *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Everticyclammina* cf. *virguliana*, *A. jaccardi*, et probablement des foraminifères planctoniques.

-Le sommet de la coupe correspond à une dizaine de mètres de dolomies calcaires de texture fine (wackestone), et à nombreuses traces d'activités biologiques : bioturbation. Les rares bioclastes identifiés correspondent à des coraux, serpules et probablement des crinoïdes. Ils sont de taille variable, souvent recristallisés en sparite ou micritisés. Quelques niveaux, encore calcaires permettent l'identification d'une microfaune, dont *A. jaccardi*, *R. cf. chouberti*, *Otaina* sp. et d'autres Lituolidés non identifiables.

### c- Interprétation des paléoenvironnements:

Dans la coupe de la crête, la succession des termes lithologiques et faciologiques, traduit clairement la dominance des faciès récifaux ( faciès 4, 5). Il s'agit de milieux de l'étage infralittoral, à salinité probablement normale et à hydrodynamisme moyen à fort, favorable à l'épanouissement des constructeurs.

Dans la partie médiane, la succession des sédiments reflète bien une évolution séquentielle, traduisant une évolution depuis les milieux circalittoraux, infralittoraux externes vers des milieux d'avant récif ou des milieux typiquement récifaux. La dominance de chacun de ces termes varie selon la position de la coupe. Plusieurs mésoséquences de dépôts caractérisent la formation Tidili, ils sont l'œuvre des manifestations tectoniques et eustatiques.

En bas de cette coupe (en direction SSW), à environ quelques centaines de mètres de la crête de Tidili, la composition lithologique et paléontologique, se montrent totalement différentes. Les caractéristiques faciologiques se rapprochent ou sont ceux de la formation Ouanamane et la formation Tidili fait défaut en bas de cette localité.

Généralement, les faciès présents dans cet endroit, sont des calcaires fins ou des marnes. Ce sont des biomicrites ou des micrites à faune et microfaune de mer ouverte : brachiopodes, oursins, ammonites pyriteuses, foraminifères benthiques hyalins et agglutinés et probablement des foraminifères planctoniques.

Biostratigraphiquement, depuis la base au sommet, certaines coupures paléontologiques peuvent être identifiées dans la partie subsidente de cette localité : 1) biofaciès à *Everticyclammina* n. sp., et des nombreux foraminifères à tests hyalins; 2) biofaciès à *Alveosepta jaccardi*, et enfin 3) biofaciès à *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina* cf. *virguliana*.

## 6-3-Variations latérales

### 1-Bassin d'Essaouira

Pour ce bassin, on va essayer de détailler la coupe-type relative à cette partie de la marge marocaine (coupe complémentaire à l'échelle du bassin) ainsi que celle d'une coupe réalisée dans la partie la plus orientale localisée dans les affleurements du Jbel Amssittène.

Par différence au bassin d'Agadir, les vues panoramiques très localisées et très étroites, ne permettent pas de suivre les évolutions latérales de faciès à moyen ou grande échelle. Le maximum des coupes réalisées dans le Jbel Amssittène, ainsi que celui de Jbel Hadid-Kourati, se localisent tous dans des Talwegs.

#### a-Description de la coupe-type du bassin d'Essaouira : Coupe d'Id Ou Mould

Il s'agit d'une unité sédimentaire de puissance 130 à 160 m. En fonction de l'évolution verticale de faciès, des discontinuités sédimentaires et des "surfaces physiques", cette formation comprend 12 ensembles qui se succèdent depuis la base au sommet (coupe n° 10, fig. 21) :

\*1-ensemble -1 (L86-L87) : Sans contact apparent, les premiers sédiments de la formation Tidili, correspondent à des grès rouges, disposés en corps obliques. Il s'agit de 5 à 7 m de grès calcaires à stratifications parallèles qui viennent se déposer sur les marnes du sommet de la formation Ouanamane. Ce sont des grainstones, rarement rudstones à grains de quartz de taille moyenne, généralement non émoussés. Le ciment carbonaté, encore calcaire ou dolomitisé, est une micrite à petits et rares fragments de bioclastes dont des oursins, lamellibranches. Ce faciès témoigne d'un dépôt dans un milieu marin typique d'une barre gréseuse infralittoral.

\*2-deuxième ensemble (L88-92) : 2 à 3 m de calcaires et de marnes

Sans passage progressif, ce faciès calcaire surmonte directement les sédiments gréseux de l'ensemble sous-jacent. Le microfaciès correspond à une biomicrite wackestone ou à une biomicrite à microfilaments composée de brachiopodes, oursins, serpules, lamellibranches et des foraminifères dont certains, sont à intérêt stratigraphique : apparition des premières sections d'*Alveosepta jaccardi*. Parmi les autres microfossiles, on cite *Epistomina* sp., *Dentalina* sp. et probablement des foraminifères

planctoniques. Une surface ferrugineuse ou une surface de condensation caractérise la moitié inférieure de cet ensemble.

\*3-troisième ensemble (L93-L98) : dolomies gréseuses : 25 à 30 m

Cet ensemble de 25 à 30 m correspond à des dolomies gréseuses et de calcaires dolomitiques gréseux, se présentant en bancs épais, parfois d'aspect plus ou moins massif et formant relief bien visible sur le terrain. Malgré que les vues panoramiques sont étroites, cet ensemble, témoigne latéralement d'une variation dans ses épaisseurs.

La moitié inférieure, plus gréseuse que celle supérieure, est essentiellement composée d'une dolomicrite ou dolomicrosparite gréseuses à grain de quartz anguleux de taille moyenne et en pourcentage variable. La biophase peu abondante se réserve à quelques fragments de gastéropodes, oursins et lamellibranches. Dans la moitié supérieure, le pourcentage et la taille des grains du quartz semblent diminuer vers le sommet de cet ensemble et témoignent ainsi d'une diminution dans les apports et l'énergie du milieu.

\*4-quatrième ensemble (L99-L102) : dolomies gréseuses oolithiques

Il s'agit de 15 à 17 m de calcaires gréseux oolithiques, à stratifications parallèles et avec un pourcentage d'oolithes croissant vers le sommet. Le microfaciès est une oomicrosparite/oosparite gréseuse de texture packstone à grainstone à débris fins d'oursins, lamellibranches et gastéropodes. Parmi les microfossiles, s'observent des foraminifères et des algues vertes: *Epistomina* sp., *Textularia* sp., *Ophthalmidium* sp., *Valvulina* cf. *lugeoni*, *Trochammina* sp., de probables sections de trocholines qui se rapprochent de *Trocholina palastiniensis-minuta* et *Acicularia* sp. Les oolithes sont bien arrondis et remanient des grains du quartz, des débris de macrofossiles et des microfossiles. Certains niveaux, plus grossiers, correspondent à des rudstones et témoignent ainsi des variations dans l'énergie du milieu de sédimentation.

D'après les caractéristiques sédimentologiques, ce faciès peut mis être en analogie avec le faciès des milieux d'une barre gréso-oolithique externe infralittoral.

\*5-cinquième ensemble (L103-L104) : dolomies légèrement gréseuses ou bioclastiques

Il correspond à 10 m de dolomies en bancs mal stratifiés, parfois massifs et en pourcentage en détritisme très faible par comparaison avec les niveaux sous-jacents. Certains niveaux apparemment plus bioclastiques sont des dolomies massives de texture wackestone (dolomicrite) à gros débris d'échinodermes, lamellibranches et coraux

\*6-sixième ensemble (L106-L116) : calcaires

Sous forme d'un creux dans la topographie, cet ensemble de 12 à 13 m d'épaisseur, se compose de bancs calcaires bien stratifiés. Il s'agit essentiellement d'une biomicrite wackestone à boundstone à nombreux bioclastes : coraux, oursins, serpules, entroques et bryozoaires. Ces macrofossiles sont le plus souvent fragmentés, déstabilisés et témoignent d'un petit transport. Parmi les microfossiles, figurent des foraminifères, des coraux et des algues; 1) d'abord à la base : *Valvulina* cf. *lugeoni*, *Textularia* sp., *Planiinvoluta carinata*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Tubiphytes morronensis*, *Alveosepta jaccardi* ; 2) et puis ensuite, vers le sommet : *Bullopore tuberculata*, *Reophax* sp., *Lenticulina* sp. et *Ammodiscus* sp. et probablement des petits organismes planctoniques difficilement identifiables. Latéralement, cet ensemble présente une variation dans son épaisseur et dans sa composition faciologique. En affleurement, cet ensemble correspond probablement à une lentille calcaire, il suggère le dépôt dans un environnement épi-récifal : pente récifal externe.

\*7-septième ensemble (entre L116 et L117) : dolomies massives

Il correspond à 32 m de dolomies et de calcaires dolomitiques souvent caverneux. L'ensemble d'aspect massif à l'affleurement, forme une barre dans le paysage. La dolomitisation poussée ne laisse identifier que des traces d'organismes constructeurs dont des coraux branchus, massifs, organismes encroûtantes, entroques et des serpules.

\*8-huitième ensemble (L118-L126) : calcaires.

Épais de 5 à 6 m, cet ensemble marque le début d'une mésoséquence et correspond à une dominance de bancs calcaires avec quelques intercalations de minces niveaux marneux. Ce sont des biomicrites de texture wackestone parfois boundstone à organismes de mer ouverte et d'autres d'affinité récifale : brachiopodes, oursins, serpules, bryozoaires et des coraux lamellaires ou branchus. L'association micropaléontologique comprend : *Cladocoropsis mirabilis*, *Lenticulina* sp., *Trochammina* sp., *Reophax* sp. et *Alveosepta jaccardi*. Cet ensemble témoigne latéralement, d'une grande variabilité dans son épaisseur et son paléoenvironnement. Les calcaires micritiques à faune de mer ouverte alternent

avec des calcaires boundstones à organismes constructeurs. Des augmentations ou des diminutions dans les épaisseurs de chacun de ces deux principaux termes s'observent au sein de cet ensemble.

\*9-neufième ensemble (L127- L130) : Calcaires à organismes constructeurs.

Epais de 10 à 12m, il est fondamentalement de texture framestone. Le microfaciès est une micrite à organismes constructeurs : coraux de différents taille, des serpules et des organismes encroûtantes dont des algues rouges. Les bioclastes sont presque entiers et non usés et témoignent d'une sédimentation in situ. Les bancs généralement d'aspect massif, correspondent à des patches reefs. Les microfossiles identifiés dans cet ensemble, sont dans leur majorité, d'affinité récifale ou para-récifale : *Tubiphytes morronensis*, *Planiinvoluta carinata*, et débris d'organismes hyalins.

\*10-dixième ensemble (L131-L133) : calcaires à Nubéculaires

Il correspond à 10 m de calcaires et de calcaires dolomitiques en bancs bien stratifiés et à abondants Nubéculaires, formant dans la coupe des niveaux repères. Le microfaciès est une biomicrite/sparite à débris oncolithisés ou à Nubéculaires, de texture packstone/grainstone à boundstone. L'ensemble, comprend des nodules algaires, entroques, oursins et de rares débris de coraux et de serpules. L'association micropaléontologique est dominée par des organismes d'affinité para-récifale dont *Tubiphytes morronensis*, associée à *Cayeuxia* sp., *Solenopora* sp., *Coscinophragma cribosum*, *Planiinvoluta carinata*, *Bullopore tuberculata* et *Verneuilina* sp.

\*11-onzième ensemble (L164-L170) : Calcaires graveleux

Le sommet de la formation de Tidili, correspond à un ensemble de 5 à 8 m de calcaires graveleux qui se montrent par endroits fracturés et dont la stratification des bancs est difficilement identifiable. Ce sont des biosparites à gravelles et à débris et nodules de coraux, oursins, bryozoaires, algues rouges et vertes (*Cayeuxia* sp., *Acicularia* sp., *Lithocodium* sp.) et des foraminifères dont certains présentent un certain intérêt stratigraphique : *Rectocyclammina* cf. *chouberti*, *Alveosepta jaccardi*, *Pseudocyclammina parvula*, *Otaina* sp., *Nautiloculina oolithica*, *V. lugeoni*, des Valvulinidae et des Ophthalmiidae. Les bioclastes de cet ensemble sont usés, fragmentés et repris et témoignent d'un certain phénomène de remaniement.

## b-Description de la coupe d'Ait As Slib

Dans cette localité, située sur le flanc opposé du Jbel Amsittène où s'est réalisée la coupe d'Id Ou Moulid, la formation Tidili est très facilement reconnaissable en affleurement par sa couleur, les faciès et les reliefs qu'elle forme. Il s'agit d'une unité sédimentaire qui se présente sous deux aspects différents : carbonatés et détritiques. La limite inférieure de la formation, correspond à une surface ferrugineuse qui semble couronner le sommet de la formation Ouanamane. Ainsi, la base de la formation, typiquement gréseux, vient en contact direct sur les marno-calcaires de la formation Ouanamane, tandis que la limite supérieure correspond à la disparition des faciès récifaux et épi-récifaux et le début d'apparition des faciès des milieux marins calmes où dominant des calcaires fins et des calcaires lithographiques caractérisant la formation sus-jacente nommée Iggui El-Behar.

Par comparaison avec la coupe-type de la formation Tidili, la succession des termes lithologiques ainsi que les subdivisions biostratigraphiques décrites ne se respectent plus ici. La formation sédimentaire se manifeste en affleurement par une alternance des faciès carbonatés typiquement marins, des faciès gréseux et de faciès carbonatés à organismes constructeurs. Depuis la base, se succèdent les termes lithologiques suivants (coupe n°12, fig. 19) :

\*1-terme 1 (Ab 35-Ab47) : grès calcaires

Epais de 35 à 40 m, ce terme vient se reposer sans passage progressif sur les marno-calcaires de la formation sous-jacente. Ce sont des grès calcaires, se présentant en bancs bien stratifiés et d'épaisseur variable de l'ordre de 0,30 à 1 m. Les premiers bancs gréseux, de nature tendre, forment un petit creux dans la topographie, ils sont suivis par des grés à ciment calcaires à stratifications parallèles, obliques et puis entrecroisées. Le microfaciès est une rudstone ou une grainstone (dolomicrosparite gréseuse) à grains de quartz et à débris de Nérinées, huîtres, oursins et de rares microfossiles dont *Acicularia* sp., *Lenticulina* sp., *Pseudocyclammina maynci* et *Kilianina* sp. A l'intérieur de chaque banc, les éléments





figurés sont alignés selon le type de stratification et dont certains sont plus grossiers. Une surface de banc durcie, ferruginisée et perforée, clôture le sommet de ce premier terme.

2-terme 2 (Ab48-Ab58) : 10 à 13 m de calcaires et marno-calcaires

Les 5 premiers mètres de ce terme sont des marnes, des calcaires et des marno-calcaires à faune de mer ouverte. Le microfaciès correspond à la base à une micrite mudstone à foraminifères hyalins puis à une biomicrite grés-glaucconieuse à *Spirillina* sp., *Nodosaria* sp., et se termine par une biomicrite graveleuse de texture packstone à fragments de macrofossiles et à microfossiles dont *Valvulina lugeoni*, *Verneuilinoïdes mauritii*, *Nautiloculina* sp., et de probables pseudocyclammines. La fraction terrigène comprend des grains de quartz, dont la taille et la fréquence, semblent augmenter vers le sommet. Ce sous-ensemble se termine par une surface de discontinuité, matérialisée par une surface ferrugineuse, durcie (Hard-ground). L'évolution séquentielle traduit bien une tendance au comblement depuis la base jusqu'au sommet.

La suite de ce terme (7 m) correspond : 1) d'abord à des marnes à foraminifères de mer ouverte 2) puis à des calcaires lumachéliques wackestone (biomicrite à microfilaments) à brachiopodes, oursins, gastéropodes, débris de coraux (*C. mirabilis*) et des foraminifères (*Lenticulina* sp., *Everticyclammina* n. sp.-forme évoluée-, et des Valvulinidés ; 3) et enfin à des calcaires dolomitiques à nombreux débris cristallisés et de probables structures diagénétiques : birds-eyes??. L'évolution séquentielle traduit aussi une tendance au comblement. Le sommet de cet ensemble comprend une surface ferrugineuse, qui n'est identifiable qu'à certains endroits.

3-terme -3 (Ab 59-62) : Dolomies vacuolaires.

C'est une unité de puissance 18 à 20 m, formée essentiellement de dolomies à aspect massif (dolosparites), en banc épais et parfois récemment karstifiés et à fantômes d'organismes constructeurs, le plus souvent cristallisés. Certains niveaux encore plus calcaires, laissent reconnaître des coraux, des serpules et des organismes encroûtants.

4-terme -4 (Ab63-Ab67) : Grès calcaires à structures sédimentaires

Le sommet de la formation est formé par d'environ 10 à 12 m de grès à ciment calcaire et à stratifications d'abord parallèles et puis entrecroisées. Il s'agit d'une dolomicrosparite (grainstone à rudstone) à quartz et à débris de bioclastes : surtout des Nérinées, des huîtres et des nodules de coraux, puis de rares fragments d'oursins et d'algues (*Acicularia* sp., *Cayeuxia* sp.) et seulement au sommet, des brachiopodes. Les éléments bioclastiques qui semblent devenir plus abondants vers le sommet de ce terme, sont parfois alignés selon les stratifications, et déterminent des niveaux plus grossiers dans le banc. Parmi les microfossiles les plus caractéristiques, ont été déterminés surtout à l'extrême sommet de la formation, les premières sections d'*Alveosepta jaccardi*, *Tubiphytes morronensis*, *Lenticulina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Nautiloculina* sp. et d'autres bioclastes non identifiées.

### c- Coupe Id Bou Addi

Brièvement dans cette localité (fig. 3, coupe n° 11), la formation Tidili se montre réduite en puissance par rapport aux deux autres coupes réalisées dans le Jbel Amsittène. De puissance 50 à 55 m, la série sédimentaire repose sans passage progressif sur les marnes et les argilites du sommet de la formation Ouanamane, dont l'âge est ici Callovien moyen (fig. 22). Elle comprend 2 parties : 1) la partie inférieure d'épaisseur 32 m, est essentiellement dolomitiques ; 2) la partie supérieure, d'épaisseur 18 m, est essentiellement détritique.

\*La partie inférieure correspond à une barre de 30 à 35 m de dolomies à patine rose, en bancs épais, massifs et à nombreuses vacuoles de dissolution. Certains niveaux sont couronnés par des surfaces ferrugineuses. Quelques niveaux laissent identifier des traces de bioclastes d'affinité récifales dont des coraux branchus ou lamellaires, serpules, bryozoaires et des algues encroûtantes. Ces éléments organiques sont le plus souvent cimentés dans une matrice micritique ou microsparitique. Les éléments organiques coloniaux et non coloniaux sont dans certains niveaux entiers et témoignent d'une sédimentation *in situ*. Dans d'autres niveaux, les bioclastes sont fragmentés, usés et suggèrent un certain déplacement des organismes de leur milieu de vie original.

\*La partie supérieure correspond à un ensemble de grès calcaires à stratifications parallèles, obliques et entrecroisées. Les éléments figurés sont 1) des grains du quartz le plus souvent de taille variable, dont certains niveaux plus grossiers donnent des grès de texture rudstone; 2) des bioclastes qui sont



soit entiers ou fragmentés et le plus souvent alignés selon le type de stratification : gastéropodes, oursins, huîtres, foraminifères (*Nautiloculina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Valvulina* cf. *lugeoni*, *Ophthalmidium* sp.) et des algues (*Acicularia* sp., *Cayeuxia* sp. et *Solenopora* sp.).

## 2-Bassin d'Agadir

### a-Coupe de la localité Tizgui-Anklout

Au alentour de cette localité, les visions panoramiques, les observations ponctuelles ainsi que les études détaillées à la fois micropaléontologique que microfaciologique, ont permis de mener à bien l'étude de la formation. Les évolutions latérales de la formation Tidili, la datation des différents ensembles lithologiques ainsi que les interprétations paléogéographiques et géodynamiques peuvent être précisées. Cela permet de comprendre les mécanismes tectono-sédimentaires responsables de l'évolution latérale de faciès, de l'installation des faciès récifaux et facilite les corrélations stratigraphiques à l'échelle de la localité, du bassin d'Agadir et de la région.

En fonction de la position spatiale, les environnements sédimentaires et les principaux types de faciès se montrent variables et suggèrent une certaine polarité sédimentaire qui semble suivre une ou plusieurs orientations bien définies :

#### **Description de la série de la crête**

Dans la localité Tizgui-Anklout, la formation Tidili, se présente sous forme d'une grande falaise d'épaisseur une 50aines de mètres. Cette formation passe latéralement vers la coupe de l'oued Tizgui, à une concomitance de faciès récifal et de faciès de mer ouverte : la formation Tidili est entrecoupée maintes fois par de faciès de mer ouverte typique de la formation Ouanamane.

#### **Crête récifal**

Dans cette coupe, le sommet de la formation Ouanamane est couronné par une surface perforée. Le passage à la formation Tidili se fait par l'intermédiaire d'un mince niveau de calcaires dolomitiques (0,40 m) à stratification parallèle, d'un milieu beaucoup plus proximal, probablement littoral, que celui de la formation Ouanamane.

La formation récifale se présente sous la forme de deux grandes lentilles, séparées par un creux dans le paysage. Elle peut être subdivisée, depuis sa base jusqu'au son sommet, aux ensembles lithologiques suivants :

\*Ensemble -1: Epais de 4 à 6 m, il correspond au premier terme de la première barre ou lentille récifale. Il s'agit de calcaires et de dolomies calcaires riches surtout en entroques, serpules et à rares coraux. Les organismes sont cimentés dans une matrice, le plus souvent dolomitisé (dolomicrite ou dolosparite), et sont souvent fragmentés et témoignent d'un certain déplacement. La texture dominante est de type wackestone à floastone. Un niveau rougeâtre s'intercale dans cette masse carbonatée d'aspect massif, et à base progradante.

\*Ensemble -2: Epais de 20 à 25 m, il correspond au deuxième terme de la première barre. Il forme une falaise, d'aspect abrupt sur le terrain, il est essentiellement de caractère massif et beaucoup plus bioclastique que la base de la formation. Ce terme, formé principalement de calcaires dolomitiques et de dolomies de texture framestone, est riche en organismes constructeurs en position de vie dont des coraux, serpules et algues encroûtantes. D'autres bioclastes complètent la biophase dont des lamellibranches, des Nérinées et des foraminifères agglutinés. En général, ce terme représente une véritable formation récifale qui latéralement semble se réduire en épaisseur et en importance. Ainsi, latéralement à cet endroit, vers le SSW de la coupe, cet ensemble essentiellement récifal, disparaît en direction de la coupe de l'oued Tizgui. Dans cette même localité, à une dizaine de mètres, la formation est en effet dolomitisée, ce qui donne des ensembles de dolosparites saccharoïdes à géodes calcitiques (probablement les traces des gros bioclastes : coraux, Nérinées...). Cet ensemble récifale est interrompu parfois par des faciès boundstones où les organismes constructeurs témoignent d'un certain remaniement, cela suggèrent des dépôts dans des environnements para-récifaux (avant-récif) qui forment le bas ou le début d'une paraséquence ou d'une mésoséquence récifale.

\*Ensemble -3 : Epais de 15 à 20 m, cet ensemble forme la deuxième falaise ou la deuxième barre. La base en bancs d'aspect massif, correspond à des dolosparites puis à des dolomies bioclastiques

(dolomicrosparites à bioclastes), sans fossiles identifiables. Vers le sommet de la formation, des niveaux encore calcaires, laissent reconnaître des bancs de texture framestone à floastone où abondent surtout des Nérinées et des encrines.

Le contact avec la formation sus jacente n'a pas pu être détecté à cause du mauvais affleurement.

**Latéralement**, à environ 400 à 600 m, vers le SSW de la coupe d'Anklout-Tizgui (fig. 3, coupe n° 2, fig. 14), se trouve la localité de l'oued Tizgui, où fut défini la coupe-type de la formation Ouanamane. Dans cette coupe, la série sédimentaire équivalente (Fm. Tidili) se réduit en épaisseur. Toutefois, si on tient compte de la présence des faciès récifaux, cette formation se caractérise par une sédimentation hétérogène, ainsi, elle comprend dans ces assises des termes de faciès de mer ouverte, de type lagon et de faciès récifaux.

La série sédimentaire d'âge oxfordien moyen à Kimméridgien inférieur, comprend deux grands ensembles d'épaisseur inégale et de faciès différents : 1) une partie inférieure formée de bancs de calcaires à pellets et oolithes (15 à 20 m) ; 2) une partie supérieure, où affleure des faciès de calcaires wackestone à mudstone à faune de mer ouverte, des faciès calcaires à organismes coloniaux d'affinité récifale et des calcaires micritiques des milieux marins de type lagon.

Du fait du grand intérêt que présente cette coupe sur le plan biostratigraphique, une description détaillée de la série sera présentée dans le présent travail.

Les études micropaléontologiques de tous les niveaux calcaires, banc par banc, nous en permis de dater la série récifale et d'effectuer des corrélations stratigraphiques.

Dans cette localité, la limite inférieure de la formation est lithologiquement bien apparente, elle correspond à la disparition des faciès marneux et marno-calcaires du sommet de la formation Ouanamane et le début d'apparition des faciès de calcaires oolithiques ou/et à pellets. La limite supérieure est généralement floue, le top de la formation peut être limité soit 1) à la disparition des derniers niveaux de faciès épi-récifaux ou 2) à la disparition du premier ensemble d'affinité récifale.

Depuis la base au sommet se succèdent les termes lithologiques suivants :

\*1-terme -1 : TZ 120-TZ129 calcaires à pellets et oolithes

8 à 10 m de calcaires et de calcaires dolomitiques à pellets et oolithes en bancs mal stratifiés et formant une barre facilement repérable dans le paysage. Le microfaciès des calcaires est une pelmicrosparite à pelsparite à rares oolithes et à quelques microdébris de bioclastes dont des oursins, lamellibranches, gastéropodes, foraminifères et algues dasycladales. La texture dominante est de type packstone à grainstone. L'analyse micropaléontologique permet d'identifier une liste composée de taxons suivants: *Haplophragmoides* sp., *Ophthalmiidea*, *Nautiloculina* cf. *oolithica*, *Valvulina* ? cf. *lugeoni*, *Textularia* sp., *Cayeuxia* sp., *Acicularia* sp., *Verneulinoides* sp. Le sommet de cet ensemble est couronné par une surface ferrugineuse, qui ne semble pas présenter une bonne répartition latérale.

2-terme -2 : TZ130-TZ135 : 5 à 7 m calcaires bioclastiques ou/et graveleux

Ce deuxième sous-ensemble est séparé du premier par un petit creux qui semble présenter une bonne répartition latérale. Ce dernier correspond à un banc de calcaire micritique dont l'épaisseur semble présenter des variations latérales (1 à 3 m??). Il s'agit d'une biomicrite à débris d'oursins, brachiopodes, lamellibranches et des microfossiles de mer ouverte dont *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., *Astacolus* sp. Ce niveau est immédiatement surmonté en progradation, par 6 à 7 m de calcaires à pellets ou à gravelles, de texture packstone à grainstone. Le microfaciès, essentiellement pelbiomicrosparitique, se caractérise surtout vers le sommet, par l'abondance des passées bioclastiques et des stratifications parallèles. Les éléments sont des gastéropodes, des brachiopodes, des oursins, des lamellibranches et des foraminifères d'intérêt stratigraphique dont *Rectocyclammina* cf. *chouberti*, *Alveosepta jaccardi*, *Valvulina* cf. *lugeoni*, probable sections de *Pseudocyclammina* cf. *maynci*, *Ophthalmidium* sp. et de rares sections de foraminifères à test hyalins et des rares sections de Nubéculaires et d'*Acicularia* sp. Latéralement, cet ensemble est dolomitisé, il correspond à des dolosparites à nombreuses vacuoles de dimension centimétrique à décimétrique. Le sommet de l'ensemble, montre en quelques points de la coupe, de nombreuses traces de fousseurs et probablement de traces d'encroûtements par des huîtres.

Le premier et le deuxième terme se biseautent vers le sud-ouest de la coupe, tandis que vers le nord-est, ces deux termes sont plus puissants et correspondent à l'installation des faciès bioconstruits où prolifèrent des organismes d'affinité para-récifale et récifales.

\*3-terme -3 : TZ136-TZ146 : marnes et calcaires en plaquettes

Ce terme formé généralement d'un faciès de mer ouverte (20 à 24 m), ne devrait pas faire partie de la formation Tidili, ni de la formation Iggui El-Behar. Les caractéristiques de faciès le font intégrer en réalité dans la formation Ouanamane. Il s'agit là d'un exemple de concomitance des faciès qui compliquent le découpage lithostratigraphique pendant la période Oxfordien-Kimméridgien inférieur.

Il s'agit d'une unité sédimentaire qui forme un creux dans le paysage, qui se biseaute vers le nord-est de notre coupe. L'ensemble débute par le dépôt de 4 à 8 m de marnes d'aspect noduleux et très fréquemment bioturbés. Quelques niveaux plus calcaires, sont des biomicrites mudstones/wackestones dans lesquelles s'observent les premières sections d'*Everticyclammina* cf. *virguliana* et de nombreuses sections d'*Alveosepta jaccardi*. Parmi les autres bioclastes figurent des petits fragments d'oursins, lamellibranches, radioles d'oursins et des foraminifères hyalins : *Dentalina* sp. et *Lenticulina* sp.

La suite correspond sur environ 10 à 15 m de calcaires micritiques et d'aspect en plaquettes. Les bancs calcaires, de l'ordre de 0,10 à 0,20 m d'épaisseur, sont des biomicrites ou des micrites de texture wackestone, le plus souvent mudstone et qui présentent la même composition paléontologique que la base de cet ensemble. Cependant ils y diffèrent par la fréquence qui semble beaucoup plus grande. Ainsi, en plus de la biophase de la base, s'ajoute d'autres microfossiles dont *Pseudocyclammina* cf. *parvula*, Ophthaliidae et probablement des foraminifères planctoniques. Vers le sommet de ce terme, les bancs calcaires alternent avec de minces niveaux marneux de l'ordre de 0,05 à 0,15 m. Les études micropaléontologiques montrent que la fréquence des foraminifères hyalins augmente depuis la base au sommet de ce terme. Ce faciès peut être comparé avec le microfaciès 1, typique des milieux marins ouverts : infralittoral à circalittoral au-dessous de l'action des vagues.

\*4-terme -4 : TZ147-TZ150: barre de calcaires bioclastiques

Epais de 3 à 5 m, cet ensemble affleure sous forme d'une barre calcaire qui vient se déposer en progradation sur l'ensemble sous-jacent et qui témoigne d'une variation dans ces épaisseurs et dans sa composition faciologique. Il s'agit en microfaciès, d'une biomicrite à abondants organismes, de texture wackestone à floastone. La matrice de type micritique avec quelques plages microsparitiques, lie entre eux des bioclastes qui apparaissent souvent témoigner d'un certain phénomène de démantèlement : fragmentation et déplacement. Les bioclastes proviennent pour l'essentiel de coraux, serpules, lamellibranches, Nérinées, oursins, bryozoaires et des algues : *Cayeuxia* sp., algues rouges et des foraminifères dont *Nautiloculina* sp., *Rectocyclammina* sp., *Alveosepta jaccardi*, Miliolidés, Ophthaliidae et de rares foraminifères hyalins (*Lenticulina* sp.).

\*5-terme -5 : TZ 151-TZ153 Calcaires à pellets

Epais de 1 à 2 m, ce terme correspond dans l'essentiel, à un faciès de type lagon. Il s'agit en microfaciès d'une pelbiomicrite (packstone) à rares débris d'oursins, Nérinées et lamellibranches. Les calcaires en bancs bien stratifiés (de l'ordre de 0,40 à 0,60 m), sont le plus souvent bioturbés. La biophase identifiée en lames minces comprend des foraminifères : *Nautiloculina oolithica*, *Alveosepta jaccardi*, *Rectocyclammina* sp, *Ophthalmidium* sp., des quinqueloculines, petites valvulines et des crustacés : *Favreina* sp.

\*6-terme-6 : TZ 154-155 : Calcaires à organismes constructeurs

Epais de 1,5 à 3 m, il correspond à des calcaires à abondants organismes (floastone à wackestone) et d'aspect saillant en affleurement, probablement qu'il s'agit d'une lentille "récifale". La matrice micritique, souvent oxydée, renferme des bioclastes dont certains sont coloniaux : coraux, algues rouges, bryozoaires, lamellibranches, serpules et des brachiopodes. En ce qui concerne la microfaune, les études de plusieurs sections de lames minces, révèlent l'identification d'une riche association micropaléontologique, comprenant *Otaina* sp., *Nautiloculina oolithica*, *Valvulina lugeoni*, *Alveosepta jaccardi*, *Pseudocyclammina* cf. *parvula*, *Coscinophragma cribosum*, *Rectocyclammina* n. sp (taxon à stade jeune déroulé développé).

Deux à trois niveaux d'encroûtements, ont été observés dans ce terme calcaire, qui présente une grande variation latérale, dans ces épaisseurs et dans sa composition faciologique.

\*7-terme -7: TZ156-TZ162 : calcaires micritiques

Epais de 6 à 7 m, ce terme vient reposer en rétrogradation sur les faciès épi-récifaux de l'ensemble sous-jacent. C'est un ensemble formé de bancs calcaires bien stratifiés (0,30 à 0,60 m), de texture wackestone à mudstone. Le microfaciès correspond à une biomicrite à rares fragments de

lamellibranches, oursins et à foraminifères à tests hyalins et agglutinés : *Lenticulina* sp., petits hyalins, *Alveosepta jaccardi*, *Everticyclammina virguliana* et de petits Valvulinidae.

\*8-terme-8 : TZ163-TZ166 : calcaires bioclastiques

Sous forme d'une petite barre de 2 à 4 m, cet ensemble constitue le sommet de la formation. Il s'agit d'une biomicrite graveleuse bioturbée (et à oncoïdes à la base), de texture packstone à grainstone. La biophase se compose de nodules de coraux, lamellibranches, Nérinées, oursins, algues vertes : *Salpingoporella annulata*, *Cayeuxia* sp. et de foraminifères dont *Kilianina* n. sp., *Ophthalmidium* sp., *Quinqueloculina* sp., *Alveosepta jaccardi*, *Valvulina lugeoni* et des Pfenderines.

### b-Description de la coupe d'Agadirt

Cette coupe se situe à environ 2 km de la coupe de Tidili. La coupe a été levée dans la partie SSE de l'anticlinal d'Imouzzer, à environ 6 à 7 km du NNE du village d'Imouzzer des Ida Ou Tanane.

Dans cette localité, la formation Tidili affleure sur environ 60 à 70 m, elle est formée d'abord d'une masse dolomitique puis d'un ensemble grésocalcaire (fig. 16).

La limite inférieure de la formation correspond à la disparition des faciès marno-calcaires à faune de mer ouverte, caractérisant les faciès de la formation Ouanamane. Le sommet de la formation est pris à la disparition des derniers niveaux grésocalcaires et la dominance des faciès carbonatés de type lagon qui caractérisent la formation sus-jacente nommée Iggui El-Behar.

\*Ensemble-1: Dolomies massives

Cet ensemble de 35 à 38 m (HG 31-32) affleure sous forme d'une falaise ou d'une crête où dominent les faciès dolomitiques à abondantes vacuoles et généralement sans stratification apparente, il comprend deux termes :

-Le premier terme se compose de 7 à 10 m de dolomies bioclastiques de texture floastone à nombreux débris cristallisés. Les quelques niveaux peu dolomitisés ont permis d'identifier une biophase composée de coraux, gastéropodes, lamellibranches, crinoïdes et probablement des bryozoaires et des serpules.

Le deuxième terme, essentiellement dolomitique, correspond à 30 m de dolomies massives, d'aspect construit et à abondantes vacuoles et cavernes. Il est probable que ces derniers correspondent à la trace de dissolution des organismes coloniaux des milieux récifaux.

\*Ensemble -2 : HG33-HG39 : grès calcaires.

Cet ensemble, épais de 23 à 25 m environ, comprend un terme inférieur chargé de terrigènes, passant vers le sommet à des calcaires légèrement gréseux et surtout oolithiques.

-Le terme inférieur, épais de 15 à 18 m, correspond à des grès-calcaires à stratifications oblique et entrecroisés et à passées de dragées du quartz et de graviers. Le microfaciès est une dolosparite (grainstone à rudstone) à quartz et à rares débris de coquilles. Les grains du quartz sont de taille variable de l'ordre de quelques millimètre à 10 mm, le plus souvent émoussés et de taille décroissante vers le sommet.

-Le terme supérieur, épais de 6 à 7 m, est essentiellement constitué de calcaires oolithiques à stratifications tout d'abord oblique et entrecroisées puis parallèles vers le sommet. Les calcaires en bancs bien stratifiés, admettent le plus souvent, des passées bioclastiques dont des gastéropodes (Nérinées), huîtres, oursins et de rares nodules de coraux. Le microfaciès de texture grainstone à packstone, correspond à une oobiomicrosparite à pellets et à rares fragments de bioclastes dont certains, sont remaniés dans les oolithes. La microfaune et la microflore se composent de *Trocholina* sp., *Tubiphytes morronensis*, *Trocholina palastiniensis*, *Nautiloculina circularis-oolithica*, Lituolidé géant, *Acicularia* sp., et d'autres dasycladales et foraminifères non identifiés. Le sommet de la formation est couronné par une surface de ravinement.

### c-Coupe de Tizgui N'Chorfa

Cette coupe localisée dans l'anticlinal d'Imouzzer, constitue l'endroit le plus interne de la partie subsidente du bassin d'Agadir. Elle est située à mi-distance ou dans la partie médiane du bassin, entre les affleurements jurassiques les plus occidentaux du bassin d'Agadir et ceux les plus orientaux, vers les extrémités sud-ouest de la région d'Imi'N-Tanout.

La formation Tidili est très facilement reconnaissable dans le paysage, elle correspond ici à la troisième barre carbonatée d'âge jurassique. L'épaisseur et surtout la composition faciologique varient énormément à l'échelle latérale, de l'ordre d'une 40aines de mètres. Nous allons décrire deux coupes dans cette localité afin d'argumenter nos interprétations.

En général, dans cette localité, la formation Tidili, correspond à une unité sédimentaire sous forme d'un mur ou d'une falaise difficilement accessible, où dominent des faciès carbonatés d'affinité récifales et épi-récifales.

#### A l'est de la cascade

Sur les faciès marno-calcaires de la formation Ouanamane, vient se reposer sans passage progressif les faciès calcaires et dolomitiques des milieux marins de haute énergie ou d'affinité récifale (fig. 17).

\*Ensemble-1 : Z1-Z9 : 10 à 12 m de calcaires oolithiques

La série débute par l'installation des calcaires oolithiques qui s'ordonnent en bancs 0,70 à 1,50 m, admettant vers le sommet des niveaux plus bioclastiques.

Il s'agit de bancs calcaires oolithiques le plus souvent intensément bioturbés à leur sommet et admettant deux niveaux de dolomies roses. Deux types de microfaciès ont été identifiés : 1) oomicrosparite à oosparite à bioclastes, le plus souvent de texture packstone à grainstone; 2) biomicrite à débris oncolithisés, oolithes et lithoclastes (packstone). La biophase de l'ensemble se compose de débris de coraux, bryozoaires, annélides, Nérinées, lamellibranches, oursins et de rares brachiopodes (seulement à la base), des foraminifères dont *Trocholina palastiniensis-minuta* (foraminifère identifié dans les 3 premiers mètres de cet ensemble), *Valvulina* cf. *lugeoni*, *Planinvoluta carinata*, *Lenticulina* sp., *Astaculus* sp., *Textularia* sp., *Haplophragmoides* sp., *Archaeosepta basiliensis* (MOHLER) ou *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Ophthalmidium* sp., *Epistomina* sp., *Valvulina - Trochammina*, des algues : *Acicularia* sp. Des variations latérales de faciès et d'épaisseur caractérisent la base de la formation.

\*Ensemble-2 : Z10-Z12: 15 à 16 m de calcaires construits et dolomies

Le premier terme correspond à 2 à 3 m de calcaires à organismes constructeurs, qui semblent se substituer latéralement par des faciès oolithiques. Ce sont des biomicrites wackestones à boundstones à coraux, huîtres, annélides, bryozoaires, oursins, Nérinées, de rares foraminifères : *Textularia* sp., *Nautiloculina oolithica*, *Valvulina* sp., *Lenticulina* sp. et des algues vertes et rouges (*Cayeuxia* sp., codiacés). Ces éléments fragmentés, ne sont pas in situ, et proviennent de démantèlement des faciès récifaux latéraux.

La suite de l'ensemble se compose de dolomies vacuolaires massives (11 à 13 m), le plus souvent fracturées et karstifiées. Ce sont des dolosparites à quelques plages sparitisés.

\*Ensemble-3 : Z13-Z17: calcaires dolomitiques et grès calcaires

Cet ensemble affleure sur une épaisseur de 11 à 13 m et constitue le sommet de la formation. Il se caractérise par la présence de deux types de faciès différents : 1) dolomies gréseuses à stratifications parallèles, obliques et entrecroisées ; 2) calcaires ou dolomies micritiques à charophytes.

Les calcaires de texture mudstone à wackestone sont des micrites à abondantes sections d'oogones de charophytes. Ce faciès qui devient plus abondant vers le sommet de la formation, témoigne d'un dépôt dans une mer supratidale à l'abri de l'action des vagues.

Les dolomies sont 1) tout d'abord bioclastiques (dolosparites) à abondants vacuoles de cristallisation, dont certains témoignent de débris d'organismes constructeurs; 2) puis ensuite, deviennent gréseuses vers le sommet de cet ensemble. Le microfaciès des grès calcaires est une dolosparite gréseuse, de texture grainstone ou rudstone à rares débris d'oursins et d'huîtres. Latéralement, des stratifications parallèles, obliques, entrecroisées et des surfaces d'érosion ou de ravinement caractérisent les faciès gréseux de cet ensemble.

**Au environ de la cascade**, à l'ouest de la coupe précédente, la série sédimentaire montre succinctement, la succession des termes lithologiques suivants :

-3 à 5 m de calcaires oolithiques et à lithoclastes : dans ce terme, les caractères lithologiques et biologiques sont identiques à l'ensemble -1 de la coupe précédente.

-3 à 4 m de dolomies vacuolaires, ce niveau caverneux semble disparaître latéralement, et se substitue vers l'est par l'installation des calcaires oolithiques.

-3 à 4 m de calcaires et de dolomies grises à abondants fossiles et dont certains sont fragmentés. La biophase est dominée par la présence de Nérinées, oursins, huîtres, nodules de coraux et débris d'algues. Ces bioclastes qui sont alignés dans le banc, témoignent d'une accumulation de faciès de démantèlement latéraux des milieux récifaux (ou probablement à des dépôts de biostrome). Ce faciès se substitue latéralement par des faciès bioconstruits (équivalent au premier terme du deuxième ensemble de la coupe faite à l'est de la cascade). Le sommet correspond à un banc de dolomie rose à abondantes vacuoles : c'est le deuxième niveau caverneux.

-6 à 10 m de dolomies et de calcaires bioclastiques, similaires à l'ensemble sous-jacent (framestone, rudstone et floastone à organismes constructeurs). Ils admettent vers leur sommet un niveau caverneux bien repérable dans l'affleurement. Ce terme, passe vers l'est à des dolomies vacuolaires karstifiées (semble l'équivalent du deuxième terme de deuxième ensemble).

- le sommet correspond à des grès calcaires à stratifications parallèles et entrecroisées (non étudié en détail....).

#### d-Description de la coupe d'Ait Chehrid

Nous décrivons brièvement la succession faciologique de la formation Tidili, tout en la comparant avec les coupes de l'oued Tizgui. Par rapport à la coupe-type (coupe de Tidili), la coupe d'Ait Chehrid se situe plus vers le SSW à environ 5 à 6km, tandis que par rapport à la coupe de l'Oued Tizgui, la localité d'Ait Chehrid se localise plus vers le nord et le NNW et à environ 5,5 km à 6 km de la localité de Tizgui.

La limite inférieure de la formation, correspond à la disparition des faciès de mer ouverte : marnes vertes, qui caractérisent le sommet de la formation. Pour la limite supérieure, elle coïncide avec l'apparition et la dominance des faciès de type lagon de la formation sus-jacente, nommée Iggui El-Behar. Dans cette coupe, malgré sa localisation dans la crête récifale où les faciès dominants sont souvent dolomités, de fréquents niveaux sédimentaires à faunes caractéristiques s'intercalent dans cette série à dominance de faciès récifaux. Ce qui permet de localiser et de préciser la stratigraphie des différents ensembles, de suivre et comprendre l'évolution paléogéographique et géodynamique de la pile sédimentaire pendant l'intervalle Callovien supérieur p.p. - Kimméridgien inférieur p.p.

Depuis la base au sommet se succèdent les ensembles suivants (fig. 15) :

\*Ensemble -1: calcaires bioclastiques à lumachéliques (Ch-74-84)

Ce premier terme épais de 12 à 15 m, apparaît brusquement au-dessus des marnes du sommet de la formation sous-jacente nommée Ouanamane. Il est fait d'une succession de bancs bioclastiques à lumachéliques de texture wackestone à boundstone où dominent des organismes constructeurs et d'autres : serpules, oursins, bryozoaires, d'huîtres, entroques, coraux et de rares algues calcaires. Le microfaciès correspond à une biomicrorite ou une biodolomicrosparite fréquemment bioturbées et à abondants bioclastes et des microfossiles dont : *Textularia* sp., *Spirillina* sp., *Nodosaria* sp., *Falsopalmula* sp., *Lenticulina* sp., *Valvulina* cf. *lugeoni*, *Tubiphytes* cf. *morroneensis*, *Astacolus*, *Everticyclammina* n. sp. (forme évoluée).

Par corrélation avec la coupe de l'oued Tizgui, ce premier ensemble est l'équivalent latéral du sommet de la formation Ouanamane (Membre des calcaires à bioclastes).

Dans cette même localité, à côté de la route qui mène vers Imouzzer (un peu plus vers le sud ouest de la crête), l'ensemble correspond à une série carbonatée, composée tout d'abord des bancs de calcaires à faune et microfaune de mer ouverte, puis vers le sommet des niveaux marneux alternant avec des bancs calcaires.

Cette évolution latérale de faciès qui se fait d'une manière rapide, ne peut être que la conséquence de l'influence des événements tectono-sédimentaires liés à l'évolution de l'Atlantique central pendant cette période.

Dans le paysage, malgré l'étroite vue panoramique, cet ensemble correspond probablement à une lentille calcaire qui semble se biseauter latéralement, il suggère probablement le dépôt d'une lentille dans un milieu d'avant récif (pente récifale externe). Dans la coupe de Tizgui, le niveau sédimentaire équivalent à la base de cet ensemble a livré des brachiopodes de l'intervalle Callovien supérieur voire de l'Oxfordien inférieur.



Cet ensemble d'affinité para-récifale, admet deux niveaux carbonatés des milieux marins plus ouverts et plus profonds. Cela, peut être interprété comme la base de paraséquences de comblement, probablement lié à l'action conjuguée de l'eustatisme ou de la tectonique.

\*Ensemble -2: dolomies (Ch85-87)

Le terme de base correspond à 5 m de dolomies massives et à fréquentes vacuoles de dissolution.

Le terme médian, épais de 3 à 4 m où les bancs dolomitiques vacuolaires sont légèrement mieux stratifiés. Elles correspondent en microfaciès à des dolomicrosparites ou des dolosparites à fantômes "d'oolithes" (ou probablement à des sections de Nubéculaires totalement dolomitisées) et à abondantes plages sparitisées.

Le terme supérieur, épais de 23 m. Il se compose de dolomies massives à plages cristallisées et à abondantes vacuoles de cristallisation de taille centimétrique à décimétrique. L'aspect massif et la présence de structure en dôme, suggère des environnements récifaux (crête récifale ou .....)

\*Ensemble -3 : calcaires (CH89-CH95)

Il correspond à un ensemble de bancs calcaires, admettant dans leur partie médiane des niveaux marneux. La puissance de l'ensemble est variable, de l'ordre de 5 à 10 m :

-2 m de calcaires à faciès épircifal (CH89-CH91) : il s'agit de calcaires bioturbés à fréquents organismes, dont certains sont des constructeurs : coraux, algues rouges, bryozoaires, entroques, lamellibranches, annélides et gastéropodes, de rares Terebratules. Le microfaciès est une biomicrite wackestone à boundstone à macrofossiles et microfossiles d'intérêt stratigraphiques dont parmi les plus caractéristiques on cite *Bullopore tuberculata*, *Tubiphytes* sp. et de probable rares sections de *Coscinophragma* sp.

-3 m de calcaires et de marnes (CH92), formant un creux dans la topographie. Il s'agit de calcaires mudstones à rares sections de foraminifères hyalins (hyalins bisériés).

-2 à 3 m de calcaires bioclastiques bioturbés des milieux péri-récifaux (CH93-CH95). Ce sont des biomicrites wackestones à boundstones à abondants bioclastes de grandes tailles dont des coraux, serpules, bryozoaires, Nérinées, entroques, lamellibranches, algues : *Tubiphytes morronensis*, débris de *Cayeuxia* sp. et de *Lithocodium* sp. et des foraminifères agglutinés d'intérêt biostratigraphiques dont parmi les plus caractéristiques, *Alveosepta jaccardi jaccardi*, les premières sections d'*Everticyclammina* cf. *virguliana*, *Planinvolvula carinata*, *Valvulina* cf. *lugeoni*, *Pseudocyclammina* cf. *parvula*, quelques Nautiloculines, des foraminifères hyalins dont *Astacolus* sp., *Lenticulina* sp. et de probables hyalins déroulés.

\*Ensemble -4 : 11 m de dolomies vacuolaires

Sans passage progressif, s'installe brutalement une masse carbonatée d'aspect massif et totalement dolomitisée. Sur le terrain, son allure correspond à une masse sous forme d'un édifice bioconstruit (dôme récifal). Les quelques observations ponctuelles laissent identifier des organismes d'affinité récifal: coraux associés à des algues encroûtantes, serpules, entroques...

\*Ensemble -5 : Calcaires et dolomies (CH96-98)

Cet ensemble dont l'épaisseur est variable : 14 à 20 m, se compose de dolomies et de dolomies calcaires. Les bancs sont légèrement stratifiés et renferment une biophase composée de madréporaires, bryozoaires, Nérinées et entroques. Le microfaciès des bancs de la base correspond à une biomicrite wackestone à boundstone à abondants bioclastes et des microfossiles dont *Bullopore tuberculata*, *Coscinophragma* sp. *Valvulina* sp. et des Textulariidés. Les 2 à 3 mètres terminaux de l'ensemble, sont des calcaires à débris d'accumulation : biomicrite à débris de bioclastes, gravelles, intraclastes et de très rares oolithes.

\*Ensemble -6 : Dolomies vacuolaires (CH100-CH101)

Cet ensemble de 18 à 20 m de puissance, correspond en affleurement à une masse de dolomies massives à abondantes vacuoles. Les études en lames-minces de certains niveaux, donnent des biomicrites grises ou des dolosparites wackestones à boundstones à fragments cristallisés et de bioclastes dont des coraux, entroques, radioles d'oursins de grande taille, Nérinées et des microfossiles : *Tubiphytes morronensis*, *Reophax* sp., *Verneuilina* sp., *Valvulina* sp. et *Nautiloculina oolithica*.

\*Ensemble -7 : calcaires et marnes (CH 101X-103)

Cet ensemble qui forme un creux dans la topographie, semble disparaître latéralement. Epais de 2 à 3 m, il débute par des faciès calcaires qui sont soit fortement bioturbés (bioturbation fréquente et

bifurqué) ou des calcaires dolomitiques à probables laminites algaires. Il se poursuit par l'installation d'un niveau marneux jaune sans fossile apparent.

\*Ensemble -8 : calcaires bioclastiques (CH104-108)

Les bancs calcaires de cet ensemble affleurent beaucoup mieux, formant une petite barre épaisse de 5 m. Ce sont des calcaires micritiques ou microdolosparitiques bioturbés à abondants bioclastes. La biophase se compose de coraux: *Cladocoropsis mirabilis*, lamellibranches, oursins, entroques, annélides, Terébratules (à la base de cet ensemble), bryozoaires, des algues : *Tubiphytes morronensis*, des foraminifères : *Alveosepta jaccardi*, *Rectocyclammina* cf. *chouberti*, Grand lituolidé (forme jamais décrite), *Otaina* sp., *Coscinophragma cribosum* et *Textularia* sp. Le microfaciès de dernier banc calcaire (1 à 1,50 m), correspond à une biomicrite bioturbée à dasycladales et foraminifères dont *Acicularia* sp., *Salpingoporella annulata*, *Alveosepta jaccardi*, *Rectocyclammina* sp. *Nautiloculina oolithica* et de rares *Everticyclammina virguliana*.

Après cette unité lithologique, les affleurements sont ensuite médiocres (les éboulis de la piste, virage de la route et la pente très forte), ne permettent pas un levé détaillé de la suite de la coupe. Les quelques pointements ou arrachement, laissent voir que la formation Tidili se poursuit, par environ une dizaine de mètres de faciès d'abord marneux puis d'une barre dolomitique probablement de faciès récifal. Après, il semble que la suite du remplissage sédimentaire, se poursuit par l'installation des faciès de type lagon, caractéristique de la formation sus-jacent nommée formation Iggui El-Behar.

#### **6-4-Evolution latérale des environnements sédimentaires**

Les nombreuses observations ponctuelles ou levées partielles effectuées tout alentour des coupes principales décrites ci-avant, aussi bien dans le bassin d'Essaouira que d'Agadir, conduisent à des interprétations tout à fait comparables. Toutes confortent l'esquisse paléogéographique d'un ensemble sédimentaire déposé sur une vaste rampe carbonatée, soumise à une tectonique syn-sédimentaire où se déposent des faciès récifaux et épirécifaux et des dépôts nettement plus francs des milieux infralittoraux ouverts sur le large.

A l'intérieur de cet ensemble sédimentaire, les environnements se répartissent d'une façon nettement polarisée qui semble suivre une ou plusieurs orientations bien définies :

\*dans les parties affaissées des blocs basculés, d'orientation SW à NE, des fonds subtidaux s'installent. Dans ces derniers se décantent des terrigènes fins et des calcaires biomicritiques. La biophase est dominée par la présence d'organismes de mer ouverte benthique et pélagique : brachiopodes, ammonites et foraminifères à test hyalin et agglutiné. Ces environnements sont parfois interrompus par des faciès récifaux et épirécifaux. Dans les parties les plus externes ou les plus affaissées des blocs basculés, la sédimentation est dominée surtout par l'installation des marnes et des argilites de mer ouverte à faune pélagique et benthique.

\*du côté soulevé des blocs, des dépôts à base d'organismes constructeurs dominant. Cet environnement récifal n'est pas permanent mais au contraire fluctuant et intercalé par des faciès de mer plus ouverte qui témoignent de l'influence des facteurs tectoniques et eustatiques.

Dans le détail, les environnements se répartissent de façon complexe, surtout au gré des distributions des faciès récifaux, épirécifaux et infralittoraux de mer ouverte. Les sédiments s'agencent en séquence klupfélienne, granocroissante, typique. Par exemple, dans une succession verticale relevée dans l'anticlinal d'Anklout (Aoussir), les biomicrites fines et les mudstones à brachiopodes, ammonites... des faciès typiques de la formation Ouanamane, passent latéralement où se succèdent verticalement par/à des grainstones et des rudstones à débris de coraux et d'autres organismes constructeurs ou non. Viennent ensuite des grainstones ou floastones à grains usés, micritisés, quelquefois faiblement oolithisés et à mince ciment précoce isopaque, en bancs à litage parfois oblique et érosifs. S'installent enfin des séquences, des framestones - bindstones à organismes constructeurs dont des coraux et des algues rouges puis des serpules et des lamellibranches, pour se terminer par des faciès de texture bafflestone, et des rudstones à débris usés et micritisés, remaniés des milieux récifaux et des organismes d'affinité lagon : algues vertes et des foraminifères dont *Salpingoporella annulata*, Miliolidés. Cet enchaînement faciologique déterminant des séquences récifales est remarquablement exposé dans un ensemble de coupes. Cependant la présence et l'importance de ces divers types de

faciès semblent varier latéralement et verticalement. Les principaux épisodes de l'évolution sédimentaire reconnus dans les divers domaines se retrouvent presque partout à l'échelle de la partie ouest du bassin atlantique marocain. Ils ne font que s'inscrire dans des milieux quelque peu différents. Les différents types de faciès identifiés latéralement et verticalement expriment l'installation des milieux de barrière externe puis bioconstruite ouverte, par-dessus les milieux d'arrière récifs et enfin de ceux de type lagon.

L'épaisseur de la formation Tidili est considérable en certains points, il passe par exemple de 150 m à 0 m. Cette variation dans les épaisseurs est frappante (est cependant extraordinaire). Cela est dû à des comportements subsident vraiment particulier. De ce point de vue, les blocs soulevés, siège des dépôts de type formation Tidili (faciès récifaux), et les parties affaissées, siège de l'essentiel (de la suite d'une sédimentation) des dépôts de la formation Ouanamane. L'ensemble devrait être intégré dans une même rampe carbonatée à activité tectonique syn-sédimentaire.

Dans le même ordre d'idée, il doit y avoir une rupture morphologique importante des fonds marins entre les milieux récifaux et ceux de contrebas (milieux ouverts) à sédimentation marine de type circalittorale-infralittorale. Une pente se crée brutalement, sur laquelle s'étalent largement les différents corps sédimentaires : vaste rampe-carbonatée soumise à une tectonique syn-sédimentaire où les bioconstructions éparses et les épandages bioclastiques étendus s'avancants loin vers les vasières externes.

## **6-5-Biostratigraphie et problèmes de diachronisme des limites la formation**

Pour localiser la formation dans le calendrier géologique, on s'est basé 1) sur les indications biostratigraphiques fournies par nos propres données : brachiopodes, foraminifères et algues dasycladales; 2) sur les données biostratigraphiques de quelques travaux antérieurs (Ambroggi, 1963, Roch, 1930, Adams *et al.*, 1980, Bouaouda, 1987 et 2002b, Bouaouda *et al.*, 2003) et 3) sur des corrélations stratigraphiques, des reconstitutions panoramiques et paléogéographiques.

Avant de commencer à présenter quelques données de datation, nous aimerons bien signaler d'avance, que cette formation bien qu'elle soit caractéristique par son faciès, elle présente une grande variabilité dans ces caractères chronostratigraphiques. Il s'est avérée impossible de dater la formation tout en se basant simplement sur la corrélation ou la comparaison de ces différents ensembles lithologiques ou faciologiques. Ce n'est qu'à partir d'une étude faciologique et biofaciologique, souvent complétée par une bonne connaissance de l'évolution paléogéographique, qu'il est possible de localiser les différents ensembles lithologiques ou faciologiques dans l'échelle stratigraphique.

A l'exception des derniers travaux biostratigraphiques dont ceux de Bouaouda, 2002a et b, 2003, et Bouaouda *et al.*, 2003, la formation sédimentaire était considérée, dans la quasi- totalité des travaux antérieurs, comme d'âge Oxfordien moyen. En général, les données biostratigraphiques sont fragmentaires, du fait de la rareté ou de l'absence d'indicateurs paléontologiques à valeur stratigraphique, et cela pour plusieurs raisons : 1) faciès le plus souvent dolomitiques, épigénisant les bioclastes; 2) absence d'indicateurs stratigraphiques fiables; 3) disparition de marqueurs stratigraphiques par manque du faciès favorable à son apparition.

### **I-Datation de la base de la formation**

#### **A-Datation directe par de la macrofaune**

##### **1) Bassin d'Agadir**

\*\*\*Dans la coupe de l'oued Tizgui, la base de la formation Tidili, surmonte les calcaires sommitaux de la formation Ouanamane. Ces derniers ont fourni des brachiopodes attribués stratigraphiquement à l'intervalle Callovien supérieur ou Oxfordien inférieur. (voir détail, chapitre datation de la formation Ouanamane). Ce niveau à brachiopodes, passe latéralement, dans la coupe d'Ait Chehrid ou Tizgui Anklout, déjà des faciès récifaux de la formation Tidili

Conclusion:

Les données discutées ci-haut donnent deux interprétations chronostratigraphiques différentes:

1-la base de la formation est d'âge Callovien supérieur à Oxfordien inférieur (Coupe Ait Chehrd, Anticlinal d'Anklout, bassin d'Agadir)

2-La base de la formation est postérieure à l'intervalle Callovien supérieur à Oxfordien inférieur soit Oxfordien inférieur-Oxfordien moyen ou Oxfordien moyen (Coupe Oued Tizgui, Anticlinal d'Anklout, bassin d'Agadir).

## 2) Bassin d'Essaouira

\*\*\*Dans le bassin d'Essaouira, le sommet de la formation sous-jacente (Fm. Ouanamane) est attribuée au Callovien supérieur, grâce à la présence d'une ammonite de la zone à *athleta* : *Peltoceras athleta* (PHILLIPS) (Roch, 1930, in Bouaouda, 2002). En fonction de ces données, la base de la formation peut être attribuée en partie à cet intervalle ou à un âge postérieur soit donc d'âge Oxfordien inférieur.

### Bilan

Les données paléontologiques (brachiopodes et ammonites) révèlent pour la limite inférieure de la formation Tidili, des âges soit du Callovien supérieur/Oxfordien basal ou post Oxfordien inférieur.

### **B-Datation par de la microfaune**

A l'échelle du bassin atlantique marocain, la datation des sédiments de la Fm. Tidili, s'est basée le plus souvent, sur les interprétations chronostratigraphiques des microfossiles. Les données biostratigraphiques recueillies diffèrent latéralement et verticalement. Nous allons exposer ci-dessous les données stratigraphiques, accompagnées parfois des arguments biostratigraphiques qui ont permis la datation d'un certain nombre de coupes que nous avons détaillé dans le présent travail :

1-Dans le bassin d'Agadir, vers l'est, les premiers niveaux renferment une association micropaléontologique d'âge Callovien supérieur- Oxfordien inférieur : voir les coupes de Tizgui N'Chorfa. Ces niveaux renferment encore de rares sections de *Trocholina palastiniensis* dont la limite supérieure ne dépasse pas l'Oxfordien inférieur.

2-Dans la coupe d'Agadirt (à l'est de la coupe-type de la formation), la base de la formation totalement dolomitisée, n'a pas fourni des marqueurs stratigraphiques, cependant les premiers sédiments de la formation récifale, surmontent des niveaux marneux et marno-calaires à foraminifères hyalins d'affinité Callovienne

3-Dans le bassin d'Essaouira, la formation Tidili dans la coupe d'Ait As Slib (flanc nord du Jbel Amsittène , vers le village d'Imi'N-Tlit) semble débiter avant l'Oxfordien inférieur : le sommet de la formation Ouanamane dans cette localité est attribuée paléontologiquement par une faune de brachiopodes et de microfossiles au Callovien inférieur. Le terme lithologique de la base de la formation qui malheureusement n'a pas fourni de marqueurs stratigraphiques, passe latéralement dans la coupe d'Id Bou Addi (2<sup>ème</sup> membre) à un ensemble carbonaté à brachiopodes du Callovien inférieur avec les taxons suivants : *Flabellothyris dichotoma* et *Ornithella* sp. (voir détail, partie Biostratigraphie, formation Ouanamane). Cette corrélation permet de reporter logiquement la base de la formation de Tidili au Callovien inférieur p.p. ou au maximum au Callovien moyen.

### **-Bilan**

Les données biostratigraphiques présentées ci-dessus permettent de dater les limites inférieures de la formation. Celles-ci, peuvent donc être attribuées stratigraphiquement aux intervalles suivants : 1) Callovien inférieur p.p.; 2) Callovien supérieur, 3) Callovien supérieur à Oxfordien inférieur et enfin 4) Oxfordien moyen.

### **-Discussions :**

Cette limite inférieure est donc hétérochrone, Cela, reflète bien l'intervention des facteurs géodynamiques dans le remplissage sédimentaire, ces derniers, sont principalement négligés dans la quasi-totalité des travaux stratigraphiques et géologiques antérieurs. Une bonne connaissance de

l'histoire géologique de la région demeure indispensable pour l'établissement de corrélations et des interprétations paléogéographiques et pour la reconstitution de l'histoire d'un bassin.

## II- Datation du sommet de la formation.

Les nombreuses coupes analysées et étudiées en détail à la fois à Essaouira et Agadir, nous ont permis des analyses biostratigraphiques détaillées du sommet de la formation Tidili. En général la datation des niveaux supérieurs de la série peut être effectuée soit en tenant compte de la présence des marqueurs stratigraphiques au sein de la formation récifale ou en se basant sur les données biostratigraphiques fournies par les faciès de la formation sus-jacente : formation Iggui El-Behar, ou/et sur la compilation des deux.

### A-Datation directe

\*1-Dans la coupe de l'oued Tizgui, le sommet de la formation a livré une association de foraminifères et d'algues. Cette dernière se trouve ou constitue une biozone de passage entre la sous biozone à *A. jaccardi* et *E. virguliana* et la sous-biozone à *A. jaccardi* et *N. Rahonensis*. La première, est d'âge Oxfordien supérieur tandis que la deuxième est d'âge Kimméridgien inférieur. En fonction des données, il semble qu'un âge oxfordien terminal à kimméridgien inférieur peut être attribuée au sommet de la formation Tidili dans cette localité.

\*2-Dans la coupe du Col d'Ait Chehrid, les derniers niveaux carbonatés étudiés et échantillonnés (à environ une dizaine de mètres avant le sommet de formation), ont livré une association de foraminifères et d'algues qui s'intègrent dans sous biozone à *A. jaccardi* et *E. virguliana* d'âge oxfordien supérieur.

\*3-Des observations ponctuelles et des échantillonnages isolés, effectués dans la coupe d'Isk, au Nord est de la coupe de l'Oued Tidili, ont permis d'identifier les premières sections d'*Alveosepta jaccardi* et de *Clypeina jurassica* dans les premiers bancs calcaires qui surmontent le sommet de la formation Tidili. La présence ici et dès la base de l'algue dasycladale date au moins la base de la formation Iggui El-Behar du Kimméridgien inférieur. Cette interprétation biostratigraphique permet de reporter le sommet de la formation récifale soit à l'Oxfordien terminal ou en partie au Kimméridgien inférieur.

\*4-Coupe d'Agadirt

Les localités d'Agadirt et de Tizgui N'Chorfa peuvent être considérées comme faisant partie de la zone intermédiaire du bassin d'Agadir. Dans ces localités, l'association organique est différente de celles reconnues ou identifiées dans les parties ouests et est du bassin d'Agadir.

Dans la coupe d'Agadirt, les analyses microbiostratigraphiques ont permis de définir un assemblage typique à cette partie du bassin. Le sommet de la formation Tidili se compose des taxons suivants: *Trocholina* sp., *Trocholina* gr. *palastiniensis-minuta*, *Trocholina* gr. *palastiniensis-conica*, *Tubiphytes morronensis*, *Archaeosepta basiliensis* et *Protopenoplis* cf. *striata*. Cet assemblage se trouve en dessous de celui où apparaissent les premières sections d'*Alveosepta jaccardi*. L'assemblage, malgré qu'il ne contienne des marqueurs stratigraphiques, renferme une microfaune ou un foraminifère qui pour le moment, ne dépasse pas l'Oxfordien inférieur : *Trocholina* gr. *palastiniensis-minuta*. Une association similaire, reportée à l'intervalle Callovien ?- Oxfordien inférieur, a été identifiée dans le jurassique de la Turquie : Pontides orientales (Tasli, 1993), avec notamment *Protopenoplis* cf. *striata* WEYNSCHENK, *Archaeosepta basiliensis* (MOHLER), *Trocholina* sp. (forme basse), *Everticyclammina* sp., *Nautiloculina* sp., *Verneuilina* sp., de petites formes de Valvulinidae, des Lenticulinidae, *Acicularia* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Permocalculus* sp., *Arabicodium* sp. et *Cladocoropsis* sp.

En fonction des arguments biostratigraphiques discutés plus haut, il est raisonnable qu'un âge oxfordien inférieur peut être attribué au sommet de la formation Tidili dans cette localité.

\*4-Dans le bassin d'Essaouira, dans la coupe d'Id Ou Moulid, le sommet de la formation a livré une association micropaléontologique qui fait partie de la biozone à *Alveosepta jaccardi*, sous biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina virguliana*, d'âge oxfordien supérieur. Cette attribution stratigraphique est confirmée par les données biostratigraphiques des bancs sus-jacents. Ainsi à environ 5 m du sommet de la formation Tidili, les premières récoltes micropaléontologiques effectuées

à la base de la formation sus-jacente nommée Iggui El-Behar, ont permis d'identifier une microfaune et une microflore qui s'intègrent dans la sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Neokilianina rahonensis* dont l'âge est kimméridgien inférieur.

### **B-datation indirecte**

Du fait de la dolomitisation des niveaux supérieurs de la formation Tidili, de la rareté ou/et de l'absence des marqueurs stratigraphiques fiables, la datation de la limite supérieure ne peut s'effectuer qu'indirectement soit en se basant sur les niveaux sus-jacents ou sur de simples corrélations paléogéographiques ou des observations panoramiques.

#### **1) Bassin d'Agadir**

\*Coupe de Tizgui N'Chorfa

Dans cette localité, les niveaux de la base de la formation sus-jacente à la formation Tidili, ont fourni les premières sections d'*Alveosepta jaccardi*. Ces foraminifères qui se présentent ici, en petit nombre et d'aspect primitif, sont interprétés comme des formes de l'Oxfordien moyen voire de l'Oxfordien inférieur. Si cette interprétation chronostratigraphique est fondée, il s'avère très raisonnable que le sommet de la formation Tidili, ne dépasse pas l'Oxfordien inférieur. Cette interprétation se confirme avec les données biostratigraphiques fournies lors de l'étude de la coupe d'Agadirt (Voir ci-dessous).

Dans cette localité, les niveaux supérieurs de la formation Tidili, qui se présentent sous un faciès gréseux et oolithique, ont livré des taxons de foraminifères et d'algues. Ces derniers se corrélaient avec ceux décrites dans la coupe de Tagadirt, et dont un âge oxfordien inférieur est attribué à l'assemblage (voir ci-dessus).

\* Coupe d'Agadirt

Les niveaux surincombants à la formation Tidili dans la coupe d'Agadirt, ont fourni à environ 3 à 4 m de la base de la formation Iggui-El-Behar des taxons d'algues et de foraminifères. Ces derniers, et d'après les arguments et les discussions biostratigraphiques fournies dans un récent travail (Bouaouda, 2002b), semblent présenter une certaine valeur stratigraphique. Dans cette localité, les premiers niveaux à *Alveosepta jaccardi* coexistent avec de rares sections de *Megaporella boulangeri* et de *Sarfatiella dubari*. Cette association est reportée à l'intervalle Oxfordien inférieur dans la région d'Imi'N-Tanout (Bouaouda, 2002b, p. 236, revue Paléobiologie, voir détail, partie biozonation dans le présent travail).

#### **2) Bassin d'Essaouira**

Dans le bassin d'Essaouira, les études micropaléontologiques des premiers niveaux calcaires de la formation sus-jacente à la formation Tidili, ont permis d'identifier des associations microfossilières d'âge différents : oxfordien moyen, oxfordien supérieur, voire oxfordien inférieur ou kimméridgien inférieur. Ces données biostratigraphiques permettent de dater indirectement le sommet de la formation Tidili.

*N.B. : Les arguments ainsi que les synthèses biostratigraphiques pour la datation et la définition des biozones sont détaillés dans le Chapitre III : Biozonation (cf. Infra.)*

#### **-Bilan :**

Les données biostratigraphiques de certaines coupes analysées ont permis de dater le sommet de la formation et de déduire que la limite supérieure de la formation n'est pas isochrone. Les datations ou les corrélations sur de simples comparaisons faciologiques ne sont pas valables pendant l'intervalle Callovien supérieur-Kimméridgien inférieur, où les variations latérales dans les mécanismes de la sédimentation sont sous influence de la dynamique sédimentaire : tectonique et eustatique.

#### **-En résumé,**

en fonction des coupes analysées, le sommet de la formation est diachrone, et globalement aucune nette polarité sédimentaire, n'a pu être mise en évidence.

L'âge du sommet de la formation peut être soit :

- Callovien supérieur à Oxfordien inférieur.
- Oxfordien moyen.

- Oxfordien supérieur.
- Oxfordien terminal à Kimméridgien inférieur.
- Kimméridgien inférieur p.p.

En fonction des données citées et argumentées ci-dessus, l'âge de la formation Tidili est diachrone, la formation récifale ou d'affinité récifale, couvre stratigraphiquement l'intervalle qui s'étend depuis le Callovien inférieur p.p. jusqu'au Kimméridgien inférieur.

### **6-6-Synthèse lithostratigraphique de la formation Tidili**

On désigne sous le nom Fm. Tidili, une unité lithologique où dominent les faciès bioconstruits ou gréseux, des milieux récifaux ou/et d'une barre gréseuse ou oolithique, déposés dans une rampe carbonatée soumise à une activité tectonique syn-sédimentaire.

Cette nouvelle formation, créée dans le bassin d'Agadir, est l'équivalente à la fois de deux autres formations antérieurement définies, il s'agit 1) de la formation Réservoir Sidi Rhalem, définie dans un forage à Essaouira (Duffaud *et al.*, 1966) ; 2) de la formation Lalla Oujja, récemment créée dans le bassin d'Agadir (Adams *et al.*, 1980), et dont la localité type et la coupe-type, sont définies dans une région à accès difficile et où les limites ainsi que les caractères lithologiques et biologiques sont non détaillés.

La formation Tidili se distingue des formations adjacentes par la dominance des faciès récifaux ou de haute énergie. Elle est facilement identifiable sur le terrain par la nature dure et massive de ces bancs et par son aspect saillant dans le paysage. La lithologie caractéristique est variable, cependant, elle est dominée par l'installation des faciès récifaux, épi-récifaux ou d'une barre gréseuse ou oolithique de haute énergie : calcaires de type framestone, bindstone, baffestone, floastone, grainstone et rudstone... Ces faciès caractéristiques, sont maintes fois, intercalés par des faciès de mer ouverte ou/et de type lagon : biomicrites à faunes de mer ouverte (mudstone, wackestone), biomicrites bioturbés à algues dasycladales et foraminifères, laminites algaires etc.... Par comparaison avec les formations encadrantes, les limites inférieures et supérieures sont "contrastantes". Ainsi Par rapport à la formation sous-jacente, la base de la formation Tidili, correspond à la disparition dans le bassin, des faciès carbonatés des milieux marins ouverts (Fm. Ouanamane), tandis que, par rapport à la formation sus-jacente, nommée Fm. Iggui El-Behar, la limite supérieure de la formation Tidili, coïncide avec le début de l'installation ou/et la dominance des faciès carbonatés de type lagon.

Sur le côté diagénétique, cette unité lithostratigraphique, dont la puissance est variable (0 à 150 m), se caractérise par la présence des phénomènes diagénétiques (dolomitisation secondaire). Ceux-ci, favorisés par la nature lithologique et biologique de la roche, intéressent totalement ou partiellement les strates de la formation. La dolomitisation secondaire quand elle est accentuée, elle se fait par recristallisation des éléments bioclastiques, engendrant des cristaux de grande taille (doloparite), donnant un aspect saccharoïde à la roche, qui efface donc toutes les structures sédimentaires et biologiques originelles. Ce phénomène de dolomitisation secondaire, peut affecter surtout les niveaux où abondent les organismes constructeurs.

A l'échelle latérale, surtout locale, cette unité lithostratigraphique se caractérise par ses grandes variations dans les épaisseurs et les paléoenvironnements. Ainsi, selon la position de la coupe dans le bloc basculé, les caractéristiques lithologiques dominantes varient entre celle d'un milieu récifal, de la concomitance des faciès récifaux et ceux des milieux infralittoraux à circalittoraux des milieux marins ouverts, jusqu'aux ceux d'une barre oolithique voire gréseuse. Il est à signaler que parfois, dans les parties ouests du bassin, les affleurements de la formation disparaissent totalement ou se réduisent à de minces niveaux et se substituent par des faciès de mer ouverte typique des faciès de la formation Ouanamane.

Le calage chronostratigraphique de la formation, bien qu'il n'est pas toujours aisé dans assez de coupes, est essentiellement basé dans d'autres, sur une faune de brachiopodes, ammonites (complétés par quelques travaux antérieurs : bibliographiques), foraminifères et algues dasycladales, rencontrés dans les divers termes lithologiques de la formation. Les limites inférieures et supérieures de la formation sont diachrones et l'âge de la formation peut couvrir l'intervalle qui s'étend du Callovien inférieur jusqu'au Kimméridgien inférieur.

A l'échelle régionale du bassin, il apparaît qu'un certain diachronisme entre les parties ouests, médianes et est du bassin s'observe, cela est due à la polarité sédimentaire. En effet, la formation sédimentaire semble plus ancienne dans les parties les plus proximales et elle se rajeunie dans les parties les plus subsidentes.

A l'échelle locale, le diachronisme des limites de la formation est guidée par la dynamique sédimentaire en particulier par une activité tectonique syn-sédimentaire.

## 7-Formation Iggui El-Behar

### 3- Formation Iggui El Behar (Adams *et al.*, 1980 )

**Origine du nom** : La nomination Iggui El Behar, provient d'un plateau situé à 5 km à l'ESE du village d'Imouzzer des Ida Ou Tanane (Est de l'anticlinal d'Imouzzer), au alentour de la région de Tizgui N'Chorfa, où les séries de la formation Iggui El Behar forment des affleurements très étendus bien repérés dans le remplissage sédimentaire de la région.

**Localité type** : Bassin d'Agadir, Anticlinal d'Imouzzer, localité Iggui El Behar.

**Coupe type** : Non définie par les créateurs de la formation. A l'échelle du bassin, plusieurs coupes peuvent être choisies peuvent définir cette formation, tant dans les anticlinaux d'Anklout et d'Imouzzer (Bassin d'Agadir), que dans l'anticlinal du Jbel Amsittène (Bassin d'Essaouira). La meilleure coupe-type que nous proposons pour la définition de cette formation, se situe sur le flanc Nord du Jbel Amsittène à environ 7 à 8 km à l'est de Smimou en direction du village d'Imi'N-Tlit : coupe d'Aït As Slib. Les levées ont été effectuées aux points de coordonnées de Lambert :  $x_1=96,3$  -  $x_2=96,8$  et  $y_1=75,5$  -  $y_2=76,1$ , précisées sur la carte topographique de Tamanar au 1/50.000.

**Coupe complémentaire** : 2 autres coupes peuvent être choisies : coupe de l'Oued Tizgui (localité Tizgui, anticlinal d'Anklout, bassin d'Agadir) et coupe d'Id Bou Addi (localité Id Bou Addi, anticlinal d'Amsittène, bassin d'Essaouira). La coupe de Jbel Hadid (dans l'anticlinal du Jbel Hadid, au nord du Jbel Amsittène) n'est pas proposée pour des raisons que nous allons discuter ultérieurement (voir partie discussion).

**Faciès dominant** : Calcaires en plaquettes ou de type vasière, intercalés par des dolomies jaunes, laminites algaires, marnes jaunes et quelques rares faciès de type mer ouverte (seulement aux extrémités occidentales du bassin, calcaire à Nodosariidés). En général, les faciès dominants sont ceux de type lagon ou d'une "plate-forme" proximale (rampe carbonatée proximale) de type tidal-flat.

**Paléomilieu** : Rampe-carbonatée (abritée), de type lagon interne.

**Limites** : Les limites inférieures et supérieures sont frappantes, elles correspondent à un changement radical du contexte sédimentaire.

Dans la coupe-type, la limite inférieure se caractérise par la disparition des faciès de haute énergie (grès calcaires) caractérisant le sommet de la formation sous-jacente nommée Fm. Tidili (nouvelle formation).

La limite supérieure, bien qu'elle ne soit pas assez nette, est prise avec l'apparition des premiers niveaux de marnes rouges qui caractérisent la Fm. Imouzzer. Ce passage peut parfois être progressif dans certains localités, surtout vers l'est du bassin.

*Dans certaines localités, la délimitation de la formation pose des problèmes, du fait de l'alternance au sein d'une même unité sédimentaire de deux types de faciès différents ; généralement dans ce type de cas, la formation sédimentaire ne peut être définie qu'en fonction du faciès dominant : soit Fm. Tidili comme c'est le cas de plusieurs coupes du bassin d'Agadir ou Fm. Iggui El-Behar, comme l'exemple de la coupe du Cap-Ghir (extrémité ouest des affleurements jurassiques d'Agadir).*

**Subdivisions** : Dans la coupe type, en fonction des faciès dominants, la formation peut être subdivisée en 2 membres :

Mb 1 : essentiellement à dominance des bancs de calcaires et à très rares intercalations marneuses.

Mb 2 : ensemble à alternance de calcaires et de marnes

A l'échelle du bassin, les subdivisions lithologiques sont variables et le plus souvent ne peuvent être qu'arbitraires.

**Paléontologie** : L'association organique est caractéristique, facilitant ainsi l'identification de la série dans le calendrier géologique.

L'association biologique est dominée par la présence des petits gastéropodes, huîtres, petits lamellibranches, oursins et par une association micropaléontologique très intéressante qui parfois peut être détectée sur le terrain (observation à la loupe de terrain) : *Alveosepta jaccardi*, sections d'algues dasycladales, pseudocyclammes, oogone de Chara etc.

**Age** : Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur.

En dehors de la coupe-type, les âges de la formation sont variables. Globalement, la formation s'étend depuis l'Oxfordien inférieur p.p. jusqu'au Kimméridgien inférieur.



**Variation latérale de faciès** : Les faciès caractéristiques de la formation sont stables, cependant les enchaînements des principaux termes de faciès et les subdivisions en membres, semblent présenter une hétérogénéité à l'échelle du bassin.

**Répartition spatiale** : Grande répartition latérale et régionale, en progressant plus vers les bordures Est et Nord-Est du bassin atlantique marocain.

**Discussion** : Dans les localités d'Igguï El Behar, la formation se présente généralement sous forme tabulaire, sur des grandes surfaces, cependant, l'échantillonnage et les études géologiques seront donc difficiles à effectuer. Pour ces raisons, nous proposons dans le présent travail, une nouvelle coupe-type où les conditions

d'affleurements et d'enchaînement des strates de la série, permettent des études stratigraphiques, eustatiques beaucoup plus sûres.

La nomination de Fm. Hadid du Duffaud *et al.*, 1966, devrait être abandonnée, les conditions d'affleurement et la réduction la série au sein des faciès récifaux de la Fm. Tidili, ne permettent pas son identification, et de loin définir cette formation.

**Critères biostratigraphiques** : Les associations micropaléontologiques identifiées au sein de la série sédimentaire, permettent de définir des biozones à grand intérêt microbiostratigraphiques (voir volet Micropaléontologie et biozonation).

## 7-1-Introduction

Dans le bassin d'Essaouira et d'Agadir, les premières études lithostratigraphiques de détail, guidées par les géologues de la société chérifienne de pétroles, ont permis pour la première fois de proposer un découpage lithostratigraphique. Ces auteurs, pensent que leur synthèse lithostratigraphique est valable pour l'ensemble du bassin. Ainsi, pendant l'Oxfordien supérieur, l'unité lithostratigraphique qui a été définie pour caractériser les ensembles lithologiques de cet intervalle correspond à la formation Hadid (Calcaires de Hadid du Duffaud *et al.*, 1966).

Puis en 1980, Adams *et al.*, dans une étude géologique consacrée au seul bassin d'Agadir, ont repris la définition et la nomenclature lithostratigraphique déjà proposée depuis les travaux de Duffaud *et al.*, 1966. Ils se sont permis de proposer une révision lithostratigraphique de la série jurassique pour le bassin d'Agadir, sans tenir compte du remplissage sédimentaire du bassin d'Essaouira. Ainsi, lithostratigraphiquement, ces auteurs ont désigné pour l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien basal, le nom Igguï El-Behar. Cette formation sédimentaire serait donc l'équivalente de la formation Hadid du Duffaud *et al.*, définie à l'échelle du bassin depuis 1966.

Dans cette nouvelle localité-type, les unités sédimentaires de la formation Igguï El-Behar, constituent les affleurements les plus dominants et affleurent sur une grande surface. Toutefois, les conditions d'affleurement de la série sédimentaire, sous forme tabulaire, ne permettent que difficilement des levées de coupes détaillées. Il s'avère donc difficile de proposer une coupe-type dans cette localité type.

Cette nomination fut ensuite reprise dans les récents travaux (Bouaouda, 1987 (pour le bassin d'Agadir), Bouaouda, 2002a, Medina, 1989, Peybernès *et al.*, 1987).

En 1987, dans le bassin d'Essaouira, le nom de Hadid a été re-utilisée pour désigner une unité lithologique qui semble tout à fait l'équivalente de la formation Igguï El-Behar du bassin d'Agadir (Bouaouda, 1987, Peybernès *et al.*, 1987) : la formation Hadid d'Essaouira correspond exactement par son faciès et son âge à la formation Igguï El-Behar d'Agadir. Le nom de la formation Hadid que nous avons utilisé en 1987, correspond bien à ce que Duffaud *et al.*, 1966, appellent Calcaires de Hadid et l'attribuent à l'Oxfordien supérieur.

**Nous aimerons bien signaler ici**, que le nom de Hadid a été utilisé plusieurs fois pour désigner des unités lithostratigraphiques qui diffèrent par leur âge et par leurs caractères lithologiques : 1) la première fois, le nom de Hadid (calcaires du "Jbel Hadid"), a été utilisé par Lemoine (1905) pour désigner une unité sédimentaire qui englobera probablement les formations Ouanamane, Tidili et d'Igguï El Behar ; 2) puis la deuxième fois, le nom de Hadid: "Calcaires du Hadid", a été utilisé par Duffaud *et al.*, 1966 pour désigner une unité lithostratigraphique d'âge oxfordien supérieur.

Dans le présent travail, Afin d'éviter toute confusion, nous proposons d'unifier la nomenclature lithostratigraphique et d'abandonner le nom de Hadid et d'accepter à sa place le nom d'Igguï El-Behar qui sera valable à l'échelle du bassin (Essaouira et Agadir).

Les nombreuses coupes et les observations ponctuelles que nous avons réalisées dans l'ensemble du bassin, nous ont permis de redéfinir la formation. Pour cela, nous proposons une nouvelle coupe-type qui se situe dans le bassin d'Essaouira.

Dans cette nouvelle coupe de référence, les limites lithologiques, ainsi que les faciès et les environnements sédimentaires seront précisées. Les variations latérales seront analysées dans d'autres coupes, localisées aussi bien à Essaouira qu'Agadir et une synthèse d'ordre lithostratigraphique sera présentée à la fin de ce paragraphe.

Il s'agit d'une unité cartographiable qui peut être facilement repérable sur le terrain par l'aspect en plaquettes et fin que présentent ces bancs calcaires. Elle se compose principalement de calcaires micritiques bioturbés, calcaires oolithiques ou/et pelletiques, de laminites algaires ou de stromatolithes, à foraminifères et algues dasycladales et à structures sédimentaires et diagénétiques des milieux marins littoraux parfois confinés : birds-eyes, pseudomorphoses, dolomitisation précoce et tardive.

### **7-2-Description de la nouvelle coupe-type : Coupe d'Ait As Slib**

La nouvelle coupe type que nous proposons dans le présent travail (fig. 3, coupe n° 12, fig. 23), se localise dans le bassin d'Essaouira (flanc nord du Jbel Amsittène), dans la localité d'Ait As Slib. Cette coupe-type, en plus des meilleures conditions d'affleurements de la formation et de la continuité de la succession des strates de la série, se caractérise par ses limites lithologiques qui sont bien individualisées.

La limite inférieure est prise à la disparition des derniers niveaux grésocalcaires qui caractérisent le sommet de la formation sous-jacente, nommée Tidili. La limite supérieure, bien qu'elle n'est pas nette, peut être prise avec l'apparition des premiers niveaux de marnes rouges qui caractérisent la formation sus-jacente, nommée formation Imouzzar.

En affleurement, la formation se manifeste par la dominance des faciès carbonatés. Ainsi, par rapport à la formation sous-jacente, elle est beaucoup mieux stratifiée, tandis que par rapport à la formation sus-jacente, elle est nettement plus carbonatée, mieux stratifiée et sans intercalations de niveaux rouges.

Dans la coupe type, les études détaillées, permettent d'identifier plusieurs types de faciès, l'enchaînement vertical de ces derniers décrivent des séquences, et permettent d'identifier le paléoenvironnement sédimentaire.

Il est difficile de donner la description détaillée de la coupe-type depuis la base au sommet pour les raisons suivantes :

1-dans cette unité de puissance 70 à 120 m, du fait de la ressemblance des faciès, le découpage lithologique en plusieurs ensembles s'avère difficile.

2- les faciès se répètent dans l'enchaînement vertical.

3-l'épaisseur des bancs est variable, dont certains trop faibles sont de l'ordre de 0,05m

Cependant, en fonction de l'évolution de biofaciès à l'échelle verticale, il semble plus utile de détailler les subdivisions biostratigraphiques qui sont partiellement reconnaissable sur le terrain.

Dans la coupe d'Ait As Slib, en fonction de l'évolution de faciès, la formation Iggui El-Behar, de puissance 115 à 125m, peut être subdivisée en deux membres : 1) membre-1 (80m) où dominent des bancs de calcaires à très rares intercalations marneuses; 2) membre-2 (35 à 45m) où les intercalations marneuses sont beaucoup plus fréquentes.

Plusieurs types de faciès s'identifient dans la série sédimentaire de la formation Iggui El-Behar et dont l'enchaînement décrit des séquences élémentaires. Les intercalations de niveaux dolomitiques au sein de la formation, semblent la subdiviser en mésoséquences ou à des paraséquences.

N B : Afin d'éviter des répétitions fastidieuses de la description des termes lithologiques qui constituent la série sédimentaire, nous allons décrire ci-dessous les principaux termes lithologiques.

Parmi les différents types de faciès identifiés, nous les décrivons ci-dessous:

#### **1-Calcaires à Pellets**

1-1) *Calcaires à pellets*:

Ce sont des biomicrites à pellets ou des pelbiomicrites parfois à nombreuses traces de

fouisseurs. La biophase se compose de gastéropodes, lamellibranches, de rares oursins et d'abondants microfossiles : foraminifères et algues dasycladales. Des structures diagénétiques peuvent être identifiées : pseudomorphoses de gypse. Ce type de microfaciès se couronne ou se suit souvent par des niveaux d'épaisseur très variable 0,05m à 0,50m de laminites algaires ou des stromatolithes. La diversité spécifique élevée ainsi que la trace d'activité biologique suggèrent des environnements des milieux infralittoraux, cependant, la présence des structures diagénétiques des milieux confinés révèle la proximité à ces derniers milieux. Vers le sommet de la série ou de banc, le passage à des laminites algaires, typiques des environnements littoraux : médiolittoraux, témoigne bien de la réduction de la tranche d'eau dans une évolution séquentielle à tendance au comblement.

#### 1-2) *Calcaires à pellets et bioclastes*

C'est un calcaire le plus souvent de couleur gris-rose, disposé en petits bancs, ne dépassant que rarement les 0,50 m. La base, plus bioclastique que le sommet, montre des traces d'activités biologiques de type bioturbation. Vers le sommet, les calcaires sont à birds-eyes et admettent de nombreux fragments de coquilles, qui semblent disposer parallèlement à la stratification. Ce sont des pelbiomicrosparites de texture packstone et abondantes sections de coprolithes, de lamellibranches et de gastéropodes.

La présence de bioturbation, la diversité faunistique à la base de ce faciès et l'absence des structures sédimentaires des milieux agités suggère un milieu de dépôt infralittoral à médiolittoral externe. Cependant, vers le sommet l'existence de birds-eyes dans ce sédiment ainsi que d'indice d'une action hydrodynamique, suggère des environnements marins de la zone médiolittoral.

### 2-Calcaires bioturbés

#### 2-1) *Calcaires bioturbés à foraminifères et algues*

Ce sont des biomicrites de texture wackestone à fréquentes traces de fouisseurs. La biophase est diversifié et comprend des oursins, lamellibranches, gastéropodes, des foraminifères et des algues dasycladales. Certaines sections de foraminifères à tests hyalins peuvent être identifiées dans ce faciès. La grande diversité spécifique, l'absence des indices d'agents mécaniques ainsi que la présence des traces d'activité biologique dont des bioturbations, suggèrent des environnements marins littoraux de l'étage infralittoral.

Latéralement à ce faciès ou verticalement, ces sédiments peuvent passer à des calcaires bioclastiques.

#### 2-2) *calcaires bioclastiques*

Il s'agit d'un faciès à abondants fossiles dont des lamellibranches, des gastéropodes et des oursins. Le microfaciès est une biomicrite de texture

wackestone à débris de macrofossiles et à algues dasycladales et foraminifères.

L'abondance, la diversité organique et l'absence de figures d'exposition et de structures diagénétiques et sédimentaires des milieux confinés, suggèrent que ce terme soit déposé dans l'étage infralittoral ouvert. La biophase et la prolifération des Lituolidés caractérisent en général des milieux marins peu profond, limités en général à la partie proximale des plates-formes ou des rampes carbonatées.

### 3-Calcaire lumachellique

C'est un calcaire fossilifère à macrofaune variée (lamellibranches, oursins, gastéropodes, crinoïdes, brachiopodes, nautes, ...). Le microfaciès est une wackestone à débris de macrofaunes et à microfossiles dont des foraminifères benthiques et des algues dasycladales.

D'après le biofaciès, le lithofaciès et en absence de structures sédimentaires liées à l'action des vagues et de structures diagénétiques, il semble que ce terme s'est déposé dans des environnements infralittoraux ouverts, sur une rampe carbonatée.

L'abondance des organismes de mer ouverte suggère des milieux marins plus ouverts sur le large.

Ce faciès typiquement de mer ouverte, n'est identifiée que très rarement au sein des sédiments de la formation Iggi El-Behar

### 4-Calcaires oolithiques

#### 4-1) *calcaires oolithiques à traces de fouisseurs*

Il s'agit d'un calcaire bioclastique oolithique, se présentant en bancs de 0,20 à 0,60 m et parfois à traces de bioturbations. Le microfaciès de texture grainstone, packstone à wackestone, correspond à une oobiosparite à oobiomicrocrite à fréquentes sections d'algues dasycladales et de foraminifères benthiques. Les oolithes sont le plus souvent de taille variable, bien arrondies et à contours souvent réguliers et de structure interne visible. Ils remanient des microfossiles ou des microfragments de bioclastes. Aucune structure sédimentaire et diagénétique n'a été détectée dans ce faciès.

Ce faciès oolithique peut passer latéralement à des niveaux calcaires oolithiques à gravelles et lithoclastes.

Les caractéristiques des oolithes qui sont de type-5 (Strasser, 1988), ainsi que la composition biologique et la présence de bioturbation suggèrent des milieux de dépôts dans un milieu marin subtidal peu profond (lagon) à énergie variable.

Ce faciès oolithique qui est le plus souvent bioturbé, passe parfois vers son sommet à des faciès oolithiques à laminations parallèles ou à des calcaires à stromatolithes (biomicrite à laminites algaires), et témoignant d'un dépôt dans des environnements médiolittoraux.

#### 4-2) Calcaires oolithiques à birds-eyes

Ce type de faciès fait suite à des oosparites à abondants bioclastes, déposés généralement dans des milieux infralittoraux. Le microfaciès correspond à une oobiosparite de texture grainstone/packstone à oolithes (type-3, Strasser, 1986) de croissance irrégulière, lithoclastes, agrégats et quelques traces de birds-eyes. La biophase souvent repris dans les oolithes, se montre peu fréquente et à faible diversité spécifique.

La texture grossière, la faible diversité spécifique et la présence des indices des milieux agités et à émergences temporaires, suggèrent un milieu proche de lagon en domaine médiolittoral.

#### 5-Calcaires micritiques à petits fragments de coquilles

C'est un calcaire le plus souvent de couleur grise à noire, disposé en petits bancs, rarement dépassant les 0,40 m. Il s'agit d'une micrite de texture très fine, de type mudstone à mudstone/wackestone. La biophase rare et peu diversifiée, se caractérise surtout par la présence de fins fragments de coquilles (probablement des micro-huîtres ou des coquilles d'ostracodes), de rares fragments de gastéropodes, de Charophytes et de foraminifères agglutinés. Ce faciès peut contenir des structures diagénétiques dont des birds eyes et des pseudomorphoses.

La faible diversité faunistique ainsi que la présence des structures sédimentaires des milieux littoraux et la texture fine, suggèrent un milieu de dépôt supralittoral à médiolittoral interne calme. Ce faciès a été interprété comme typique des milieux lagunaires à salinité anormale (Arnaud-Vanneau, 1979, 1982), peut être, de sous salure par apports d'eau douce continentale.

#### 6-Laminites algaires

##### 6-1) Laminites algaires (stromatolithes) :

Ce sont des calcaires dolomitiques d'épaisseur réduit, ne dépassant pas les 0,50 m, parfois ces faciès forment une succession de 2 à 3 m dans cette formation. Ces sédiments se succèdent souvent à des faciès médiolittoraux voire infralittoraux. Le microfaciès peut correspondre soit : 1) une pelmicrite à pelmicrosparite de texture mudstone à wackestone parfois dolomitisée ; 2) ou une micrite à lits millimétriques à disposition parallèle, affectées de micro-ondulations évoquant des lamines algaires et à rares bioclastes dont des oogones de charophytes et des foraminifères.

Ce faciès se montre parfois dolomitisé et à birds eyes, il caractérise des environnements marins littoraux, de marais algaires développés de préférence en domaine médiolittoral (Purser, 1980; Collinson, 1982; James, 1984).

La dolomitisation précoce de ces faciès suggère des environnements médiolittoraux de type Sebka.

#### 6-2) Dolomies calcaires à dolomites :

Le faciès précédent peut passer latéralement à une micrite dolomitisée à rhomboédres de dolomites et à quelques épigénies de Lituolidés ou à une micrite à mouchetures d'anhydrites (texture mudstone à wackestone), à quelques fragments de coquilles cristallisés et à coprolithes micritisés. En ce qui concerne le milieu de dépôt, il semble que qu'il est analogue au faciès 6-1.

#### 7-marnes vertes

Ce sont des mudstones de couleur verte à jaune, à lamellibranches (différents genres et à taille variable), gastéropodes, oursins et à rares bryozoaires. Les lavages révèlent la présence de la microfauve de mer ouverte (lenticulines) et des foraminifères à tests agglutinés.

Le lithofaciès, le biofaciès et l'absence des structures sédimentaires liées à l'action des vagues montrent que ces sédiments sont déposés dans des milieux ouverts aux influences du large, de faible énergie de l'étage infralittoral distale.

N. B. : Ces différents types de faciès calcaires sont intercalés par des calcaires dolomitiques ou des dolomies. Plusieurs types de faciès peuvent être identifiés en fonction de degré de dolomitisation et de son origine :

#### Faciès dolomitiques

##### F-1: Dolomies gréseuses

Il s'agit de dolomies gréseuses qui surmontent les calcaires bioclastiques ou des calcaires oolithiques ou bioturbés. Le microfaciès correspond à une grainstone à rudstone à débris de bioclastes (Algues vertes, et de rares foraminifères : *Nautilocolina* sp., *Valvulina* sp., *Alveosepta* etc...), à abondantes vacuoles de dissolution et parfois à accumulations d'éléments détritiques de structure lenticulaire et oblique. La texture grossière, la lithologie et la biophase suggère un milieu de dépôt dans des milieux littoraux à proximité des plages sableuses.

##### F-2: Calcaire dolomitique à fantômes d'oolithes.

Ce faciès se caractérise principalement par la présence de fantômes d'oolithes (type-3, Strasser, 1986) et de pellets. Il s'agit d'une oodolomicrosparite à rares débris bioclastiques (packstone) et parfois à traces de birds-eyes.

La texture grossière et l'abondance des traces d'émergence témoignent d'un milieu de dépôt agité à émergence temporaire. Les oolithes (type-3) témoignent d'un environnement agité qui peuvent subir un déplacement vers des milieux plus calme (Strasser, 1986; In Souhel, 1996, p.52).

Il me semble que l'association des traces d'émergence et de dolomitisation précoce et la rareté des microfossiles suggèrent des milieux de dépôts

dans des environnements à salinité anormale, en bordure de l'étage médiolittoral à supralittoral des milieux sebkhaïques et les oolithes semblent prévenir d'un milieu agité.

#### F-3: laminites "mécaniques"

Il s'agit de calcaires le plus souvent intensément dolomités ou de dolomies calcaires qui se caractérisent par la présence de laminations millimétriques planes, organisés en faisceaux et s'entrecoupant localement. Les bancs d'épaisseur souvent réduite (0,10 à 0,30m), correspondent à des micrites/microsparites ou à des dolomicrites/dolosparites à rares pellets ou à gravelles et birds-eyes. Le sommet des bancs montre parfois des mud-cracks, et les laminites subissent le plus souvent le phénomène de bréchification et de dolomitisation.

Les faciès à laminites mécaniques semblent se développer en domaine supratidal (Purser, 1980); et témoignent des phases d'inondations périodiques pendant les phases de tempêtes ou des grandes marées. Les indices de lithification précoce (bréchification, polygones de dessiccation et "beach rocks") dans ce faciès appuient cette interprétation.

#### F-4: dolomies à lithoclastes (calcaires ou dolomies à "cailloux noirs")

Ce sont des microbrèches à éléments carbonatés de texture mudstone et de couleur noirâtre, noyés dans une dolosparite azoïque de texture Idiotope S de Gregg et Sibley (1984). Le microfaciès correspond à une intradolosparite à intradolomicrosparite.

La lithification des sédiments en zone supratidale dans des conditions réductrices, donne naissance à de minces croûtes noirâtres. La couleur foncée est liée à la présence de matière organique, prise dans la maille des cristaux. Ces croûtes peuvent subir une fragmentation totale créant ainsi des brèches de couleur foncée (In Souhel, 1996, p.53)

Ce faciès témoigne d'une lithification précoce en domaine supralittoral (Purser, 1980, Strasser et Davaud, 1983).

#### F-5: Dolomies en plaquettes ou dolomies marneuses

Il s'agit d'un faciès de couleur gris ou jaune, le plus souvent azoïque et sans structure sédimentaire et à débit en plaquettes. Ces micrites/microsparites ou dolomicrites/dolomicrosparites à dolosparites avec présence parfois de traces de pseudomorphoses, alternent fréquemment avec des marnes vertes lagunaires ou des argiles rouges.

Par analogie avec les environnements actuels (à ce qui se passe actuellement dans le golfe persique, Purser, 1983), ce type de faciès caractérise des milieux supralittoraux des environnements côtiers en climat aride (Sebkha).

#### F-6: brèches

Ce faciès caractérise dans la majeure partie des successions, le sommet des séquences. Il présente des épaisseurs très variables de quelques centimètres à quelques décimètres, parfois ferruginisé. Les éléments bréchifiés de nature et de taille variable, correspondent le plus souvent soit à des dolomicrites à pseudomorphose ou à des dolomicrites à laminites algaires ou/et mécaniques. Ces éléments figurés sont souvent noyés dans un ciment dolomicrosparitique à dolosparitique avec ou sans trace de pseudomorphose.

Ce phénomène est la conséquence de l'érosion ou de démantèlement des sédiments précocement lithifiés, soumis rapidement à l'émersion dans l'étage supralittoral. La présence parfois de traces de pseudomorphose, témoigne de l'aspect aride et chaud du milieu, comparable à ce qu'on connaît actuellement dans le golfe persique en milieu de sebkha (Purser, 1983).

**Les structures diagénétiques et sédimentaires sont fréquemment discernables** et constituent de précieux marqueurs permettant de suivre une évolution séquentielle locale. On y trouve par exemple des structures sédimentaires classiques des milieux intertidaux et supratidaux (birds eyes, laminites, stromatolithes, et brèches monogéniques à traces de pseudomorphoses) et aussi des structures graveleuses, oncolithiques, oolithiques, caractéristiques d'un milieu subtidal.

Dans les faciès dolomitiques, la conservation des structures, témoigne donc du caractère pénécemporain du phénomène de la dolomitisation. Celle-ci se manifeste par la formation de cristaux de taille réduite qui diffèrent sensiblement selon la nature et l'état du sédiment original (matrice, éléments figurés) qui se trouve alors substitué (In Charrière, 1990). Le plus souvent à cette dolomitisation précoce, s'ajoute une dolomitisation secondaire qui accentue le phénomène d'épigénisation. Il est souvent difficile de distinguer entre une dolomitisation précoce d'une dolomitisation secondaire faible, surtout dans le cas où les indices d'évaporation intense et de climat aride ne sont préservés.

En ce qui concerne le phénomène de dolomitisation précoce ou pénécemporaine (In Chamley, 1988), plusieurs travaux ont détaillé le sujet (Purser, 1980, et 1983; Elf-Aqtaine, 1977). Le processus s'observe actuellement en climat aride ou le fort excédent d'évaporation dépasse largement le taux de précipitation. Cela favorise la précipitation des évaporites et des carbonates. Ces milieux à salinité anormale s'observent actuellement en climat désertique aux interfaces eaux continentales, eaux marines et semblent caractériser notamment des milieux de type sebkha (Purser, 1983).

Une séquence typique des milieux sebkhaïques comprend des termes subtidaux, intertidaux puis supratidaux, couronnée par des indices d'émersion. La tendance est régressive, et l'importance relative de ces termes qui constituent la succession ou la séquence, varie considérablement selon la position géographique et le niveau stratigraphique.

Au sein de la formation Iggui El-Behar et en dehors des faciès dolomités précocement, s'intercalent d'autres niveaux dolomitiques. Ces derniers semblent découper la série en termes séquentiels ou de paraséquences qui englobent plusieurs séquences élémentaires de type lagon, sebkha ou conjointement l'association des deux types. Ces

niveaux sont le résultat d'une dolomitisation secondaire, celle-ci peut être totale ou partielle :

- La dolomitisation partielle est matérialisée par la présence de cristaux limpides de dolomie, qui se précipitent dans les vides entre les éléments figurés que constituent la roche.

- Dans le cas de la dolomitisation totale, les éléments constituant la roche (éléments figurés ainsi que la matrice) sont totalement épigénisés. Ce qui aboutit à la formation d'une roche cristalline. Elle se caractérise par la formation des cristaux de grande taille, donnant un aspect saccharoïde à la roche. Dans ce cas, il s'avère impossible de détecter la nature originale du sédiment.

**Ces niveaux dolomitiques, d'après l'analyse des autres coupes, semblent présenter une bonne répartition horizontale à l'échelle du bassin**, surtout à l'échelle du bassin d'Essaouira, où nous avons pu les corrélater latéralement et les dater. Nous pouvons penser que l'origine de cette dolomitisation secondaire, soit liée à des surfaces d'émersion, qui peuvent engendrer des circulations des eaux météoriques, favorisant ainsi le phénomène de dolomitisation. Nous pensons aussi, que ces niveaux dolomités secondairement, correspondent aux phases de discontinuités les plus marquantes et témoins d'expositions aériennes à sub-aériennes prolongées. Ces dernières se localisent à la fin des séquences de 4<sup>ième</sup> ordre ou des paraséquences (voire du 3<sup>ième</sup> ordre: séquence de dépôt, sensu Vail *et al.* 1987). Ces discontinuités sont parfois associées à des surfaces ferrugineuses, des muds-cracks ou à des niveaux marneux à paléosols.

Ce phénomène peut être le résultat d'une chute eustatique et/ou d'une manifestation tectonique.

L'examen paléontologique détaillée (banc par banc) de la série sédimentaire de la formation Iggui El-Behar, à l'échelle de cette coupe ainsi que dans d'autres aussi bien à Essaouira qu'Agadir, nous a permis de mettre en évidence une certaine corrélation entre les renouvellements biologiques et les discontinuités sédimentaires (les plus marquantes): les coupures biologiques ainsi que les renouvellements s'opèrent juste après certaines discontinuités. Il est possible de comparer ou de corrélater les coupes entre elles.

Le caractère monotone et rythmique de la sédimentation n'a pas permis à un découpage lithologique plus fin et une étude séquentielle pour l'ensemble de la formation. Cependant, la présence de marqueurs bistratigraphiques à base d'algues et de foraminifères caractéristiques, et l'individualisation de discontinuités qualifiées comme des limites marquantes permettent de déduire les tendances stratigraphiques et les évolutions des environnements pour l'ensemble de la formation. Le découpage de la série en fonction de ces principales discontinuités nous a permis de mettre en évidence de cycles sédimentaires de plus grande amplitude, témoins de variations dans l'espace disponible, et autorisent l'identification des phases d'accroissement et de réduction dans l'espace disponible.

Les différents caractères lithologiques, sédimentologiques ainsi que paléontologiques, évoquent un milieu de lagon, interrompu parfois par des environnements littoraux, confiné, et à tendance réductrice de type sebkha. En général, les faciès qui constituent la formation Iggui El-Behar, sont le plus souvent disposés en deux ou trois types de séquences, toutes à tendance vers le comblement, ce sont donc des séquences régressives

La tendance séquentielle pour l'ensemble de la formation depuis sa base jusqu'à son sommet traduit une tendance au comblement, avec augmentation des processus de confinement et des apports terrigènes, dont une partie est d'origine supratidale à continentale. Cette tendance s'accroît ou se poursuit avec le dépôt de la formation sus-jacente

**Stratigraphiquement**, à l'échelle de la formation, Le biofaciès de la coupe type présente des coupures biostratigraphiques qui ont servi à la datation. Ainsi depuis la base au sommet, se succèdent les assemblages ou les sous-biozones suivants:

Assemblage -1: il caractérise tout à fait la base de la formation, et comprend des taxons d'algues et de foraminifères benthiques dont parmi les plus caractéristiques sont : *Alveosepta jaccardi jaccardi*, *Pseudocyclammina* cf. *parvula*, de rares sections de *Paleopfenderina* sp-1, encore des *Otaina* sp., les premières sections de *Salpingoporella annulata*, *Acicularia* sp., *T. prelusitanica*, *Salpingoporella* sp. et des charophytes.

Assemblage -2, il apparaît juste après le premier assemblage, cependant la majorité des taxons identifiés ne forment que des horizons dans la série, et il n'est possible de les détecter qu'après une étude micropaléontologique trop détaillée : il comprend les taxons suivants: Cf. *Ataxella* sp; *Neokilianina rahonensis*, *L. mirabilis*, *Conicokurnubia orbitoliniformis*, *Parurgonina caelinensis*. A côté de ces microfossiles tenus comme caractéristiques, se rencontrent aussi dans plusieurs niveaux d'autres microfossiles dont *Favreina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Quinqueloculina* sp., *Salpingoporella annulata*, *Salpingoporella* sp et aussi *Alveosepta jaccardi jaccardi*.

Assemblage -3, il se caractérise par l'apparition et puis la dominance de *Pseudocyclammina* sp. (forme aplatie), *Paleopfenderina* sp.-2, et *A. personata*. En association se rencontre encore de nombreuses *Salpingoporella annulata*, *Salpingoporella* sp et aussi *Alveosepta jaccardi jaccardi*, et dans quelques niveaux des *V. cf. lugeoni*

Dans le deuxième membre, l'inventaire micropaléontologique, n'a permis de mettre en évidence qu'un seul assemblage : assemblage-4, ce dernier se marque surtout par l'apparition dans certains niveaux de *A. powersi*. La microfaune accompagnante est variée et se caractérise surtout par la persistance dans certains niveaux des formes de l'assemblage précédent: *Pseudocyclammina* sp. (forme aplatie), *Paleopfenderina* sp-2, , et *A. personata* et aussi par la grande abondance de nombreuses espèces de coprolithes de crustacés

Il est à signaler que les différents assemblages que nous avons décrits dans cette coupe-type, montrent une certaine constance à l'échelle du bassin (partie ouest et médianes). Dans les autres coupes analysées, certains niveaux montrent des taxons monospécifiques (*A. jaccardi* ou *Salpingoporella annulata* ou *Favreina* p. sp.), alternant avec des niveaux stériles.

En conclusion, malgré la monotonie de la formation à l'échelle du bassin, la biophase qui apparaît relativement riche et diversifiée, nous a permis des datations et des corrélations stratigraphiques aisées à l'échelle du bassin.

### Description de la coupe-type

A l'échelle du bassin, d'après l'analyse des autres coupes, nous avons remarqué que les niveaux dolomitiques, fréquemment identifiées au sein de la formation, semblent présenter une bonne répartition horizontale, surtout à l'échelle du bassin d'Essaouira, où nous avons pu les corrélérer latéralement et les dater. Ces niveaux, dont certains peuvent être interprétés comme des discontinuités sédimentaires, peuvent être utilisés pour proposer des subdivisions d'ordre mésoséquentielle ou/et lithologique.

Dans la coupe-type (fig. 23), il semble ainsi, qu'en fonction des discontinuités sédimentaires, la formation Iggui El-Behar peut être subdivisée en plusieurs termes lithologiques ou en mésoséquences. L'interprétation sédimentologique détaillée de certains termes s'est avérée difficile, cependant, nous avons noté que les coupures biostratigraphiques ou les renouvellements micropaléontologiques coïncident parfois avec les découpages mésoséquentiels.

Nous pensons qu'une étude sédimentologique détaillée sera portée à cette formation, et pour dans l'avenir aboutir à une interprétation de l'évolution des milieux.

*1-Mésoséquence-1* : Ab70-Ab83. Epaisse de 12 à 13 m, il débute par des faciès marneux et dolomitiques des milieux supratidaux à intertidaux et se termine par la dominance des faciès

micritiques et stromatolitiques des environnements intertidaux. La partie sommitale de la séquence est dolomitisée.

La dolomitisation secondaire qui affecte la partie supérieure de cette première mésoséquence, témoigne d'une émergence. Cette mise à l'air libre survint après une légère tendance de l'ouverture des milieux.

Les faciès identifiés ici correspondent soit à des marnes, dolomies marneuses et des calcaires micritiques à Characées et à stromatolithes.

L'association micropaléontologique comprend *Alveosepta jaccardi jaccardi*, *Pseudocyclammia* cf. *parvula*, Chara en abondance remarquable et des sections de grands Lituolidés.

**2-Mésoséquence-2** : Ab84-Ab92. Epaisse de 5,5 à 6 m, il se caractérise par l'apparition puis la dominance des séquences de type lagon (calcaires oolithiques, laminites algaires). Les termes supérieurs se montrent dolomitisés, dont un à fréquentes vacuoles. La dolomitisation secondaire affecte les faciès de type lagon restreints (biomicrite à mouchetures d'anhydrite, biomicrite à stromatolithes). La biophase reconnaît ici un grand renouvellement surtout d'ordre micropaléontologique. Parmi les foraminifères et les algues dasycladales identifiées, on cite : Cf. *Ataxella* sp., *Neokilianina rahonensis*, *Labyrinthina mirabilis*, *Conicokurnubia orbitoliniformis*, *Praekurnubia-Kurnubia*, *Parurgonina caelinensis*. A côté de ces microfossiles tenus comme caractéristiques, se rencontrent aussi dans plusieurs niveaux d'autres microfossiles dont *Favreina* sp., *Salpingoporella annulata*, *Salpingoporella* sp., *Actinoporella* sp., et aussi *Alveosepta jaccardi jaccardi* et les premières rares sections de *Paleopfenderina* sp.

**3-Mésoséquence-3** : Ab94-Ab146 Epaisse de 38 à 42 m, il débute et se termine par la dominance des faciès de type lagon où dominant essentiellement des sédiments des milieux infralittoraux et médiolittoraux. Dans la partie médiane, se rencontre surtout des faciès médiolittoraux et supratidaux. Dans cette mésoséquence, certains niveaux dolomitiques (2 niveaux) interrompent la succession des faciès.

Du point de vue association paléontologique, on note l'apparition successive de *Alveosepta personata*, *Paleopfenderina* sp.-1, *Clypeina* sp. et enfin de *Pseudocyclammia* n sp. (forme aplatie, pouvant être confondue avec des choffatelles). En général, le contenu micropaléontologique est légèrement moins diversifié que celui de la mésoséquence précédente. Il comprend en plus de *Pseudocyclammia* sp. (forme aplatie), *Paleopfenderina* sp.-2 et *Alveosepta personata*, encore de nombreuses *Salpingoporella annulata*, *Salpingoporella* sp. et aussi *Alveosepta jaccardi jaccardi* et dans quelques niveaux des *Valvulina* cf. *lugeoni*, *Lenticulina* sp., *Favreina* sp., *Nautiloculina oolithica-circularis*, *Kurnubia* sp., Cf. *Audiensina* sp., *Ophthalmidium* sp. et *Everticyclammia* sp.

Le sommet de la mésoséquence se caractérise en affleurement et en microfaciès par un niveau dolomitique jaune à rose (1,20 m) qui forme un repère sur le terrain. Il s'agit de dolomie jaune fin, qui peut correspondre à des vasières totalement dolomitisés, ils sont donc le témoin d'une émergence. Les séquences élémentaires identifiées ici sont à tendance régressive, dominées par les faciès de type lagon. Ces faciès dont certains sont à structures sédimentaires et diagénétiques des milieux confinés : mouchetures d'anhydrite, pseudomorphose, probable indice d'une dolomitisation précoce, laissent supposer un lagon restreint ou à proximité d'un milieu sebkhaïque.

**4-Mésoséquence-4** : Ab147-Ab161. Epaisse de 15 m, elle se caractérise par la présence des vasières bioturbés, de calcaires et de minces intercalations marneuses. L'ensemble comprend plusieurs séquences de comblement où succèdent surtout des faciès infralittoraux et médiolittoraux. Des structures sédimentaires et diagénétiques des milieux littoraux et réducteurs ont été observés (pseudomorphose, birds eyes, structures amygdaloïdes). Cela témoigne probablement des environnements de type lagon parfois confiné. La biophase, bien qu'il ne connaisse aucun renouvellement, elle est cependant diversifiée avec des foraminifères dont les plus caractéristiques sont : *Pseudocyclammia* n sp. (forme aplatie), *Alveosepta personata*, *Paleopfenderina* sp.-2 (en abondance), *Valvulina* sp., *Valvulina-Paleopfenderina*, des gastéropodes, huîtres, oursins et des lamellibranches.



**5-Mésoséquence-5** : Ab 162-Ab178 : Epaisse de 16 m, elle débute par des faciès supralittoraux (1,50 m) et se poursuit par des faciès oolithiques et graveleux (5 m) des milieux à hydrodynamisme élevé. La deuxième partie de la séquence d'environ 10 m, se caractérise cependant par l'apparition puis la dominance des vasières bioturbés et des marnes des milieux calmes et infralittoraux. Les faciès micritiques et oosparitiques des milieux subtidaux et médiolittoraux sont riches en foraminifères et algues dasycladales dont certains sont nouveaux : *Paleopfenderina* sp. (forme évoluée), *Kurnubia-Conicokurnubia* et *Alveosepta powersi*. S'y ajoutent des formes déjà reconnues comme *Alveosepta personata*, *Pseudocyclammina* n sp. (forme aplatie), *Valvulina* sp., *Siphovalvulina* sp., *Ammobaculites* sp. Parfois, de rares niveaux à characées, *Favreina* sp., *Lenticulina* sp., *Salpingoporella annulata*, et des dasycladales *Salpingoporella-Sarfatiella* s'identifient dans cette succession carbonatée.

**6-Mésoséquence-6** : Ab179-Ab181: Epais de 6 à 7 m, il se caractérise dans sa partie inférieure par la dominance des séquences de type lagon parfois à influences de mer ouverte. Les sédiments dominants sont des vasières bioturbés (biomicrites mudstones à wackestones). Vers le sommet, des faciès médiolittoraux s'observent et deviennent dominants. Le dernier niveau de la mésoséquence se montre dolomitisé, il correspond à l'origine à un faciès bioturbé et puis pelletique qui semblent subir une mise à l'air libre brutalement, ce qui a favorisé la dolomitisation secondaire. La biophase est peu diversifiée et ne comprend que des formes de la séquence précédente.

**7-Mésoséquence-7** : Ab182-Ab191: Cette séquence épaisse de 18 m se caractérise par une alternance des vasières bioturbées et des niveaux calcaires s'agençant en séquences de type lagon. Dans la moitié inférieure, les marnes et les vasières sont les plus fréquemment identifiés dans la succession sédimentaire par rapport aux intercalations calcaires qui sont rares. Ils témoignent d'un environnement dans une baie ou un lagon qui se met occasionnellement en contact avec une mer ouverte, témoignée par la présence de foraminifères de mer ouverte : Lenticulines. Dans la moitié supérieure, les vasières bioturbées alternent avec les calcaires en plaquettes et les environnements oscillent entre l'infralittoral et le médiolittoral. Cette séquence se couronne par l'installation d'un niveau dolomitique rose d'épaisseur 0,70 m qui forme un bon repère sur le terrain. Ce banc qui est fréquemment bioturbé, semble le résultat d'une émergence de courte durée. La cause principale est difficile à préciser, probablement d'ordre eustatique ou tectonique. L'évolution générale de l'ensemble de la séquence témoigne d'une légère tendance au comblement.

En ce qui concerne la biophase de cet ensemble, cette dernière ne connaît aucun renouvellement. Elle est peu diversifiée avec *Alveosepta powersi*, *Alveosepta personata*, *Charentia* sp. et de nombreuses sections de pseudocyclammines et de coprolithes de crustacés de divers types.

**8-Mésoséquence-8** : Ab192-Ab198 : Cette dernière séquence de puissance 16 à 20 m se montre presque identique de point de vue succession lithologique à la séquence précédente. Cependant, les faciès sont légèrement dolomitisés, avec surtout des sédiments des milieux infralittoraux et médiolittoraux. La biophase remarquablement moins diversifiée, se marque surtout par une grande abondance de plusieurs sections de coprolithes de crustacés et encore par des pseudocyclammines de formes aplaties et des algues dont *Salpingoporella annulata*.

La suite de la coupe est ensuite masquée par des éboulis sur environ une vingtaine de mètres, puis commencent à apparaître les niveaux marneux rouges caractéristiques de la formation sus-jacente, nommée Fm. Imouzzet.

### **7-3-Variations latérales de la formation**

En dehors de la coupe type, malgré que cette formation paraisse comme une unité lithologique uniforme à l'échelle du bassin, les limites de la formation ainsi que les enchaînements de faciès se montrent différentes.

La limite inférieure de la formation est variable, elle peut correspondre soit : 1) à la disparition des faciès récifaux et épircifaux de la formation sous-jacente nommée Formation Tidili (nouvelle formation), ce faciès contraste avec les faciès micritiques de la formation Iggui El-Behar; 2) soit que la base de la formation repose directement sur les marnes et les calcaires micritiques du sommet de la



formation Ouanamane. Cela veut dire que cette formation repose sur un substratum lithologique différent soit deux formations lithologiques différentes.

A l'échelle du bassin, les épaisseurs de la formation ainsi que les successions lithologiques se montrent variable, cependant le contexte sédimentaire demeure stable, surtout dans les parties ouests et médianes du bassin. En général la sédimentation se produit dans un environnement marin proximal de type lagon et occasionnellement sebkhaïque. Les enchaînements horizontaux de la sédimentation, témoignent d'une légère augmentation des influences marines ainsi que des épaisseurs vers le SW et l'ouest. Le bassin présente une double polarité sédimentaire orientée NE-SW et E-W.

A l'échelle locale, il semble que des variations dans les épaisseurs sont observées et ne suivent pas la polarité du bassin. Elles sont la conséquence d'une tectonique syn-sédimentaire, malgré que celle-ci s'est affaiblie pendant l'installation du dépôt, mais existe encore, et elle est donc la seule responsable de ses variations.

De point de vue évolution séquentielle, il s'est avéré que la majorité des cycles reconnus, d'ordre mineur ou plus grand (séquence élémentaire, paraséquence ou mésoséquence) se montrent asymétriques. La répartition des faciès transgressifs ou régressifs n'est pas homogène ni à l'échelle verticale qu'horizontale : en général, les faciès régressifs dominent, et il est rare que les enchaînements de faciès se montrent proportionnels ou que les faciès transgressifs l'emportent sur ceux de type régressif.

### a-Description de la coupe d'Id Bou Addi

La coupe se situe à environ quelques kilomètres (3 à 4 km) à l'ouest de la coupe type. Ainsi sur les assises de la formation Tidili viennent se reposer en contact normal les sédiments de la formation Iggui El-Behar (fig. 22).

La limite inférieure se marque par la grande raréfaction des sédiments détritiques du sommet de la formation sous-jacente : Fm. Tidili, et par l'apparition des premiers niveaux de calcaires lithographiques qui caractérisent la formation Iggui El-Behar. Sur le terrain la limite est frappante tandis que lithologiquement, le passage entre les deux formations se fait d'une manière progressive où alternent dans les 5 premiers mètres de la formation Iggui El-Behar des calcaires micritiques à characées et des grès calcaires parfois oolithiques.

La limite supérieure est prise avec l'apparition des premiers niveaux de marnes rouges qui semblent caractériser les sédiments de la formation sus-jacente : Fm. Imouzzar (seulement étudiée en détail dans quelques coupes).

Dans cette localité, la formation épaisse de 100 à 110 m se caractérise par sa bonne stratification et par l'aspect fin de ses calcaires : calcaires lithographiques. Elle contraste cependant avec les formations adjacentes par l'aspect massif que présente la formation sous-jacente : Fm. Tidili (nouvelle formation) et par l'abondance des niveaux marneux rouges dans la formation sus-jacente : Fm. Imouzzar.

Les bonnes conditions d'affleurement et la continuité de la succession des sédiments, nous ont permis d'effectuer une étude détaillée de la formation, suivant la méthode banc par banc. L'inventaire micropaléontologique de toute la série depuis sa base jusqu'au sommet s'est révélée par la mise en évidence des principaux indicateurs biostratigraphiques. Ces derniers, en plus de leur intérêt stratigraphique, contribuent à la définition d'associations micropaléontologiques valable à l'échelle du bassin.

Du point de vue lithologique et biostratigraphique, les études montrent que la formation sédimentaire de la coupe d'Id Bou Addi se rapproche de celle de la coupe type. Les différences qui ne sont que faiblement significatives, sont donc en partie liées à la position géographique de la coupe. La coupe d'Id Bou Addi se trouve dans une position plus distale par rapport à celle de la coupe-type.

Le découpage de la formation en termes lithologiques ou en ensembles séquentiels permet d'identifier 5 à 6 "mésoséquences", qui sont depuis la base au sommet (fig. 22) :

**1-Mésoséquence-1 : BA30-BA37** : cette première séquence d'épaisseur réduite (3 à 4 m), se caractérise par la présence de deux types de faciès : les calcaires micritiques à characées (biomicrite à pelbiomicrite) et les grès calcaires (oosparite gréseuse, packstone à grainstone). Par différence à la

base de la coupe type, les faciès sont légèrement plus ouverts, cependant l'association micropaléontologique se montre presque identique à part quelques différences non significatives.

La biophase surtout basée sur les foraminifères benthiques et les algues dasycladales, se caractérise ici par l'apparition de certains taxons considérés à l'échelle mondiale comme des marqueurs stratigraphiques dont *Alveosepta jaccardi*, *Pseudocyclammina* cf. *parvula*. S'y ajoutent aussi : *Acicularia* sp., oogones de Characées, *Lenticulina* sp., de rares Pfenderines, *Haplophragmoides* sp. et de probables sections de *Pseudocyclammina* cf. *maynci*.

Le sommet de la séquence correspond à un banc de dolomie jaune de 0,60 m d'épaisseur, qui forme un bon repère sur le terrain.

**2-Mésoséquence-2 : BA38-BA79** : par comparaison à la séquence précédente, il s'agit ici d'une épaisse séquence (20 m environ) qui englobe dans ses assises deux grands types de sédiments : des calcaires et des calcaires gréseux. Ces sédiments montrent plusieurs types de faciès : 1) biomicrite à characées ; 2) biomicrite graveleuse ; 3) pelbiomicrite bioturbé ou à stromatolithes ; 4) oobiomicrite gréseuse de texture packstone ou une oobiosparite grainstone. Les faciès s'organisent en séquence régressive dont le toit est souvent constitué par des bancs à structures fenestrées, génétiquement liées à des stromatolithes ou à des calcaires à pellets ou à coprolithes de crustacés. Les indices d'émersion prolongés des milieux supratidaux, ainsi les indices de sursalures (milieu à saumures de type sebkhaïque) sont absents.

En résumé, la mésoséquence se caractérise par des séquences régressives où s'agencent des sédiments des milieux infralittoraux et médiolittoraux de type lagon. Des faciès de haute énergie s'intercalent et suggèrent une certaine ouverture des milieux aux actions hydrodynamiques.

La composition paléontologique de cet ensemble ne connaît aucune diversification nouvelle importante à part l'apparition de certains taxons considérés non caractéristiques : *Valvulina* cf. *lugeoni*, des pseudocyclammines de formes aplaties et *Paleopfenderina* n. sp. Dans les faciès micritiques, on note la dominance et la grande abondance de certains taxons qui sont apparus précédemment : *Alveosepta jaccardi*, *Paleopfenderina* sp-1, oogone de characées, tandis que dans les faciès de haute énergie, se rencontre en particulier : *Ophthalmidium* sp., *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp., *Textularia* sp., *Pseudocyclammina* cf. *maynci* et *Acicularia* sp.

Le sommet de cette séquence correspond à un niveau dolomitique (2 à 3 bancs de puissance 2,50 à 3 m) de couleur rose à jaune. La dolomitisation secondaire qui affecte en partie le sommet peut être due à la mise à l'air libre.

**3-Mésoséquence-3 : BA80-BA93** : Il s'agit d'une séquence d'épaisseur 8 à 10 m qui se caractérise par la dominance des faciès de type lagon des milieux surtout subtidaux : biomicrite graveleuse (wackestone à packstone) ou oobiosparite. Le sommet, de puissance 1,20 m, se montre dolomitisé : dolosparite, et inclus de nombreuses vacuoles de dissolution et de cristallisation. Les faciès indicateurs d'émersion (intertidaux) sont cependant minoritaires par rapport à ceux des milieux subtidaux.

Un renouvellement biologique caractérise cette mésoséquence, où on signale l'apparition des nouveaux taxons d'algues et de foraminifères dès la base de la séquence. Parmi ceux ci, on cite : *Alveosepta personata*, Cf. *Ataxella* gr. *occitanica*, *Neokilianina rahonensis*, *Conicokurnubia* gr. *orbitoliniformis*, *Praekurnubia-Kurnubia*, *Parurgonina caelinensis*, *Valvulina-Parurgonina*, *Nautiloculina oolithica* et de rares sections d'*Otaina* sp., *Salpingoporella annulata* et *Thaumatoporella prelusitanica*. A côté de ces microfossiles dont certains sont tenus comme caractéristiques, persistent aussi d'autres microfossiles dont *Favreina* sp., *Salpingoporella* sp., *Actinoporella* sp., *Valvulina* cf. *lugeoni*, *Ophthalmidium* sp., *Quinqueloculina* sp., *Acicularia* sp. et aussi *Alveosepta jaccardi jaccardi*.

Par comparaison à la coupe type, cette mésoséquence se corrèle avec la deuxième de la coupe type : son biofaciès ainsi que son lithofaciès se montrent presque identiques. Les différences se marquent surtout dans l'apparition précoce de *Paleopfenderina* dans la coupe d'Id Bou Addi.

**4-Mésoséquence-3 : BA94-BA118** : Malgré que cette séquence ne dépasse les 10 m (8 à 10 m), elle peut être subdivisible en 3 parties en fonction de la nature des faciès dominants.

La première partie de la séquence est essentiellement dominée par des faciès médiolittoraux et supralittoraux où se déposent des calcaires à stromatolithes, des calcaires à oolithes et à structures fenestrea et des micrites à rhomboèdres de dolomites.

Dans la partie médiane, les composants de microfaciès diffèrent de ceux de la base, et où dominent essentiellement des faciès des milieux subtidaux : oobiosparites bioturbés à bioclastes, biomicrites wackestones à foraminifères et algues dasycladales.

Les derniers niveaux (environ 2 m) se montrent légèrement dolomités par rapport aux niveaux sus-jacents. Leur microfaciès témoigne d'indice d'émersion : biomicrite silteuse à birds eyes.

La biophase de cet ensemble, étudiée en détail dans les nombreuses sections de lames-minces, se montre diversifiée et abondante. Le renouvellement biologique bien qu'il soit assez limité, il est cependant très intéressant du fait de la valeur stratigraphique que présente *Clypeina jurassica*. Ce taxon, considéré comme un bon marqueur stratigraphique dans le domaine téthysien, vient confirmer les attributions stratigraphiques des autres marqueurs parus dès la séquence précédente. La majorité des taxons d'algues et de foraminifères qui seront associés à ce taxon marqueur, sont identiques à ceux cités dans la mésoséquence-2. Il est à signaler que certains taxons décrits dans la séquence précédente et qui sont considérés comme des marqueurs, sont également identifiés au sein de cette séquence et forment des horizons dans la série sédimentaire. Parmi ces derniers, nous citons : *Neokilianina rahonensis*, *Conicokurnubia* gr. *orbitoliniformis*, *Praekurnubia-Kurnubia*, *Parurgonina caelinensis*, *Valvulina-Parurgonina*, *Nautiloculina oolithica* et *Alveosepta personata*.

**4-Mésoséquence-4 : BA120-BA148s** : Par comparaison à la mésoséquence précédente, il s'agit d'une séquence épaisse qui peut atteindre des épaisseurs de 35 à 37 m.. Lithologiquement, les sédiments se montrent variés et où s'individualisent des faciès des milieux subtidaux et médiolittoraux. Parmi les faciès identifiés, on cite : 1) calcaire bioturbé (biomicrite wackestone) ; 2) calcaires graveleux et pelletique (biomicrite graveleuse à algues et foraminifères, packstone à wackestone) ; 3) pelmicrite ou/et stromatolithes à birds eyes.

Les faciès signalés ci-dessus se regroupent naturellement en séquences élémentaires à tendance vers la régression. Il s'agit dans l'ensemble de faciès de type lagon, rarement émergé et occasionnellement en contact avec la mer ouverte : présence de foraminifères à tests hyalins dont des lenticulines.

Par corrélation avec la coupe-type, nous avons noté que les indices d'émersion et de confinement (birds eyes, pseudomorphose de gypse etc...) sont très rares voire négligeables.

Il est important de signaler ici qu'un niveau de 0,60 m d'épaisseur de calcaire bioturbé s'est montré très riche en coraux dont *Cladocoropsis mirabilis* (BA136).

Le biofaciès de cet ensemble témoigne d'une richesse biologique. D'abord à la base, certains taxons caractéristiques forment un horizon dans la série, parmi eux on peut citer: Cf. *Ataxella occitanica*, *Alveosepta personata*. Par la suite, dans les faciès micritiques et stromatolithiques se rencontrent encore un contingent d'algues et de foraminifères dont leur présence est tellement importante pour les interprétations chronostratigraphiques et les corrélations stratigraphiques à l'échelle du bassin atlantique marocain : *Clypeina jurassica*, *Alveosepta personata*, *Paleopfenderina* sp., *Alveosepta jaccardi* (forme évoluée), Cf. *Charentia* sp., *Audiensina* sp., *Everticyclammina* cf. *virguliana* et *Paleopfenderina* sp-2 (vers le sommet ???). Les microfossiles accompagnants sont *Pseudocyclammina* cf. *parvula*, *Ophthalmidium* sp., *Quinqueloculina* sp., *Lenticulina* sp., *Salpingoporella annulata*, *Acicularia* sp., *Valvulina* cf. *lugeoni* et *Favreina* sp.

La partie supérieure de la mésoséquence, épaisse de 5 à 7 m environ, n'est constituée que de dolomies calcaires à abondantes mouchetures d'anhydrite qui passe ensuite à des dolomies roses dolosparitiques au sommet de la séquence. Cette dolomitisation secondaire de la partie supérieure de la mésoséquence peut être le témoin d'une émersion, dont la cause peut être due soit à : 1) une chute du niveau marin ; 2) un soulèvement tectonique ; 3) un remblayage sédimentaire non équilibré par une subsidence tectonique ou / et une élévation du niveau marin.

Du point de vue évolution séquentielle de l'ensemble, les environnements deviennent de moins en moins marin vers le sommet. Ils témoignent donc d'une diminution de la profondeur de la tranche d'eau jusqu'à émersion. Les faciès indicateurs d'émersion qui sont minoritaires à la base deviennent majoritaires vers le sommet.

#### **5-Mésoséquence-5 : BA149-BA151**

Cette séquence réduite dont l'épaisseur ne dépasse pas les 10 m (7 à 8 m), correspond à l'installation des faciès de type lagon légèrement confiné du fait de la présence d'indices de confinement :

biomicrites bioturbés ou/et micrites à cyanophycées à pseudomorphoses de gypse. Corrélativement à la séquence précédente, les indices de confinement (milieu évaporitique) s'accroissent.

La biophase se caractérise surtout par l'apparition d'*Alveosepta powersi*, et l'abondance de *Pseudocyclamina* de forme aplatie. En association, persistent encore *Alveosepta personata*, *Clypeina jurassica* et *Paleopfenderina* sp.

#### **6-Mésoséquence-6 : BA152-BA154**

La suite de la coupe non étudiée en détail sur environ une vingtaine de mètres avant l'apparition des premiers niveaux de marnes rouges, caractéristiques de la formation Imouzzer, semble tout à fait analogue à celle décrite dans la coupe-type, elle comporte les mêmes faciès avec le même style d'organisation en séquences de dépôt. D'après l'examen de quelques échantillons isolés dans la suite de la série, des indices de confinement ont été maintes fois observés et deviennent beaucoup plus fréquents par rapport aux sédiments sous-jacents. Cela ne traduit pas un certain comblement du milieu de sédimentation, puisque vers le sommet dominant encore des vasières bioturbées des milieux infralittoraux.

#### **Bassin d'Agadir**

A l'échelle du bassin, plusieurs coupes de détail ont été effectuées aussi bien dans l'anticlinal d'Anklout que d'Imouzzer. Certaines d'entre elles ont profité d'un échantillonnage serré suivant la méthode Banc par Banc. L'inventaire micropaléontologique des principaux taxons d'algues et de foraminifères, nous a permis de mettre en évidence des associations organiques et de contrôler leur succession à l'échelle verticale et de tester leur validité à l'échelle horizontale. Ces analyses biostratigraphiques présentent plusieurs intérêts : 1) elles ont permis pour la première fois d'effectuer des corrélations et des datations plus sûres ; 2) de suivre l'évolution paléogéographique du bassin ; et enfin 3) de comprendre l'évolution géodynamique du bassin pendant la période de dépôt de la formation sédimentaire.

Afin de ne pas trop alourdir le texte, nous allons essayer de présenter les données lithostratigraphiques (lithologiques et microbiostratigraphiques) de quelques coupes que nous considérons comme représentative à l'échelle du bassin d'Agadir. Nous allons insister surtout sur les différences par rapport aux autres coupes que nous avons détaillé à l'échelle du bassin d'Essaouira.

#### **b- coupe de référence d'Agadir : coupe de l'Oued Tizgui**

Dans les parties ouests du bassin d'Agadir, en parallèle avec la coupe type du bassin d'Essaouira, la coupe de l'oued Tizgui pourra être choisie comme la coupe type à l'échelle du bassin d'Agadir et cela pour décrire en détail la formation Iggui El-Behar. La coupe est réalisée suivant le talweg tracé par l'oued Tizgui. Les bonnes conditions d'affleurement, la continuité de la série ainsi que l'abondance d'indicateurs stratigraphiques, permettent de mener à bien les études lithologiques et biostratigraphiques de la formation. Grosso modo, par comparaison avec le bassin d'Essaouira, le litho et biofaciès ne contrastent pas, cependant des différences sont à signaler et intéressent les points suivants : 1) les limites lithologiques ; 2) les enchaînements lithofaciologiques et biofaciologiques

Dans la localité de l'oued Tizgui, les limites lithologiques entre la formation Tidili et Iggui El-Behar sont mal caractérisées du fait de la concomitance de faciès différents : faciès de mer ouverte, faciès des milieux récifaux et épi-récifaux et faciès de type lagon. Pour éliminer toute ambiguïté, nous avons désigné sous le nom de Formation Iggui El-Behar, une unité lithologique où les faciès dominants et caractéristiques de la formation sont ceux de type lagon, interrompus rarement par des faciès des milieux sebkhaïques. Ces derniers types de faciès sont très minoritaires (peu fréquents) dans les parties ouests du bassin, cependant, ils deviennent majoritaires à partir des parties médianes du bassin.

Ainsi, dans le Talweg de l'oued Tizgui, la limite inférieure de la formation est prise à la disparition des derniers niveaux à influence récifal ou épi-récifal et là où les faciès carbonatés de type lagon deviennent dominants : calcaires bioturbés, laminites et stromatolithes.

Pour mieux exposer le problème des limites lithologiques, nous allons présenter ici ce que nous avons observé à une certaine centaine de mètres de cette coupe : la limite inférieure n'est plus la même, elle

est beaucoup plus franche, et bien caractérisée en affleurement et en microfaciès : 1) en affleurement, l'aspect massif et en relief de la formation sous-jacente nommée formation Tidili, passe à une formation bien stratifiée et formant replat dans la topographie : formation Iggui El-Behar ; 2) les faciès des calcaires boundstones ou des dolomies vacuolaires de la formation Tidili contrastent cependant avec les faciès micritiques de la formation Iggui El-Behar.

L'évolution du remplissage sédimentaire (fig. 24)

Dans la localité de l'oued Tizgui (coupe n° 2), la formation légèrement moins puissante que celle des autres coupes analysées dans le bassin d'Essaouira (l'épaisseur ne dépasse pas ici les 80 m au lieu de plus de 110 m à Essaouira). La moitié inférieure de la formation étudiée en détail montre qu'elle peut être subdivisible en deux parties d'épaisseur inégale

-La première mésoséquence (TZ 170 à TZ 196) dont l'épaisseur atteint une 40 m, se subdivise en fonction de microfaciès et biofaciès en 3 parties :

\*La partie inférieure (TZ170-TZ179), épaisse de 4 à 5 mètres se caractérise par la présence de plusieurs types de faciès dont les plus dominants reflètent la sédimentation dans un lagon infralittoral. Parmi les faciès identifiés se rencontrent des calcaires bioturbés (biomicrites wackestones à packstones) riche en foraminifères et algues dasycladales, des pelbiomicrites graveleuses et des calcaires à laminites algaires planes ou stromatolithiques avec ou sans structures fenestrea et rarement des micrites silteuses à ostracodes. Ces différents types de faciès s'organisent en séquences élémentaires à tendance régressive et dont l'épaisseur ne dépasse pas parfois les 0,50 m.

En ce qui concerne le biofaciès, il est bien caractéristique et permet des interprétations chronostratigraphiques. Ainsi, dès la base de cet ensemble se rencontrent dans des horizons les taxons suivants : Cf. *Ataxella* gr. *occitanica*, *Conicokurnubia orbitoliniformis*, *Neokilianina rahonensis*, *Alveosepta jaccardi*, *Alveosepta personata*, *Salpingoporella annulata*, *Paleopfenderina* sp. En association, se rencontrent d'autres taxons dont *Valvulina-Paleopfenderina*, *Valvulina* cf. *lugeoni* et *Ophthalmidium* sp.

\*Dans la partie médiane (TZ180-TZ185) épaisse aussi de 4 m, la sédimentation se caractérise par une alternance des bancs calcaires et des marnes. Les faciès de niveaux calcaires sont dominés comme ceux de la première partie par des sédiments des milieux subtidaux dont des calcaires bioturbés à lenticulines auxquels s'ajoutent des biomicrites bioturbés à rhomboèdres de dolomite et puis des biomicrites à gravelles et lithoclastes et des micrites gréseuses bioturbés. Les sédiments meubles de cet intervalle n'ont pas été étudiés en détail, probablement que se sont des vasières ou des marnes des milieux infralittoraux calmes. Le biofaciès se caractérise dès la base de cet ensemble par l'apparition de *Pseudocyclammina* sp. (forme aplatie). Ce foraminifère, apparemment une nouvelle forme de pseudocyclamine, s'associe à d'autres taxons dont *Alveosepta personata*, Valvulinidés, des formes de passage : *Valvulina-Paleopfenderina*, coprolithes de crustacés, *Cylindroporella* sp. ou *Actinoporella* sp., oogone de charophytes, *Salpingoporella annulata*. Par différence à la partie inférieure, commencent à apparaître ici des indices de confinement vers le sommet de cet ensemble. Cependant aucune séquence élémentaire de type sebkha n'a été identifiée.

\*La troisième partie d'épaisseur 3,5 à 4 m (TZ186-TZ196), se compose de faciès des milieux infralittoraux, médiolittoraux et enfin supralittoraux : biomicrite wackestone à lithoclastes, biomicrite graveleuse bioturbé à pseudomorphose, laminites rubanés ou planes à birds eyes et pseudomorphoses. La base de cette partie est dominée par les faciès infralittoraux tandis que vers le sommet les faciès micritiques supratidaux à nodules de gypse dominant. Les séquences d'épaisseur variable de 0,40 m à 1,10 m sont typiquement à tendance régressive et à indice de confinement et d'émergence de plus en plus fréquents vers le sommet de la séquence. De point évolution de l'ensemble, il s'agit d'une évolution à tendance régressive avec aussi une augmentation de confinement des milieux. Cela est témoigné par la dominance à la base, des milieux infralittoraux des milieux de type lagon permanent qui passe vers le sommet à des milieux de type lagon de plus en plus émergent et sous influence des actions réductrices ou de confinement, probablement que latéralement et pas loin s'installent des milieux de type sebkha.

En ce qui concerne la biophase, aucun changement important ne caractérise les sédiments, cependant, des niveaux calcaires se montrent parfois pétri de pseudocyclamines auxquels s'ajoutent des algues dasycladales, des coprolithes de crustacés et des formes de passage Valvulinidés-Paléopfenderinidés.

Le sommet de la séquence, se compose d'un banc de dolomie secondaire où la nature originale témoigne d'un dépôt d'un banc calcaire bioturbé qui probablement semble subir une émergence.

-La suite de la coupe (TZ197-TZ206), comprend dans les 20 premiers mètres que nous avons étudiés en détail, une variété de faciès, analogues à ceux décrits dans la partie supérieure de la mésoséquence précédente auxquels s'ajoutent des faciès qui semblent présenter une dolomitisation probablement précoce de type sebkha : il s'agit notamment d'une biomicrite dolomitisée à pseudomorphose, micrites à laminites ou stromatolithes dolomitisés à pseudomorphose et à birds eyes, dolomies à pseudomorphoses, dolomies à mud-cracks ??. Cependant, nous avons remarqué l'absence des enchaînements sédimentaires des milieux typiques de sebkha. La biophase étudiée dans les lames minces, comprend un contingent d'algues et de foraminifères dont : *Praekurnubia* sp., *Nautiloculina oolithica*, *Valvulina-Paleopfenderina*, Ophthaliidés, *Alveosepta personata*, *Pseudocyclammina* - forme aplatie -, des Charophytes et de fréquents types de *Favreina* sp.

Par corrélation avec la coupe type, les biofaciès caractéristiques de la formation Iggui El-Behar sont aussi identifiées dans la première mésoséquence de la coupe de l'Oued Tizgui. Cependant des différences sont à signaler :

\*\*Le premier assemblage décrit dans la coupe type et aussi dans les coupes d'Id Bou Addi et d'Id Ou Moulid est absent ici dans les sédiments de la formation Iggui El-Behar. Cependant, le même assemblage est identifié dans le sommet de la formation Tidili (nouvelle formation).

\*\*Le deuxième assemblage de la coupe type est bien matérialisé ici dans la coupe de l'oued Tizgui. Cet assemblage qui forme un excellent repère aussi bien stratigraphique que sur le terrain, vient ici mettre en évidence le phénomène de diachronisme de la limite inférieure de la formation. Bien qu'ici, la différence d'âge ne soit grande mais, il renseigne d'un comportement différent dans les modalités de remplissage, en relation directe avec la dynamique du bassin pendant cette période (voir plus loin pour les interprétations chronostratigraphiques).

\*\*L'apparition de *Pseudocyclammina* de forme aplatie dans la coupe de l'oued Tizgui : Bien qu'il ne s'agit pas d'une forme connue dans le Jurassique, elle semble présenter une certaine valeur stratigraphique servant pour les corrélations. En effet, nous avons remarqué à l'échelle du bassin que cette forme apparaît juste après l'apparition des premières sections de Clypeines.

**En résumé dans cette localité la formation Iggui El-Behar** n'est épaisse que de 80 m par rapport à celle de la coupe où la puissance peut atteindre plus de 120 m. Les différents types de faciès ainsi que le type des séquences élémentaires sont presque identiques à ceux identifiés dans le bassin d'Essaouira. Cependant, des différences concernent surtout la répartition de la faune à la base de la série. Ainsi par corrélation avec la coupe-type, les indications biostratigraphiques suggèrent que la formation Iggui El-Behar s'installe un peu plus tard. Les tendances régressives dont témoigne les faciès de la formation Iggui El-Behar où on passe des faciès récifaux à ceux de type lagon, sont donc diachrones à l'échelle du bassin.

### c-Coupe d'Agadirt

Du fait de sa position géographique privilégié à l'échelle du bassin, nous allons présenter dans le présent travail une description détaillée de la partie inférieure de la formation (fig. 16). Dans cette localité, la formation Iggui El-Behar se reconnaît facilement sur le terrain du fait de son contraste lithologique qu'elle forme avec les terrains adjacents : la limite inférieure correspond à la disparition des derniers niveaux de grès calcaires qui constituent le sommet de la formation Tidili, tandis que la limite supérieure coïncide avec l'apparition des premiers niveaux de marnes rouges qui caractérisent la formation sus-jacente, nommée Fm. Imouzzar. La série sédimentaire de puissance 60 à 80 m, est essentiellement carbonatée et semble recouvrir en On lap les sédiments de la formation sous-jacente : Fm. Tidili (fig. 16).

La partie inférieure que nous allons détailler dans le présent travail, comprend deux termes lithologiques séparés par un niveau dolomitique bien caractéristique dans la succession.

1-Mésoséquence-1: HG 41- HG52





Les premiers sédiments de la formation sédimentaire sont séparés de la formation sous-jacente par une surface d'érosion. La série lithologique épaisse de 10 à 12 m, débute par un niveau marneux jaune et d'aspect friable de 3 à 4 m d'épaisseur, formant un petit creux dans la topographie. La suite (6 à 8 m) se compose essentiellement de bancs calcaires bien stratifiés dont l'épaisseur varie de 0,30 à 1 m en moyenne. Il s'agit d'une alternance de calcaires bioturbés et de stromatolithes. Parmi les microfaciès décrits, on retrouve des oobiomcrites à pellets, biomicrites graveleuses packstones, micrites à débris jaunes (wackestone), probablement des débris de charophytes et des micrites à laminations cyanobactériens et à birds eyes. Ces microfaciès s'agencent en séquences élémentaires à tendance régressive généralement se rapprochant de ceux de type lagon, où dominent en particulier les faciès des milieux infralittoraux.

Nous avons consacré une étude micropaléontologique détaillée à tous les niveaux calcaires. Cette étude s'est soldée par l'identification de quelques taxa d'algues et de foraminifères, dont certains semblent présenter une certaine valeur stratigraphique. Ainsi, dans la partie inférieure, se rencontrent : *Alveosepta jaccardi*, *Megaporella* cf. *boulangeri*, *Sarfatiella* sp., débris de charophytes probable. Vers le sommet, d'autres microfossiles s'identifient dont parmi eux : *Praekurnubia* sp., *Valvulina* cf. *lugeoni*, *Sarfatiella-Salpingoporella*, *Thaumatoporella*. *prealusitanica*, de rares sections de *Pseudocyclamina* cf. *parvula*, *Valvulina-Paleopfenderina*, *Salpingoporella annulata* et encore de nombreuses sections d'*Alveosepta jaccardi* où les formes deviennent typiques et également des Lituolidés grossièrement agglutinés non identifiés.

Dans les derniers 3 mètres de la mésoséquence, des faciès calcaires bioturbés sont secondairement dolomitisés. Ils révèlent une mise à l'air libre responsable de leur épigénisation.

#### 2-Mésoséquence-2 : HG 53-HG56

Dans cette séquence de 15 à 20 m de puissance, les principaux types de faciès de la séquence précédente sont reconnus ici. Cependant, des structures diagénétiques ainsi que des faciès des milieux supralittoraux s'y ajoutent : pseudomorphose de gypse, micrite silteuse à mouchetures d'anhydrite. Par comparaison avec les sédiments de la mésoséquence-1, les faciès médiolittoraux et supralittoraux ainsi que les indices de confinement deviennent plus fréquents. Ce qui suggère une évolution générale vers le confinement avec augmentation des conditions des milieux réducteurs (confinement).

Le biofaciès peu diversifié se caractérise par l'apparition de *Paleopfenderina* n. sp. Ce nouveau taxon, non décrit, d'après notre connaissance, s'associe à d'autres formes classiques dont la majorité est déjà citée dans les sédiments de la première mésoséquence : *Ophthalmidium* sp., *Quiqueloculina* sp., *Salpingoporella annulata*, *Valvulina* cf. *lugeoni*, Cf. *Selliporella* sp. et *Alveosepta jaccardi*.

#### d-Localité Ait Kettab

Cette coupe se situe dans une région faillée, elle constitue la zone de transition entre les parties médianes et les bordures orientales du bassin d'Agadir dont fait partie la couverture jurassique des régions de Seksaoua (Au alentour d'Imi'N-Tanout). Les études que nous avons réalisées dans cette région malgré qu'elles ne soient pas aussi détaillées comme les autres, nous ont fournies cependant de précieuses indications d'ordre biostratigraphique, paléogéographique et géodynamique.

La coupe visible sur environ une trentaine de mètres se compose d'une succession sédimentaire qui peut être l'équivalent lithologique de la formation Iggui El-Behar.

Plusieurs types de faciès sont identifiés ici, et s'agencent en séquences régressives, dont certaines sont limitées par des surfaces de discontinuités : surface d'émersion, niveau de bréchification etc. Parmi les séquences élémentaires qui sont identifiés ici, se rencontrent des successions sédimentaires dont l'épaisseur ne dépasse pas les 0,50 m dont figurent des séquences de type lagon ou de type sebkha.. Dans une séquence sebkhaïque, la succession démarre par des calcaires bioturbés ou par des calcaires graveleux, puis se continue par le dépôt de laminites algaires ou mécaniques ou à par des stromatolithes à pseudomorphoses et à birds eyes pour se terminer par des brèches à éléments monogéniques (stromatolithes). Le sommet correspond soit à une surface à muds-cracks ou à un niveau marneux jaune des milieux supralittoraux. Cet enchaînement traduit une évolution séquentielle de type sebkha. D'autres types de séquences sont identifiés comme ceux de type lagon, déjà détaillés dans les autres coupes.

En ce qui concerne l'évolution générale de la formation sédimentaire dans la coupe d'Ait Kettab, les enchaînements sédimentaires et de faciès suggèrent des environnements de type sebkha intercalé dans la partie médiane par des environnements de type lagon.

Sur le plan biostratigraphique, les études et les observations ponctuelles de toute la série, n'ont permis d'identifier qu'une pauvre association micropaléontologique représentée par *Alveosepta jaccardi*, *Pseudocyclamina* -forme aplatie-, *Valvulina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Quinqueloculina* sp., Oogone de Chara et de probable sections de Clypeines ???. Cependant, les microfossiles identifiés présentent un grand intérêt du fait qu'ils nous ont permis d'effectuer des corrélations avec les autres coupes. Dans ces dernières, l'abondance des marqueurs stratigraphiques va permettre des interprétations chronostratigraphiques à l'échelle du bassin et de la région (voir ci dessous).

Par comparaison avec les autres coupes réalisées dans les bordures ouest du bassin, il apparaît que dans la localité d'Ait Kettab, la formation se réduit en puissance, de même les composants lithologiques témoignent d'une sédimentation dans des milieux plus proximaux que ceux qui régnaient vers l'ouest de cette coupe. Ceci concorde bien avec la position plus proximale et plus éloignée de la localité d'Ait Kettab, des influences océaniques situées vers l'ouest et le sud-ouest.

## **7-4-Biostratigraphie de la formation**

### **a-Historique**

En ce qui concerne les essais de datation de la formation, plusieurs travaux biostratigraphiques se sont intéressés à la formation, parmi eux, nous citons :

\*les premiers travaux de Duffaud, 1960, ont permis pour la première fois, sur la base de microfossiles, d'attribuer la formation à l'intervalle Oxfordien supérieur.

\* En 1980, Adams *et al* ont attribué la formation, dans le bassin d'Agadir à l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur.

\*Jaffrezo *et al.*, 1985, supposent que la limite inférieure de la formation est diachrone : Oxfordien ou Kimméridgien inférieur.

\*Enfin, en 1987, la base de la formation est attribuée par Bouaouda à l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur.

Dans l'ensemble, ces différentes études se sont surtout intéressées à la partie subsidente du bassin, et ont supposé que l'âge de la formation est presque partout synchrone, exceptées celles de Jaffrezo *et al.*, 1985. Cependant, nous aimerons bien signaler que de récents travaux biostratigraphiques plus précis, portés à l'ensemble du bassin d'Agadir (notamment ceux de Bouaouda 2002, 2003 et Bouaouda *et al.* 2003), ont contribué grandement au calage stratigraphique de la formation.

### **b-Essai de datation**

Dans le présent travail, les nombreuses coupes et les échantillonnages serrés, effectués dans l'ensemble du bassin, nous ont permis de récolter une riche association microfossilifère. Cette dernière présente plusieurs coupures biostratigraphiques, ce qui lui donne une certaine valeur stratigraphique et s'intègre ainsi dans la biozonation que nous avons établie à l'échelle du bassin (Cf. *infra*, partie Biostratigraphie)

Les assises micritiques et sparitiques de la formation renferment une riche association micropaléontologique où figurent des algues dasycladales et des foraminifères benthiques. En absence de la faune de mer ouverte caractéristique, les microfossiles qui demeurent fréquemment rencontrés dans les lames minces, sont abondamment utilisés dans la datation des plates-formes. Ainsi, en se basant sur la valeur stratigraphique de certains de ces taxons, et sur des corrélations latérales et des reconstitutions paléogéographiques, il est possible de préciser la stratigraphie de la formation dans les diverses coupes géologiques que nous avons réalisées dans l'ensemble du bassin.

Les études détaillées de plusieurs coupes bien réparties à l'échelle du bassin ainsi qu'une étude micropaléontologique de tous les niveaux calcaires selon la méthode banc par banc, se sont soldées par

un inventaire micropaléontologique quasi-totale. Ce dernier, a permis de suivre l'évolution verticale et horizontale des associations organiques dans toutes les coupes que nous avons étudiées en détail.

Dans les parties subsidentes du bassin, situées dans l'Ouest du bassin d'Essaouira et d'Agadir, les conditions de sédimentation de type bahamien se sont avérées favorables à la prolifération des algues dasycladales et des foraminifères benthiques en particuliers les grands foraminifères agglutinés. La distribution verticale de ces microfossiles dans la colonne lithologique de la formation n'est pas homogène, elle se caractérise par des apparitions successives qui se font presque toujours dans le même ordre chronologique. C'est sur la base de ces apparitions successives, qu'il est possible d'établir une échelle biostratigraphique qui sera valable pour tout le bassin atlantique marocain depuis Essaouira jusqu'au Agadir. Il est à signaler que certains taxons considérés comme des marqueurs stratigraphiques, forment des horizons dans la série sédimentaire. Ils apparaissent dans des faciès bien différents : calcaires graveleux, calcaires boundstones, calcaires oolithiques, calcaires micritiques bioturbés, ce qui leur donnent une grande valeur dans les essais de datation et de corrélation. Cependant, ces horizons peuvent passer inaperçues, et ce n'est qu'à partir d'un échantillonnage serré et continu qu'il est possible de les identifier dans cette série où l'épaisseur peut parfois dépasser les 120 mètres.

L'évolution des associations à l'échelle verticale a permis d'établir une échelle microbiostratigraphique (voir détail, volet Biozonation). Depuis la base au sommet, plusieurs grands ensembles fauniques et floriques ont été distingués d'après l'association des algues et des foraminifères :

\*Dans le premier assemblage, dans presque la majorité des coupes, se rencontrent des taxons ou des formes classiques habituellement connues dans le domaine téthysien. C'est la première fois que des grandes ressemblances s'observent entre les deux domaines téthysien et atlantique.

D'après les arguments discutés dans la partie biozonation, cet assemblage est d'âge Oxfordien moyen. Ainsi à la base on note l'apparition des premiers individus d'*Alveosepta jaccardi*, puis ensuite apparaissent *Nautiloculina oolithica* et *Rectocyclammina cf. chouberti* avec la persistance d'*A. jaccardi*

Dans les parties les plus subsidentes du bassin, certaines coexistences de foraminifères avec la faune de mer ouverte permettent de préciser leur valeur stratigraphique : 1) dans la localité Aït Chehid (anticlinal d'Anklout), les niveaux sous-jacents aux calcaires à *Alveosepta jaccardi* ont livré des ammonites de l'Oxfordien inférieur (Ambroggi, 1963) ; 2) dans le bassin d'Essaouira, les premiers niveaux à *Alveosepta jaccardi* surmontent des séries marno-calcaires à ammonites du Callovien supérieur de la zone à *Athleta* : *Peltoceras athleta* (PHILIPS), Roch, 1930). Cette constatation permet de supposer que les premières sections de l'espèce *Alveosepta jaccardi*, peuvent avoir un âge Oxfordien inférieur. Ce taxon dans la coupe d'Id Ou Moulid (Jbel Amsittène), apparaît bien avant les premières sections de *Rectocyclammina cf. chouberti* qui viennent s'associer à des *Alveosepta jaccardi* et des *Nautiloculina oolithica*.

Dans le bassin d'Agadir, dans la coupe d'Ait Chehid, les conditions lithologiques ou les récoltes paléontologiques n'ont pas permis d'identifier les premières sections d'*Alveosepta jaccardi*. Ainsi, nous pensons que les niveaux où des ammonites de l'Oxfordien moyen à supérieur (Ambroggi, 1963) ou de l'Oxfordien supérieur (Adams *et al.*, 1980) ont été identifiés, viennent après l'équivalent des niveaux calcaires où sont récoltées les premières *Alveosepta jaccardi* dans le bassin d'Essaouira et cela bien avant l'apparition des *Rectocyclammina cf. chouberti* (coupe Id Ou Moulid). Cette constatation permet d'attribuer stratigraphiquement l'association d'*Alveosepta jaccardi*, *Nautiloculina oolithica* et les premières sections de *Rectocyclammina cf. chouberti* à l'Oxfordien moyen.

\*Dans le deuxième assemblage, on note l'apparition d'*Everticyclammina cf. virguliana*, qui semble marquer ici le début de l'Oxfordien supérieur. En association à ce marqueur stratigraphique, se rencontrent *Alveosepta jaccardi* et dans certains horizons *Nautiloculina oolithica* et *Otaina sp.*

Dans la localité d'Aït Chehid (Ouest du bassin d'Agadir, anticlinal d'Anklout), il semble que les premiers horizons à *Everticyclammina cf. virguliana* surmontent des niveaux marneux à ammonites de l'Oxfordien moyen à supérieur : *Perisphinctes chavattensis* DE LORIO (Ambroggi 1963, détermination L. Gentil et P. Lemoine, 1905). Cette même espèce d'ammonite est réattribuée à *Arisphinctes vorda* (ARKELL) par Adams *et al.*, 1980, et est supposée d'âge Oxfordien supérieur.

\*Dans le troisième assemblage, commencent à apparaître des taxons dont certaines formes ne sont connues qu'à partir du Kimméridgien inférieur : *Neokilianina rahonensis*, *Conicokurnubia gr.*

*orbitoliniformis*, *Praekurnubia-Kurnubia*, *Parurgonina caelinensis*, *Valvulina-Parurgonina*, *Alveosepta personata*, Cf. *Ataxella occitanica* et *Clypeina jurassica*.

Cependant des apparitions successives se sont observées au sein de cet assemblage, cette hiérarchie semble respectée dans la majorité des coupes étudiées, ce qui permet de proposer des subdivisions plus fines qui vont servir pour les interprétations eustatiques que nous pensons réaliser dans l'avenir. Ainsi dans l'ordre chronologique, apparaissent les taxons suivants : 1) *Alveosepta jaccardi*, 2) *Rectocyclammina* cf. *chouberti*, 3) *Everticyclammina* cf. *virguliana*, 4) *Otaina* sp., 5) *Praekurnubia-Kurnubia*, 6) *Kilianina*, *Paleopfenderina* n. sp., 7) *Alveosepta personata*, 8) *Neokilianina rahonensis*, *Conicokurnubia orbitoliniformis*, Cf. *Ataxella*, 9) Dominance de *Paleopfenderina* n. sp., 10) *Clypeina jurassica*, 11) Dominance de *Pseudocyclammina* -forme aplatie-, 12) apparition de *Paleopfenderina* n. sp.-2, 13) Apparition d'*Alveosepta powersi*.

Vers les bordures médianes du bassin, la diversité spécifique décroît progressivement, en probable relation directe avec les conditions du milieu qui deviennent moins favorable à la prolifération des foraminifères benthiques et des algues calcaires, toutefois, des nouvelles apparitions ont été observées dans certaines coupes : apparition par exemple de *Megaporella boulangeri*, *Megaporella-Sarfatiella*. Cependant, certains taxons de foraminifères qui semblent supporter des conditions écologiques plus larges, présentent une large distribution spatiale et contribuent dans la datation de ces régions, parmi eux, on cite : *Alveosepta jaccardi*, *Nautiloculina oolithica*, *Praekurnubia-Kurnubia*, *Pseudocyclammina*-forme aplatie- et *Paleopfenderina* n. sp.

### c-Bilan :

Les différentes associations présentées ci-dessus nous permettent de dater les formations dans l'ensemble du bassin.

#### 1-limite inférieure

\*La limite inférieure de la formation dans les parties occidentales du bassin est datée de l'Oxfordien moyen tout en se basant sur la présence de l'association-1.

\*Dans les parties médianes du bassin d'Agadir par exemple, les arguments biostratigraphiques que nous allons détailler plus bas, suggèrent des âges plus anciens pour la limite inférieure de la formation.

-Dans la localité de Tagadirt (bassin d'Agadir), la base de la formation, surmonte des niveaux où persistent encore les derniers représentants de *Trocholina palastiniensis*, réputée comme ne dépassant pas l'Oxfordien inférieur. Les premiers niveaux de la formation renferment les premières sections d'*Alveosepta jaccardi* associée à *Megaporella boulangeri*. Dans la région de Jbilet occidental, cette espèce de dasycladale est précisée stratigraphiquement dans les travaux de Bouaouda, 2002b : la limite supérieure d'extension de *Megaporella boulangeri* est reportée à l'Oxfordien inférieur. Cette synthèse biostratigraphique nous a permis de reporter logiquement la base de la formation dans cette localité à l'Oxfordien inférieur. Cette interprétation stratigraphique concorde bien avec notre synthèse biostratigraphique concernant l'apparition de l'espèce *Alveosepta jaccardi* dans les parties subsidentes du bassin.

\*Dans les parties subsidentes ou ouests du bassin, le biofaciès de la base de la formation est hétérogène : ) soit qu'il livre l'assemblage-1, d'âge oxfordien moyen ; 2) soit qu'il renferme l'assemblage-2, d'âge oxfordien supérieur ; 2) ou il contient l'assemblage -3, d'âge kimméridgien inférieur.

#### 2-Limite supérieure

\*En ce qui concerne la limite supérieure de la formation dans les parties occidentales du bassin atlantique marocain, les assises micritiques et microsparitiques de la formation renferment encore les taxons de l'assemblage-3, d'âge kimméridgien inférieur.

\*Dans les parties médianes du bassin, malgré des coupes détaillées, nous n'avons pas trouvé des taxons caractéristiques du Kimméridgien inférieur. Toutefois, ces remarques n'autorisent pas à admettre que la limite supérieure de la formation n'atteint pas le Kimméridgien inférieur. Le sommet de la formation contient encore des taxons qui, peuvent exister à partir de l'Oxfordien, et des recherches micropaléontologiques plus poussées dans ces régions apporteront plus de précisions.

En Résumé

Les données biostratigraphiques présentées pour l'ensemble du bassin nous ont permis pour la première fois d'apporter plus d'arguments paléontologiques. Les interprétations chronostratigraphiques sont cette fois-ci basées à la fois sur la valeur stratigraphique de certains microfossiles et aussi sur les datations indirectes à partir des données d'ammonites. Ils prouvent que la formation est partout diachrone. La limite inférieure de la formation est d'âge oxfordien inférieur dans les parties médianes du bassin, tandis que dans les parties ouests du bassin, elle peut être soit Oxfordien supérieur ou Kimméridgien inférieur. Ce phénomène de hétérochronie est dû à la dynamique sédimentaire qui semble responsable du remplissage sédimentaire.

### **7-5-Synthèse lithostratigraphique de la formation Iggui El-Behar**

On désigne sous le nom de Formation Iggui El-Behar, une unité sédimentaire bien stratifiée où dominent des calcaires lithographiques et des calcaires de texture fine, dans lesquelles prolifèrent des organismes benthiques dont des foraminifères surtout agglutinés et des algues principalement des dasycladales. Elle contraste avec les formations adjacentes par la bonne stratification de ces strates et par la présence dans les formations sous-jacentes soit : 1) des bioclastes de mer ouverte comme ceux de la formation Ouanamane ou 2) des organismes d'affinité récifales : coraux, algues rouges encroûtantes, serpules de la formation Tidili. La limite supérieure de la formation coïncide avec l'apparition des premiers niveaux de marnes rouges : Marnes chocolat d'Ambroggi, 1963 ou marnes rouges d'Imouzzer du Duffaud *et al.*, 1966. Cette unité dont le faciès est caractéristique d'un milieu marin calme de type Bahamien dans les parties ouest du bassin, devient à influence sebkhaïque dans les parties proximales du bassin. La formation diminue d'épaisseur progressivement vers les bordures internes du bassin, de même que les environnements apparaissent de plus en plus proximaux et margino-littoraux, témoignés par l'augmentation des faciès supratidaux et médiolittoraux et des indices de confinement. Le caractère proximal et protégé des environnements s'accroît depuis l'ouest vers l'est. En outre, latéralement, cette formation, semble ne pas dépasser les parties médianes du bassin où les environnements deviennent superficiels : présence des faciès des milieux de type sebkha (faciès à "cailloux noirs", à évaporites, à bréchification, présence de marnes à horizons bréchiques et des indices d'effondrements dus à la dissolution des évaporites, observés par exemple à Ait Kettab (partie médiane du bassin d'Agadir), ou près du village de Tasguint, (Est du bassin d'Agadir, *In Adams et al.*, 1980). Dans les parties ouest du bassin, la base de la série de dominance subtidale abritée, semble occasionnellement en contact avec la mer franche. Tandis que dans la partie sommitale de la formation, l'augmentation des structures diagénétiques des milieux évaporitiques suggèrent une certaine tendance de l'augmentation du confinement en relation probable à l'installation de barrières récifales plus vers l'ouest comme en témoignent les barrières récifales d'âge kimméridgien installées à côté du Cap Ghir. Dans les parties est du bassin, par exemple dans les extrémités ouest d'Imi'N-Tanout, la formation lithologique fait défaut, et à sa place se "sédimente" (s'installe précocement) la formation Imouzzer qui semble l'équivalent latéral de la formation Iggui El-Behar. Ainsi, de nouveaux environnements apparaissent en relation directe avec l'accentuation du caractère proximal et protégé du milieu et de l'augmentation des apports terrigènes. Ces derniers proviennent des régions pourvoyeuses qui sont situées juste à côté : Massif ancien du Haut-Atlas.

Lithologiquement, la formation d'épaisseur variable de l'ordre de 140 à 20 m, se caractérise par la présence des faciès des milieux subtidaux, intertidaux et supratidaux. Les sédiments déposés, généralement des milieux marins peu profonds et proximaux, sont variés : calcaires bioturbés, calcaires à oolithes ou/et à gravelles, laminites algaires, brèches calcaires, dolomies laminées, dolomies à nodules de gypse etc.... Les différents types de calcaires peuvent subir une dolomitisation précoce ou tardive. Des structures sédimentaires et diagénétiques des milieux littoraux et évaporitiques sont présents dans ces faciès : pseudomorphose de gypse, mouchetures d'anhydrite, birds-eyes, laminites algaires planes ou stromatolithiques.

Paléontologiquement, la formation admet dans ces assises une riche association biologique à base d'algues dasycladales et foraminifères benthiques. Certains taxons, considérés comme caractéristiques ne forment que des horizons bien limités dans cette série sédimentaire épaisse.

Les caractéristiques lithologiques et biologiques suggèrent que la formation se soit déposée dans une vaste rampe carbonatée peu profonde de type lagon dans les parties ouest du bassin, évoluant à des milieux sebkhaïques dans les parties médianes de cette rampe.

En ce qui concerne les interprétations chronostratigraphiques, elles sont fondées sur l'inventaire des microfossiles et sur leur valeur stratigraphique. Ainsi des successions dans l'apparition de microfossiles caractérisent la série sédimentaire depuis la base au sommet et permettent de mettre en évidence des associations à base d'algues et de foraminifères, qui ont contribué largement à la biozonation de la série sédimentaire pendant l'intervalle Oxfordien inférieur-Kimméridgien inférieur. Le résultat de ce travail biostratigraphique nous a permis de préciser la stratigraphie et de mettre en évidence l'existence du phénomène du diachronisme. La formation est partout diachrone : la limite inférieure de la formation peut aller de l'Oxfordien inférieur au Kimméridgien inférieur, tandis que sa limite supérieure peut ne pas dépasser l'Oxfordien dans les parties médianes du bassin, ou le Kimméridgien inférieur dans les parties ouests du bassin.

La formation Iggui El Behar, par ses évolutions sédimentaires presque analogues dans la majorité des coupes du bassin, traduit l'uniformité des réponses aux mêmes sollicitations, probablement subsidence et eustatique. Les milieux semblent cependant quelque peu différer selon une double polarité sédimentaire orientée NE-SW et E-W. Cette dernière est contrôlée par l'inclinaison de la rampe carbonatée dans ces directions.

La mise en place des milieux de lagons émergents ou non au-dessus des milieux récifaux ou des milieux ouverts (infralittoraux à circalittoraux), est ainsi le témoin de début d'une phase de remblayage sédimentaire et la tendance générale à la régression (au comblement) à l'échelle du bassin, ce phénomène se poursuit ultérieurement par l'installation des milieux plus proximaux avec la formation sus-jacente nommée Imouzzer au cours et pendant le Kimméridgien inférieur. A l'échelle du bassin atlantique marocain, les tendances régressives dont témoigne les faciès de la formation Iggui El-Behar, sont donc diachrones. Les tendances régressives marines débutent à l'Oxfordien moyen et s'accroissent au Kimméridgien inférieur. Ceci se lit dans les colonnes stratigraphiques qui enregistrent des tendances au comblement qui progradent depuis les parties proximales du bassin à partir de l'Oxfordien moyen vers les parties ouests du bassin à partir de l'Oxfordien supérieur puis vers le Kimméridgien inférieur. Ces tendances régressives s'accroissent ou se continuent ensuite pendant le Kimméridgien inférieur par l'installation des environnements des milieux de plus en plus superficiels avec le dépôt des séries de la formation Imouzzer.

## 8-Formation Imouzzer

### Formation Imouzzer ( Duffaud *et al.*, 1966 )

**Origine du nom** : Imouzzer est un petit village situé à environ 70 km, vers le nord-est de la ville d'Agadir.

**Localité-type** : Probablement que la localité-type désignée par les créateurs de la formation se situe au alentour du village d'Imouzzer, à quelques kilomètres (2 à 4 km) en allant vers Bigoudine, sur le flanc nord-est de l'anticlinal d'Imouzzer.

**Coupe-type** : La coupe-type est non désignée par les fondateurs de la formation. Dans le présent travail, la coupe type que nous proposons pour décrire la série sédimentaire de la formation Imouzzer se situe dans le bassin d'Essaouira. Elle se localise sur le flanc Sud de l'anticlinal d'Amsittène, dans la localité d'Id Ou Moulid, à environ 12 à 14 km de Smimou et à 60 km de la ville d'Essaouira. Les levées de la coupe ont été effectuées au sud de la maison du Garde forestier dans le tranchée de la route (la route nationale n°8) qui mène de Smimou vers Tamar, correspondants aux coordonnées de Lambert  $x_1=90,1$  -  $x_2=90,3$  et  $y_1=69,20$  -  $y_2=69,0$  (carte topographique du Tamar au 1/50.000). Le bon affleurement de la série ainsi que la continuité

de la succession et l'abondance des faciès encore calcaires et peu dolomités, permettent des études sédimentologiques et biostratigraphiques.

**Epaisseur** : Elle varie de 0 à 150 m.

**Faciès dominant** : Dominance de faciès détritiques rouges (argiles ou marnes rouges) avec quelques alternances carbonatées (calcaires et dolomies).

**Paléomilieu** : Plate-forme proximale soumise à des épandages détritiques rouges, évoluant vers les bordures du bassin (ouest d'Imi'N-Tanout) à des milieux fluvio-déltaiques.

**Limites** : A l'échelle régionale, les limites lithologiques de cette formation sont variables.

Vers l'ouest du bassin, la limite inférieure correspond à l'apparition des premiers niveaux de marnes rouges qui surmontent brusquement les calcaires micritiques et les calcaires vasières de la Fm. Iggui El-Behar.

La limite supérieure correspond dans le bassin d'Agadir à la disparition des derniers niveaux de marnes rouges et à l'apparition et la dominance de calcaires et de dolomies de la formation sus-jacente nommée Fm. Tesmeroura. Dans le bassin d'Essaouira, la limite supérieure se caractérise par l'installation des faciès dolomitiques et

évaporitiques de la Fm. Ihchech (Calcaire dolomitique de l'Ihchech de Duffaud *et al.*, 1966). Vers les bordures du bassin atlantique marocain, dans la région d'Imi'N-Tanout, la Fm. Imouzzer repose directement sur les carbonates (Dolomies) de la Fm. Oumssissène (nouvelle formation). Ainsi, la limite inférieure correspond à la disparition des faciès carbonatés et au début de l'installation et la dominance de faciès détritiques rouges de la Fm. Imouzzer, tandis que, la limite supérieure coïncide avec l'apparition et puis la dominance des faciès évaporitique (gypses et dolomies) de la Fm. sus-jacente nommée Fm. Ihchech.

**Subdivisions** : Les subdivisions lithologiques de la formation en unités d'ordre inférieur s'avèrent difficiles, cependant, des subdivisions biostratigraphiques sont plus appropriées.

**Paléontologie** : Dans les extrémités occidentales du bassin, présence d'indicateurs micropléontologiques à base de foraminifères benthiques et d'algues dasycladales.

**Age** : Il est variable :  
-Ouest du bassin et dans la coupe-type : Kimméridgien inférieur  
-Bordure du bassin : Oxfordien moyen/supérieur-Kimméridgien inférieur.

**Variation Latérale** : Des variations dans les épaisseurs de la formation ainsi que dans l'importance des intercalations carbonatées s'observent à l'échelle du bassin.

**Répartition géographique** : A l'échelle du bassin, la Fm. Imouzzer possède une grande répartition géographique, cependant, on note son absence dans les affleurements de Jbilet occidental (Nord-Est du bassin d'Essaouira).

**Discussion** : Nous proposons dans le présent travail la coupe d'Id Ou Moulid (Jbel Amsittène, flanc sud, bassin d'Essaouira) comme la nouvelle coupe-type de la formation Imouzzer. Dans cette localité les meilleures conditions d'affleurement et la facilité de l'accès à la série, permettent des études sédimentologiques et biostratigraphiques détaillées.

Dans la localité type, définie par les créateurs de la formation dans le bassin d'Agadir, anticlinal d'Imouzzer, les caractéristiques lithologiques et biostratigraphiques ne permettent pas aisément l'identification ou le choix d'une coupe-type. Nous avons préservé la nomination d'Imouzzer, car dans cette localité, la formation Imouzzer forme des affleurements étendus et permet de belles observations panoramiques.



## **8-1-Introduction**

Le nom de la formation Imouzzet est due aux travaux des géologues de la société chérifienne de Pétroles (Duffaud *et al.*, 1966). Cette formation définie dans l'Anticlinal d'Imouzzet (bassin d'Agadir), correspond à un ensemble sédimentaire où dominant des marnes rouges. Depuis sa création en 1966, le nom d'Imouzzet est respecté, ainsi, la nomination fut ensuite reprise dans tous les travaux qui ont succédé : Adams *et al.*, 1980; Jaffrezo *et al.*, 1985; Bouaouda, 1987, 1993, 2002a-b, 2003 et Medina, 1989. La formation lithostratigraphique figure actuellement sur les cartes géologiques du Maroc au 1/100.000, sous la nomination Marnes rouges d'Imouzzet (carte de Tamanar, carte d'Imi'N-Tanout, carte de Tarhazout et carte de El-Khemis de Meskala).

La formation Imouzzet est reportée stratigraphiquement, et cela sans argument paléontologique fiable, au Kimméridgien inférieur : 1) tout d'abord par Ambroggi, 1963 et puis ensuite 2) par ses créateurs (Duffaud *et al.*, 1966). Ces auteurs considèrent que la formation est partout isochrone depuis les parties ouests jusqu'aux parties est du bassin. Toutefois, comme nous allons démontrer dans le présent travail, cette formation sédimentaire est diachrone.

En général, la localité type, comme elle a été choisie par les fondateurs de la formation, semble l'endroit le plus approprié pour désigner cette formation. Dans l'anticlinal d'Imouzzet, près du village d'Imouzzet, la formation lithologique affleure sur des grandes surfaces. Elle vient se reposer en concordance, et sans rupture brusque dans les conditions de la sédimentation, sur la formation sous-jacente : Fm. Iggui El Behar. Il s'agit d'une série sédimentaire qui se caractérise par la dominance des argiles ou des marnes rouges auxquels s'intercalent des niveaux de marnes vertes, jaunes, des calcaires et des dolomies. Les épaisseurs de la formation sont variables à l'échelle du bassin, où elles passent de 140 m à moins d'une cinquantaine de mètres (50m). Les composants dominants de la roche semblent témoigner d'une variation latérale, ainsi, nous avons remarqué, d'après les coupes réalisées et nos observations ponctuelles, que les faciès marneux de couleur rouge, sont plus dominants dans le bassin d'Agadir par rapport à Essaouira, et également les influences marines deviennent très minoritaires vers les bordures du bassin où les faciès sont de type deltaïque à fluvio-deltaïque dans les extrémités ouests d'Imi'N-Tanout.

Lithologiquement, cette formation cartographiable, est bien repérable sur le terrain, d'une part par ses caractères lithologiques : présence et dominance des marnes rouges qui alternent avec des sédiments calcaires et dolomitiques, et d'autre part, par ses limites lithologiques. Elle se distingue des formations adjacentes 1) par l'aspect en plaquettes et la dominance des bancs calcaires que présente la formation sous-jacente ; et 2) par l'aspect blanchâtre et la présence des faciès évaporitiques qui caractérisent la formation sus-jacente.

Paléontologiquement, les assises de la formation renferment des macrofossiles et des microfossiles dont des huîtres, gastéropodes, lamellibranches, des foraminifères et des algues dasycladales. Ce sont surtout les foraminifères benthiques et les algues dasycladales qui ont été utilisés pour la localisation de cette formation dans le calendrier géologique et ceci par défaut de la faune de mer ouverte.

Dans le présent travail, nous avons réalisé des coupes détaillées au sein de cette formation, surtout dans le bassin d'Essaouira. La coupe que nous avons choisie pour redéfinir cette formation, se localise dans le Jbel Amsittène (bassin d'Essaouira). Dans cette localité, les conditions d'affleurement et la facilité à l'accès à la coupe, nous ont permis de lever une coupe géologique détaillée depuis la base jusqu'au sommet. Les analyses sédimentologiques et biostratigraphiques nous ont permis de bien suivre les évolutions verticales de faciès et d'environnements ainsi que le découpage stratigraphique de la formation Imouzzet.

## **8-2-Description de la coupe-type : Coupe d'Id Ou Moulid (bassin d'Essaouira).**

La coupe lithologique de la formation fait suite à la coupe où elle a été étudiée et levée la série sédimentaire de la formation Iggui El-Behar. Dans cette localité, la coupe a été levée sur la tranchée de la route nationale qui mène d'Essaouira vers Tamanar (route nationale n° 8 qui mène de Casablanca à Agadir). Cet endroit présente des avantages et aussi des inconvénients : la tranchée de la route nous

permet de lever une coupe en détail et en continuité, cependant les vues panoramiques ainsi que les évolutions latérales de faciès ne peuvent être étudiées ou observées. Des études ultérieures d'autres coupes seront souhaitables pour apporter plus de renseignements géologiques de la formation.

Il s'agit d'une unité sédimentaire épaisse de 140 m qui se caractérise par une hétérogénéité lithologique, composée de faciès marneux, dolomitique et calcaireux (fig. 25). Nous allons essayer de détailler seulement les microfaciès et le biofaciès des parties dures de la série. Les sédiments meubles de la série n'ont pas profité d'aucune analyse de notre part. Nous pensons que des études palynologiques et géochimiques à ce type de faciès apporteront certainement des indications d'ordre biostratigraphiques et sédimentologiques (environnement sédimentaire).

Les limites de la formation dans cette localité sont bien définies, ainsi la limite inférieure de la formation est prise à l'apparition des premiers niveaux de marnes rouges. Tandis que la limite supérieure qui apparaît progressive au moins dans cette localité, est prise à la dominance des dolomies et des marnes blanches à jaunes, principalement évaporitiques qui caractérisent la formation sus-jacente : Fm. Ihchech (Duffaud *et al.*, 1966) ou la base de la formation Tismeroura (Adams *et al.*, 1980).

Depuis la base jusqu'au sommet se succèdent les termes ou les ensembles lithologiques suivants (fig. 25) :

\*1-Ensemble-1: L320-L321 : Marnes rouges.

Ce premier ensemble qui est considéré comme caractérisant la base de la formation, se marque lithologiquement par l'apparition des premiers niveaux de marnes rouges qui viennent se reposer sans discordance sur un niveau dolomitique qu'on suppose encore faisant partie de la formation sous-jacente.

Epais de 4 à 5 m, il est essentiellement dominé par le dépôt de marnes rouges dans lesquelles s'intercalent des niveaux de marnes jaunes. Vers le milieu de cet ensemble, à environ 3 à 3,50 m de la base, un niveau carbonaté de 0,40 m interrompt la sédimentation marneuse. En microfaciès, il s'agit d'une biomicrite gréseuse bioturbé (wackestone) à fragments d'oursins surtout, auxquels s'ajoutent d'autres fossiles typiquement marins dont, des huîtres, des lamellibranches et des foraminifères: *Alveosepta personata*. Vers le sommet de cet ensemble, des lacunes d'observations ne permettent pas de suivre les enchaînements sédimentaires.

\*2-Ensemble -2 : L322-L332 : calcaires à rares intercalations marneuses.

En affleurement, cet ensemble d'environ 8 à 10 m de puissance, est essentiellement carbonaté. Les sédiments dominants correspondent à des bancs calcaires, rarement intercalés par des niveaux marneux de couleur jaune et d'épaisseur variable allant de 0,20 à 1,20 m. Les calcaires de couleur rose à gris-rose, se présentent parfois d'aspect esquilleux et détaché. En bancs de 0,20 à 0,60 m, les microfaciès identifiés sont dominés par des biomicrites gréseuses bioturbés (wackestone, rarement mudstone), rarement des oomicrites ou des oomicrosparites (pelmicrosparite à coprolithes lité, de texture packstone). Les structures diagénétiques des milieux évaporitiques sont peu fréquentes : mouchetures d'anhydrites. La biophase est diversifiée et se compose d'oursins, bryozoaires, lamellibranches, gastéropodes, des oogones de Chara, des coprolithes de crustacés : *Favreina* sp., des foraminifères dont : *Alveosepta personata*, *Pseudocyclammina* sp.-3, *Lenticulina* sp., *Alveosepta powersi*, de rares sections d'*Ammobaculites* sp., *Valvulina* sp. et des Milioles. Les caractéristiques sédimentologiques et biologiques suggèrent la dominance des faciès des milieux infralittoraux de type lagon, cependant la présence d'une manière périodique de foraminifères hyalins des milieux ouverts traduisent en outre des contacts avec la mer franche.

\*3-Ensemble-3 : 3 à 3,5 m de marnes.

Cet ensemble marneux de 3 à 3,5 m de puissance est dominée par l'installation des marnes rouges ou silts rouges. Il inclut rarement des niveaux de marnes ou de silts de couleur verte à jaune, d'origine probablement lagunaire. Quelques observations ponctuelles ont montré l'existence de traces de pédogenèse dans les niveaux marneux, ce qui suggère une origine continentale des niveaux marneux rouges.

\*4-Ensemble-4 : L333-L337 : calcaires et marnes.

Epais de 7 m, il peut être subdivisé en deux parties : 1) la moitié inférieure se compose de bancs calcaires et de niveaux marneux. Le microfaciès des calcaires est tout à fait analogue à celui des niveaux sous-jacents. Il s'agit d'une biomicrite gréseuse bioturbé de texture wackestone, rarement packstone à microbivalves, oursins, huîtres, crustacés : *Favreina*, foraminifères: *Alveosepta personata*,

*Pseudocyclamina* n. sp-3, de rares *Ammobaculites* sp. et *Lenticulina* sp.; 2) la moitié supérieure, essentiellement formée de bancs calcaires bioturbés et dont le lithofaciès ainsi que le biofaciès sont identiques à ceux de la partie inférieure.

Dans cet ensemble et par comparaison avec les niveaux sous-jacents, les structures diagénétiques n'étaient pas observées.

Les marnes qui alternent avec les bancs calcaires dans cet ensemble ont l'aspect de marnes d'origine marin et non lagunaire.

La présence dans cet ensemble de la faune de mer ouverte (lenticulines, oursins...) et l'absence des structures diagénétiques des milieux confinés, suggèrent des environnements marins en contact avec la mer franche.

Un banc dolomitique de 1,20 à 1,50 m achève la succession dans cet ensemble. Il s'agit d'une biomicrite bioturbée, secondairement dolomitisée.

\*5-Ensemble-5 : L338 : 10 m de marnes.

Epais de 10 m, cet ensemble se caractérise par la dominance de marnes ou de silts rouges avec de rares intercalations de marnes ou silts jaunes à vertes des milieux lagunaires. Dans la partie médiane, un niveau calcaire de 1,20 m s'intercale dans cette unité marneuse et interrompt la monotonie de la succession (L338). Ce niveau dur de texture packstone à wackestone, correspond à une biomicrite ou pelbiomicrite à coprolithes de crustacés et à abondantes mouchetures d'anhydrites. La biophase bien que peu diversifiée, se caractérise cependant par une grande abondance de *Favreina* sp., *Alveosepta* cf. *powersi*, *Alveosepta* cf. *personata*, des petits Ophthalmiidés et des Valvulinidés. A cette microfaune, s'ajoutent des ostracodes, des huîtres et des oursins.

Dans la partie sommitale, un autre niveau calcaire s'observe. Son microfaciès correspond à une oomicrite ou à une oosparite de texture grainstone à rares pseudomorphoses de gypse. Les oolithes de grandes taille, sont bien structurées et remanient probablement des dasycladales et des lenticulines. La structure des oolithes me rappelle les faciès de barrières des milieux infralittoraux à médiolittoraux ?.

\* Il est à noter qu'une lacune d'observation de 6 à 7 m surmonte l'ensemble-5 et où les conditions d'affleurement ne permettent de suivre en détail la succession lithologique. Cependant, des niveaux marneux jaunâtres et probablement des dolomies évaporitiques ont été observées (au virage à environ 123 km d'Agadir -route nationale RN 8 Essaouira-Agadir-).

\*6-Ensemble -6 : L340-L354 : Calcaires à rares intercalations marneuses.

Epais de 20 m, Il se présente en affleurement formée de deux sous-ensembles carbonatés, séparés par un niveau de marnes rouges de 0,40 m.

-Le premier sous-ensemble (L340-L344) d'épaisseur 6 à 7,5 m, est essentiellement formé de bancs calcaires esquilleux, gris et fracturé. Ils sont le plus souvent intercalés ou entrecoupés par des niveaux noduleux bioturbés et à huîtres. Les études en lames-minces donnent des microfaciès variés : 1) biomicrite à coprolithes de crustacés et à structures amygdaloïdales, de texture packstone à wackestone ; 2) biomicrite wackestone bioturbée ; 3) oosparite grainstone ; 4) biomicrite gréseuse et bioturbée. La biophase comprend des macrofossiles et aussi des microfossiles dont : oursins, gastéropodes, annélides, lamellibranches, crustacés : *Favreina* sp., et des foraminifères dont *Alveosepta personata*, *Ammobaculites* sp., *Alveosepta* cf. *powersi* et des pseudocyclammes et de rares Lenticulines. Des structures diagénétiques des milieux évaporitiques ont été identifiées dans les derniers niveaux de ce sous-ensemble. Le lithofaciès et le biofaciès suggèrent des milieux souvent infralittoraux et rarement médiolittoraux. Toutefois, les faciès micritiques bioturbés sont majoritaires et où s'identifient des foraminifères de mer ouverte dont des lenticulines.

- 0,40 m de marnes rouges à traces de pédogenèses.

-2 m de marnes vertes silteuses, probablement d'aspect lagunaire.

-Le deuxième sous-ensemble (L347-L354) d'épaisseur 8 m, est essentiellement composé de bancs calcaires le plus souvent détachés, esquilleux et à rares minces intercalations marneuses. Les calcaires en bancs de 0,50 à 1 m sont fréquemment bioturbés et présentent une patine gris-rose. Ce sont le plus souvent des biomicrites bioturbées et rarement des oomicrites / oosparites ou des pelmicrites de textures wackestones à packstones. La biophase, peu différente de la partie inférieure de cet ensemble, renferme en plus de ce qui est cité ci-dessus, des algues dasycladales : *Salpingoporella annulata* et des foraminifères dont *Ophthalmidium* sp., *Valvulina* sp. et des pseudocyclammes ou des choffatelles

(*Choffatella* cf. *tinginata*). Des structures amygdaloïdales et des pseudomorphoses d'anhydrite ont été identifiées dans quelques niveaux calcaires.

7-Ensemble-7: L355 : Marnes.

Il s'agit d'un ensemble lithologique qui se présente en affleurement de couleur rose du fait de la dominance des niveaux marneux, le plus souvent de couleur rouge. Epais d'environ 25 m, il se caractérise par une sédimentation terrigène (marnes rouges), interrompue occasionnellement par des bancs calcaires et dolomitiques.

- Dans les 6 à 7 premiers mètres, les marnes et les silts de la partie basale admettent à leur milieu (L355) 2 m de calcaires bioturbés et de calcaires à structures amygdaloïdales à huîtres, oursins et gastéropodes : ce sont des biomicrites gréseuses wackestones à coprolithes de crustacés et débris de bioclastes.

- La suite de l'ensemble, épaisse d'environ 17 à 20 m, est également à dominance marneuse. Les intercalations des niveaux carbonatés : des bancs calcaires dolomitiques et des dolomies, se montrent généralement fracturés et très altérés. Certains niveaux qui affleurent beaucoup mieux, probablement d'aspect dur, montrent des microfaciès variés : 1) dolosparite bioturbée à pseudomorphose de gypse ; 2) dolomicrite ou dolomicrosparite ; 3) biomicrite silteuse plus ou moins litée (structures amygdaloïdales, "Flaser structure" à abondantes sections de coprolithes de crustacés. Les marnes ou silts rouges admettent parfois des traces de pédogenèse, tandis que les marnes ou les silts verts, probablement, sont d'origine lagunaire. Le sommet de certains niveaux dolomitiques est apparemment couronné par des surfaces d'émersion (deux).

8-Ensemble-8 : L356-L359 : Calcaires et marnes.

Contrairement à l'ensemble sous-jacent, ce huitième ensemble de puissance 9 à 10 m, se caractérise par le retour puis la dominance de l'installation des faciès carbonatés typiquement marins.

Les bancs calcaires qui alternent avec des niveaux marneux verts à jaunes, se présentent en bancs de 0,40 à 1 m, le plus souvent de couleur gris-rose et d'aspect esquilleux (ressemblant à des vasières). Les études en lames-minces révèlent la présence de plusieurs types de microfaciès : 1) biomicrite wackestone bioturbée, parfois à structures diagénétiques des milieux évaporitiques et à riche association micropaléontologique ; 2) pelmicrite à structures amygdaloïdales et à mouchetures d'anhydrites ; 3) biomicrite wackestone à foraminifères hyalins. Les faciès des milieux infralittoraux sont très majoritaires par rapport à ceux des milieux médiolittoraux. La présence ici d'indice de confinement dans des micrites à foraminifères de mer ouverte (Lenticulines), suggèrent que le milieu de sédimentation se fasse dans un milieu peu profond où alternent des phases d'ouverture et d'autres de confinement. Certains niveaux marneux, surtout ceux de la base de puissance 2,50 m, sont probablement d'origine lagunaire. Les études micropaléontologiques détaillées de tous les niveaux calcaires nous ont permis d'identifier une biophase diversifiée, surtout marquée par un renouvellement spécifique. Le nouveau stock comprend : dans le niveau L358 *Kilianina* sp., *Kurnubia palastiniensis*, *Alveosepta* cf. *powersi*, *Alveosepta* sp. (à loges très basses) et probablement dans la lame L 359, les premières sections de *Pseudocyclamina lituus* ?? . D'autres taxons complètent la biophase dont *Alveosepta personata*, *Lenticulina* sp., foraminifères hyalins déroulés, probablement des foraminifères planctoniques, *Ammobaculites* sp., *Ophthalmidium* sp., coprolithes de Crustacés et probablement des pseudocyclammines.

9-Ensemble-9 : L360-L363 : Marnes rouges

Ce dernier terme lithologique de la formation est dominé par l'installation des marnes ou silts rouges. Epais de 43 m, il peut se subdiviser en deux parties :

- Dans la moitié inférieure, les marnes rouges admettent encore quelques niveaux calcaires des milieux infralittoraux : biomicrite bioturbé à Ophiures, oursins, foraminifères et à nombreuses traces de mouchetures d'anhydrite.

- Dans la moitié supérieure, les marnes rouges n'admettent que de rares niveaux dolomitiques (vasières dolomitisées : dolosparites bioturbées ) parfois oxydés et des niveaux de silts verts des milieux lagunaires.

En ce qui concerne la biophase, celle-ci est surtout identifiée dans les niveaux calcaires. Elle est peu diversifiée et comprend des foraminifères et des algues. A la base se rencontrent encore des Lenticulines, des petits hyalins déroulés, *Ammobaculites* sp., Pseudocyclammines de formes aplaties, de probables sections de *Nautilocolina* sp., des dasycladales qui se rapprochent du genre *Sarfatiella* et encore quelques rares sections de *Kurnubia* sp. et de probables sections du *Kurnubia palastiniensis*.

Vers le sommet, le microfaciès est plus épigénisé et la biophase ne comprend que de rares sections de Valvulinidés : *Valvulina* cf. *lugeoni* et de nombreuses sections de plusieurs types de coprolithes de Crustacés (dans les niveaux L363 et L362-361): *Favreina* sp. 1, *Favreina* sp.-2, *Favreina* sp.-3.

### **8-3-Variations latérales**

Dans les parties ouests et médianes du bassin, de nombreuses coupes simplifiées et des observations ponctuelles montrent que la formation Imouzzet se caractérise partout par son faciès hétérogène : marnes détritiques rouges et sédiments carbonatés. Cependant, l'importance de chacun de ces deux grands types de sédiments, semble présenter des variations à l'échelle latérale.

Par comparaison avec la coupe d'Essaouira, nous avons noté que dans le bassin d'Agadir, les influences des marnes sont plus fréquentes par rapport à ce que nous avons décrit dans la coupe-type.

Vers l'Est du bassin d'Agadir, dans les parties médianes du bassin, la formation Imouzzet montre cependant une dominance des marnes, tandis que les influences marines carbonatées sont beaucoup plus minoritaires.

Si on se dirige encore vers l'Est du bassin, dans les extrémités ouest de la région d'Imi'N-Tanout, les équivalents lithologiques de la formation Imouzzet se présentent sous des aspects différents : grès, microconglomérats et marnes ou argiles rouges. La question qui se pose est ce que les caractéristiques de faciès s'intègrent encore dans l'unité lithologique de la formation Imouzzet. Car d'après ce qui affleure à Imi'N-Tanout, la série sédimentaire se caractérise en plus des marnes rouges, par la présence de grès et de conglomérats, sédimentés dans des milieux différents : deltaïque à fluviales (Medina, 1989).

#### **Description sommaire de la formation dans le bassin d'Agadir.**

Dans la partie médiane du bassin d'Agadir, la formation Imouzzet témoigne d'une variation latérale dans ses épaisseurs ainsi que dans la fréquence des alternances des niveaux carbonatés:



-Vers Ichemrarne, la formation est épaisse de 50 m, elle est surtout dominée par les niveaux marneux où alternent seulement deux niveaux de carbonates vers le sommet de la formation.

-Entre Bigoudine et Imouzzer, dans la localité d'Ida Oussaouère, la formation mesure environ 100 m, et montre 3 ? niveaux de sédiments carbonatés.

-Près de Tifrit, dans l'anticlinal d'Anklout, la formation d'Imouzzer qui contraste avec les formations adjacentes, affleure sur environ 120 à 150 m (fig. 24). Elle se montre former essentiellement par des marnes rouges dans lesquelles 3 niveaux carbonatés s'intercalent. Dans cette localité, la limite inférieure de la formation correspond à l'apparition des premiers niveaux de marnes rouges, tandis que la limite supérieure bien repérable sur le terrain correspond à l'apparition d'une barre calcaire (de 40 à 60 m de puissance) qui fait partie de la formation sus-jacente (formation Tismeroura, d'Adams *et al.*, 1980).

Nous aimerons bien signaler ici, que dans cette localité, la formation Iggui El-Behar qui forme le socle de la formation Imouzzer, est épaisse de 120 m. Par sa lithologie différente, essentiellement formée de calcaires d'aspect en plaquettes et de texture fine, la formation Iggui El-Behar contraste lithologiquement avec la formation Imouzzer, et les deux formations sédimentaires sont facilement identifiables dans la colonne sédimentaire d'âge jurassique.

Les quelques échantillonnages effectués dans certains niveaux carbonatés, donnent des biofaciès et des lithofaciès presque identiques à ceux décrites dans la coupe du bassin d'Essaouira. Cependant, les niveaux calcaires où abondent les foraminifères hyalins n'ont pas été identifiés dans le bassin d'Agadir. Cela peut avoir deux explications: 1) Il est probable que notre échantillonnage n'a pas touché ces niveaux calcaires qui témoignent d'une sédimentation dans une mer infralittorale ouverte aux influences du large ; 2) soit que les conditions sédimentaires n'ont pas permis l'installation de type de faciès, ou que le bassin d'Agadir se trouve dans une position plus proximale par rapport au bassin d'Essaouira pendant cette période.

Du côté paléontologique, les niveaux carbonatés du bassin d'Agadir, renferment en plus des taxons (une partie) déjà cités dans la coupe d'Id Ou Moulid, des *Alveosepta* de forme spéciale. Ces dernières en plus de leur test aplati, se caractérisent par un ombilic comprimé (de forme en creux).

#### **8-4-Biostratigraphie de la formation Imouzzer**

Le caractère littoral de la formation Imouzzer dans les parties les plus subsidentes ou, le caractère terrigène dans les parties les plus internes, ne se prêtent pas à des études biostratigraphiques idéales fondées sur la faune de mer ouverte.

Jusqu'à présent, dans le bassin d'Agadir, l'existence du Kimméridgien n'était fondée sur aucun argument paléontologique décisif (aucune réalité paléontologique) :

Ambroggi, 1963, impose un âge kimméridgien inférieur à la formation des marnes à Chocolat (Formation Imouzzer) sur la base de gastéropodes. Les travaux postérieurs (Duffaud *et al.*, 1966, Adams *et al.*, 1980, Jaffrezo *et al.*, 1985) ont repris cette attribution stratigraphique qui figure actuellement sur les cartes ou les documents cartographiques régionaux.

Dans le présent travail, les échantillonnages serrés effectués dans la coupe d'Essaouira (coupe d'Id Ou Moulid), complétées par des coupes de contrôle à la fois à Essaouira et Agadir, nous ont permis, sur la base de microfossiles, de proposer des attributions stratigraphiques.

Les interprétations chronostratigraphiques sont cette fois ci, fondées sur des arguments biostratigraphiques fiables. Ils se basent sur la reconnaissance d'un ensemble de taxons d'algues et de foraminifères benthiques.

Dans la coupe type, l'association micropaléontologique identifiée, comprend en plus des taxons de la biozone à *Alveosepta personata*, de nouveaux taxons de foraminifères dont *Kurnubia palastiniensis*. L'ensemble d'affinité kimméridgienne, permet d'attribuer la formation dans les parties ouest du bassin au Kimméridgien inférieur à un niveau plus élevé que celui attribué à la formation Iggui El-Behar.

En conclusion, il apparaît clairement, que les éléments de datation, exceptés les microfossiles, sont pratiquement inexistantes. Les attributions stratigraphiques se basent surtout sur la reconnaissance dans les assises calcaires de la formation Imouzzer de deux assemblages micropaléontologiques : l'assemblage à *Alveosepta personata* et *Alveosepta cf. powersi* et puis sur l'assemblage à *Alveosepta personata* et *Kurnubia palastiniensis*. Les deux associations rapportent la série au Kimméridgien

inférieur élevé, tout en se basant à la fois sur la valeur stratigraphique de certains taxons marqueurs et aussi sur des corrélations stratigraphiques avec le domaine téthysien.

Dans les parties médianes du bassin atlantique marocain, les phénomènes de dolomitisation et la dominance des faciès terrigènes n'autorisent des études biostratigraphiques détaillées. Les quelques échantillonnages ponctuels n'ont permis d'identifier qu'une microfaune reconnue depuis l'Oxfordien supérieur jusqu'au Kimméridgien inférieur. La base de la formation se prête à deux interprétations :

- 1) est -t-il possible qu'elle date de l'Oxfordien supérieur.
- 2) ou elle démarre à partir du Kimméridgien inférieur, mais à un niveau plus bas que celui des extrémités occidentales du bassin.

### **8-5-Synthèse lithostratigraphique / Evolution sédimentaire**

La formation Imouzzer désigne dans le bassin atlantique marocain une unité sédimentaire formée essentiellement de marnes rouges. Cette sédimentation marneuse admet 1) dans les parties ouest du bassin de niveaux carbonatés : calcaires et dolomies, et 2) dans les parties est ou les bordures les plus internes du bassin, des sédiments détritiques : grès et conglomérats.

Les nombreuses observations ponctuelles ou les études détaillées de quelques coupes effectuées tout autour des parties ouest et médianes du bassin atlantique marocain depuis Essaouira jusqu'à Agadir et aussi dans les parties les plus internes du bassin, permettent des interprétations sédimentologiques. Toutes confortent l'esquisse paléogéographique d'un ensemble sédimentaire littoral très superficiel et soumis à un important flux terrigène d'origine continentale vraisemblablement issu du NE et de l'Est du bassin, du fait de l'augmentation des apports continentaux et de la diminution des influences marines dans ses directions. A l'intérieur de cet ensemble sédimentaire, les environnements et les changements lithologiques se répartissent de façon polarisée avec :

1) dans les parties ouest et médianes du bassin atlantique marocain depuis Essaouira jusqu'à Agadir; le remplissage sédimentaire permet l'installation des carbonates des milieux infralittoraux, médiolittoraux et puis supralittoraux qui interrompent la sédimentation des marnes rouges à traces de pédogenèse des milieux continentaux. L'importance de chacun de ces deux types de sédimentation varie même au sein de cette esquisse paléogéographique. Les environnements et les faciès les plus marins (externes) se développent plus vers le SW et l'Ouest du bassin.

2) dans les parties les plus internes du bassin, le remplissage sédimentaire se caractérise essentiellement par une sédimentation terrigène où se déposent (parviennent) des terrigènes plus grossiers: grès, conglomérats et des marnes ou silts rouges. Cet ensemble sédimentaire qui n'est pas fixe au cours du temps va migrer vers les parties les plus externes du bassin où parviennent avec le temps à se déposer des marnes et des silts rouges de provenance des parties internes du bassin, probablement en relation avec la destruction des reliefs du Massif ancien du Haut Atlas, des Jbilet et des Rehamna.

La formation Imouzzer, marquée par ses caractéristiques lithologiques, présente une grande extension latérale, depuis les extrémités les plus occidentales et les plus subsidentes du bassin jusqu'aux bordures les plus internes du bassin atlantique marocain. Cependant, en dépit de sa grande extension considérable sur le bassin, les corrélations stratigraphiques ainsi les datations de certaines coupes demeurent difficiles voire impossible en raison de l'absence totale des marqueurs paléontologiques. Les données dont nous disposons actuellement prouvent que les corrélations sur de simple comparaison faciologique sont à abandonner. Les travaux biostratigraphiques présentés dans le présent travail, démontrent l'inexactitude des âges proposés pour la formation Imouzzer dans les parties internes du bassin. Les corrélations ainsi que les reconstitutions paléogéographiques nous ont permis dans le présent travail de proposer de nouvelles attributions stratigraphiques pour la série dans la région de Seksaoua

La mise en place des milieux marins littoraux à arrivés terrigènes au-dessus de ceux de type lagon permanent ou temporaire n'est que le résultat ou l'expression de la poursuite du remblayage, de la tendance générale "régressive" ou de diminution de profondeur qui conduit à cette sédimentation argilo- carbonatée : *ou d'une autre manière, normalement, cette évolution n'est que le résultat de l'augmentation des apports terrigènes en probable relation avec une tendance régressive qui s'est*



*commencée à s'installer dès l'Oxfordien moyen à supérieur dans les parties les plus internes du bassin.*

Dans la réalité, dans les bordures occidentales et médianes du bassin atlantique marocain, les dépôts de la formation Imouzzer révèlent un dépôt dans une mer littorale, occasionnellement soumise à des arrivés continentales. Par comparaison avec les dépôts de la formation sous-jacente, qui témoignent d'une sédimentation dans un lagon permanent ou temporaire, les sédiments de la formation Imouzzer, témoignent d'un dépôt dans des milieux plus superficiels où les périodes d'émersion apparaissent même de plus en plus fréquents sinon durables et plus importants que les moments d'immersion. Ces nouveaux milieux ne semblent pourtant pas plus littoraux mais simplement plus favorables à des arrivés marneux de provenance des bordures internes du bassin atlantique marocain. Le passage de la formation Iggui El-Behar à la formation Imouzzer ne correspond pas à une rupture brutale de la paléogéographie ou de la paléobathymétrie, mais plutôt à un changement progressif des caractères du milieu qui favorisent les arrivés marneux des milieux continentaux.

Dans les parties ouest et médianes du bassin, les principaux épisodes de l'évolution sédimentaire sont presque analogues et les faibles variations latérales ne sont que la conséquence de la polarité sédimentaire.

Les caractères lithologiques, sédimentologiques et biologiques de la formation Iggui El-Behar et de la Fm. Imouzzer, confirment l'idée que le passage de la sédimentation carbonatée à une sédimentation argilo-carbonatée, ne correspond pas à une rupture de la paléogéographie ou de la paléobathymétrie, mais plutôt à un changement progressif dans l'intensité des apports terrigènes. Ces derniers qui se développent dans la sédimentation de la formation Imouzzer n'illustrent que l'augmentation du caractère régressif qui s'est démarré dès l'installation des sédiments de la formation Iggui El-Behar.

## Chapitre III :

### Les bordures proximales du bassin atlantique marocain :

**Avant propos :** \*Du fait de l'intérêt que présente la géologie de la série sédimentaire des bordures du bassin, dans les reconstitutions paléogéographiques et les interprétations géodynamiques à l'échelle du bassin atlantique marocain ;

\*Et du fait des différences significatives qui s'observent entre les parties occidentales et orientales et nord-orientales du bassin atlantique marocain : réduction de la série, et différences dans les modalités de remplissage sédimentaire ;

\*Et afin de contribuer à une bonne connaissance des modalités de remplissage sédimentaire qui caractérisent ces régions de bordure,

QUE nous avons réservé un volet spécial pour décrire en détail la lithostratigraphie et la biostratigraphie de la série jurassique qui s'étend du Toarcien au Kimméridgien inférieur.

Sur la côte atlantique marocaine depuis El jadida jusqu'au Agadir, affleure une série sédimentaire quasi-continue qui s'étend depuis le Trias jusqu'au Tertiaire. Ces dépôts d'origine atlantique s'épaississent considérablement vers l'Ouest du bassin (7000-8000m à Agadir) et se réduisent vers les bordures (3600-4000m à Imi N'tanout)

Le présent travail fait partie d'une étude plus générale du Jurassique des bassins atlantiques marocains et de leurs bordures. L'objectif est de préciser la lithostratigraphie et la biostratigraphie de la série jurassique qui s'étend depuis le Toarcien jusqu'au Kimméridgien p.p. vers les bordures du bassin. Les interprétations stratigraphiques sont le résultat d'une étude micropaléontologique détaillée effectuée dans plusieurs coupes (fig. 2, coupe 3, 4 et 5 - fig.3, coupe 7, 8 et 14). Les révisions d'ordre lithostratigraphique que nous proposons dans le présent travail, sont le fruit d'une étude lithologique et biostratigraphique généralisée à l'échelle du bassin. Le nouveau découpage, se base cette fois-ci sur une bonne connaissance des données du terrain, et sur des critères lithologiques (contenu lithologique, discontinuités sédimentaires et limites lithologiques) et paléontologiques plus sûrs.

Les affleurements jurassiques des régions de Seksaoua (Sud-Ouest d'Imi-N-Tanout) et de Mouissat (Jbilet occidental, meseta marocaine) constituent les bordures orientales et nord orientales du bassin atlantique marocain. Ces régions ont été l'objet de plusieurs études géologiques, parmi les principales :

a- Les premiers travaux ont permis d'établir les grandes lignes de la stratigraphie, ainsi :

-Roch (1930-1950), propose pour la région d'Imi-N'Tanout un âge jurassico-crétacé (Kimméridgien à Berriasien) et attribue la série de Tlet Irhoud (Mouissat) au Kimméridgien.

-Gigout (1951, 1954), dresse la carte de la Meseta entre Mechrâ Benâbou et Safi, et ne parle que de Jurassique supérieur

-Choubert (1957), parle d'une série lagunaire jurassique, sans donner des précisions stratigraphiques pour la région d'Imi-N'Tanout.

-Petitot (1959) considère que la faune d'échinodermes du Mouissat révèle un âge de l'Oxfordien-Kimméridgien.

b- D'autres travaux sont ensuite effectués dans la région, notamment par Duffaud (1960-1981), Duffaud *et al.*, (1966) et par Huvelin (1972-1977), ils ont permis d'établir des cartes géologiques au 1/100.000 et au 1/200.000 (feuilles d'Imi-N-Tanout, El Khémis des Meskala, et de Jbilet).

-Duffaud *et al.*, 1966, ont établi des subdivisions d'ordre lithostratigraphique pour toute la série jurassique depuis les bordures occidentales jusqu'aux ceux de bordures.

-Medina, 1989, a repris dans l'ensemble, les subdivisions lithologiques établies à l'est du bassin d'Agadir et donné le nom de Formation Oudmane (région d'Imi'N-Tanout), aux couches marines de l'intervalle Callovien-Kimméridgien inférieur.

c- Des études micropaléontologiques ont contribué par la suite à la connaissance stratigraphique de la région et ont permis pour la première fois d'apporter des arguments de datation un peu plus précis, il s'agit notamment de :

-Brun(1962), qui attribue la base de la série d'Imi-N'Tanout au Callovo-Oxfordien.

-Medina et Jaffrezo (1984), qui placent la base de la série du Mouissat (Jbilet occidental, Jbel Irhoud) dans l'intervalle Bathonien supérieur-Callovien. Cette même série a été ensuite reportée au Kimméridgien inférieur par Deloffre et Beun (1985).

-Bouaouda, 2002b a repris dans l'ensemble les interprétations stratigraphiques pour la série jurassique qui s'étend du Bajocien supérieur à l'Oxfordien p.p. Ses études micropaléontologiques détaillées, lui permettent de proposer de nouvelles coupures et subdivisions chronostratigraphiques.

# I-Le Jurassique de la région d'Imi'N-Tanout

## -Introduction

Dans ce secteur (fig.3, coupes 7 et 8) affleure une série jurassique d'épaisseur variable qui repose soit sur le Trias ou le socle paléozoïque. Les affleurements étudiés se situent dans le Sud Ouest d'Imi'N-Tanout. Dans cette localité, les sédiments jurassiques de faciès généralement hétérogènes s'étendent depuis le Toarcien jusqu'au Portlandien, et comprennent succinctement depuis la base au sommet 6 unités lithostratigraphiques :

Fm. Tamarout (Adams *et al.*, 1980), il s'agit de 0 à 20m de faciès évaporitico-dolomitique qui repose en concordance sur les argiles rouges du Trias. Cette unité est attribuée au Toarcien/Aalénien (Ambroggi, 1963 ; Bouaouda, 1993). La nomination Tamarout est abandonnée (voir Fm. Id Ou Moulid, bassin d'Essaouira : chapitre 1)

Fm. Ameskhroud (Duffaud *et al.*, 1966), elle correspond à 5-50 m de sédiments détritiques (conglomérat, grès et silts rouges).

Fm. Oudmane (Medina, 1989), cette série de dominance carbonatée est rapportée à l'intervalle Bathonien supérieur-Kimméridgien inférieur. Cette unité sera renommée dans le présent travail Fm. Oumssissène (nouvelle formation)

Fm. Imouzzet (Duffaud *et al.*, 1966), généralement grésopélitique (50 à 80 m, Kimméridgien inférieur).

Fm. Ihchech (Duffaud *et al.*, 1966), c'est un complexe évaporitique (50 à 20m) qui peut être rapporté au Kimméridgien supérieur.

Fm. Timsilline (Duffaud *et al.*, 1966) formée de 30 à 50m de sédiments dolomitiques et marneux d'âge portlandien à berriasien ?

Vers le nord et le nord-est du secteur étudié (Chichaoua, Imi N'Teghli) le jurassique repose en discordance sur le socle paléozoïque plissé et les sédiments des formations de Tamarout et d'Ameskhroud se biseautent progressivement.

Dans le présent travail, notre étude s'intéresse aux affleurements de la série jurassique anté-kimméridgienne. 3 coupes ont été analysées : Oumssissène Ouest  $x_1=155,1 - x_2=155,5$  et  $y_1=57,8 - y_2=58,2$  (feuille d'Ichemrarn au 1/50.000); Oumssissène Est  $x_1=157 - x_2= 157,2$  et  $y_1 =61,5 - y_2 =61,8$  (feuille d'Imi'N-Tanout au 1/50.000) et coupe de Tafaytour :  $x_1=159 - x_2= 160$  et  $y_1 =65 - y_2=65,6$  (feuille d'Imi'N-Tanout au 1/50.000).

## 1-Description lithologique et biostratigraphique

Dans ce travail, les formations sédimentaires qui feront l'objet de notre étude détaillée, sont celles qui s'étendent depuis le Toarcien au kimméridgien inférieur (Tabl. 4). Ainsi depuis la base jusqu'au sommet, nous allons détailler la lithologie et la biostratigraphie des unités lithostratigraphiques suivantes :

### 1-1-Formation Id Ou Moulid

Aux argiles rouges triasiques, succède une série dolomitique d'âge toarcien. Les caractéristiques lithologiques correspondent parfaitement à l'unité lithostratigraphique nommée Fm. Id Ou Moulid, définie dans le bassin d'Essaouira (Bouaouda, 1987). Dans cette localité, la série sédimentaire se réduit considérablement par rapport à celle de la coupe- type et l'épaisseur ne dépasse pas les 30m, et se biseaute progressivement vers le NE et l'est du bassin. Cette unité est l'équivalente à ce que



Adams *et al.*, 1980 ont nommé Fm. Tamarout et dont nous proposons de l'abandonner et d'accepter à sa place la nomination Id Ou Moulid, qui sera valable à l'échelle du bassin depuis les parties subsidentes jusqu'aux bordures les plus proximales. (cf. page )

Il s'agit d'une unité lithologique qui comprend depuis la base au sommet les termes lithologiques suivants (fig. 26) :

#### a-ensemble-1

Il s'agit d'une unité de 10 m, qui se présente former par des faciès à dominance dolomitiques et argileux. Les premiers bancs dolomitiques (1 m), reposent sur des argiles rouges d'âge triasique. Ce sont des dolomies calcaires, de texture packstone, à fantômes d'oolithes et à coprolithes de crustacés, et des dolomies "évaporitiques" dont le microfaciès est une dolomicrite à nombreuses microvacuoles de dissolution.

La suite se caractérise par le dépôt d'argiles rouges et de dolomies évaporitique, se présentant en petits bancs et de couleur gris-rose. Le microfaciès dominant est une micrite très légèrement silteuse, à passées stromatholitiques fines et minces et par endroits à pseudomorphoses de gypse. A certains niveaux, s'observent des faciès plus marins avec des pelmicrosparite silteuse de texture packstone à nombreuses sections de *Favreina* (coprolithes) et à trace de bioturbation bifurqué. A l'affleurement, cet ensemble témoigne de la présence de phénomène de collapse et de dolomitisation précoce. Les strates de cet ensemble n'ont fourni aucun élément paléontologique permettant leur datation.

#### b-ensemble-2

Epais de 9 à 10 m, cet ensemble débute d'abord par l'installation des faciès carbonatés à la base puis par une dominance totale des faciès argileux rouges et enfin par des faciès évaporitiques.

Les termes de base correspondent au dépôt de dolomies calcaires à oolithes ou à pellets. Le microfaciès généralement varié, correspond soit 1) à une pelmicrosparite dolomitisée de texture packstone ; ou 2) à une oodolomicrosparte voire une dolomicrite à fantômes d'oolithes; ou 3) à des dolomies (dolomicrite) à microvacuoles de dissolution. Des lits minces à structures stromatolithiques, ont été observés surtout au sommet de ce terme. Des observations latérales, montrent la présence d'une surface ferrugineuse qui semble couronner le sommet de ce terme basal, et qui se matérialise également par un changement dans les conditions de sédimentation avec le passage d'une sédimentation dolomitique à une sédimentation argileuse.

Le terme médian (1,50 à 2 m), principalement de dominance argileuse (argiles rouges), intercale un niveau argileux vert de 0,60- 0,80 m d'épaisseur.

Le terme supérieur d'épaisseur 3 à 4 m, qui à cause de sa nature tendre, affleure généralement mal (bancs fracturés). Il correspond à une alternance de bancs de dolomies évaporitiques et de marnes probablement gypsifères.

#### c-ensemble-3

Il forme le sommet de la série liasique, et correspond au dépôt des faciès calcaires qui dominent largement l'installation des faciès dolomitiques, des milieux margino-littoraux. Les calcaires observés, correspondent à des oobiomicrites / oobiosparites de texture grainstone à packstone voire wackestone, à débris de lamellibranches, gastéropodes et oursins. Les études micropaléontologiques de plusieurs lames-minces, permettent d'identifier une association à base d'algues dasycladales et de foraminifères dont : *Sarfatiella dubari*, *Pseudocyclamina* cf. *liasica*, *Ammobaculites* sp., *Sarfatiella* n. sp., *Mesoendothyra* sp., associés à de rares sections d' *Ophthalmidium* sp., *Cayeuxia* sp., *Girvanella* sp. et des nouvelles formes de litoulidés (foraminifère à réseau de type hauraniiforme). Quelques bancs interstratifiés au sein des calcaires oolithiques, sont soit des pelbiomicrites à coprolithes de crustacés et à birds-eyes ou, des wackestones biomicritiques à microfossiles ou, des calcaires bioclastiques.

Vers le sommet de la coupe, le contact avec la formation sus-jacente ne peut être mis en évidence à cause de la présence d'une lacune d'observation. Cependant, des observations latérales ont permis



de compléter notre étude. Ainsi, sur les calcaires oolithiques à abondantes perforations, succèdent des bancs stromatolithiques puis des brèches de dissolution (0,40 m à 0,60 m) couronnés par une surface à mud-cracks.

Le contact avec la formation suivante est progressif, il correspond au dépôt de 1 à 1,5 m de marnes argileuses rouges intercalant un niveau microconglomératique à éléments carbonatés ou probablement correspond à des brèches de dissolution ou de dessiccation.

### **1-2-Formation Ameskhroud**

Sur les faciès évaporitico-carbonatés de la formation sous-jacente (Fm. Id Ou Moulid), se dépose une série détritique généralement de couleur rouge. En affleurement, la lithologie se caractérise par la dominante des bancs conglomératiques, auxquels s'intercalent des niveaux silteux ou/et argileux. Cette localité, située à quelques dizaines de kilomètres de la coupe-type de la formation Ameskhroud, permet des études sédimentologiques, du fait de la continuité de la coupe et également de la réduction de la série. Dans ces régions, plusieurs coupes ont été levées soit d'une manière détaillée ou superficielle, cependant la meilleure coupe que nous allons détailler ci-dessous, se situe aux mêmes endroits où affleure la coupe type de la formation Oumssissène (nouvelle formation). Elle correspond aux coordonnées de Lambert  $x_1=155,1$ -  $x_2=155,5$  et  $y_1=57,8$  -  $y_2=58,2$ , précisées sur la carte topographique d'Ichemrarn au 1/50.000.

*La lithologie dominante se caractérise à l'affleurement par la présence de bancs conglomératiques qui s'intercalent avec quelques niveaux silteux ou/ et argileux.*

Épaisse de 56 m, cette unité correspond au dépôt de conglomérats à éléments du socle, interrompues par quelques minces niveaux argileux. Vers le sommet, apparaissent quelques intercalations de sédiments évaporitiques et dolomitiques. Dans la localité d'Oumssissène, la formation qui affleure bien aux alentours de la route nationale n° 10 (Marrakech-Agadir), comprend depuis la base au sommet, la succession lithologique suivante :

#### Membre inférieur

Cet ensemble épais de 44 m, se caractérise par une hétérogénéité de faciès, allant des bancs conglomératiques jusqu'à celle d'une sédimentation silteuse ou argileuse. Ce membre, de dominance conglomératique ou/ microconglomératique, comprend trois niveaux argileux, respectivement épais de 7 à 9 m à sa base, puis par 3 à 4 m au milieu et enfin de 4 m à son sommet.

Les faciès identifiés sont les suivants :

- Faciès -1 -argiles rouges
- Faciès -2 -grès rouge
- Faciès -3 -microconglomérat de cône distal
- Faciès -4 -conglomérat

- La base de la coupe débute par le dépôt de 7 à 9 m de sédiments argileux avec quelques minces niveaux de grès-microconglomératiques d'aspect lenticulaire et sans structure apparente.

- 5 à 6 m de conglomérat et de microconglomérat.

Ce terme débute par le dépôt d'un banc conglomératique de 3 m d'épaisseur. Il comprend des éléments du socle, généralement mal classés, et montrant des structures entrecroisées. Les microconglomérats qui succèdent (2 à 2,5 m), sont composés de graviers de taille centimétrique à décimétrique, surmontés par un niveau gréseux à grain de taille moyenne à fine (0,40 m- 0,80 m?).

- 4 à 5 m d'argiles rouges admettant deux niveaux durs. 1) D'abord à la base, s'identifie un banc conglomératique de 1 m d'épaisseur et dont la base est ravinante. Il comprend des éléments du socle (quartzite) qui sont le plus souvent mal classés ; 2) puis ensuite vers le sommet, s'intercale un niveau gréseux de 0,40 m d'épaisseur, à grain moyen et sans structure apparente.





-24 m de sédiments détritiques à dominance conglomératique

Il s'agit d'un ensemble lithologique composé de conglomérats intercalés avec quelques rares niveaux gréseux et silteux ou argileux.

Les conglomérats témoignent d'une certaine variabilité faciologique, ils peuvent être mal classés ou avec un léger classement, sans structure apparente ou à stratification entrecroisée, à base ravinante ou normale. Les termes conglomératiques sont surmontés soit directement, par des niveaux argileux ou, par des grès à stratification parallèle puis par des argiles rouges, engendrant des séquences positives typiques des milieux fluviaux.

Ce terme intercale deux niveaux dolomitiques, il s'agit de brèches de dissolution (0,40 m) et de dolomies évaporitiques (dolosparite : microdolosparite silteuse).

5 à 6m d'argiles rouges avec des intercalations de niveaux d'argiles vertes à débits esquilleux (5,86 m d'épaisseur)

#### Membre supérieur (12,26 m).

Ce deuxième membre diffère du premier par la présence à la fois de sédiments détritiques et évaporitico-dolomitiques.

Dans les 12,5 m de sédiments mixtes, se déposent des niveaux dolomitiques, des marnes gypsifères et des bancs conglomératiques et microconglomératiques, avec successivement :

- 6 m de bancs dolomitiques ou de grès dolomitiques d'épaisseur variable et qui semblent surtout caractériser la moitié inférieure de ce membre. Les caractères lithologiques et biologiques montrent qu'il s'agit d'une part, d'une dolosparite ou dolomicrosparite gréseuse, de texture rudstone, à très rares fragments de lamellibranches et d'oursins et d'autre part, d'une dolomicrite, de texture wackestone, à nombreux traces d'ichnofossiles de type thalassinoïdes. Egalement, des dolomies à traces de dissolution, ont été observées au sein de cette série. De minces niveaux silteux de couleur verte s'intercalent avec les faciès dolomitiques.

- Les 6,5 m terminaux de ce membre, correspondent à la dominance totale de microconglomérats de couleur claire, interrompus par quelques intercalations de marnes gypsifères et de grès.

### **1-3-Formation Oumssissène**

#### **- Fm. Oumssissène (nouvelle formation)**

**Origine du nom :** Le nom provient d'une localité située près de l'Oued d'Irohalène, au sud-ouest de la région d'Imi'N-Tanout, où la série en question donne des bons affleurements (sous forme de falaises).

**Localité-type :** La localité-type se situe dans la région de Seksaoua, au sud-ouest d'Imi'N-Tanout, aux alentours des localités d'Oumssissène.

**Coupe-type :** Plusieurs coupes ont été effectuées dans les falaises qui surplombent la cuvette de la localité d'Oumssissène afin de définir cette formation. La coupe-type se situe dans la localité d'Oumssissène Ouest, à environ 120 km au nord-est de la ville d'Agadir. Les levées de la coupe ont été effectuées dans la tranchée de la route (la route nationale n°10) qui mène de Marrakech vers

Agadir, correspondants aux coordonnées de Lambert  $x_1=155,1$ -  $x_2=155,5$  et  $y_1=57,8$  -  $y_2=58,2$  (carte topographique d'ichemrarn au 1/50.000). Ces levées sont ensuite complétées dans ou aux alentours d'Oumssissène est, dont les coordonnées de Lambert sont précisées sur la carte topographique d'Imi'N-Tanout au 1/50.00 :  $x_1=157$ -  $x_2=157,2$  et  $y_1=61,5$  -  $y_2=61,8$ .

**Faciès dominant :** Faciès marin côtier à marin infralittoral ouvert, présence de faciès margino-littoral surtout à la base et au sommet (Calcaire bioclastique, calcaire dolomitique, dolomies secondaires, dolomie évaporitique, stromatolithes, marnes etc ).

**Paléomilieu :** Plate-forme proximale (rampe carbonatée proximale) à milieu littoral (Lagon, tidal-flats).

**Limites** : La limite inférieure correspond lithologiquement à la disparition des faciès détritiques de la formation sous-jacente (Fm. Ameskhroud). La limite supérieure se caractérise par l'apparition ou le retour de l'installation des faciès détritiques rouges (marnes et grès rouges) de la formation sus-jacente nommée Fm. Imouzzar.

**Épaisseur** : 20 à 60 m, l'épaisseur se réduit considérablement vers l'est.

**Subdivisions** : La série en question peut être subdivisée en 3 ensembles :

- ensemble calcareo-dolomitique
- ensemble calcaire et marno-calcaire
- ensemble dolomitique.

Cette succession est arbitraire et varie latéralement.

**Paléontologie** : Généralement cette formation se caractérise par une association organique à diversité faible, représentée surtout par quelques gastéropodes, lamellibranches, huîtres, oursins et de très rares Térébratules. Cependant, l'association micropaléontologique qui présente un grand intérêt stratigraphique, demeure riche et intéressante, et se marque surtout, par la présence de foraminifères benthiques et d'algues dasycladales.

**Age** : Bajocien supérieur- Oxfordien p.p.

N.B. : Les attributions stratigraphiques sont cette fois-ci basées sur des arguments microbiostatigraphiques.

**Variation latérale** : La présence de phénomène de dolomitisation et de changement de faciès caractérisent la formation à l'échelle latérale.

**Répartition** : A l'échelle de bordure du bassin, la formation semble présenter une répartition géographique étendue, couvrant de grandes surfaces, allant de la région de Seksaoua jusqu'au extrémités occidentales de Jbilet ( Mouissat, meseta marocaine ).

**Discussion** : Nous proposerons cette nouvelle nomenclature pour les raisons suivantes :

- Dans les bordures orientales et nord-orientales du bassin atlantique marocain, l'intervalle Bajocien supérieur-Oxfordien ne peut être caractériser lithostratigraphiquement que par une seule formation cartographiable : formation Oumssissène (nouvelle formation). Cette unité lithostratigraphique est l'équivalente des 4 formations antérieurement définies par Duffaud *et al.*, 1966 : Calcaires d'Anklout, marnes d'Anklout, Réservoir Sidi Rhalem et Calcaires de Hadid).

*- Dans les bordures du bassin, la nouvelle formation que nous proposons dans le présent travail, pour caractériser lithostratigraphiquement l'intervalle Bajocien supérieur-Oxfordien ne forme qu'une seule unité lithostratigraphique, elle ne peut pas être subdivisée en 4 formations (cf. découpage de Duffaud et al. 1966, Calcaires d'Anklout, marnes d'Anklout, Réservoir Sidi Rhalem et Calcaires de Hadid*

)

-Medina, 1989, avait le mérite de proposer une seule formation (Fm. Oudmane) pour les séries sédimentaires de l'intervalle Bathonien supérieur-Kimméridgien inférieur. Cependant, d'après les données réelles du terrain, de microfaciès et de biofaciès, il apparaît que 1) dans sa coupe-type, les critères lithologiques et paléontologiques de la formation d'Oudmane sont non caractéristiques pour décrire la formation (données insuffisantes et non convaincantes); 2) dans la localité type et la coupe type, les limites de la formation sont mal définies (présence de la faille de Tafaytour), et la formation se situe dans une région faillée, ce qui complique les levées stratigraphiques continues ; 3) les arguments biostratigraphiques n'ont pas été fournis (coupe faite dans des faciès dolomitisés).

## a-Introduction

A l'échelle du bassin atlantique marocain, plusieurs travaux géologiques se sont intéressés à l'étude de Jurassique, cependant les études stratigraphiques et lithostratigraphiques se sont révélés rares et fragmentaires, notamment en ce qui concerne les bordures orientales et nord-orientales du bassin atlantique marocain (Gentil, 1905-1915 ; Roch, 1930-1950 ; Choubert, 1957 ; Petitot, 1959 ; Duffaud, 1960 et 1981; Brun, 1962; Duffaud *et al.*, 1966 ; Huvelin, 1972 et 1977 ; Medina et Jaffrezo, 1984 ; Deloffre et Beun, 1985 ; Medina, 1989).

Parmi, les travaux d'ordre lithostratigraphique, seulement deux études se sont intéressées au découpage lithostratigraphique, dont celui de Duffaud *et al.*, 1966 et puis celui de Medina, 1989.

Les études lithostratigraphiques de Duffaud *et al.*, 1966, constituent les premières de ce genre, ces auteurs ont proposé un seul découpage lithostratigraphique, qu'ils pensaient valable à l'échelle du bassin depuis les bordures les plus occidentales jusqu'aux celles les plus proximales. Ainsi, selon Duffaud *et al.*, 1966, dans la région d'Imi'N-Tanout, la série qui s'étend du Toarcien au kimméridgien inférieur comprend, plusieurs unités lithostratigraphiques cartographiables qui selon eux, ils sont similaires aux autres qui affleurent dans les parties occidentales du bassin. Or dans la réalité, et comme nous allons détailler dans le présent travail, à l'échelle de la région de bordure, il est très difficile d'identifier les unités de l'intervalle Bajocien p.p.-Oxfordien et où les formations se confondent dans une seule unité lithostratigraphique cartographiable. Ainsi, pour cette région Duffaud *et al.*, 1966, proposent pour l'intervalle Bathonien supérieur-Kimméridgien inférieur, 4 unités lithostratigraphiques qui sont Calcaires d'Anklout, marnes d'Anklout, Réservoir Sidi Rhalem et Calcaires de Hadid. Or dans la réalité, ces 4 formations ne forment qu'une seule unité lithostratigraphique. La datation proposée par ces auteurs, n'était pas basée sur des arguments paléontologiques, mais seulement sur de simples corrélations lithostratigraphiques.

Medina, 1989, grâce à une étude lithostratigraphique, cet auteur signale pour la première fois les défauts de découpage proposés par les géologues de la société chérifienne de pétrole (Duffaud *et al.*, 1966). Il proposa une nouvelle formation nommée Fm. Oudmane, couvrant l'intervalle Bathonien supérieur-Kimméridgien, et cela sans présenter des arguments paléontologiques. Nous avons repris, suite aux renseignements donnés par Medina (com. Orale), les travaux stratigraphiques dans cette région, lesquels nous ont permis de revoir en détail le découpage lithostratigraphique ainsi que les attributions stratigraphiques de la série jurassique qui s'étend du Toarcien au Kimméridgien inférieur.

Pour les séries sédimentaires, couvrant l'intervalle Bajocien supérieur-Oxfordien p.p., nos études détaillées entamées dans la région, nous ont permis d'apporter des nouveautés concernant la lithostratigraphie et la microbiostratigraphie. Ainsi, dans le présent travail, nous proposons la nomination Oumssissène à la place d'Oudmane du Medina, 1989, pour désigner le remplissage sédimentaire de cet intervalle. Cette nouvelle nomenclature, est fondée sur les bonnes conditions d'affleurement ainsi sur les qualités lithologiques et biologiques que présente cette nouvelle formation dans sa localité type.

## b- Description de la coupe-type : coupe d'Oumssissène

Dans la localité-type, les unités sédimentaires de la formation Oumssissène (nouvelle formation), forment des affleurements bien repérables dans la topographie. Elles constituent des unités lithologiques à affleurement abrupt. Elles sont encadrées lithologiquement par deux unités de nature détritique : Formation Ameskhroud à la base et Formation Imouzzar au sommet.

La coupe-type que nous proposons (fig. 28 et fig. 29), se localise dans les extrémités ouests de la région d'Imi'N-Tanout, aux alentours des localités Oumssissène. Dans ces endroits, la formation Oumssissène se caractérise en plus des meilleures conditions d'affleurements et de la continuité d'enchaînement des strates, par ses limites lithologiques et ses caractères biostratigraphiques, nettement bien individualisées.

Il s'agit généralement d'une série carbonatée de 30 à 60 m qui comprend succinctement depuis la base au sommet les ensembles suivants (Fig.3) :

-6 à 10m de calcaires dolomitiques, dolomies laminées, marnes et silts. C'est une biomicrosparite / dolomicrosparite avec quelques rares débris de bioclastes cristallisés et à fantômes de Lituolidés.

-10m de calcaire bioclastique, stromatolithes et de brèches. Il s'agit d'une alternance de biomicrorite wackestone à fragments de lamellibranches, gastéropodes et oursins et de calcaire dolomitique à structure stromatolithique. La microfaune se caractérise par l'apparition des premières

sections de *Pseudocyclammina maynci*, associée à la base à *Limognella* cf. *dufaurei* PELISSIE & PEYBERNES, 1982, *Amijiella* cf. *amiji* (HENSON), 1948, *Siphovalvulina* sp. et à des coprolithes de crustacés. A certains niveaux on note la présence de quelques sections d'*Ammobaculites* sp.

-2 à 3m d'une alternance de calcaires fins, dolomies et de marnes gypsifères. Les calcaires mudstones / wackestone à pseudomorphose de gypse ont livré les premières sections de *Praekurnubia crusei*. Ce foraminifère est associé à *Pseudocyclammina maynci*, *Pseudoeggerella* cf. *elongata* SEPTFONTAINE, et à quelques rares Mesoendothyridae.

-1 à 1,5m d'intervalle tendre qui correspond à une alternance de dolomies évaporitiques et de marnes gypsifères.

-4 à 6m de calcaires bioclastiques et de calcaires dolomitiques. La partie inférieure de cet ensemble (2,5 à 3m) est un calcaire lumachellique bioturbé de texture wackestone à abondants bioclastes : oursins, lamellibranches, gastéropodes, bryozoaires et quelques rares brachiopodes. La biophase est riche et se caractérise par l'apparition de *Megaporella boulangeri*, *Sarfatiella dubari*, *Paleopfenderina gracilis*, *Ophthalmidium* sp., *Kilianina* sp. et des formes de passage *Praekurnubia-Kurnubia*. L'ensemble est associé à *Pseudocyclammina maynci*, *P. crusei*, *Valvulina* cf. *lugeoni* et à des pseudocyclammes de forme aplatie : *Pseudocyclammina* sp.

La partie supérieure (3 à 3,5m) est une packstone / grainstone à pelletoides, gravelles et coprolithes, avec de minces laminites algaires. Les microfossiles beaucoup moins fréquents qu' à la base sont : *Pseudocyclammina* sp., *P. maynci*, *S. dubari*, *V. lugeoni*, *P* cf. *gracilis* ; et *Praekurnubia-Kurnubia* (faible fréquence).

Le milieu de cet ensemble correspond à un banc dolomitique (0,60 à 0,80m) dont le sommet montre des muds-craks bien continus dans l'affleurement.

-3 à 3,5m de marnes et de calcaires bioclastiques.

La base correspond à 0,80m-1m de marnes vertes à Nodosariidés. La suite de cet ensemble correspond à 2-2,5m de calcaires bioclastiques à lumachelliques couronnés par une surface ferrugineuse. Il s'agit d'une biomicrite wackestone à débris de gastéropodes, huitres, lamellibranches et de rares brachiopodes. la microfaune est riche et se marque surtout par la présence de *Kurnubia variabilis*, *Ammobaculites* sp. et *Everticyclammina* sp., associées à *P. maynci*, *Valvulina lugeoni*, *Nautiloculina* sp., *P. gracilis*, *Praekurnubia-Kurnubia*, *Pseudocyclammina* sp., Nodosariidae et de rares sections de dasycladales dont *S. dubari*

-3m de dolomies calcaires et de marnes.

Il s'agit de faciès carbonaté secondairement dolomitisé (affleurement discontinu). Le microfaciès est une dolomicrosparite à biomicrite dolomitisée à pseudomorphose de gypse et à fragments de lamellibranches, gastéropodes et de rares oursins. La microfaune généralement épigénisée et peu fréquente se réserve à *Pseudocyclammina maynci*, *Pseudocyclammina* sp. et coprolithes de *Favreina*. Des phénomènes de bréchification et de dissolution ont été observés dans ce niveau.

-3m de calcaires bioclastiques, dolomies calcaires et marnes.

La partie inférieure (1,50 à 2m) correspond à une alternance de calcaires gris bleutés et de calcaires bioclastiques. C'est une biomicrite wackestone à débris de bioclastes et d'une biomicrite à pseudomorphose de gypse et à coprolithes de crustacés. La microfaune peu diversifiée comprend : *Pseudocyclammina* sp., *P. maynci*, *V. lugeoni* et d'autres microfossiles non identifiés . L'équivalent latéral de ce niveau avait livré une association intéressante (coupe de Tlet Irhoud , Mouissat).

La partie supérieure correspond à 1m de marnes vertes.

-3 à 4m de calcaires dolomitiques bioclastiques et de laminites algaires. Les calcaires bioclastiques dolomitisés qui dominent dans cette série sont des dolomicrosparites à abondants fragments de lamellibranches, gastéropodes, serpules et à fantômes de Lituolidés. Vers le sommet, se rencontre des stromatolithes couronnés par une surface ferrugineuse. Les phénomènes diagénétiques (dolomitisation secondaire) ne permettent pas une étude paléontologique.

8 à 10m de dolomies roses massives, dolomies bioclastiques et gréseuses. Cet ensemble forme un repère du sommet de la Fm. Oudmane, il s'agit d'une dolosparite à dolomicrosparite



bioclastique en bancs de 0,80 à 1,50m et à vacuoles de dissolution. A certains niveaux on note la présence d'organismes constructeurs (coraux, serpules). Vers le sommet, la fréquence des apports détritiques augmente et l'ensemble se termine par des bancs de dolomies gréseuses. Cet ensemble n'a pas livré de microfossiles caractéristiques (lituolidés en fantômes), cependant par corrélation latérale avec la série de Mouissat, le niveau équivalent a fourni des microfossiles dont : *Alveosepta jaccardi*, *Kurnubia* gr. *palastiniensis* et *Pseudocyclamina maynci*.

### **1-4-Formation Imouzzar**

Notre étude portée à l'ensemble du bassin est limitée à la partie inférieure du Kimméridgien. Dans cette localité, la formation semble débiter à partir de l'Oxfordien supérieur et notre description n'intéresse que la partie inférieure de cette unité lithologique.

Les levées de la coupe de la formation Imouzzar, ont été effectuées aux alentours des localités d'Oumssissène, aux mêmes endroits où sont décrites les coupes ainsi que les localités-types de la formation Oumssissène. Cependant des observations complémentaires ont été effectuées vers le nord et l'est de ces coupes dans les localités de Tafaytour et d'Oudmane, et correspondant respectivement aux coordonnées de Lambert, figurées sur la carte topographique d'Imi'N-Tanout au 1/50.000 :  $x_1=159$  -  $x_2=160$  et  $y_1=65$  -  $y_2=65,6$  et puis  $x_1=160,8$  -  $x_2=161,2$  et  $y_1=62,8$  -  $y_2=63,3$ .

Sur le plan lithologique, cette formation de dominance détritique comprend succinctement de bas en haut (fig. 29) :

a- ensemble gréseux (5 à 10 m) : il constitue la base de la formation qui repose en concordance sur les dolomies bioclastiques, représentant le sommet de la formation sous-jacente, nommée Fm. Oumssissène. Il s'agit de grès tendre de couleur rouge, en petits bancs et à stratifications horizontales. Le sommet est couronné par une surface noire.

b- ensemble argileux et marneux (15 m) : il se compose d'argiles ou de silts de couleur rouge, admettant au milieu et à son sommet, des silstones vertes d'apparence lagunaire.

c- ensemble dolomitique (7 à 10 m?) : il constitue le sommet de la colline. La base de cet ensemble, correspond au dépôt de dolomies marneuses friables et en petits bancs (2 à 3 m), suivie par des marnes vertes des milieux lagunaires (2 à 3 m). Le microfaciès des niveaux dolomitiques, correspond à une dolomicrosparite silteuse à fantômes de lituolidés et à quelques traces de pseudomorphoses de gypse. Vers le sommet de l'ensemble, se développent des termes dolomitiques à rares intercalations marneuses, il s'agit de 2 à 3 m de dolomies calcaires, légèrement tendres et à rares bioturbations généralement observables à la base des successions, de structures stromatolithiques et de brèches. Les études en lames minces révèlent des microfaciès de texture wackestone à packstone à abondants fragments de lamellibranches, de gastéropodes (microdolosparite à bioclastes ou dolosparite à fréquents traces de pseudomorphoses de gypse) et parfois à coprolithes de crustacés et à abondants sections de lituolidés difficilement déterminable. Les quelques niveaux légèrement peu dolomitisés, correspondent à des biomicrites / biodolomicrosparites gréseuses de texture wackestone à lithoclastes et à débris d'oursins, lamellibranches et gastéropodes. La microfaune généralement épigénisée comprend *Valvulina* sp., *Paleopfenderina* sp. et de nombreuses petites sections de Pseudocyclamines qui ressemblent par leur caractères micro-structuraux à ceux identifiés dans des séries attribuées au Kimméridgien inférieur vers l'ouest du bassin.

### **2-Synthèse lithostratigraphique**

Les études lithologiques et paléontologiques de la série jurassique dans les terminaisons ouest d'Imi-N'Tanout nous ont permis de reconnaître les principales unités lithostratigraphiques qui s'échelonnent depuis le Trias jusqu'au Portlandien (Tabl. 4). Cependant, comme nous l'avons signalé

auparavant nous étions obligés de créer une nouvelle formation sédimentaire couvrant l'intervalle Bajocien supérieur (Bathonien)-Oxfordien supérieur pp.

Dans la région d'Imi-N'Tanout, la création de cette nouvelle formation est fondée cette fois-ci sur des critères lithologiques et biostratigraphiques, elle possède une grande extension géographique depuis Seksaoua jusqu'au bordures occidentales des Jbilets et des Rehamnas. Elle serait l'équivalente latérale de 3 unités lithostratigraphiques définies à l'ouest du bassin (Fm Ouanamane, Fm. Tidili (nouvelle formation), Fm. Iggui El-Behar, (d'Adams *et al.*, 1980 et Bouaouda dans cet article).

En terme de ce travail, la série sédimentaire de la région étudiée peut être découpée en 5 unités lithostratigraphiques qui couvrent un intervalle qui s'étend depuis le Toarcien jusqu'au Kimméridgien p.p. Ainsi, successivement depuis la base jusqu'au sommet s'identifient les unités lithostratigraphiques suivantes:

Fm Id Ou Moulid (de Bouaouda, 1987) : Toarcien - Aalénien.

Fm. Ameskhroud (Duffaud *et al.*, 1966) : Aalénien pp.- Bajocien supérieur pp.

Fm. Oumssissene (nouvelle formation, présent travail): Bajocien supérieur- Oxfordien supérieur pp.

Fm. Imouzzer (de Duffaud *et al.*, 1966) : Oxfordien supérieur pp.- Kimméridgien

Les attributions stratigraphiques proposées ci-dessus pour les différentes unités sédimentaires, sont seulement ici valable pour le secteur étudié. Le phénomène de diachronisme caractérise la majeure partie des formations (cf. *infra*).

### **3-Interprétation du paléomilieu**

Dans les bassins atlantiques marocains, et en particulier, les séries de bordures proximales, les études sédimentologiques demeurent rares et fragmentaires. Dans les études antérieures, en particulier ceux de Duffaud *et al.*, 1966, Ambroggi, 1963, Adams *et al.*, 1980, Bouaouda, 1987, la caractérisation des milieux de dépôts n'a pas touché les bordures du bassin, et les interprétations sédimentologiques des milieux de dépôts n'ont été faites que par extrapolation avec ceux qui passe dans les parties occidentales du bassin. Le seul travail d'intérêt sédimentologique, dans lequel un essai de caractérisation des milieux de dépôts a été tenté et cela pour une partie de la série jurassique, était celui de Medina, 1989.

L'étude sédimentologique de la série sédimentaire nous a permis de décrire plusieurs types de faciès, qui s'ordonnent parfois en séquences élémentaires. L'empilement vertical de ces séquences permet de caractériser les environnements sédimentaires.

#### **3-1-Trias: argiles rouges**

Dans la région étudiée se dépose une sédimentation détritique à dominance argileuse. Ce sont surtout des argiles rouges avec quelques minces niveaux gréseux à grains fins, témoin probable des sédiments de plaine d'inondation ou des argiles de playa

#### **3-2-Formation Id Ou Moulid.**

Dans cette unité, malgré la présence de phénomènes de dolomitisation et quelques lacunes dans la succession sédimentaire, les descriptions lithologiques et biologiques des strates ainsi que leur mode d'agencement, nous a permis d'identifier plusieurs types de faciès qui définissent des séquences (fig. 26). Les différents types de faciès sont ensuite corrélés avec les données de l'actuel afin de caractériser les principaux milieux de dépôts.





Les principaux types de faciès identifiés sont :

F-1: calcaires oolithiques

Il s'agit d'un calcaire bioclastique oolithique se présentant en bancs de 0,30 à 0,60 m et parfois à traces de bioturbations. Le microfaciès correspond à une oobiosparite à oobiomicrite de texture grainstone, packstone à wackestone, à fréquents sections d'algues dasycladales et de foraminifères benthiques. Les oolithes sont le plus souvent de taille variable, bien arrondies et à contours souvent réguliers et remaniant des microfossiles ou des microfragments de bioclastes et de structure interne visible. Aucune structure sédimentaire et diagénétique n'a été détectée.

Les caractéristiques des oolithes qui sont de type -5 (Strasser, 1988), ainsi que la composition biologique et la présence de bioturbation, suggèrent des milieux de dépôts dans un milieu marin subtidal peu profond (lagon) à énergie variable.

F-1-1 : calcaire dolomitique à fantômes d'oolithes, ce faciès se caractérise principalement par la présence de fantômes d'oolithes (type-3, Strasser, 1986) et de pellets. Il s'agit d'une oodolomicrosparite à rares débris bioclastiques (packstone) et parfois à traces de birds-eyes.

La texture grossière, l'abondance des traces d'émersion, témoignent d'un milieu de dépôt agité à émersion temporaire. Les oolithes (type-3) qui témoignent d'un environnement agité, peuvent subir un déplacement vers des milieux plus calme (Strasser, 1986; *in* Souhel, 1996, p.52).

Il me semble que l'association des traces d'émersion et de dolomitisation précoce et la rareté des microfossiles, suggèrent des milieux de dépôts dans des environnements à salinité anormale, en bordure de l'étage médiolittoral à supralittoral des milieux sebkhaïques.

F-1-3 : calcaires oolithiques à birds-eyes

Ce type de faciès fait suite à des oosparites à abondants bioclastes, déposés généralement dans des milieux infralittoraux. Le microfaciès correspond à une oobiosparite de texture grainstone / packstone à oolithes (type-3, Strasser, 1986) de croissance irrégulière, lithoclastes, agrégats et quelques traces de birds-eyes. La biophase souvent repris dans les oolithes, se montre peu fréquente et à faible diversité spécifique. La texture grossière, la faible diversité spécifique et la présence des indices des milieux agités et à émerisions temporaires, suggèrent un milieu proche de lagon, en domaine médiolittoral.

F-2 : Calcaires à pellets

C'est un calcaire le plus souvent de couleur gris-rose, disposé en petits bancs et ne dépassant pas les 0,35 m. La base, plus bioclastique que le sommet, montre des traces d'activités biologiques, de type bioturbation.

Vers le sommet, les calcaires sont à birds-eyes, et admettent de nombreux fragments de coquilles qui semblent disposer parallèlement à la stratification. Ce sont des pelbiomicrosparites, de texture packstone, à abondantes sections de coprolithes, lamelibranches et gastéropodes.

La présence de bioturbation, la diversité faunistique à la base de ce faciès et l'absence des structures sédimentaires des milieux agités, suggèrent un milieu de dépôt infralittoral à médiolittoral externe. Cependant, vers le sommet l'existence de birds-eyes dans ce sédiment ainsi que d'indice d'une action hydrodynamique, suggèrent des environnements marins, de la zone médiolittoral.

F-3 : calcaires bioclastiques

Il s'agit d'un faciès à abondants fossiles dont des lamelibranches, des gastéropodes et des oursins. Le microfaciès est une biomicrite, de texture wackestone, à débris de macrofossiles et à algues dasycladales et foraminifères.

L'abondance, la diversité organique et l'absence des figures d'exposition et des structures diagénétiques et sédimentaires des milieux confinés, suggèrent que ce terme, se soit déposé dans l'étage infralittoral ouvert. La biophase et la prolifération des lituolidés, caractérisent en général des milieux marins peu profonds, limités en général à la partie proximale des plates-formes ou des rampes carbonatées

#### F-4 : laminites algaires (stromatolithes)

Ce sont des calcaires dolomitiques ou des dolomies calcaires d'épaisseur réduite, ne dépassant pas les 0,50 m et qui semblent souvent succéder à des faciès infralittoraux. Le microfaciès est une pelmicrite à pelmicrosparite, de texture mudstone à wackestone, parfois dolomitisée ou une dolomicrite / micrite à lits millimétriques à disposition parallèle, affectées de micro-ondulations évoquant des lamines algaires.

Ce faciès caractérise des environnements marins littoraux, de marais algaire, développé de préférence en domaine médiolittoral (Purser, 1980; Collinson, 1982; James, 1984).

La dolomitisation précoce de ces faciès, suggère des environnements médiolittoraux de type Sebkha.

#### F-5: laminites "mécaniques"

Il s'agit de calcaires ou de dolomies calcaires qui se caractérisent par la présence de laminations millimétriques planes, organisés en faisceaux et s'entrecoupant localement. Les bancs d'épaisseur souvent réduite (0,10 à 0,30 m), correspondent à des micrites / microsparites ou à des dolomicrites / dolosparites à rares pellets ou à gravelles et à birds-eyes. Le sommet des bancs montre parfois des mud-cracks, et les laminites subissent le plus souvent, le phénomène de bréchification et de dolomitisation.

Les faciès à laminites mécaniques semblent se développer en domaine supratidal (Purser, 1980); et témoignent des phases d'inondations périodiques pendant les phases de tempêtes ou des grandes marées. Les indices de lithification précoce (bréchification, polygones de dessiccation et "beach rocks") dans ce faciès appuient cette interprétation.

#### F-6 : Dolomies à lithoclastes (calcaires ou dolomies à cailloux noirs)

Ce sont des microbrèches à éléments carbonatés de couleur noirâtre et de texture mudstone. Les éléments sont noyés dans une dolosparite azoïque, de texture Idiotope S de Gregg et Sibley (1984). Le microfaciès correspond à une intradolosparite à intradolomicrosparite.

La lithification des sédiments en zone supralittoral, dans des conditions réductrices, donne naissance à de minces croûtes noirâtres. La couleur foncée, est liée à la présence de matière organique prise dans la maille des cristaux. Ces croûtes peuvent subir une fragmentation totale créant ainsi des brèches de couleur foncée (*In Souhel, 1996, p.53*)

Ce faciès témoigne d'une lithification précoce en domaine supralittoral ( Purser, 1980, Strasser et Davaud, 1983).

#### F-7 : Dolomies en plaquettes ou dolomies marneuses

Il s'agit d'un faciès de couleur gris ou jaune, le plus souvent azoïque et sans structure sédimentaire et à débit en plaquettes. Ces micrites / microsparites ou dolomicrites / dolomicrosparites à dolosparites avec présence parfois de traces de pseudomorphoses, alternent fréquemment avec des marnes vertes lagunaires ou des argiles rouges.

Par corrélation à ce qui se passe actuellement dans le golfe persique, ce type de faciès caractérise des milieux supralittoraux des environnements côtiers en climat aride (Sebkha).

#### F-8 : Brèches

Ce faciès caractérise dans la majeure partie des successions le sommet des séquences. Il présente des épaisseurs très variables de l'ordre de quelques centimètres à quelques décimètres, et d'aspect parfois ferruginisé. Les éléments bréchifiés, de nature et de taille variables, correspondent le plus souvent soit 1) à des dolomicrites à pseudomorphose ou 2) des dolomicrites à laminites algaires ou / et mécanique. Ils sont noyés dans un ciment dolomicrosparitique à dolosparitique avec ou sans trace de pseudomorphose.

Ce phénomène, est la conséquence de l'érosion ou de démantèlement des sédiments précocement lithifiés, soumis rapidement à l'émersion dans l'étage supralittoral. La présence parfois de traces de pseudomorphose, témoigne de l'aspect aride et chaud du milieu, comparable à ce qu'on connaît actuellement dans le golfe persique en milieu de sebkha (Purser, 1983).

F-9 : Marnes rouges/ argiles rouges

Ce sont des marnes de couleur rouge, admettant parfois quelques passages de marnes de couleur vertes et des intercalations de minces croûtes calcaires. D'apparence azoïque à l'affleurement, ces sédiments meubles, présentent des épaisseurs variables de l'ordre 0,10 m à 3 m et intercalent parfois des horizons de paléosols.

Des études sédimentologiques des structures d'origine pédogénétique, témoignent d'une longue exposition de sédiments aux agents aériens.

Des faciès similaires dans le Purbeckien du Jura, (Deconinck et Strasser, 1987; In Souhel, 1994, p?54), ont été étudiés en détail. Il semble que la mise en place de ce type de faciès, résulte d'une longue exposition en milieu aérien avec des imprégnations épisodiques par des eaux marines.

### Interprétation :

Dans l'ensemble-1, la succession lithologique est dominée par les faciès F-2, F-7, F-9, cela atteste d'un dépôt dans un milieu côtier supralittoral avec de rare influence médiolittoral surtout à la base de la série. La présence dans cet ensemble, des indices de confinement (dolomitisation précoce et pseudomorphose), est en faveur des milieux côtiers de type sebkha

#### Ensemble-2 :

Le terme basal de cet ensemble se caractérise par la présence de cinq types de faciès : F-2, F-4, F-1-1, F-7 et parfois F-9. Certaines successions décrivent des séquences élémentaires F-2 → F-1-1 → F-4 → F-7 à la base (d'épaisseur 0,50 m à 1m), qui témoignent d'une évolution à tendance régressive allant des milieux infralittoraux-médiolittoraux vers des environnements supralittoraux, caractérisant les milieux marins côtiers. Vers le sommet, s'observe cependant la dominance des faciès médiolittoraux et supralittoraux. L'absence ici d'indice d'évaporation intense, en climat aride, suggère des environnements de types estrans tidaux (à climat humide).

Dans la réalité, la présence du phénomène de dolomitisation pénécontemporaine, laisse supposer la présence des saumures qui semblent venir probablement des séries sus-jacentes.

Le terme médian et le terme supérieur, formés respectivement par les faciès F-9 et F-7, suggèrent des environnements supralittoraux.

#### Ensemble-3 :

La succession dominante de cet ensemble, se compose des faciès oolithiques (F-1, F-1-1, F-1-2) et de quelques faciès bioclastiques et de laminites. La moitié inférieure, montre quelques petites séquences métriques, où alternent les faciès F-1 → F-2, F-3 → F-2 → F-7. Ces évolutions traduisent des séquences à tendance régressive depuis l'infralittoral vers le supralittoral. Vers le sommet, les faciès F-1-3, indices des milieux médiolittoraux, dominent.

La dernière séquence est coiffée par une discontinuité sédimentaire, celle-ci se matérialise par une surface à muds-cracks, qui témoigne d'une émergence prolongée à l'air libre.

Le sommet de cet ensemble, se caractérise par la présence des faciès bréchiques (F-8), indices des milieux supralittoraux, qui alternent avec des marnes rouges à paléosols (F-9), et qui assurent le passage progressif à la formation détritico-fluviale de dominance fluviale.

### Remarque :

Malgré la présence de phénomène de dolomitisation, les structures et la nature des éléments figurés sont parfois discernables et constituent de précieux marqueurs sédimentaires, permettant de suivre les évolutions séquentielles. Les éléments caractéristiques identifiés dans cette formation, caractérisent

des milieux de dépôt littoraux analogues aux milieux de type sebkha du golfe persique (Purser, 1980). Les marqueurs classiques de ces milieux sont par exemple : pseudomorphose de gypse, laminites, stromatolithes, birds-eyes, brèches de dissolution, ...). La conservation des structures suggère le caractère pénécontemporain de la dolomitisation. Cette dernière, se caractérise par la formation des cristaux de petite taille qui diffèrent selon la composition original de la roche qui va subir alors une substitution. Par corrélation avec l'actuel, ce type de dolomitisation précoce des boues calcaires s'observe en climat aride désertique aux interfaces eaux continentales, eaux marines et notamment dans les environnements de type sebkha ( Cf. Purser, 1983). Ce type de dolomitisation peut intéresser tout le banc ou de préférence le sommet de la série. Nous avons remarqué que, la conservation des structures originelles de la roche, varie au sein des séries dolomitisés, cette variation dans la qualité de conservation peut être liée probablement au degré de la concentration des milieux en saumures.

Le plus souvent, les séries sédimentaires subissent une dolomitisation secondaire ou tardive, celle-ci se caractérise par l'épigénisation de toutes les structures originelles de la roche, et par des phénomènes de recristallisation, qui selon le degré donne des roches à aspect saccharoïde. En revanche, le degré d'épigénisation est en relation directe avec la nature et la taille des éléments figurés et du liant. Des études détaillées dans ce domaine pourront dans l'avenir apporter des explications.

En terme de cet essai de caractérisation des paléoenvironnements, il semble que les différents termes sédimentaires (faciès), ainsi que les différents domaines sédimentaires reconnus, sont disposés sur la partie proximale d'une rampe carbonatée qui s'approfondit progressivement vers le centre du bassin. Les indices sédimentologiques et biologiques montrent que les sédiments de la formation d'Id Ou Moulid se sont déposés dans la partie littorale de cette vaste rampe carbonatée, à climat chaud souvent de dominance aride à la base (Milieu de type "sebkha") évoluant vers un climat chaud et humide vers le sommet de la formation (estran-tidal et lagunes de zone humide).

A l'est de cette localité, les sédiments de cette formation carbonatée se réduisent (5 m d'épaisseur, localité Oumssissene Est) et sont remplacés, en partie par, le dépôt de sédiments de plus en plus proximaux (margino-littoraux à dominance argileuse) en liaison avec la diminution de la subsidence vers l'est et le nord-est du bassin.

### Réflexions/Discussion : Evolution sédimentaire

Les sédiments de cette période d'origine marine, témoignent de l'installation des premiers indices marines, qui transgressent sur les sédiments détritiques du Trias. Les études que nous avons menées, témoignent de l'installation et de l'ouverture progressive des milieux depuis la base vers le sommet. La transgression de la mer pendant cette période, d'extension générale, paraît liée à deux événements majeurs, l'un peut correspondre à la deuxième accréation océanique de l'Atlantique centrale pendant le Toarcien, l'autre peut être lié à une hausse eustatique à l'échelle globale ou à une augmentation de la subsidence générale à l'échelle du bassin. Des études de la subsidence n'ont pas mis en évidence une telle augmentation, tandis que de point de vue eustatique, pendant cette période, s'enregistre une tendance à la régression. Donc, il semble que la tendance transgressive dont témoigne la pile sédimentaire pendant le Toarcien est la conséquence de l'évolution de l'Atlantique centrale.

L'évolution des paléoenvironnements de la formation Id Ou Moulid, traduit des cycles sédimentaires qui se succèdent depuis la base au sommet. Elle **est l'expression de 3 cycles transgression-regression** :

\*La première étape, montre une évolution transgressive progressive, par le remplacement des milieux continentaux de la formation triasique, par des sédiments margino-littoraux de la base de la formation Id Ou Moulid, d'âge jurassique. Cette tendance, devient ensuite régressive, par la dominance des milieux supralittoraux vers le sommet de l'ensemble-1.

\*La deuxième étape transgressive puis régressive, débute par une certaine ouverture du milieu où dominant des environnements médiolittoraux, couronnée par une surface durcie bien continue dans les affleurements, suit ensuite une phase de comblement (évolution régressive), cette dernière commence après une nette discontinuité sédimentaire (Hard-ground), avec l'arrivée et la dominance des argiles et des dolomies évaporitiques des milieux supralittoraux.

\*La troisième étape, dénote l'installation des environnements plus marins avec la dominance des milieux infralittoraux qui caractérisent plus que la moitié de l'ensemble-3 et qui suggèrent un approfondissement dans les milieux de sédimentation. Elle se poursuit une tendance à la régression avec la dominance des faciès médiolittoraux, qui évoluent progressivement à des milieux supralittoraux, puis à des environnements continentaux (Formation sus-jacente: Fm. Ameskhroud).

### **3-3-Formation Ameskhroud**

Dans cette unité lithologique plusieurs types de faciès ont été répertoriés (fig. 27)

-F-1 : Faciès microconglomératique, à granulométrie grossière, souvent mal classé et à taille allant de quelques millimètres jusqu'à des dimensions de 5-7 cm. Les bancs à base érosive et de forme lenticulaire, se caractérisent par :

- une structure interne parfois désorganisée ou, présentant une stratification oblique, arquée et entrecroisée. Cette dernière n'est le plus souvent observable qu'au sommet de certaines lentilles.

- des éléments figurés généralement roulés, issus de l'érosion des terrains sous-jacents (socle), représentés par des quartzites, des schistes et des pélites.

- des dimensions variables allant de 2 à 10 m de largeur et de 0,20 à 3 m d'épaisseur.

-Interprétation : ces microconglomérats correspondent aux dépôts résiduels qui tapissent la surface érosive du fond de certains chenaux.

-F-2 : Microconglomérat de cône distal : ce type de faciès se montre intercalé au sein des sédiments argileux, il se caractérise par sa base érosive, une structure interne souvent désorganisé ou, parfois présence d'un litage grossier en auge (chenaux mineurs imbriqués), éléments figurés généralement peu usés et mal calibrés (graviers de taille variable cm à dm). Ce sont des faciès solitaires ou superposés au sein de la série, l'épaisseur des bancs est variable (0,40 m à 3 m)

Ces microconglomérats sont interprétés, comme témoin de rivières en "tresse", caractéristique de la partie avale d'un cône (In Souhel, 1996)

-F-3 : Faciès conglomératique : il s'agit de bancs désorganisés et consolidés, formés de galets de taille centimétrique à décimétrique, généralement très mal usés et de natures variables : graviers, quartzites, schistes.

Ce type de faciès caractérise la proximité des zones montagneuses.

-F-4 : Faciès gréseux à stratification horizontal : au sein de ce complexe détritique, quelques niveaux gréseux semblent succéder aux bancs microconglomératiques, il s'agit de banc gréseux, d'épaisseur 0,30 à 0,80 m à base nette, plane ou légèrement ravinante, la structure interne peut être massive, 1) soit pourvue d'un litage horizontal, ou légèrement penté; 2) soit finalement à litage oblique plan ou arqué.

Ce type de faciès caractérise les dépôts fluviaux de type méandrique.

-F-5 : Grès à terriers verticaux : il s'agit de niveaux gréseux qui s'intercalent occasionnellement au sein de cette série, et possédant les caractères suivants :

- grès à grain fin avec quelques passées plus grossières de forme lenticulaire.

- des figures de rides de forme dissymétriques.
- sommet du banc à terriers verticaux et à traces de déplacement.

La présence d'indices des milieux marins suggère une origine littorale à ces grès

-F-6 : Faciès argileux : au sein des faciès détritiques, s'intercalent des niveaux argileux, d'épaisseurs variables de quelques centimètres à quelques mètres (0,10 à 3 m). Ils se caractérisent par leurs couleurs rouges et leurs granulométries fines, parfois silteuses. Vers le sommet de la série, certains niveaux d'argiles rouges d'épaisseur dépassant les 2 mètres, intercalent des argiles verdâtres à probables débris organiques (bois carbonisé, bois silicifié.....). Ce faciès semble terminer les séquences élémentaires, et caractérise des milieux fluviatiles: plaine d'inondation.

-F-7 : Faciès dolomitiques : ce sont des dolomies le plus souvent gréseuse de texture rudstone ou wackestone, admettant quelques traces de fossiles de type thalassinoïdes ou à perforations. Ces faciès témoignent de l'influence marine et d'un dépôt dans des milieux littoraux, de l'étage médiolittoral à infralittoral.

-F-8 : Marnes gypsifères, ce sont des faciès interprétés comme des dépôts des milieux lagunaires (supratidales, sebkha).

#### Interprétation séquentielle

\*La base de la série, se caractérise surtout par la dominance des faciès F-3 et F-2. L'association de ces faciès paraît lié à l'interférence de deux types de milieux.

Les faciès conglomératiques correspondent à des dépôts des éventails alluviaux, déposés aux pieds des zones montagneuses. Ces faciès peuvent témoigner de la proximité des zones montagneuses, soumises à une activité tectonique, également sont la conséquence de changements rapides dans les conditions climatiques.

Les faciès microconglomératiques de cônes distaux, correspondent à des dépôts d'éventails, déposés dans la partie médiane à distale du bassin versant (édifice de piedmont).

Latéralement à cette localité, il semble que les faciès conglomératiques des cônes alluviaux se réduisent voire disparaissent, cela suggère que le drainage des matériaux se fait selon des positions privilégiées, probablement en bordure des massifs montagneux soumis à une tectonique active.

\*Dans la moitié supérieure du membre-1, l'enchaînement des divers termes (F-1, F-4, F-6) suggère des séquences élémentaires granodécroissantes allant des microconglomérats à la base jusqu'au des argiles des plaines d'inondation au sommet.

Il s'agit d'une séquence d'accrétion latérale, d'épaisseur 2 à 3 m, de type fining-upward, dite de "point-bar", qui traduit les diverses phases de vie d'un chenal fluviatile depuis sa création jusqu'à son comblement final.

En résumé, les dépôts du membre-1, montrent une évolution sédimentaire débutant par le dépôt des éventails alluviaux, vers des milieux fluviatiles méandrique vers le sommet.

La nature des dépôts, indique que le secteur étudié occupait une position proximale, dans un système de transit ouvert vers l'ouest. La zone nourricière, plus proche, semble provenir du Massif du Tichka (massif ancien du Haut-Atlas).

Dans le membre -2, la présence de sédiments mixtes carbonatés et détritiques témoigne d'un dépôt dans des milieux marins côtiers. A la base, les dolomies gréseuses à fréquentes traces de fossiles de Thalassinoïdes et des fragments de lamellibranches et d'oursins, et la présence de silstone et de grès à terriers verticaux, suggèrent des environnements littoraux (estran- tidal = tidal- flat). La présence des bioclastes marins et la présence des Thalassinoïdes sont le plus souvent placés dans des milieux médiolittoraux inférieurs (Miller et Knox, 1985, *In* Floquet, 1991, p.128).

Vers le sommet de ce membre, l'alternance des marnes d'origine lagunaire avec des microconglomérats blancs, témoigne de l'installation des milieux littoraux soumis à des apports continentaux plus accentués qu'à la base de ce membre. Il apparaît que la succession des termes va des marnes gypsifères, des milieux lagunaires, vers des grès ou des grès microconglomératiques, décrivant des séquences granocroissantes, cela suggère que les dépôts détritiques gagnent par contact brutal sur les dépôts lagunaires. Cette évolution est similaire à celle qui est observée actuellement (estuaire de la Gironde, anse de la Coubre, Allen *et al.*, 1981; In Chamley, 1988) et qui reflète des milieux de dépôt littoraux en cas de régime transgressif : dépôt de plages sableuse en cas de régime transgressif (ou estrans tidaux "tidal flats" soumis à un climat aride, com. Orale, Souhel).

L'évolution verticale de ce membre, suggère une évolution à tendance régressive, du fait de l'augmentation de la taille et de pourcentage des éléments détritiques vers le sommet qui semble accentuer le remblayage des aires sédimentaires. En revanche, l'évolution générale de la formation d'Ameskhroud depuis la base à son sommet reflète une tendance à l'ouverture depuis des dépôts de cônes alluviaux jusqu'à celle des environnements littoraux.

L'évolution verticale de la formation Ameskhroud depuis des milieux fluviatiles à la base jusqu'à des milieux littoraux au sommet, peut être mis en relation avec un approfondissement relatif des milieux en même temps qu'un recul relatif de flux terrigène.

Remarque : Evolution sédimentaire

En conclusion, dans ce secteur l'évolution des environnements depuis la base jusqu'au sommet révèle d'une ouverture des milieux suivit d'une relative phase de comblement vers le sommet. Cette évolution (mésoséquentielle) est également observée dans d'autres localités ce qui témoigne de son aspect général, en relation directe avec l'évolution géodynamique du bassin (cf. partie Géodynamique).

En revanche la tendance générale (évolution mégaséquentielle) du remplissage sédimentaire correspond à une période d'approfondissement, marquée depuis la base de la formation Ameskhroud jusqu'à la base de la formation Oumssissene. L'évolution sédimentaire de la formation Ameskhroud montrerait une évolution des milieux, depuis des dépôts de cônes alluviaux puis fluviatiles pour la partie inférieure de la formation jusqu'à des milieux marins littoraux pour sa partie supérieure. L'influence marine timide vers le sommet de la formation s'accroît progressivement avec le dépôt des sédiments carbonatés de la formation sus-jacente (Fm. Oumssissène, nouvelle formation), cette tendance à l'approfondissement se matérialise donc avec l'augmentation de pourcentage des dépôts carbonatés et des organismes marins et la diminution des arrivées silicoclastiques dès la base de la formation Oumssissene.

### **3-4-Formation Oumssissene**

Au sein de cette unité lithologique, plusieurs types de faciès sont inventoriés (fig. 28), certains d'entre-eux ont été déjà décrits lors de l'étude de la formation Id Ou Moulid.

Parmi les principaux nouveaux faciès de cette unité, on cite :

F-3-1 : Dolomies calcaires bioclastiques

Il s'agit d'une dolomie calcaire d'aspect massif et à abondants fossiles tel des lamellibranches, gastéropodes, quelques coraux et oursins. Le microfaciès secondairement dolomitisé, correspond à une dolosparite / dolomicrosparite à bioclastes et à fantômes de lituolidés et à traces d'organismes constructeurs (coraux, serpules etc...).

L'aspect massif, la biophase et l'absence des structures sédimentaires liées à l'action des vagues, montrent que ce sédiment s'est déposé dans un milieu marin de type barre bioclastique infralittoral (proximité de la zone littorale).

F-3-2 : Dolomies gréseuses



Il s'agit de dolomies gréseuses qui surmontent les dolomies bioclastiques, le microfaciès correspond à une grainstone à rudstone, à débris de bioclastes et à abondantes vacuoles de dissolution. Ces dolomies présentent parfois des accumulations d'éléments détritiques et sont de structure lenticulaire et oblique. La texture grossière, la lithologie et la biophase, suggèrent un milieu de dépôt dans des milieux littoraux à proximité des plages sableuses.

Le passage des faciès bioclastiques vers des faciès à influence détritique témoigne de la progradation des apports continentaux, précurseur de l'installation du régime régressive.

#### F-3a : Calcaires lumachelliques

C'est un calcaire fossilifère à macrofaune variée (lamellibranches, oursins, gastéropodes, crinoïdes, brachiopodes, nautilus, etc.). Le microfaciès est une wackestone à débris de macrofaunes et à microfossiles dont des foraminifères benthiques et des algues dasycladales.

D'après le biofaciès et le lithofaciès et en absence de structures sédimentaires liées à l'action des vagues et de structures diagénétiques, il semble que ce terme s'est déposé dans des environnements infralittoraux ouverts, sur une rampe carbonatée.

Ce faciès est l'équivalent du faciès F-3 qu'on a décrit antérieurement, l'abondance des organismes de mer ouverte suggère des milieux marins plus ouverts sur le large

#### F -10 : Marnes vertes

Ce sont des mudstones de couleur verte à jaune, à lamellibranches (différents genres et de taille variable), gastéropodes, oursins et à rares bryozoaires. Les lavages révèlent la présence de la microfaune de mer ouverte (lenticulines) et des foraminifères à tests agglutinés.

Le lithofaciès, le biofaciès et l'absence des structures sédimentaires liées à l'action des vagues, montrent que ces sédiments sont déposés dans des milieux ouverts aux influences du large, de faible énergie de l'étage infralittoral distal

### Interprétation :

En fonction des caractéristiques de faciès, la formation Oumssissene peut être subdivisée lithologiquement en 6 ensembles lithologiques, ainsi depuis la base au sommet, se succèdent les principaux milieux sédimentaires (fig. 28) :

-Ensemble -1 : As1-As3 : ce premier ensemble, représente le terme de passage entre une sédimentation détritique vers une sédimentation carbonatée Il s'agit d'une unité composée de deux types de faciès (marnes gypsifères et dolomies calcaires marneux ou / et en plaquettes). Ces types de faciès suggèrent des milieux littoraux à climat chaud et humide de l'étage supralittoral, rarement médiolittoral.

-Ensemble-2 : As4-As14 : ce terme témoigne d'une hétérogénéité de faciès dont les plus abondants sont :

F-3 : calcaires bioclastiques, F-4 : laminites algaires, F-2 : calcaires à pellets, F-8 : brèches. A la base de cet ensemble, s'identifie une séquence métrique de comblement allant des milieux infralittoraux vers des milieux médiolittoraux (F-3→F-4), suivi d'une autre séquence à tendance régressive plus épaisse que celle de la base allant des milieux infralittoraux- médiolittoraux vers des environnements supralittoraux (F-3→F-2→F-4→F-8). Ces deux séquences sont limitées à leur sommet par des surfaces de discontinuités d'émergence (surface à mud-cracks). L'absence des structures diagénétiques en faveur des milieux de type "sebkha" et la présence des indices des milieux littoraux, suggèrent des milieux littoraux de type estran-tidal à climat humide. Vers le sommet de cet ensemble, s'identifie des faciès des milieux médiolittoraux à supralittoraux décrivant également des séquences de comblement d'épaisseur décimétriques (F-2→F-4→F-8), à fréquents indices de circulation des saumures des environnements de type "sebkha".

-Ensemble-3 : As15 - As17 : dans ce terme à affleurement discontinue, les faciès identifiés (marnes jaunes, calcaires à pseudomorphoses et foraminifères, des brèches) suggèrent le développement dans des milieux de type "sebkha".

-Ensemble-4 : As-18 - Os.P-Q : il représente le terme le plus marin de la formation, au sein de cet ensemble, s'identifient 4 principaux types de faciès : F-3, F-3a, F-2, F-4, F-10 (marnes marines à Lagénidés), des dolomies secondaires (F-11/F-8). Les agencements des faciès suggèrent la dominance des termes marins infralittoraux, où prolifèrent pour la première fois des organismes de mer ouverte tel des brachiopodes, des oursins et de rares foraminifères à tests hyalins. Au sein de ces termes (des milieux infralittoraux), s'individualisent quelques fois des termes médiolittoraux et supralittoraux. Cet ensemble est encadré par deux surfaces de discontinuités (surface d'émersion). Les caractéristiques lithologiques et biologiques, renseignent en général d'un dépôt dans des milieux littoraux à climat humide, installés sur la partie proximale d'une rampe carbonatée. La présence parfois des indices en faveur des milieux de type sebkha, témoignent des (phases d'aridité) changements climatiques.

Ensemble-5 : Os.O - Os.H : il s'agit d'un ensemble marno-dolomitique, à dominance de faciès (F-7, F-2) supralittoraux et médiolittoraux, les termes infralittoraux sont peu fréquents (F-3, F-2?). Des séquences décimétriques de comblement s'observent au sein de cet ensemble, suggérant des milieux marins littoraux souvent sous climat humide (estran-tidal), les quelques phases d'aridité qui alternent sont responsables de certaines concentrations en saumures (faciès de type "sebkha").

Ensemble-6 : Os.G - Os.A : La succession dominante de cet ensemble se compose des faciès bioclastiques et gréseux, il s'agit de dolomies bioclastiques parfois à coraux et serpules (F-3-1, F-3-2) qui évoluent progressivement vers le sommet à des faciès gréseux et bioclastiques. Ces faciès témoignent des milieux littoraux (barres littorales bioclastiques et grès de plage). La base montre quelques petites séquences métriques où alternent les faciès F-3 (dolomies/calcaires bioclastiques)→F-4→? F-8. Ces évolutions traduisent des séquences à tendance régressive, depuis l'infralittoral vers le supralittoral.

### Evolution à l'échelle de la formation:

Les variations des environnements sédimentaires au sein de cette formation, dénotent des cycles transgression-régression qui sont la conséquence des variations des facteurs d'ordre locaux et / ou régionaux.

\*La première étape montre une évolution transgressive progressive, par le remplacement des milieux fluviaux ou / et marin côtier de la formation sous-jacente, par des sédiments margino-littoraux de dominance médiolittorale et supralittorale à la base de la formation d'âge jurassique moyen. Cette tendance devient ensuite à tendance régressive par la dominance des milieux supralittoraux vers le sommet de l'ensemble-2.

L'ensemble-3 à dominance de faciès proximal témoigne d'une tendance au comblement et d'une légère diminution des influences marines vers le sommet du Bathonien supérieur.

\*La deuxième étape largement transgressive démarre par un approfondissement des milieux, où dominant les termes infralittoraux. Au sein de cet ensemble (ensemble-4), s'individualisent deux séquences de comblement, limités à leur sommet par des discontinuités d'émersion. Pendant cette période (Callovien inférieur-Callovien moyen p.p.), s'est installé les termes les plus marins pour la période jurassique.

L'ensemble 5 : au sein de cet ensemble domine des termes médiolittoraux et supralittoraux, cela témoigne d'une tendance au comblement.

L'ensemble-6 : généralement plus marin que l'ensemble-5, suggère une deuxième étape transgressive puis régressive, la base de cet ensemble généralement plus marin que l'ensemble-5,

début par une certaine ouverture du milieu où dominent des environnements infralittoraux (barre infralittorale), suit ensuite une phase de comblement (évolution régressive), avec l'arrivée du matériel détritique qui inaugure une longue phase régressive qui va durer depuis l'Oxfordien supérieur jusqu'au Kimméridgien.

### **3-5-Formation Imouzer**

Les analyses sédimentologiques, témoignent de la présence de deux grands types de faciès, évaporitico-dolomitiques et détritiques.

La base de la formation laisse apparaître des dépôts gréseux à laminations parallèles et à quelques terriers des milieux marins littoraux à apports détritiques (platier sableux médiolittoral ?). Ce sont des grès fins à moyens en petits bancs (10 à 40 cm), montrant parfois des rides en général d'oscillations, quelques fois de courant (à litage horizontal).

Le passage au terme suivant est rapide, la sédimentation se caractérise par l'installation des faciès margino-littoraux, avec le dépôt des termes médiolittoraux et supralittoraux des milieux de type sebkha (argiles rouges et vertes sebkhaïques, dolomies laminées à pseudomorphoses, et brèches,.....).

Vers l'est et le nord-est de la région étudiée, les caractères lithologiques témoignent de l'installation des milieux deltaïques (Medina, 1989). Cette évolution des paléoenvironnements pendant cette période, témoigne du phénomène de la progradation des terrigènes depuis les parties les plus proximales vers le centre du bassin.

### **4-Attribution stratigraphique**

Dans ce secteur, les études micropaléontologiques détaillées que nous avons menées dans deux coupes (Oumssissène-W et Oumssissène Est), nous ont permis de procéder à un premier inventaire micropaléontologique. Cette dernière, s'est soldée, pour la première fois à l'échelle de secteur étudié voire à l'échelle de la région, par l'identification et la découverte de foraminifères et d'algues dasycladales. Depuis les premiers travaux et jusqu'au 2002, hormis l'étude micropaléontologique entreprise par L. Brun, 1962, dans la région d'Imi-N'Tanout, axée sur la base de la série, aucun inventaire complet des microfossiles n'a été réalisé (excepté les récents travaux biostratigraphiques détaillés de Bouaouda, 2002b, Bouaouda *et al.*, 2004). Selon cet auteur, la base de la série (équivalente à la Fm Oumssissène) peut être attribuée au Callovo-Oxfordien sur la base de : *Pseudocyclamina lituus* forme  $\alpha$ , *Valvulinella* aff. *jurassica*, des valvulinidés, des débris d'ostracodes, de brachiopodes et des mollusques (oued Irohalène, sud-ouest d'Imi-N'Tanout, Brun, 1962, p.93-94).

L'inventaire des microfossiles nous a permis d'identifier des assemblages organiques qui se succèdent toujours dans le même ordre à la fois à l'échelle des deux coupes que nous avons étudiées ici à Imi-N'Tanout et aussi dans les coupes de jurassique des régions du Mouissat (Jbilet occidental).

Nos études micropaléontologiques ont permis de définir des assemblages organiques à base de foraminifères benthiques et d'algues dasycladales qui ont servi à l'établissement d'une échelle biostratigraphique. Cette échelle, en outre de sa valeur locale, possède une valeur régionale puisque les différents assemblages définis ici à Imi-N'Tanout se retrouvent et se complètent ailleurs dans les affleurements jurassiques des Jbilet. Ceci n'implique pas que toutes les biozones se corrélaient parfaitement et facilement. Les difficultés qui surgissent, résultent essentiellement des variations de faciès qui provoquent parfois la disparition de quelques taxons considérés comme caractéristiques ou, d'une mauvaise préservation qui n'autorise pas souvent des déterminations spécifiques fiables, et / ou dues à des lacunes sédimentaires ou à des lacunes d'observations. La confrontation des données biostratigraphiques à la fois d'Imi-N-Tanout et de Jbilet occidental nous amènent d'établir une biozonation applicable à l'échelle de la bordure du bassin depuis El jadida jusqu'au Agadir. Les

arguments, les discussions ainsi que les interprétations chronostratigraphiques des biozones sont détaillées dans la partie réservée à la biostratigraphie.

#### **4-1-Fm Id Ou Moulid**

Les sédiments de cette formation ont livré une association micropaléontologique à base d'algues dasycladales et de foraminifères dont : *Sarfatiella dubari*, *Pseudocyclammina* cf. *liasica*, *Ammobacculites* sp., *Sarfatiella* n. sp., *Mesoendothyra* sp., associées à de rares sections d'*Ophthalmidium* sp., *Cayeuxia* sp., *Girvanella* sp. Cet assemblage se corrèle avec la biozone à *Pseudocyclammina* cf. *liasica* définie dans les affleurements du bassin d'Essaouira et d'Agadir (ouest du bassin), attribuée au Toarcien supérieur-Aalénien basal (Bouaouda, 1987, 1993, et dans ce travail, voir volet Biozotation).

Vers l'ouest du bassin d'Agadir, les microfossiles de cette biozone s'associent à des brachiopodes d'âge toarcien-aalénien (Ambroggi, 1963), ou d'âge toarcien supérieur (Adams *et al.*, 1980).

Dans le bassin atlantique marocain, et plus précisément dans les séries jurassiques du bassin d'Agadir, la coexistence de l'espèce guide avec *Mesoendothyra croatica* et d'abondantes sections de *Sarfatiella dubari* vers le sommet de la formation d'Id Ou Moulid, permet de rapporter la biozone au Toarcien supérieur-Aalénien basal.

Dans le bassin atlantique marocain, l'espèce *Pseudocyclammina liasica* s'associe à des brachiopodes d'âge au moins toarcien supérieur. Cette constatation permet de déduire que la limite supérieure d'extension de cette espèce peut atteindre le Toarcien supérieur voire l'Aalénien basal dans le bassin atlantique marocain. Dans l'état actuel de nos connaissances, cette espèce est considérée comme marqueur stratigraphique du Lias et ses limites sont précisées stratigraphiquement. Ainsi, la limite inférieure de son extension est rapportée au Domérien moyen dans le Haut atlas central? marocain grâce à la découverte latéralement de *Seguenziceras* cf. *algovianum* OPPEL (Septfontaine, 1984), la limite supérieure est datée du Toarcien inférieur grâce à la découverte d'une ammonite en Arabie Saoudite (*Bouleiceras* (zone à *Serpentinus*, Enay *et al.*, 1987; In Bassoullet, 1996, p. 296).

La confrontation des données biostratigraphiques et paléogéographiques nous amène aux conclusions suivantes

- Il semble que la formation Id Ou Moulid est d'âge toarcien supérieur.
- Le sommet de la formation Id Ou Moulid n'atteint pas l'Aalénien basal du fait d'un changement dans l'évolution sédimentaire du bassin.
- à partir de l'Aalénien basal, s'installe une sédimentation détritique qui inaugure le début d'une phase régressive qui prograde progressivement vers le centre du bassin.
- les sédiments littoraux de la formation Id Ou Moulid témoignent d'une tendance à l'ouverture des milieux, dont la conséquence est l'augmentation de l'étendue du bassin et l'homogénéisation de la sédimentation avec le dépôt de faciès évaporitico-carbonatés.
- cette première ingression marine d'âge toarcien supérieur, est suivie d'une régression marine débutant vers les bordures du bassin à partir de l'Aalénien basal. Cet événement majeur est souvent souligné par des contrastes lithologiques et le changement radical des conditions de sédimentation et de paléomilieux.

#### **4-2-Formation Oumssissene**

Comme nous l'avons signalé ci-dessus, cette nouvelle formation s'est demeurée riche en microfossiles. L'inventaire micropaléontologique quasi-exhaustif à servi à l'établissement d'une échelle microbiostratigraphique, qui a permis d'apporter de précieuses indications stratigraphiques (Bouaouda, 2002b).

Depuis la base au sommet, plusieurs assemblages de microfossiles, caractérisent la série jurassique (Bajocien/ Bathonien-Oxfordien supérieur) :

#### Biozone à *Pseudocyclammina maynci*

Les sédiments de la base de la formation ont livré une association de microfossiles qui ont permis de définir la biozone à *Pseudocyclammina maynci*. Elle se caractérise par l'apparition des premières sections de *Pseudocyclammina maynci*, associée à la base à *Limognella* cf. *dufaurei* PELISSIE & PEYBERNES, 1982, *Amijiella* cf. *amiji* (HENSON), 1948, *Siphovalvulina* sp. et à des coprolithes de crustacés. Cette biozone est attribuée au Bajocien supérieur- Bathonien moyen (Bouaouda, 2002b, p. 230).

Cet essai d'interprétation d'ordre stratigraphique nous a permis de mettre en évidence des sédiments marins d'âge bajocien supérieur à bathonien moyen. Ces sédiments ont été attribués antérieurement au Callovo-Oxfordien (Brun, 1962) ou au Bathonien supérieur-Kimméridgien inférieur non subdivisé (Medina, 1989).

#### Biozone à *Praekurnubia crusei*

Dans ce secteur, l'inventaire des microfossiles a permis de mettre en évidence une association à base de foraminifères à tests agglutinés. Elle se caractérise par le début d'apparition des premières sections de *Praekurnubia crusei*. Ce foraminifère est associé à *Pseudocyclammina maynci*, *Pseudoeggerella* cf. *elongata* SEPTFONTAINE, et à quelques rares Mesoendothyridae. Cet assemblage, qui définit la biozone à *Praekurnubia crusei*, est attribué stratigraphiquement au Bathonien supérieur (Bouaouda, 2002b, p. 230).

#### Biozone à *Megaporella boulangeri*

Dans ce secteur, la biozone comprend l'assemblage suivant : *Megaporella boulangeri*, *Sarfatiella dubari*, *Paleopfenderina gracilis*, *Ophthalmidium* sp., *Kilianina* sp. et des formes de passage *Praekurnubia-Kurnubia*. L'ensemble est associé à *Pseudocyclammina maynci*, *P. crusei*, *Valvulina* cf. *lugeoni* et à des pseudocyclammines de forme aplatie : *Pseudocyclammina* sp. Vers le sommet de cette biozone, on note une nette diminution de la fréquence et de la diversité spécifique et l'assemblage se réduit aux taxons suivants: *Pseudocyclammina* sp., *P. maynci*, *S. dubari*, *V. lugeoni*, *P* cf. *gracilis* ; et *Praekurnubia-Kurnubia* (faible fréquence).

L'association de l'espèce guide avec d'autres marqueurs stratigraphiques et par corrélation avec l'ouest du bassin a permis de rapporter la biozone au Callovien inférieur (Bouaouda, 2002b, p. 232).

Cet assemblage a été rapporté latéralement, à tort au Kimméridgien inférieur (Jbilet occidental, Deloffre et Beun, 1985).

#### Biozone à *Kurnubia variabilis*

Cette biozone est bien identifiée dans les sédiments de la formation Oumssissene dans des faciès calcaires et marno-calcaires. Le taxon marqueur de la biozone, difficilement séparable des autres formes primitives des *Kurnubia*, se montre associé à d'autres taxons dont les principaux sont : *Ammobaculites* sp. et *Everticyclammina* sp., *Nautiloculina* sp.. On note aussi la présence de *P. maynci*, *Valvulina lugeoni*, *P. gracilis*, *Praekurnubia-Kurnubia*, *Pseudocyclammina* sp., Nodosariidae et de rares sections de dasycladales dont *S. dubari*.

Selon les arguments discutés dans le volet biozonation (cf. *infra*), et d'après les récents travaux d'ordre biostratigraphiques réservés au Jurassique des bordures du bassin (Bouaouda, 2002b, p. 232), cette biozone date la série correspondante du Callovien moyen, sous la zone à *Coronatum* (cf. *Infra*, partie biozonation).

#### Biozone à *Valvulina lugeoni* et *Nautiloculina* sp.

Cette biozone n'est pas bien clairement identifiée dans les faciès carbonatés, généralement dolomités, qui caractérisent le dernier tiers de la formation, dans les affleurements jurassiques de la région d'Imi'N-Tanout. Quelques niveaux non encore totalement dolomités, ont permis d'identifier de rares sections de foraminifères, avec notamment *Pseudocyclamina maynci*, *Pseudocyclamina* sp. et des coprolithes de crustacés (*Favreina*). Des phénomènes de dissolution et de dolomitisation intense caractérisent le niveau équivalent.

Dans sa localité type (Jbilet occidental, coupe de Tlet Irhoud et col d'Iguauguen), cette zone d'intervalle est reportée par encadrement, au Callovien moyen p.p.-Callovien supérieur (Bouaouda, 2002, p. 234-236).

La suite de la coupe, généralement de dominance dolomitique, n'a pas permis d'identifier les deux autres biozones (biozone à *Cylindroporella* cf. *arabica* et la biozone à *Alveosepta jaccardi*), bien définies latéralement dans les affleurements jurassiques des Jbilet occidental, et attribuées respectivement à l'Oxfordien inférieur et à l'Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur p.p. (Bouaouda, 2002b, p. 236).

Dans les bordures du bassin atlantiques marocain, le sommet de la formation Oumssissène n'a pas livré des microfossiles d'affinité Kimméridgien inférieur. Les espèces marqueurs de cet intervalle, identifiées à la fois à Essaouira et à Agadir font défaut dans les affleurements des Jbilet et de Seksaoua, malgré une étude micropaléontologique détaillée à partir d'un échantillonnage serré et rapproché.

#### **4-3-Fm Imouzzer**

Dans ce secteur, la base de la formation généralement gréseuse, n'a pas fourni des microfossiles. Vers le sommet de cette formation, s'observent des faciès dolomitiques qui ont révélé la présence de petits pseudocyclammes, similaires à ceux identifiés dans les parties ouests du bassin d'Essaouira et d'Agadir, dans des niveaux, attribués stratigraphiquement au Kimméridgien inférieur

La base de la formation est en partie ici d'âge oxfordien supérieur, puisque les marqueurs du Kimméridgien inférieur n'ont pas été identifiés au sommet de la formation Oumssissène.

#### **4-4- Bilan**

En terme de ce travail biostratigraphique porté sur les bordures nord-orientaux du bassin d'Agadir, les principaux résultats sont les suivants

\*La formation Oumssissène est datée du Bajocien supérieur à l'Oxfordien supérieur.

\*Mise en évidence pour la première fois d'un Bajocien supérieur d'origine marin vers les bordures du bassin.

\*La formation Id Ou Moulid est diachrone, le sommet n'atteint pas ici l'Aalénien.

\*La formation Oumssissène possède une limite supérieure diachrone, elle se rajeunit vers l'est et le nord-est du bassin.

\*La base de la formation Imouzzer est diachrone, dans le secteur étudié, sa base est plutôt d'âge oxfordien supérieur (voire Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur), au lieu du Kimméridgien inférieur.

### **5-Variations latérales à l'échelle du secteur d'Imi'N-Tanout**

De nombreuses études géologiques et d'observations ponctuelles, effectuées à l'échelle du secteur, nous ont permis de déduire et de suivre l'évolution du remplissage sédimentaire (Tabl. 4).

Ainsi à partir de nos propres interprétations stratigraphiques, tirés à la fois de nos propres analyses biostratigraphiques, de certaines corrections stratigraphiques et de quelques travaux antérieurs, nous apporterons les remarques suivantes :

- la série jurassique semble se réduire en épaisseur vers l'est et le nord-est.
- Les influences marines se réduisent progressivement en s'éloignant du centre du bassin.
- La diminution des épaisseurs des séries, semble non respectée dans les directions des bordures. Cela est la conséquence des événements tectoniques, syn-sédimentaires. Des approfondissements et des épaissements localisés, interrompent le plus souvent la polarité de remplissage sédimentaire.
- Les séries "synrift" deviennent de plus en plus jeunes vers les bordures du bassin.
- Le phénomène de diachronisme caractérise les unités lithologiques :

\*La limite inférieure de la formation Id Ou Moulid est diachrone, elle devient de plus en plus jeune vers les bordures du bassin. Tandis que, pour sa limite supérieure (qui contrairement à la limite inférieure), elle devient de plus en plus ancienne en direction des bordures du bassin.

\*A l'échelle du bassin d'Agadir, la formation Ameskhroud est également diachrone. Il semble que les environnements fluviatiles commencent à s'installer vers les bordures du bassin dès l'Aalénien basal voire dès le Toarcien supérieur (en partie, vers les extrémités les plus proximaux du bassin). Cette sédimentation détritique, prograde ensuite et progressivement vers les parties ouests, et se généralise à partir de l'Aalénien inférieur (partie onshore du bassin d'Agadir). Ce phénomène est lié à l'évolution géodynamique du bassin.

\*contrairement à ce qui était admis jusqu'à présent, la limite supérieure de la formation Ameskhroud, dans le sud-ouest de la région d'Imi'N-Tanout, ne dépasse pas le Bajocien supérieur ou le Bathonien inférieur. A ce sujet, nous aimerons bien signaler, que cette limite était toujours placée à la limite Bathonien supérieur-Callovien (Ambroggi, 1963, Duffaud *et al.*, 1966, Medina, 1989).

\*la formation Oumssissène (nouvelle formation) d'origine marine, se réduit dans le temps et se biseaute latéralement en direction des bordures les plus internes du bassin d'Agadir ; ainsi sa limite inférieure va du Bajocien supérieur au Callovien inférieur, et le toit de la formation peut être daté de l'Oxfordien supérieur p.p. ou Callovien supérieur / Oxfordien inférieur p.p.

\*la formation Imouzzer de dominance détritique, devient plus proximale vers les parties est et nord-est du bassin, et sa limite inférieure diachrone, se rajeunit vers l'ouest du bassin.

## II - Le Jurassique du Bassin d'El Jadida

Avant de passer à présenter la description paléontologique et lithologique du Jurassique des régions des Jbilet occidentaux, nous aimerons bien situer les affleurements étudiés dans leur contexte sédimentaire et structural. D'après, la consultation de plusieurs travaux, les affleurements de la région de Mouissat font partie du bassin d'El Jadida.

Cette partie de la marge marocaine, correspond au segment d'El Jadida (Leroy, 1997, et Ruellan, 1985). Elle s'étale depuis les latitudes d'El Jadida au nord jusqu'à celle de Safi au sud. Il s'agit d'un dispositif morpho-tectonique hérité pour l'essentiel du rifting atlantique.

Pour le bassin d'El Jadida en mer, les informations géologiques qui seront présentées dans le présent travail, se basent surtout sur une synthèse bibliographique des principaux travaux réalisés dans ce secteur, avec cependant quelques remarques et modifications qui ont été apportées aux interprétations chronostratigraphiques (Hinz et al., 1984; Auzende et al., 1983 et 1984; Fenton, 1984 Riegraf, Luterbacher & Leckie, 1984; Ruellan, 1985; Ruellan et Auzende, 1985; Leroy, 1997). En revanche, pour la partie actuellement émergée du bassin des Doukkala (où nous nous réservons (on se limite) seulement à présenter les données des Mouissat), les renseignements présentés ici, sont basés surtout sur de nouvelles données stratigraphiques réalisées dans le cadre d'une récente publication (Bouaouda, 2002b) et dans ce travail, confrontées et complétées avec les principaux travaux de sub-surface et de terrain réalisés antérieurement (Roch, 1930-1950; Gigout, 1951; Petitot, 1959; Huvelin, 1972 et 1977; Medina & Jaffrezo, 1984; Deloffre & Beun, 1985, Witam, 1988??; Leroy, 1997).

**N B :** *Dans le présent travail, nos études ont intéressé surtout la base de la série sédimentaire d'âge mésozoïque affleurante dans le bassin d'El Jadida, depuis les Rehamnas au nord jusqu'aux proximités des Jbilet occidentaux au sud. Cependant dans le présent travail, nous nous limiterons seulement à présenter les données des régions du Mouissat, les données relatifs des bordures septentrionales du bassin d'El Jadida ainsi que leur confrontation avec nos nouvelles données biostratigraphiques et paléogéographiques feront l'objet de nos travaux ultérieurs. (Bouaouda, projet de publication).*

### **A-Bassin d'El Jadida (mer).**

Du fait de l'intérêt que présente la connaissance de la géologie du bassin d'El Jadida en mer, dans les reconstitutions paléogéographiques et géodynamiques, nous allons essayer de présenter ci-dessous un aperçu du remplissage sédimentaire de l'intervalle Lias-Kimméridgien, dont la plupart des informations ont été tirées de quelques travaux antérieurs, principalement de ceux de Ruellan, 1985.

#### **1- Trias- Lias basal**

Les données de forages et de sismique réflexion?, ont permis de déduire la nature de la sédimentation pendant cette période (*in* Ruellan, 1985, p. 223 et 80).

-Dans l'ouest, au pied de l'escarpement actuel (site 546), s'installe un bassin subsident où s'est déposée une épaisse série évaporitique, composée d'halite à interlits de mudstones et de sylvite et de carnalite. Le paléoenvironnement correspond à l'installation d'une mer épicontinentale peu profonde.

Les éléments de datation, bien qu'incertains, ont été fournis par Holser *et al.*, 1984, qui attribuent la série au Permien supérieur à Trias inférieur.



-Dans l'est, sous le plateau de Mazagan (site 544, 547), ont été identifiés des faciès détritiques caractéristiques des environnements continentaux. La base de la série débute avec le dépôt de grès et de conglomérats, surmontée par des mudstones sableuses (argilites sableuses) à intercalations de séries évaporitiques, dolomitiques et silto-gréseuses. Des études palynologiques (Fenton, 1984), ont permis de rapporter cet ensemble au Rhétien-Héttangien.

## **2- Lias inférieur/moyen**

Succédant aux dépôts de la série sous-jacente, la sédimentation correspond au dépôt des faciès carbonatés d'origine marine, représentés par le dépôt de calcaires noduleux parfois à intercalations argileuses, de brèches et de conglomérats calcaires et / ou dolomitiques à éléments de grès feldspathiques. Les caractéristiques sédimentologiques et organiques, révèlent le développement d'une rampe carbonatée à escarpement distal. Les sédiments de base ont été reportés au Lias (Sinémurien-Pliensbachien), sur la base de nannofaune et de foraminifères (Site 547 : *Schizosphaerella punctulata* et *S. astrea*, associés à *Involutina ticinensis* (Schweig), (Bernoulli & Kälin, 1984 in Du Dresnay, 1988). Des études biostratigraphiques plus détaillées, ont permis d'apporter plus de précisions stratigraphiques (W. Riegraf, H. Luterbacher et M. Leckie, 1984), ainsi parmi les niveaux les plus caractéristiques, ces auteurs ont identifié une association microfossifère qui l'ont attribuée au Pliensbachien inférieur. Il s'agit notamment d'un assemblage à base de foraminifères hyalins avec : *Fronicularia paradoxa*, *F. terquemi terquemi*, *F. terquemi dubia*, *F. squamosa*, *Lingulina tenera tenera*, *Lingulina tenera praepupa*, *L. tenera carinata*, et *Marginulina spinata*. Cette association se corrèle en partie avec la biozone à *Involutina liassica* identifiée dans les calcaires à oncoïdes des affleurements du bassin d'Essaouira (Jbel Amsittène), attribuée paléontologiquement et micropaléontologiquement au Sinémurien supérieur-Pliensbachien inférieur (Bouaouda, 1987, 1993, et présent travail : voir volet *Biozonation et lithostratigraphie de la Fm. Arich Ouzla*).

## **3- Dogger**

Dans le large d'El Jadida, des sédiments marins rapportés avec incertitude au Dogger, ont été identifiés uniquement sous le glaciaire (forage 545) et sous le glaciaire continental (forage 547). Deux types de sédimentations se présentent :

A l'est, dans le domaine du plateau (dans le forage 545), l'épaisseur des sédiments déposés demeure indéterminée, cependant la sédimentation se caractérise par le dépôt des calcaires oolithiques ou pelocaux et des grès calcaires. Les éléments remaniés (quartz, gneiss, feldspaths), semblent diminuer vers le sommet de la série et témoignent, d'après l'opinion de Ruellan, 1984, d'une tendance transgressive, et non régressive comme il a été proposé antérieurement (Steiger & Jansa, 1984 in Ruellan, 1985).

A l'ouest de l'escarpement actuel (site 547), s'installe une sédimentation réduite et de type pélagique (ammonites, bivalves et radiolaires). Il correspond au dépôt de 35 m de brèches hétérogènes remaniant des calcaires pélagiques rougeâtres, issus de la pente, de grès en provenance du plateau, de calcaires pélagiques interstratifiés et de calcaires noduleux rougeâtres.

Les premiers 15 à 20 m, à nombreuses hard-grounds ont été rapportés au Lias supérieur (Winteter & Hinz, 1984), tandis que la suite de la série peut être attribuée à l'intervalle Bajocien-Callovien voire Oxfordien.

#### **4- Oxfordien**

Comme pour les sédiments de Dogger, les études réalisées n'ont pas pu caractériser paléontologiquement cet intervalle. En certaines localités, le Dogger et l'Oxfordien sont indiscernables.

A l'est, au site 545, le remplissage sédimentaire témoigne d'une évolution similaire à celle enregistrée pendant le Dogger. Les caractéristiques lithologiques et biologiques suggèrent l'installation d'un milieu marin de faible profondeur.

Vers le nord-ouest, l'installation des milieux marins plus ouverts, de type pélagique et hémipélagique, favorise le dépôt de calcaires bruns profonds avec ou sans apports détritiques et à ammonites, ces sédiments se rapprochent des faciès de l'Ammonitico-rosso supérieur.

En général, les caractéristiques de la sédimentation révèlent l'édification soit d'une plate-forme peu profonde à l'est de l'escarpement ou / et d'une rampe carbonatée, dans un environnement pélagique à l'ouest de l'escarpement.

#### **5- Kimméridgien**

L'instauration de la plate-forme débutée au cours de l'Oxfordien, se poursuit pendant le Kimméridgien et le Portlandien. Les sédiments relevant de la période en question se répartissent sur presque la totalité de domaine marin actuel du bassin d'El Jadida.

Dans le plateau et l'escarpement de Mazagan (forage 545 inclus), se déposent des calcaires néritiques à stromatolithes, des milieux marins littoraux, qui viennent se reposer sur les séries anciennes ou du socle pré-structuré (Steiger & Cousin, 1984; Von Rad *et al.*, 1985 *in* Ruellan, 1985). Les sédiments carbonatés qui constituent l'ossature de la plate-forme, sont des calcaires massifs néritiques, de texture grainstone, packstone, wackstone, à algues, spongiaires, foraminifères et stromatolithes. En général, les calcaires à stromatolithes se développent sur des zones hautes antérieurement édifiées ou issues d'une réactivation tectonique d'âge kimméridgien, et ils sont responsables d'une différenciation sédimentaire de type marin néritique interne (lagunaire) ou externe (faciès ouvert).

La sédimentation carbonatée de type néritique installée à l'est du bassin, se remplace vers l'ouest, au niveau du glacis continental et du bassin actuel par une sédimentation pélagique (22 m) des milieux marins profonds (site 547). Il s'agit de calcaires noduleux verdâtres et brun-rougeâtres, riche en faune pélagique, dont : des ammonites, des radiolaires et des mollusques pélagiques. La présence de brèches et de conglomérats, interstratifiés au sein de la série, témoigne d'une activité tectonique d'âge kimméridgien (Ruellan, 1985, p. 97).

Dans le bassin d'El Jadida, il semble qu'à partir de l'Oxfordien et pendant le Kimméridgien, le remplissage sédimentaire témoigne de l'individualisation de deux grandes provinces paléogéographiques, avec 1) une proximale vers l'est de l'escarpement et 2) l'autre plus distale et franchement pélagique vers les parties ouest. Cela témoigne d'une subsidence plus rapide dans les zones internes (plaine abyssale de Seine et bas de la paléopente continentale glacis actuel) et d'une subsidence beaucoup plus modérée dans les zones externes (escarpement et plateau du Mazagan= escarpement et bordure du plateau de Mazagan). En réalité, dans ces dernières localités, la subsidence elle-même n'est pas uniforme et se caractérise par la formation des microblocs à évolution sédimentaire différente, avec la formation des rides et des grabens.

### **B - Bassin d'El Jadida (terre)**

#### **1-Introduction**

Dans le bassin d'El Jadida, les affleurements du Jurassique sont limités géographiquement, ils sont représentés par des faciès dolomitiques et / ou détritiques dont l'âge est encore incertain. La réduction

de la série d'origine marine, les conditions d'affleurement et les processus diagenétiques intenses, rendent difficile si non impossible des études stratigraphiques détaillées. A l'échelle du secteur, la base de la série mésozoïque, a fait l'objet de nombreux travaux géologiques et paléontologiques, cependant ces études ont abouti à des interprétations chronostratigraphiques différentes. Nous allons exposer les données des principaux travaux réalisés dans le secteur dans le paragraphe "discussion" (comparaison avec les travaux antérieurs) dans laquelle nous présentons une comparaison et une confrontation avec les nouvelles données que nous allons présenter dans le présent travail.

Les études sédimentologiques et micropaléontologiques de quelques affleurements bien répartis à l'échelle du bassin, et sur des séries non encore totalement dolomitisées, nous ont permis d'identifier des microfossiles. La plupart des taxa seront décrits, pour la première fois dans les bordures du bassin atlantique marocain et permettent de proposer des nouvelles attributions stratigraphiques pour la série sédimentaire.

*Les résultats que nous allons présenter, proviennent de l'étude de plusieurs coupes bien réparties dans l'ensemble du secteur. Ainsi, deux sites éloignés entre eux d'environ une dizaine de kilomètres (10 km), ont fait l'objet de cette étude, il s'agit 1) des affleurements jurassiques aux environs de Souk de Tlet Irhoud (Jbilet occidental (Mouissat)), où le jurassique (sous forme de petites collines) constitue la série dominante et 2) des affleurements jurassiques du col d'Iguaguen, où la série mésozoïque, affleure aux environs de la route qui mène de Sebt Gzoula à Tlet Irhoud et puis vers Chichaoua.*

## **2- Description lithologique et biostratigraphique de la région du Mouissat.**

Dans le Jbilet occidental (fig. 2, coupe 5 et fig. 3. coupe n° 14), la série jurassique peut être subdivisée en deux unités lithologiques : une série à dominance de faciès carbonaté (30 à 40 m) qui peut être rapportée à l'intervalle bathonien–oxfordien et une série évaporitique (60 à 80 m) d'âge kimméridgien-berriasien. Dans le présent travail, nous nous intéressons à l'unité inférieure (Dogger–Malm) (Tabl. 5).

Sur le Trias ou le socle paléozoïque se dépose une série jurassique réduite (Tabl. 5). Les affleurements étudiés se situent dans les localités de Tlet Irhoud ( $x=169,3$  et  $y=147,2$ ) et du col d'Iguaguen ( $x_1=170,1$  -  $x_2=171$  et  $y_1=155,6$  -  $y_2=154,3$ ). Les deux coupes étudiées se situent à environ 60 km à 45 km au sud-est de la ville de Safi (route secondaire de Sebt Gzoula à Chichaoua, feuille de Tlet Irhoud au 1/50.000).

Il s'agit d'une série sédimentaire mixte (35 à 40 m), subdivisée en 4 ensembles lithologiques qui sont depuis la base au sommet (Fig. 30):

### **a-ensemble conglomératique (3 à 3,5 m)**

Cet ensemble repose en discordance angulaire sur le socle hercynien (schistes Cambro-Ordovicien), il est constitué d'une alternance de conglomérat et de grès. Les dépôts triasiques affleurent dans les grabens anté-bathoniens.

### **b-ensemble argilo-dolomitique (10 à 12 m)**

Il s'agit d'une alternance de calcaires dolomitiques, d'argiles rouges et de marnes évaporitiques.

-La base est représentée par 1 à 1,5 m de dolomies et de calcaires dolomitiques gréseux (dolomicrosparite à sparite gréseuse), surmontée par des marnes évaporitiques jaunes (0,5 à 1 m).

-1 à 2,5 m de calcaire bioclastique très riche en oursins réguliers, couronné par une surface ferrugineuse. C'est une biomicrite wackstone où l'on trouve les premières sections de *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER, 1967

-3 à 5 m d'argiles rouges et de marnes jaunes.

-1,5 à 2 m de calcaires dolomitiques bioturbés, correspondant à une biomicrite de texture mudstone à wackstone à fragments de lamellibranches, gastéropodes et oursins. La biophase comprend : *Pseudocyclammina maynci*, *Pseudoeggerella elongata* SEPTFONTAINE, 1988, coprolithes (*Favreina*) et les premières sections de *Praekurnubia crusei* REDMOND, 1964. Cet ensemble se termine par un banc de calcaire dolomitique (0,40 à 0,60m) de texture grainstone (oomicrosparite), couronné par une surface ferrugineuse et à nombreuses vacuoles de dissolution.

-1,5 à 2 m d'argiles et de marnes vertes.

### c- ensemble carbonaté inférieur (10 à 12m).

Cet ensemble forme le sommet de la colline dans la coupe de Tlet Irhoud, il correspond à une alternance de marno-calcaires, calcaires bioclastiques et de calcaires dolomitiques.

-2 à 2,5 m de calcaires lumachelliques en bancs de 0,40 à 0,60 m à lamellibranches, gastéropodes, oursins et de rares brachiopodes et céphalopodes (nautilés). Le microfaciès est une biomicrite wackstone à fragments de bioclastes et à nombreux microfossiles dont : *Megaporella boulangeri* DELOFFRE & BEUN, 1986, *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES, *Terquemella* sp., *Paleopfenderina* cf. *gracilis* (REDMOND), 1964, *Pseudocyclammina* sp., *P. maynci*, *P. crusei*, de rares sections de *Praekurnubia-Kurnubia*, *Kilianina*, des Valvulinidae et des lenticulines.

A environ 10 km de nord de Tlet Irhoud, dans la localité d'Iguaguen (coupe-type de Deloffre et Beun 1985), le niveau équivalent généralement plus bioclastique, correspond à des calcaires dolomitiques à patine jaune (biomicrite à rhomboèdres de dolomite) et à abondantes sections de *Megaporella boulangeri*, associées à *P. maynci*, *Pseudocyclammina* sp., *Sarfatiella dubari*, *Valvulina* cf. *lugeoni* SEPTFONTAINE, 1977, Mesoendothyridae, Nodosariidae et à des pseudocyclammines de forme aplatie qui peuvent être confondues avec l'espèce *Pseudocyclammina parvula* HOTTINGER, 1967.

-1,5 à 2 m de calcaires dolomitiques en bancs plus durs que les calcaires lumachelliques. Le microfaciès généralement varié, correspond à une biomicrite graveleuse à pelmicrite à pseudomorphose de gypse, de texture wackstone à packstone. Certains bancs montrent parfois une structure laminée d'origine algale ou mécanique. Le sommet se caractérise par une surface ferrugineuse bien repérable dans l'affleurement. Les microfossiles identifiés sont : *Sarfatiella dubari*, *Pseudocyclammina maynci*, *Praekurnubia crusei*, *Valvulina* cf. *lugeoni*, *Megaporella boulangeri* (rare) et *Favreina*.

-0,80 m de marnes vertes et de calcaires à abondants *Pseudocyclammina* sp. et *Pseudocyclammina maynci*.

La suite de la coupe masquée à Tlet Irhoud, se complète cependant dans la localité du col d'Iguaguen par la succession suivante :

-3 à 3,5 m de marnes et de calcaires lumachelliques à abondants bioclastes tel que : lamellibranches, gastéropodes, oursins et brachiopodes. Il s'agit d'une biomicrite wackstone à foraminifères dont : *Kurnubia variabilis* REDMOND, 1964, *Nautiloculina* sp., *Paleopfenderina* sp., *Valvulina lugeoni*, *Pseudocyclammina maynci*, *Mesoendothyra* sp. (ou *Charentia* sp), *Ammobaculites* sp., *Everticyclammina* sp. et des Nodosariidae. Cet ensemble se termine par une surface ferrugineuse.

-2 à 3 m de calcaires dolomitiques jaunes parfois bioclastiques, organisés en bancs de 0,40 à 1,20 m. Il s'agit d'une biomicrite bioturbée à rhomboèdres de dolomite et à fragments de macrofossiles tel que : lamellibranches, gastéropodes et de rares oursins et annélides. Les microfossiles sont représentés par : *Pseudocyclammina* sp. (grande abondance), *Pseudocyclammina maynci*, *Nautiloculina* sp.,

*Valvulina lugeoni*, Mesoendothyridae et quelques rares sections d'*Everticyclammina* sp et de *Praekurnubia-Kurnubia*. Vers le sommet, le microfaciès correspond à une biomicrite à oncoïdes, couronné par une surface ferrugineuse.

#### d-Ensemble carbonaté supérieur (10 à 12 m)

Il s'agit d'une alternance de calcaires bioclastiques généralement dolomités et de dolomies calcaires, organisés en bancs rythmiques de 0,30 à 0,60 m. Quelques rares niveaux marneux interrompent la succession.

-5 à 6 m de calcaires bioclastiques le plus souvent épigénisés. Ce sont des biomicrites (biomicrosparite), de texture wackstone à packstone, à débris de macrofossiles dont des coraux, lamellibranches, gastéropodes, oursins, et à rares débris d'algues rouges. Certains niveaux calcaires ont livré l'association micropaléontologique suivante : *Flabellocyclolina* sp.; (détermination J. P. Bassoullet, 1994, Rabat), *Paleopfenderina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *P. maynci*, *Cylindroporella* cf. *arabica* ELLIOT, *Sarfatiella dubari*, *Acicularia* sp., Valvulinidae, Mesoendothyridae et les dernières représentantes de *Megaporella boulangeri*.

Vers le milieu de cet ensemble s'intercale un niveau de calcaire graveleux à surface ferrugineuse et à abondantes sections de *Pseudocyclammina* sp.

-2 à 3 m de calcaires fins jaunes et de calcaires dolomitiques. Cet ensemble qui affleure mal, correspond à une biomicrite bioturbée, de texture mudstone à wackstone, et à abondants bioclastes vers le sommet (lamellibranches, oursins et coraux). La microfaune se marque par la présence de *Kurnubia* gr. *palastiniensis* HENSON, 1948, *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT), 1894, *Praekurnubia-Kurnubia*, *Pseudocyclammina maynci*, *Paleopfenderina* sp. et de nombreuses sections de coraux dont *Cladocoropsis mirabilis* FELIX.

La suite de la coupe se termine par une alternance de dolomies calcaires bioclastiques à lamellibranches, échinodermes, gastéropodes, et de dolomies à stratifications parallèles et à abondantes vacuoles de dissolution. Les microfossiles généralement épigénisés correspondent à des fantômes de Lituolidés et d'algues dasycladales (3 à 4 m).

### 3- Synthèse lithostratigraphique

Jusqu'à présent, le jurassique des Mouissat, n'a pas fait l'objet d'aucune étude lithostratigraphique. La totalité des travaux géologiques qui se sont intéressés, sont d'ordre structural, cartographique, stratigraphique et micropaléontologiques (cf. *Supra.*).

Les études lithostratigraphiques réalisés dans l'ensemble du bassin depuis El Jadida jusqu'au Agadir, nous ont autorisé de proposer un nouveau découpage lithologique, basé cette fois-ci sur des critères lithologiques et biostratigraphiques plus sûrs. (Voir détail ci dessus).

Dans la région étudiée, les données lithologiques et biostratigraphiques tirés de nos analyses détaillées que nous avons réalisées dans le secteur en question, et en tenant compte du remplissage sédimentaire qui caractérise le bassin atlantique marocain depuis Essaouira jusqu'au Agadir et surtout en tenant compte à ce qui affleure dans les extrémités ouest d'Imi'N-Tanout, il s'est avéré possible de proposer un découpage de la série affleurante au Mouissat. Ce premier découpage en formations lithologiques, se base sur les caractères lithologiques et paléontologiques que présente le remplissage sédimentaire dans les Jbilet occidentaux. La série de Mouissat, ressemble en partie à la série de Seksaoua d'âge bathonien supérieur - oxfordien inférieur



En fonction des caractéristiques lithologiques et paléontologiques que présente la colonne lithologique dans les Mouissat, la série en question, peut être subdiviser lithologiquement aux unités suivantes :

Ensemble conglomératique : cet ensemble détritique qui constitue la base de la série jurassique au Mouissat, peut être l'équivalent à ce que nous avons désigné Formation Ameskroud à l'échelle du "bassin" d'Agadir. La réduction de la formation dans ces localités, n'est que la réponse aux modalités sédimentaires qui contrôlent le remplissage sédimentaire pendant la période en question : soulèvement ou / et absence de subsidence.

L'ensemble argilo-dolomitique et les ensembles carbonatés inférieur et supérieur, constituent sur le terrain une seule unité lithologique. Ils correspondent lithologiquement à l'installation de sédiments argileux, marneux, calcaireux et dolomitiques. Cette unité sédimentaire, se corrèle parfaitement, de point de vue lithologique et biostratigraphique, avec ce que nous avons nommée formation Oumssissène (nouvelle formation) dans la région d'Imi'N-Tanout. La seule différence, par rapport à la coupe-type (coupe d'Oumssissène), que nous avons proposée à l'échelle des bordures du bassin, réside dans l'abondance de sédiments argileux rouges, à la base de la formation, dans la coupe des Mouissat

#### 4- Biostratigraphie

Les données biostratigraphiques proviennent de nos travaux détaillés que nous avons réservés à l'échelle des bordures du bassin atlantique marocain pendant l'intervalle Bathonien-Oxfordien (Bouaouda, 2002b, *Rev. Paléobiol.*).

L'étude de la microfaune et de la microflore des niveaux carbonatés, nous a permis de proposer une échelle biostratigraphique (voir volet biostratigraphie). La biozotation proposée, autorise des nouvelles interprétations chronostratigraphiques de la série du Mouissat, et permettra en outre d'apporter de nouvelles corrections et précisions d'ordre stratigraphiques :

\*Dans l'ensemble argilo-dolomitique, qui forme la base de la Formation Oumssissène, s'identifie respectivement depuis la base au sommet, deux assemblages qui correspondent tout d'abord à la biozone à *Pseudocyclammia maynci* et puis à la biozone à *Praekurnubia crusei*. Selon les arguments présentés dans le volet "biostratigraphie" et dans notre récent travail (Bouaouda, 2002b), l'ensemble argilo-dolomitique peut être attribué stratigraphiquement à l'intervalle Bajocien supérieur-Bathonien supérieur

\*Les ensembles carbonatés inférieur et supérieur qui constituent, la partie médiane puis supérieure de la Formation Oumssissène, peuvent être précisés stratigraphiquement, et cela, en se basant sur les indications biostratigraphiques apportées par les microfossiles (foraminifères benthiques et algues dasycladales). Ainsi, au sein de cette série, ont été identifiées cinq associations microfossilifères, qui correspondent successivement aux 5 biozones suivantes (*in* Bouaouda, 2002b):

La biozone à *Megaporella boulangeri*, attribuée au Callovien inférieur

La biozone à *Kurnubia variabilis*, reportée au Callovien moyen p.p. (sous la zone à *Coronatum*).

La biozone à *Valvulina lugeoni* et *Nautiloculina* sp., peut être attribuée à l'intervalle Callovien moyen p.p.-Callovien supérieur, tout en se basant sur les indications stratigraphiques des biozones encadrantes.

La biozone à *Cylindroporella arabica*, d'âge oxfordien inférieur.

La biozone à *Alveosepta jaccardi*, attribuée stratigraphiquement à l'intervalle Oxfordien moyen p.p.-Oxfordien supérieur.

N B : Nous aimerons bien signaler, que ces attributions stratigraphiques sont le résultat d'une étude micropaléontologique détaillée dont les données biostratigraphiques sont récemment publiées

(Bouaouda, 2002b, voir détail, page 230-236). Cet inventaire micropaléontologique, nous a permis d'établir une échelle biostratigraphique, fondée sur les foraminifères benthiques et les algues dasycladales, applicable à l'échelle de la bordure du bassin atlantique marocain.

Bilan : En terme de ce travail biostratigraphique, la découverte pour la première fois de microfossiles d'affinité Bajocien supérieur puis Bathonien supérieur et Callovien, dans les bordures occidentales des Jbilet, revêt une certaine importance pour la compréhension de l'évolution paléogéographique et géodynamique du bassin des Doukkala (voir partie Paléogéographie).

## **5-Interprétation des milieux de dépôt**

Dans le secteur étudié, le Jurassique repose directement sur le socle paléozoïque ou le Trias. La base de la série débute par l'installation d'une sédimentation détritique d'épaisseur réduite, suivie d'une sédimentation carbonatée d'origine marine. Ainsi depuis la base jusqu'au sommet, ont été identifiés plusieurs types d'environnements sédimentaires.

### **5-1- Ensemble conglomératique**

Plusieurs types de sédiments, de nature détritique, caractérisent cet ensemble :

#### **\*1-Faciès**

##### a-Conglomérat

Il s'agit d'un conglomérat à éléments polygéniques, anguleux et hétérométriques, parfois grano-décroissant. Le liant est une dolosparite plus ou moins ferrugénisée, l'épaisseur des bancs varie de 0,30 m à 0,70 m.

##### b-Grès

Il s'agit d'un grès ou d'un grès microconglomératique à stratification parfois parallèle, passant vers le sommet à un grès fin. L'épaisseur est de l'ordre de quelques dizaines de centimètres (0,10 m à 0,40 m).

##### c-argiles

Ce faciès détritique de couleur rouge, ne montre aucune structure sédimentaire apparente, ni de bioclastes identifiables à l'affleurement ou après lavage.

#### **\*2-Evolution séquentielle et paléoenvironnement.**

L'état d'affleurement et la nature lithologique le plus souvent tendre, ne permettent de déduire le mode d'enchaînement de faciès, cependant certaines séquences granodécroissantes des environnements fluviaux, ont été identifiées dans la coupe du col d'Iguauen.

\*Conclusion : La sédimentation détritique de la base de la série mésozoïque des Jbilet occidentaux, s'est effectuée généralement dans des milieux fluviaux (à fluvio-deltaïques).

### **5-2- ensemble argilo-dolomitique : Partie inférieure de la Fm. Oumssissène**

Plusieurs termes lithologiques de nature détritique et carbonatée, caractérisent cet ensemble

#### **\*1-Faciès**

##### - Calcaires dolomitiques à oursins

Il s'agit d'un calcaire dolomitique très riche en oursins et radioles d'oursins de 0,70 m à 1,50 m. Le microfaciès de texture wackstone, correspond à une biomicrite riche en échinodermes.

Le lithofaciès et le biofaciès témoignent d'un milieu marin d'une rampe carbonatée

proximale de l'étage infralittoral ou médiolittoral externe.

##### b- Calcaires dolomitiques à traces de fousseurs.

C'est un faciès représenté par un ensemble de calcaires de 1,50 m à 2 m et à traces de fousseurs de forme irrégulière. Le microfaciès, le



plus souvent dolomitisé, correspond à une biomicrite de texture mudstone à wackstone, à quelques rares fragments de lamellibranches, oursins et quelques coprolithes et à pseudomorphoses de gypse.

L'absence des figures d'exposition, et la présence des structures diagénétiques et d'activité biologique, suggèrent que ce terme s'est développé dans un environnement marin abrité et à climat chaud (infralittoral interne).

c- Calcaires dolomitiques à oolithes oxydées.

Il s'agit d'une oomicrosparie à oodolosparite de texture grainstone, très pauvre en bioclastes. La présence des oolithes et du phénomène de dolomitisation pénécontemporaine à la sédimentation, reflètent des environnements de type sebkha.

d- Marnes gypsifères et argiles rouges

Les marnes gypsifères peuvent témoigner des environnements marins confinés, soumis à une évaporation intense, typiques des milieux lagunaires, alors que les argiles rouges caractérisent des milieux continentaux à supralittoraux.

## \*2-Interprétation

En définitive, La présence et la dominance des indices de sédimentation dans des milieux margino-littoraux (continentaux à supratidaux, termes -d), semble caractériser cette période. La présence des sédiments carbonatés, interstratifiés au sein de cet ensemble, soumis parfois à une dolomitisation précoce (pénécontemporaine) et des conditions marines des milieux infralittoraux à supralittoraux (termes a, b, et c), suggèrent l'installation épisodique des milieux de type sebkha.

## \*3-Conclusion

Cet ensemble semble jouer un rôle de transition entre la sédimentation détritique de la formation sous-jacente et la sédimentation plus carbonatée de l'ensemble sus-jacent. Il témoigne de l'installation progressive des milieux marins qui vont se développer durant la grande transgression marine à partir du Bathonien supérieur. Vers le NE, il semble que ces environnements margino-littoraux, n'ont pas encore atteint les bordures septentrionales du bassin d'El Jadida, qui semble constituer encore une zone émergée.

## **5-3 Ensemble carbonaté : Partie médiane et supérieure de la Fm. Oumssissène**

### 1-Faciès

Plusieurs types de faciès ont été identifiés dans cette série sédimentaire de dominance carbonatée; certains types de ces faciès, sont déjà bien décrites lors de l'étude de la formation Oumssissène de la région d'Imi'N-Tanout ou lors de l'étude des faciès de la formation Id Ou Moulid et la formation Iggui El-Behar. Cependant, ci dessous, nous allons essayer de présenter un résumé dans lequel nous citons le type de faciès et son milieu de dépôts.

a- Calcaires lumachelliques

C'est un calcaire fossilifère à macrofaune variée (lamellibranches, oursins, gastéropodes, crinoïdes, brachiopodes, nautilus, ...). Le microfaciès est une wackstone à débris de

macrofaunes et à microfossiles dont des foraminifères benthiques et des algues dasycladales.

D'après le biofaciès et le lithofaciès et en absence de structures sédimentaires liées à l'action des vagues et de structures diagénétiques, il semble que ce terme s'est déposé dans des environnements infralittoraux ouverts, sur une rampe carbonatée.

b- Calcaires à gravelles

Il s'agit d'un calcaire bioclastique graveleux, généralement dolomitisé, d'aspect dur, et organisé en banc de 0,40 à 0,50 m. Les bioclastes sont fragmentés et disposés parallèlement à la stratification des bancs, le microfaciès, de texture

packstone, correspond à une biomicrite graveleuse, à nombreux sections de Lituolidés (*P. maynci*) (coupe- type : Jbel Irhoud).

La texture grossière des éléments, la fragmentation des bioclastes et l'abondance des structures sédimentaires en faveur de la présence d'un hydrodynamisme, suggèrent des milieux marins médiolittoraux, rarement l'infralittoral le plus proximal. Latéralement, ce faciès renferme des terriers verticaux de la zone des balancements des marées.

#### c- Calcaires à pellets

C'est un calcaire légèrement bioclastique avec quelques débris de de macrofaunes. Il s'agit d'une pelbiomicrite à pelmicrosparite de texture wackstone à parfois packstone, admettant quelques structures laminées d'origine algale, surtout vers le sommet des séquences élémentaires (coupe-type : col d'Iguaguen).

Ce faciès est caractéristique d'un environnement de marais algale, développé préférentiellement en étage médiolittoral (Purser, 1980; James, 1984)

#### d- Calcaire à oncoïdes

Il se caractérise par la présence de foraminifères et de nodules probablement d'origine algale. La texture de dépôt, est généralement de type mudstone à wackstone, et à quelques fragments de lamellibranches et de gastéropodes.

La structure des oncoïdes suggère un milieu marin protégé, réducteur, de faible énergie de l'étage infralittoral (coupe- type : col d'Iguaguen)

#### e- Calcaires bioclastiques à traces de fousisseurs

Ce faciès est similaire à celui qu'on avait décrit dans la formation Id Ou Moulid, la seule différence ici est la présence de brachiopodes.

Le microfaciès, les traces d'activités biologiques (bioturbation de forme irrégulière) et la présence de faune de mer ouverte, témoignent le dépôt dans des environnements marins typiques de l'étage infralittoral ouvert.

#### e- Dolomies calcaires bioclastiques

Il s'agit d'une dolomie calcaire à abondants fossiles tel des lamellibranches, gastéropodes et quelques coraux et oursins. Le microfaciès est secondairement dolomitisé.

(Cette dolomitisation secondaire semble affecter ce faciès). La biophase et l'absence des structures sédimentaires liées à l'action des vagues, montrent que ce sédiment s'est déposé dans un milieu marin de type infralittoral.

#### f- Dolomies calcaires à stratification parallèle.

Il s'agit de bancs carbonatés, d'aspect dur et à stratification parallèle, généralement couronnés à leur sommet par des vacuoles de dissolution, de degré variable.

Les structures sédimentaires et la présence des indices d'émersion, suggèrent des milieux médiolittoraux et supralittoraux.

#### g- marnes vertes

Ce sont des mudstones de couleur verte à jaune, à lamellibranches (différents genres et à taille variable), gastéropodes, oursins et de rares bryozoaires. Les lavages révèlent la présence de la microfaune de mer ouverte (lenticulines, radioles d'oursins) et des foraminifères à tests agglutinés. Le lithofaciès, le biofaciès et l'absence des structures sédimentaires liées à l'action des vagues, montrent que ces sédiments, sont déposés dans des milieux ouverts aux influences du large, de faible énergie de l'étage infralittoral distale.\*

## 2-Interprétation:

En résumé, cette étude faciologique suggère la présence de séquences élémentaires, où alternent les différents types de faciès que nous avons décrits au sein de cet ensemble (voir figure).

Dans les deux derniers ensembles de la formation, la succession lithologique est composée de séquences élémentaires ou de mésoséquences qui témoignent d'une évolution à tendance régressive depuis le lagon subtidal jusqu'aux milieux intertidaux à supratidaux

Dans la moitié inférieure de cette formation, l'enchaînement des faciès montre des tendances au comblement, depuis les milieux infralittoraux jusqu'aux médiolittoraux, et l'absence des faciès supralittoraux. Vers le sommet, l'évolution des faciès témoigne de la dominance des termes supralittoraux et médiolittoraux.

Ainsi, il en sort que le terme le plus marin s'est installé pendant le passage Bathonien supérieur -Callovien inférieur, voire une partie du Callovien moyen, il se caractérise par une dominance des milieux infralittoraux, la présence de quelques indicateurs de milieux marins ouverts (brachiopodes, nautilus, bryozoaires, oursins), est le résultat de l'ouverture des milieux. Cette tendance se remplace progressivement à partir du Callovien moyen p.p., surtout à partir du Callovien supérieur, par la dominance des faciès supralittoraux et médiolittoraux, en dépit des faciès infralittoraux qui se réduisent, témoignant ainsi de la tendance régressive des milieux. Cette étape, débute après une nette discontinuité sédimentaire (surface ferrugineuse), bien continue et bien repérable au sein de la série sédimentaire aussi bien dans les affleurements d'Irhoud que du col d'Iguaguen, même, elle peut se corrélater latéralement plus au sud avec celle identifiée dans les affleurements des Seksaoua (SW Imi'N-Tanout). Cette évolution à la régression s'accroît postérieurement, par le dépôt et la dominance des milieux lagunaires, caractérisant la formation sus-jacente (Oxfordien pp.-Portlandien??).

Cette tendance au comblement se retrouve dans toutes les séquences, cependant, l'importance relative de chacun de ces termes varie considérablement dans le temps voire même dans l'espace. Cette évolution asymétrique est la conséquence de variations des facteurs géodynamiques qui contrôlent le remplissage sédimentaire.

Dans le détail, au sein de cette formation peuvent être identifiés plusieurs séquences débutant par une phase d'approfondissement et se terminant par une phase de diminution de profondeur. Ces séquences sont limitées par des discontinuités sédimentaires simples ou complexes, évidentes ou discrètes (surface durcie, perforée, ferruginisée,....).

## 6-Comparaison avec les travaux antérieurs / discussion

Le bassin d'El Jadida a fait l'objet de nombreux travaux géologiques à la fois sur le terrain et de sub-surfaces (à partir des données des forages et des profils sismiques), toutefois, les divers résultats proposés, ont abouti à plusieurs interprétations chronostratigraphiques et paléogéographiques.

Ainsi, à la suite de ces travaux, il nous paraît intéressant de comparer nos résultats et de présenter une synthèse géologique de la région.

### 6-1-Mouissat

Dans cette localité, les principaux travaux réalisés sur le terrain ont été axés sur le côté biostratigraphique. Les premiers travaux ont abouti à des subdivisions vagues et imprécises, et la base de la série mésozoïque fut attribuée soit au Kimméridgien, soit à l'Oxfordien-Kimméridgien (Roch, 1950; Petitot, 1959).

Des études micropaléontologiques ont contribué par la suite à la connaissance stratigraphique de la région et ont permis pour la première fois d'apporter des arguments de datation un peu plus précis. Ainsi, en se basant sur les algues dasycladales et les foraminifères, la même série des Mouissat est attribuée respectivement soit 1) au Bathonien supérieur-Callovien

(Medina et Jaffrezo (1984), puis, 2) au Kimméridgien inférieur par Deloffre et Beun (1985) et enfin 3) au Bajocien supérieur-Oxfordien p.p. (Bouaouda, 2002b).

La comparaison de nos résultats avec les derniers travaux micropaléontologiques réalisés dans la région, témoignent des différences dans les interprétations chronostratigraphiques, surtout avec ceux de Deloffre et Beun (1985). Le niveau-type étudié par les derniers auteurs, a fait l'objet de notre étude biostratigraphique détaillée (coupe d'Iguaguen), les microfossiles identifiés s'intègrent dans la biozonation que nous avons proposée récemment à l'échelle des bordures du bassin (Bouaouda, 2002b) et dans le présent travail. Le niveau attribué au Kimméridgien par Deloffre & Beun est maintenant Callovien inférieur, et aucun microfossile d'âge kimméridgien n'a été identifié.

L'association micropaléontologique identifiée dans la coupe d'Iguaguen (coupe-type de Deloffre & Beun, 1985), se compose de : *Megaporella boulangeri*, *Sarfatiella dubari*, *Terquemella* sp., *Paleopfenderina* cf. *gracilis*, *Pseudocyclammina maynci*, *Praekurnubia crusei*, de rares sections de *Praekurnubia-Kurnubia*, *Valvulina* cf. *lugeoni*, Mesoendothyridae, Nodosariidae et à des pseudocyclammines de forme aplatie : *Pseudocyclammina* n. sp., qui peuvent être confondues avec l'espèce *Pseudocyclammina parvula*. Il semble que se sont ces petits agglutinés (pseudocyclammines de formes aplaties), qui ont été, à tort, attribué à l'espèce *parvula* par Deloffre & Beun, 1985. Nous signalons également que nous n'avons pas pu déterminer des taxons qui peuvent être attribués soit à *Rectocyclammina chouberti* et à *Charentia atlasica*, signalés par Deloffre & Beun en 1985. Ce niveau souvent dolomitisé et à fréquentes traces d'épigénisation, témoigne de la présence de Mesoendothyridae qui sont difficilement séparables de *Charentia atlasica*.

Dans les Mouissat, les deux coupes que nous avons étudiées en détail : coupe de Tlet Irhoud et coupe du Col d'Iguaguen, montrent que les associations organiques sont tout à fait semblables, avec de légères différences en ce qui concerne l'abondance, la diversité et l'état de conservation des microfossiles. La coupe du col d'Iguaguen (10 km d'Irhoud), témoigne de la présence de phénomènes diagénétiques et de dissolution qui semblent plus accentuées par rapport à celles de la coupe d'Irhoud. Les résultats biostratigraphiques obtenues ici, se corrélaient parfaitement avec ceux de la région de Seksaoua (SW Imi'N-Tanout, à environ 120 km des Mouissat)

En terme de cette comparaison, la formation Oumssissène (nouvelle formation, équivalente de la Fm. Oudmane de Medina, 1989), dernièrement attribuée soit au Bathonien supérieur-Callovien inférieur (Medina et Jaffrezo, 1984) ou, au Kimméridgien inférieur (Deloffre et beun, 1985) est maintenant précisé stratigraphiquement, c'est une unité sédimentaire qui s'étend depuis le Bajocien supérieur jusqu'à l'Oxfordien supérieur.

## **6-2-Bordure occidentale des Rehamna**

Dans ce secteur, parmi les travaux les plus intéressants, on peut citer les travaux biostratigraphiques de Roch, 1950 et Gigout, 1955, cependant, les découpages stratigraphiques qui ont été proposés pour la région étaient non fondés car seulement basés sur de simples corrélations avec d'autres régions. De récentes études stratigraphiques menées sur le terrain par Witam, 1988, n'ont pas abordé le côté biostratigraphique, et les interprétations chronostratigraphiques proviennent tout simplement des travaux antérieurs. Cependant, une étude de faciès de la série fut abordée.

Récemment, des interprétations géologiques à partir de la confrontation des données des forages et des profils sismiques ont été proposées par Leroy, 1997.

Les nouvelles données stratigraphiques que nous allons publier ultérieurement, pourront apporter plus de précisions concernant notamment la reconstitutions paléogéographique et l'évolution géodynamique du bassin d'El Jadida.

## **7- Synthèse régionale**

L'évolution des environnements de la pile sédimentaire, témoigne de certaines périodes d'approfondissement et de comblement. Ces phénomènes sont le témoin de l'influence des événements locaux, régionaux, voire globaux.

L'installation des faciès carbonatés de la base de la formation Oumssissène s'est commencé à se déposer dès le Bajocien supérieur dans les terminaisons ouest d'Imi'N-Tanout et dans les extrémités sud du bassin d'El jadida. Cette première étape transgressive, apparemment progressive, est diachrone et d'origine atlantique (d'âge Bajocien supérieur). Ainsi, le remplacement de la sédimentation détritique et des milieux continentaux par la sédimentation carbonatée marine, est partout "hésitant", il se réalise par l'intermédiaire des environnements margino-littoraux (ensemble argilo-dolomitique, coupe des Mouissat) qui passent latéralement vers le nord-est du bassin d'El jadida à des dépôts des grès de plage ou à des dépôts littoraux proximaux (médiolittoral à supralittoral) dans les extrémités les plus occidentales de la région d'Imi'N-Tanout. Les influences marines de cette période, disparaissent progressivement vers les extrémités des bordures. En résumé, le gain marin est précaire, les milieux restent très superficiels et les épisodes d'émersions sont plus fréquents. Cette mise en place des environnements marins, très irrégulière et mal assurée à l'échelle du bassin atlantique, ou même dans les parties ouests du bassin d'Agadir, témoignent de l'influence des facteurs locaux ou / et régionaux. Ils correspondent à un système tectono-sédimentaire particulier avec élévation eustatique globale enregistrée pendant cette période, et mouvements de la subsidence en relation avec la structuration de la marge pendant cette période.

Cette influence marine très timide du Bajocien supérieur, est suivie par une période de comblement qui témoigne d'une tendance régressive et la réduction des influences marines, et le développement des milieux supralittoraux, continentaux ou / et sebkhaïques.

Un autre approfondissement des milieux plus ample que celui du Bajocien, survient pendant le Bathonien supérieur à l'échelle du bassin atlantique marocain, les dépôts de cette période dépassent ceux de la période précédente. Cette ouverture marine n'est pas générale, mais semble plus régulière et plus homogène probablement en liaison avec une période d'accalmie des influences tectoniques, elle est timide et les influences marines n'atteignent pas encore les terminaisons des bordures du bassin. Cette extension générale et rapide des milieux marins est suivie par une autre plus ample et beaucoup plus générale et plus accentuée au Callovien inférieur. Ce nouvel approfondissement, couplé à une ouverture des milieux a pour conséquence l'édification d'une vaste rampe carbonatée. Cet événement transgressif correspond d'une part à l'importante accréation océanique de l'Atlantique centrale et d'autre part, se corrèle parfaitement avec la hausse eustatique à l'échelle globale. En réalité, il s'agit d'une période transgressive qui s'étend depuis le Bathonien supérieur jusqu'à l'Oxfordien inférieur. Elle correspond à l'installation d'une vaste rampe carbonatée, les dépôts de cette période s'étendent plus vers les bordures. L'expansion océanique entraîne sur la marge un déplacement des masses d'eau vers les bordures internes (zones périphériques) progressivement inondés ("Transgression diachrone" transgression du Bathonien supérieur puis du Callovien inférieur). A partir du Callovien supérieur ou de l'Oxfordien, des phases de comblement des aires immergées sont aussitôt entreprises à partir des zones de rivages (comblement diachrone) qui témoigne des variations dans la subsidence et la part des influences tectoniques.

Des approfondissements et des comblements sont enregistrés à l'échelle locale pendant l'intervalle qui s'étend du Callovien supérieur / Oxfordien moyen jusqu'au Kimméridgien p.p., et sont la conséquence des événements tectoniques. En effet au cours de cette période, le contrôle tectonique est omniprésent, il est responsable de la plupart des évolutions sédimentaires et les corrélations des unités lithostratigraphiques à l'échelle du bassin est difficile voire impossible.

## Conclusion générale

Le présent travail est le résultat d'une étude stratigraphique généralisée à l'échelle du bassin atlantique marocain depuis 1987 (Tabl. 6 et 7).

La nouvelle nomenclature adoptée pendant cet intervalle s'est basée sur l'étude détaillée de plusieurs coupes, la définition de leur caractères lithologiques (contexte sédimentaire dominant) et biostratigraphiques, et à partir de là, choisir la coupe type et la localité -type.

La description détaillée des coupes types pour chacune des formations que nous avons révisées et précisées stratigraphiquement, s'est passée sur une analyse sédimentologique, faciologique, paléontologique et micropaléontologique. Les unités sédimentaires sont souvent limitées par des discordances lithologiques, tels que discontinuités sédimentaires, chargement brutal de contexte d'environnement...

Les études biostratigraphiques, basées sur des indicateurs stratigraphiques (brachiopodes, quelques ammonites foraminifères benthiques et algues Dasycladales) nous ont permis de 1) préciser et de rectifier l'âge des différentes unités lithostratigraphiques ; 2) d'effectuer des corrélations plus sûres à l'échelle du bassin atlantique ; 3) et d'aboutir à une reconstitution paléogéographique.

La création de ce nouveau découpage (Tabl. 7), a pour but d'unifier les découpages lithologiques déjà proposés et de présenter une seule nomenclature lithostratigraphique, fondée cette fois-ci sur des bases lithologiques et paléontologiques plus sûres. L'objectif final est de présenter une lithostratigraphie fiable et valable et facilement reconnaissable à l'échelle du bassin atlantique marocain.

Le découpage en formations ainsi réalisé, sera l'élément de base pour les corrélations stratigraphiques, les reconstitutions paléogéographiques, les interprétations géodynamiques et facilite la reconstitution de l'histoire de l'atlantique centrale. Il nous a permis enfin de présenter une carte d'identité lithologique et biostratigraphique de la série sédimentaire du bassin atlantique marocain pendant l'intervalle Lias-Kimméridgien.







# Troisième partie :

## Paléogéographie et Géodynamique

### Introduction

Le grand «bassin» d'El Jadida–Agadir (Fig. 2 et 3), ou le bassin atlantique marocain d'El Jadida-Agadir, a fait l'objet de nombreux travaux géologiques (stratigraphiques, tectoniques et géophysiques), qui ont démarré au début du siècle. Ces études ont progressivement contribué à la connaissance de l'histoire du bassin, qui apparaît étroitement liée à l'histoire de l'évolution de l'Atlantique central, comme l'ont montré les études menées à partir des années 1980.

Les différentes cartes paléogéographiques antérieurement élaborées jusqu'au 2003 (Roch, 1950; Ambroggi, 1963; Adams *et al.*, 1980; Medina, 1994) reposent sur des données fragmentaires. Elles ne peuvent dans l'état actuel des connaissances être exploitées dans les interprétations géodynamiques. Les nouvelles données paléogéographiques de la série jurassique anté-Portlandien, présentées dans le présent travail, contribuent à la connaissance de l'histoire du bassin atlantique marocain pendant le Jurassique.

La synthèse paléogéographique que nous allons présenter, est surtout basée sur des corrélations stratigraphiques d'un ensemble de coupes réalisées dans le «bassin» atlantique marocain, depuis El Jadida au nord jusqu'au Agadir au sud, et depuis les parties occidentales jusqu'aux bordures les plus internes. Les données biostratigraphiques proviennent d'une part, de nos propres recherches entamées depuis 1987 (Brachiopodes, foraminifères et algues dasycladales) et d'autre part, des autres travaux stratigraphiques anciennes et récentes qui ont débutés depuis les années 1930 (Roch, 1930 et 1950; Ambroggi, 1963; Duffaud, 1960; Duffaud *et al.*, 1966; Adams *et al.*, 1980; Du Dresnay, 1988; Jaffrezo *et al.*, 1985; Medina, 1989). De récents travaux d'ordre paléogéographiques et biostratigraphiques viennent d'être publiés, ils s'intéressent en particulier aux données géologiques du seul bassin d'Agadir (Bouaouda, 2002a, 2002b et Bouaouda, 2003 "sous-pressé"). Ces nouvelles données ont contribué largement à la connaissance de l'évolution géodynamique du bassin atlantique marocain pendant l'intervalle qui s'étend du Lias au kimméridgien inférieur.

### I -Paléogéographie

La région étudiée fait partie du Haut Atlas occidental et de la meseta marocaine (fig. 2 et fig. 3), les données proviennent de l'étude détaillée des affleurements jurassiques des anticlinaux d'Anklout, d'Imouzzer, du Jbel Amsittène et des affleurements jurassiques du sud-ouest de la région d'Imi'N-Tanout et des extrémités occidentales des Jbilet (Mouissat). Les principales coupes se situent aux alentours du village d'Imouzzer (60 km au NEE d'Agadir), de la ville d'Essaouira (45 m au sud d'Essaouira), d'Imi'N-Tanout (120 à 135 km à l'est d'Agadir) et des Jbilet occidentaux (60 km à 45 km au sud est de la ville de Safi), les affleurements étudiés se répartissent sur plus de 120 km (soit une superficie de plus de 500 km<sup>2</sup>).

L'histoire géologique du bassin atlantique marocain peut être schématisée, par une première phase de rifting avec des dépôts continentaux de remplissage de grabens et une phase d'ouverture océanique caractérisée par des conditions marines franches surtout à partir du Bathonien supérieur.

Le bassin laisse apparaître à l'affleurement une couverture sédimentaire qui s'étend depuis le Trias jusqu'à l'Eocène (3000 à 7500 m). Au-dessus d'un substratum paléozoïque, la base de la série mésozoïque repose en discordance angulaire sur le socle hercynien. L'ensemble Trias-Lias inférieur (2000 à 3500 m) est formé par des sédiments essentiellement détritiques puis évaporitiques dans lesquels s'intercalent un à deux niveaux doléritiques. La période triasico-liasique enregistre un événement fondamental, elle correspond à la distension intracontinentale proprement dite, responsable de la structuration de la marge atlantique marocaine.

La série jurassique qui correspond au premier dépôt post-rift (Tabl. 6), se caractérise essentiellement par l'installation de sédiments carbonatés, argileux et évaporitiques. La puissance de ces dépôts peut atteindre plus de 2000 m dans les parties ouest du bassin et seulement 250 m aux environs d'Imi'N-Tanout (Oumssissène Est) et d'environ une centaine de mètres dans les Mouissat. L'ensemble est affecté par une tectonique distensive, et la série est recoupée par des failles néoformées ou héritées des étapes anté-jurassiques (triasique, hercynien).

A l'échelle du bassin, la sédimentation jurassique témoigne d'une grande variabilité dans les modalités de remplissage sédimentaire. Elle est étroitement conditionnée par l'intervention des facteurs tectoniques et cinématiques liés à l'évolution de l'Atlantique central. Les nouvelles données biostratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques (Bouaouda, 1987a et b, 1993, 2002a et b; Bouaouda, 2003, Medina, 1989, 1994, Leroy, 1997; Hafid, 1999, Bouaouda *et al.*, sous-pressé) permettent de présenter une esquisse paléogéographique du bassin pendant le Jurassique anté-Portlandien (fig. 31).

### 1-Lias inférieur-moyen

Pendant le Lias inférieur et moyen, se développe sur la marge atlantique marocaine (Essaouira–El Jadida) une sédimentation carbonatée d'origine marine, reposant en discordance sur les formations antérieures y compris ceux du socle.

La base de la série (base de la Fm. Arich Ouzla de Du Dresnay, 1988), se caractérise par le dépôt de 140 m de sédiments dolomitiques, d'une plate-forme proximale, seulement reconnu en forage (ESS-1, Essaouira) et plus au nord dans la mer d'El Jadida (fig. 6 et 7). Cette série peut être attribuée à l'intervalle Héttangien. Au Sinémurien supérieur-Pliensbachien inférieur, s'installe une sédimentation carbonatée des milieux marins ouverts, caractérisée à l'affleurement par le dépôt de dolomies secondaires et de calcaires à oncoïdes et à petits brachiopodes de l'intervalle Lotharingien supérieur-Carixien inférieur (Jbel Amsittène, Bouaouda, 1987, 1993, détermination Y. Alméras). Ce dépôt d'origine atlantique est également identifié dans les données de forage en mer et en terre à la fois à Essaouira et plus au nord dans la mer d'El Jadida (SCP, 1966 ; Ruellan, 1985; Bouaouda, 1987 et 1993 ; Du Dresnay, 1988 ; Hafid, 1999).

Enfin à partir de Pliensbachien moyen à supérieur, se développe sur la marge atlantique marocaine (Essaouira : Forage ESS-1, TAT-1, ESW-1...etc ), des dépôts marins de type transition plate-forme distale à bassin externe. Ce type de sédiments n'a pas été identifié dans les affleurements du bassin d'Essaouira (Jbel Amsittène) malgré des études géologiques détaillées entamés depuis 1960 (Duffaud, 1960; Duffaud *et al.*, 1966; Bouaouda, 1987; 1993 et actuellement). Plus au nord, probablement dans l'offshore d'El Jadida, vers le NNW sur l'escarpement d'El Jadida, des dépôts de brèches de pentes sous-marines et des carbonates hémipélagiques ont été identifiés et indiquent qu'une rampe carbonatée à escarpement distal étant probablement présente dès le Sinémurien (W. Riegraf, H. Luterbacher et R. M. Lecki, 1984).

Pendant le Domérien, plus précisément à partir de la fin du Domérien moyen, la plate-forme antérieurement édifiée subit l'émergence, et suit ainsi une période régressive qui se traduit par le dépôt de faciès fluvio-déltaiques (Fm. Amsittène), bien connus à l'affleurement et dans les données de forages à la fois à Essaouira et à Agadir. Ce changement brutal dans les conditions de sédimentation est lié à l'évolution de la marge pendant cette période (voir volet géodynamique).

Dans le bassin d'Agadir, les données de terrain et des forages: EGA-1 (1976) et TGA-1 (1961) ont atteint le Trias, mais sans avoir recoupé de sédiments du Lias inférieur à moyen (Ambroggi, 1963; Duffaud *et al.*, 1966; Adams *et al.*, 1980; Bouaouda, 1987a, 1993; Du Dresnay, 1988 et Bouaouda, 2003). Cette lacune des dépôts liasiques (Lias supérieur exclu) pourrait être due à l'absence de sédimentation dans une aire émergée.

Par corrélation avec les données du bassin d'Essaouira, situé au nord d'Agadir, où des dépôts marins carbonatés caractérisent cette période (fig. 31). Il semble que l'absence de dépôts équivalents dans le bassin d'Agadir, suggère donc une phase de soulèvement pendant tout le Lias inférieur-moyen, en liaison avec un événement tectonique régional qui a affecté l'ensemble du bassin d'Agadir.

## 2-Domérien- Toarcien moyen

A l'échelle du bassin atlantique marocain, cette période se caractérise par l'installation des premiers sédiments des milieux fluvio-déltaiques d'âge jurassique (Tabl. 6). Dans le bassin d'Essaouira, après le dépôt des faciès marins d'obédience atlantique suit une régression marine. Celle-ci apparaît comme un phénomène brutal au regard de la lenteur de l'évolution de la plate-forme liasique. Ce phénomène marque une première discontinuité majeure d'extension régionale.

A l'échelle du "bassin" d'Agadir (Tabl. 2 et 3), cette période enregistre les premiers dépôts jurassiques, notamment les faciès détritiques rouges de milieux fluvio-déltaiques de la Formation Amsittène. Cette série sédimentaire, épaisse de 0 à 200 m, présente une limite inférieure ravinante, qui la met directement en contact avec les séries syn-rift (dolérites et/ou argiles rouges du Groupe Argana), et se biseaute progressivement vers l'est et le nord-est.

En général, à l'échelle du bassin atlantique marocain, les faciès détritiques des milieux fluvio-déltaiques affleurent bien à la fois dans le bassin d'Essaouira et d'Agadir (Tabl. 6, et fig. 31), reconnu cependant dans les données du terrain et de sub-surface. Les séries sédimentaires présentent une répartition spatiale plus étendue que ceux de la période précédente. En général, les épaisseurs diminuent de l'ouest vers l'est et du sud-ouest vers le nord-est. Des variations de puissance à l'échelle locale s'observent aussi et témoignent d'une subsidence différentielle liée soit à la tectonique, soit aux mouvements de sel (com. orale, Medina, 2002). Cependant, comme le montrent les corrélations stratigraphiques à l'échelle du bassin, les faibles variations dans les épaisseurs à l'échelle latérale, par corrélation avec les dépôts carbonatés du Lias inférieur à moyen (spécialement à Essaouira), témoignent d'une atténuation des activités tectoniques. Il semble que l'élargissement des aires de sédimentation pendant cette période "régressive" (faciès fluvio-déltaique) serait due à une relaxation thermique de grande longueur d'onde qui aurait affecté le bassin après la période du rifting triasique (Mustaphi, 1997; Labbassi, 1998; Labbassi *et al.*, 2000).

Le non-dépôt des formations détritiques dans le bassin des Doukkala (terre) et vers les bordures orientales et nord-orientales des bassins d'Essaouira et d'Agadir, témoignent d'un soulèvement et de l'absence de subsidence (fig. 31 et Tabl. 6). Ainsi Leroy, 1997, interprète la lacune des dépôts liasiques dans l'onshore du bassin des Doukkala au phénomène de soulèvement du rift atlantique. Des études de la subsidence et des corrélations stratigraphiques (Leroy, 1997, Bouaouda, 1993, et dans le présent travail, Hafid, 1999), témoignent de l'absence de subsidence vers la marge du bassin et de soulèvement de ses régions. L'absence de dépôts est due selon notre avis, à une absence de dépôt et non à une lacune par érosion du fait de l'absence d'indice d'érosion.

## 3-Toarcien supérieur-Aalénien inférieur

Dés le Toarcien supérieur, s'installe une sédimentation à dominance carbonatée (Fm. Id Ou Moulid, Bouaouda, 1987), reposant sur les sédiments détritiques de la formation sous-jacente (Fm. Amsittène). Cet événement transgressif se traduit dans le remplissage sédimentaire par le dépôt de la formation Id Ou Moulid, qui semble couvrir de nouvelles terres émergées vers l'est et le sud et le nord-est

Dans le bassin d'Agadir (Tabl. 2 et 3), la période (*en question*) Toarcien supérieur-Aalénien inférieur correspond à la première incursion marine venant de l'ouest. Elle se caractérise par le dépôt de 5 à 350 m de sédiments carbonatés et évaporitiques (fig. 31). Le paléoenvironnement dans les dépocentres subsidents correspond à une rampe carbonatée évaporitique subissant occasionnellement quelques incursions marines plus franches, surtout au passage Toarcien supérieur-Aalénien inférieur basal (milieu marin peu profond, généralement confiné en climat chaud et aride). Vers l'est et le nord-est du bassin (Tabl. 6 et fig. 31), en direction de la retombée ouest du Massif Ancien du Haut-Atlas, la mer toarcienne ne semble pas avoir franchi les extrémités ouest de la région d'Imi'N-Tanout (Oumssissène Est), où les dépôts carbonatés sont

directement transgressifs sur les argiles rouges du sommet du Groupe d'Argana (Norien-Hettangien inférieur). (in Bouaouda, 2003)

Paléogéographiquement, pendant cette période, le bassin atlantique marocain se caractérise par l'installation d'une mer peu profonde, confinée et à climat chaud et aride. Le remplissage sédimentaire s'homogénéise à l'échelle du bassin, et les environnements sédimentaires se montrent stables. L'étendue du bassin augmente sensiblement vers l'est et le nord-est et la sédimentation carbonatée-évaporitique dépasse cartographiquement celle de la période précédente (Fm. Amsittène, d'âge domérien supérieur-toarcien moyen).

Les nombreuses variations latérales d'épaisseur témoignent de la présence d'une certaine activité tectonique syn-sédimentaire (Medina, 1994). Les épaissements brutaux sont plus accentués dans les parties ouest du bassin, ce qui suggère une activité tectonique hétérogène à l'échelle du secteur et d'une relative stabilité tectonique vers les bordures du bassin.

#### *4-Aalénien inférieur-Bathonien moyen*

Durant cette période, les modalités de remplissage sédimentaire témoignent d'une grande hétérogénéité de faciès et d'une certaine différenciation d'ordre paléogéographique (Tabl. 1, 2, 3, 6 et fig. 31).

Dans le bassin d'Essaouira, le paysage sédimentaire semble tout à fait identique à la période précédente, l'installation d'une mer peu profonde à climat aride et à sédimentation mixte de type carbonatée-évaporitique, persiste depuis le Toarcien jusqu'au Bathonien moyen. Il correspond à l'installation d'une épaisse série sédimentaire qui dépasse parfois les 500 m de puissance. Vers le nord-est et l'est du bassin, cette sédimentation carbonatée persiste en partie ou évolue progressivement vers une sédimentation détritique des milieux fluvio-déltaiques, témoignant d'une diminution considérable de la subsidence vers les bordures du bassin.

Dans le bassin d'El Jadida (Onshore), nos recherches géologiques témoignent de l'absence de sédiments marins qui datent de l'intervalle Lias-Bajocien supérieur pp., et le bassin des Doukkala à terre est en position haute. Les premiers dépôts marins se localisent vers le sud-ouest du bassin dans la région du Mouissat, au nord-est de la ville de Safi. Les sédiments en question ont été rapportés récemment au Bajocien supérieur-Bathonien sur la base d'une association micropaléontologique (Bouaouda, 2002b). Ces premiers dépôts de type margino-littoral (fig. 30), succèdent aux sédiments détritiques des milieux fluviaux à fluvio-déltaique, (ne dépassant pas une dizaine de mètres), qui correspondent aux premiers dépôts d'âge jurassique. L'absence d'indicateurs stratigraphiques ne permet pas des interprétations chronostratigraphiques précises, toutefois, il semble que la base de la série jurassique suggère (probablement) un âge anté-bajocien supérieur? (Bouaouda, 2002b).

Discussion :

La présence de sédiments détritiques d'âge lias-dogger et de sédiments évaporitiques et dolomitiques du Lias moyen à supérieur seulement au sud du bassin d'El Jadida à terre (puits MAC 1, Leroy, 1997), nous paraît non fondée stratigraphiquement. A notre connaissance, aucun argument paléontologique n'a été fourni pour confirmer la présence de sédiments datant du lias et du dogger inférieur. Pour le moment, les premiers sédiments marins déposés, et qui sont argumentés paléontologiquement, sont ceux des Mouissat et datent du bajocien supérieur (Bouaouda, 2002b).

D'après ces données, on peut conclure que pendant l'intervalle qui s'étend du Lias jusqu'au Bajocien supérieur, le bassin d'El Jadida à terre, correspond à une zone haute, totalement émergée. L'absence de subsidence et le léger soulèvement entraîne le non dépôt des sédiments, ce n'est qu'à partir de Bajocien supérieur que le bassin des Doukkala et d'Abda reçoivent les premiers dépôts d'influence atlantique.

En mer du bassin d'El Jadida, et sous le plateau actuel, des dépôts marins ont été identifiés et rapportés à l'intervalle Bajocien-Callovien (Ruellan, 1985). A l'est de l'escarpement, la sédimentation se caractérise par le dépôt des calcaires oolithiques ou pelotiaux et des grès calcaires (proximaux). A l'ouest de l'escarpement actuel (site 547), s'installe une sédimentation réduite et de type pélagique (ammonites, bivalves et radiolaires). Cette période a été interprétée comme transgressive (Ruellan, 1985), du fait de la diminution de la fraction détritique et non régressive comme l'ont proposé Steiger et Jansa (1984) (in Ruellan, 1985).

L'attribution de la série en question à l'intervalle Bajocien à Callovien nous paraît non fondée. Par corrélation latérale avec le bassin d'Essaouira et d'El Jadida à terre, cet intervalle peut être réduit et peut correspondre au Bajocien-Bathonien moyen ?.

Dans le "bassin" d'Agadir après l'installation des milieux lagunaires (Fm. Id Ou Moulid) au cours du Toarcien supérieur-Aalénien basal, la période Aalénien inférieur non basal-Bathonien moyen, se caractérise à l'échelle du "bassin" par un changement des conditions de sédimentation (Tabl. 2, 3 et 4). Cette dernière s'effectue au sein d'environnements fluviatiles et fluvio-déltaiques. Les faciès détritiques déposés témoignent ainsi d'une tendance régressive probablement en liaison avec une baisse eustatique et d'une nouvelle structuration de la marge pendant cette période : subsidence différentielle à l'échelle du bassin, et probablement tendance au soulèvement du bloc d'Agadir par comparaison avec celui d'Essaouira qui témoigne d'une légère subsidence et de la persistance des influences marines de type lagunaire.

Pendant cet intervalle, le "bassin" d'Agadir reçoit une sédimentation diversifiée; la sédimentation détritique de type fluvatile qui semble dominante, se répartit d'une manière hétérogène et irrégulière dans l'espace et dans le temps. Vers l'ouest du bassin, la sédimentation fluvatile dominante couvre l'intervalle Aalénien inférieur-Bathonien p.p., tandis que vers la fin de cette période (Bajocien supérieur à Bathonien inférieur/moyen), les environnements fluviatiles sont entrecoupés par des faciès carbonatés des milieux marins proximaux généralement lagunaires. Vers les bordures du bassin, l'installation des milieux fluviatiles débute cependant relativement plus tôt, à partir du Toarcien supérieur, et ne semble pas persister au-delà du Bajocien supérieur. Les nouvelles données stratigraphiques (Bouaouda, 2002b) montrent que dans l'ouest de la région d'Imi'N-Tanout, à partir du Bajocien supérieur et jusqu'au Bathonien moyen, le remplissage sédimentaire est de type carbonaté-évaporitique et témoigne donc de l'installation précoce d'un environnement marin lagunaire, similaire ou identique à celui enregistré dans le bassin d'Essaouira pendant ce temps. Ce nouveau contexte sédimentaire révèle une certaine différenciation géographique entre les parties ouest et est du bassin d'Agadir et montre cependant qu'à partir de cette période les bordures du bassin semblent dépendre plutôt du bassin d'Essaouira que de celui d'Agadir.

Durant cette période, l'installation des environnements fluviatiles s'effectue soit directement sur les argiles rouges triasiques ou immédiatement sur le socle paléozoïque vers la bordure orientale du bassin (Tabl. 4), tandis que vers l'ouest (Tabl. 2), la sédimentation détritique fluvatile a lieu directement sur les sédiments carbonatés laguno-marins d'âge toarcien supérieur à aalénien basal. Ainsi, le remplissage sédimentaire de la série post-rift devient progressivement plus récent vers l'est et le nord-est (onlap progressif). Les formations sédimentaires de la série jurassique sont cartographiquement discordantes les unes sur les autres progressivement vers les bordures du bassin atlantique d'Agadir (Tabl. 4 et fig. 31).



Dans la réalité, à l'échelle du bassin d'Agadir et ses bordures, l'évolution verticale de remplissage sédimentaire est variable suivant la position géographique dans le bassin :

1-Dans les parties distales et médianes du bassin (fig. 13), au sein de la série sédimentaire de l'intervalle Aalénien basal-Bathonien moyen, se distinguent deux phases dans l'évolution des environnements sédimentaires : 1) la première est à tendance transgressive, avec ouverture des milieux et diminution de l'activité fluviatile, couronnée vers son sommet par une invasion marine (normalement deux), qui est responsable de l'envolement du bassin, permettant à deux reprises l'intercalation des faciès marins au sein de cette formation à dominance détritique; 2) la seconde, à tendance régressive, se matérialisant par le retour de l'activité fluviatile, avec des apports silicoclastiques considérables qui transitent de l'est vers les parties ouest du bassin. Cette tendance régressive dont les témoins ??? ne sont enregistrés que par des surfaces de discontinuités dans les bordures du bassin, ne peuvent être que le résultat d'une baisse eustatique pendant cette période, probablement d'âge bathonien moyen ou bathonien inférieur.

2-Dans les bordures du bassin (exemple, dans les extrémités occidentales d'Imi'N-Tanout), le remplissage sédimentaire pendant l'intervalle Aalénien basal-Bajocien supérieur p.p. (fig. 27), montre une tendance "générale" à l'ouverture : les terrigènes grossiers et les environnements les plus proximaux s'installent à la base, évoluant ensuite vers des environnements fluviatiles plus distaux des plaines d'inondation. Cette tendance à l'ouverture se concrétise ultérieurement à partir du Bajocien supérieur par les dépôts des faciès marins littoraux de la base de la formation sus-jacente nommée Oumssissène (Nouvelle formation). Cette tendance traduit d'une façon générale, une dégradation et un recul progressif des reliefs (un aplanissement des reliefs). Cependant, Les sédiments d'âge bathonien inférieur à moyen ne sont pas ("bien" ) identifiés dans les bordures du bassin, cela suggère probablement une émergence de ces zones et lacune de dépôt pendant cet intervalle, en parallèle avec la baisse eustatique qui intéresse l'ensemble du bassin atlantique marocain.

Si on veut comparer ces observations à l'échelle globale, il est probable que la tendance transgressive du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur, puis la tendance régressive qu'enregistrent le bassin d'Agadir à partir du Bathonien moyen, ne sont que la cause des événements eustatiques de même nature enregistrés à l'échelle globale (évolution eustatique, Vail *et al.*, 1987).

### *5-Bathonien supérieur-Oxfordien pp.*

A partir du Bathonien supérieur, la paléogéographie et les environnements sédimentaires subissent un changement net quoique progressif à l'échelle de l'affleurement (enrichissement progressif en niveaux carbonatés). Les successions sédimentaires reconnues dans les régions d'Essaouira et d'Agadir sont similaires et l'histoire géologique devient commune pour les deux bassins (témoignent ainsi des mêmes événements géodynamiques). Dans l'ouest du bassin d'Essaouira et d'Agadir, les faciès détritiques des milieux fluviatiles et fluvio-déltaiques (Fm. Ameskhroud) et les sédiments carbonatés et évaporitiques des environnements marins proximaux (Fm. Id Ou Moulid), disparaissent totalement, et sont remplacés par des faciès carbonatés de milieu marin plus ouvert [Fm. Ouanamane ou/et Fm. Oumssissène (nouvelle formation)] (Tabl. 6 et fig. 31).

Ce phénomène témoigne d'une transgression généralisée à tout le bassin en parallèle avec l'importante accretion océanique de l'Atlantique central.

En général, cette période correspond au maximum d'ouverture des milieux et à l'installation d'une rampe homoclinale de grande extension géographique. Dans le détail, l'évolution sédimentaire (par exemple pour le "bassin" d'Agadir : fig. 14, ou fig. 18 pour le bassin d'Essaouira) témoigne d'un approfondissement depuis la base au sommet de la série stratigraphique. Les calcaires oolithiques de texture packstone à grainstone de milieux infralittoraux passent vers le sommet à des marno-calcaires ou à des marnes à faune de mer ouverte (brachiopodes, céphalopodes et foraminifères à tests hyalins...) de milieux circalittoraux. Cette tendance générale à l'approfondissement des milieux, est interrompue localement (dans les zones hautes) par l'installation de faciès de haute énergie ou bioconstruits des environnements para-récifaux, surtout à partir

du passage Callovien inférieur-Callovien moyen. Cette hétérogénéité dans les faciès témoigne de variations latérales à l'échelle locale et suggère cependant le début d'une activité tectonique qui va s'accroître pendant la période suivante.

Dans le bassin d'El Jadida, la transgression de la mer atlantique d'âge bathonien fut ressentie et correspond à un changement dans les modalités sédimentaires, caractérisés par le dépôt des faciès carbonatés typiquement marin. Dans cette région les influences marines semblent s'accroître vers la partie méridionale du bassin et traduisent ainsi une augmentation de la subsidence vers le SW (dans ces directions).

Dans l'offshore d'El Jadida, les données géologiques ne permettent pas d'identifier les sédiments qui peuvent être attribués avec précision à l'intervalle Bathonien-Callovien. Cependant, comme nous l'avons signalé pour la période précédente, deux types de sédiments ont été identifiés, il s'agit soit des calcaires noduleux de couleur rougeâtres ou /et de calcaires oolithiques et à pellets, l'ensemble étant attribué à l'intervalle Bajocien-Callovien, sans argument paléontologique tranchant. Pendant l'Oxfordien s'installe une plate-forme carbonatée, avec une différenciation paléogéographique. Ainsi, à l'est, s'installe une mer peu profonde soumise au influence du large, tandis vers le nord-ouest, le dépôt des faciès calcaires avec ou sans apport terrigène et riche en ammonites, traduisent des environnements pélagiques ou hémipélagiques (forages 544 et 547 et dragage du Vema, Renz *et al.* 1975 in Ruellan, 1985, p. 96). Les variations latérales de faciès progressives, témoignent généralement de l'installation d'une rampe carbonatée, bâtie sur une pente irrégulière, responsable d'une certaine hétérogénéité faciologique. Des phases de réajustement tectonique et de subsidence rapides, semblent être l'élément moteur de l'interruption de cette sédimentation, ces phénomènes coïncident avec l'accélération dans les taux d'accrétion océanique (Ruellan, 1985, p. 228). Des analyses de la subsidence, dénotent une évolution qui semble en désaccord avec les modèles théoriques des marges passives, et témoignent de l'influence des facteurs tectoniques.

Dans le bassin d'El Jadida à terre, la confrontation des données de forages avec nos études stratigraphiques, permettent de déduire que pendant le Bajocien supérieur, la première incursion marine est limitée à la partie sud-ouest du bassin (région des Mouissat, bassin des Abda, NE de Safi), tandis que vers le NE se dépose des séries détritiques rouges continentales.

A partir du Bathonien supérieur et surtout à partir du Callovien inférieur, date de l'importante accrétion océanique de l'Atlantique central, la transgression de la mer atlantique gagne de nouvelles terres émergées et il est probable que la ligne de rivage progresse légèrement vers l'Est et le nord-est du bassin. Le bassin des Doukkala s'étend vers le NE et vers l'est, et témoigne de l'installation des milieux marins peu profonds avec les dépôts de calcaires bioclastiques, oolithiques, marno-calcaires à foraminifères benthiques et algues calcaires et des macrofossiles dont des lamellibranches, des oursins, et gastéropodes et les quelques rares brachiopodes et des dolomies (rampe carbonatée proximale).

#### \*Interprétation eustatique:

La transgression marine enregistrée au cours de cette période, semble la plus importante dans l'évolution de l'Atlantique pendant le Jurassique anté-Portlandien. Elle semble plus étendue que celle enregistrée pendant le Lias supérieur. A partir du Bathonien supérieur, les mers atlantiques envahissent cette fois-ci de nouvelles terres émergées, et la ligne du rivage subit nettement une extension vers l'est et le nord-est. Ce changement rapide dans l'étendue du bassin paraît cependant lié à la nature de la marge qui correspond à une large rampe homoclinale très peu pentée, et les transgressions marines conduisent en effet à de rapides migrations des aires de dépôts (lors des phases transgressives et à l'installation des conditions sub-aériennes sur de vastes secteurs de la marge lors des phases régressives). Les influences marines atteignent pour la première fois, les régions de Seksaoua et du Mouissat où les faciès marins déposés ici sont nettement plus réduits par rapport à ceux déposés dans l'ouest du bassin. Ils correspondent à l'installation des milieux marins littoraux ou / et lagunaires, et témoignent d'une certaine réduction des influences marines vers les rivages et les bordures du bassin. La distribution des environnements pour tout le domaine étudié, révèle une certaine zonation de la rampe carbonatée depuis le sud-ouest vers le nord-est et aucune rupture dans le profil des fonds ne paraît marquer le passage d'un environnement à l'autre. La zonation de cette rampe carbonatée semble en partie



commandée par l'inclinaison de la pente vers le sud-ouest (l'orientation de la pente vers le sud-ouest), accompagnée d'une subsidence plus accentuée dans cette direction.

L'ampleur et l'homogénéité de cette invasion marine, sensible à la fois sur l'ensemble du bassin atlantique marocain et sur les marges américaines, indique qu'une élévation eustatique en est la cause principale. Cet ennoisement totale coïncide avec l'événement majeur connu dans l'Atlantique centrale et que de nombreux auteurs (Sicheler *et al.*, 1980 ; Wilson, 1981 ; Patriat *et al.*, 1982 ; Olivet *et al.*, 1982 ; Olivet *et al.*, 1984) relie à l'importante accréation océanique datée à 155 Ma qui marque le véritable démarrage de l'ouverture de l'Atlantique centrale.

## 6-Oxfordien pp.-Kimméridgien inférieur

Au cours de cette période, le remplissage sédimentaire du bassin d'Agadir et d'Essaouira, se caractérise par l'installation de faciès hétérogènes : 1) sédimentation récifale et épi-récifale et 2) sédimentation carbonatée de type bassin.

En général, dans les parties ouest du bassin, des variations rapides de faciès s'observent (fig. 31 et 32) : dans les zones subsidentes (le bassin circalittoral) se déposent des boues argileuses et marneuses et des calcaires (texture mudstone à wackstone) à faune de mer ouverte et à foraminifères hyalins et agglutinés. Cette sédimentation passe à l'articulation du "bassin circalittoral-récif" à un faciès mixte (concomitance de sédiments récifaux et de type bassin). Sur la « plate-forme récifale » la sédimentation débute par l'installation des calcaires bioconstruits de texture grainstone, framestone, rudstone et bafflestone-wackstone, et s'achève par des calcaires détritiques, des grès littoraux et des faciès de type lagon tels que les wackstones à dasycladales et/ou les biomicrites à coprolithes de crustacés, à birds-eyes et à laminites algaires.

L'augmentation des apports détritiques vers le sommet semble interrompre la construction récifale et le remplissage sédimentaire se poursuit par l'installation des environnements littoraux et de type lagon ou tidal-flats. En général, pendant cette période, l'évolution des environnements sédimentaires traduit une tendance générale au comblement. Cette évolution régressive se poursuit au Kimméridgien inférieur par l'installation de milieux littoraux soumis fréquemment à des arrivées détritiques rouges continentales.

Vers les bordures du bassin (Tabl. 4, 6 et fig. 31), les caractéristiques sédimentologiques témoignent de l'installation d'environnements marins plus proximaux, lagunaires et puis fluvio-déltaiques, surtout à partir de l'Oxfordien supérieur, lorsque les influences marines se réduisent tandis que les influences continentales s'intensifient. La sédimentation continentale prograde progressivement vers l'ouest, où des incursions marines plus franches s'y intercalent, témoignant de la persistance de l'influence marine aux extrémités occidentales du bassin.

Malgré une évolution sédimentaire à tendance généralement régressive (fig. 31), l'étendue du bassin progresse légèrement vers les zones du rivage, dépassant celle de la période Bathonien-Oxfordien p.p. Vers les extrémités sud-ouest d'Imi'N-Tanout (nord-est du bassin d'Agadir), la présence de sédiments d'âge kimméridgien supérieur à portlandien n'est pas argumentée paléontologiquement, de ce fait, il est possible que l'étendue maximale du bassin atlantique marocain d'Agadir pendant le Jurassique ait été atteinte au cours du Kimméridgien inférieur.

Dans le bassin d'El Jadida (en mer), sur le plateau actuel, cette période se caractérise par l'édification d'une plate-forme carbonatée, où se déposent des calcaires à stromatolithes et des calcaires micritiques et dolomitiques. Ces conditions sédimentaires semblent persister jusqu'à l'intervalle Kimméridgien-Portlandien. Sur la partie actuellement émergée du bassin, il semble que les conditions sédimentaires se caractérisent par le début de l'installation des milieux lagunaires, où dominant des dolomies et des évaporites. Ces environnements qui reflètent une évolution à tendance généralement régressive, semblent couvrir toute la période qui s'étend de l'Oxfordien supérieur jusqu'au Portlandien, mais aucun argument paléontologique n'a été identifié pour trancher.

En conclusion, les nombreuses observations ponctuelles ou levées partielles effectuées aussi bien à Essaouira qu'Agadir, conduisent à des interprétations tout à fait comparables. Toutes confortent l'esquisse paléogéographique d'un ensemble morpho-sédimentaire, se déposant dans une vaste rampe carbonatée soumise à une différenciation paléogéographique de deux types : régionale et locale, dont l'origine est à rechercher dans les processus de la dynamique sédimentaire.

\*La différenciation d'ordre régional, est principalement guidé par l'augmentation de la subsidence vers les parties ouest et sud-ouest du bassin : augmentation des épaisseurs dans ces directions. Ce phénomène, est favorisé aussi par l'augmentation de la pente de la rampe dans ces directions.

\*La différenciation d'ordre locale, est essentiellement sous contrôle tectonique. Elle est responsable des grandes variations latérales dans les épaisseurs et les paléoenvironnements. En effet pendant cette période, une activité tectonique syn-sédimentaire a guidé le remplissage sédimentaire : 1) Dans les parties hautes des blocs, la sédimentation se fait dans des milieux récifaux ou dans des milieux de haute énergie, cette sédimentation récifale est relayée latéralement dans les parties médianes par une concomitance des faciès récifaux et des faciès des milieux marins ouverts sur la large; 2) Dans les parties ouest du bassin, vers les parties les plus subsidentes des blocs basculés, la sédimentation se fait principalement dans des milieux plus profonds (approfondissement provoqué), où dominent les processus de la décantation, et dans ce cas, les faciès récifaux (de la formation Tidili) disparaissent, et à leur place on assiste à la continuité des processus sédimentaires typiques des milieux marins ouverts calmes : infralittoraux et circalittoraux (faciès de la formation Ouanamane).

Le modèle proposé d'une rampe carbonatée à faible pente pour les séries de l'Oxfordien inférieur (voire Callovien p.p.) au Kimméridgien inférieur, est confirmé par la présence des mêmes mécanismes sédimentaires à l'échelle du bassin et aussi par l'absence d'une zonation sédimentaire et par l'absence des grandes variations latérales de faciès à l'échelle régional. Toutefois, il faut exclure, les grandes variations latérales de faciès et les distributions des faciès récifaux à l'échelle locale. Ces derniers sont le témoin des changements de la morphologie de fond marin comme étant un des contrôles de l'édification des bioconstructions. Ainsi, les variations latérales de faciès, et la morphologie des corps sédimentaires (sous forme de lentilles, présence des phénomènes Onlap, Downlap...), indiqueraient une rapide variation de la bathymétrie, dont l'origine peut être tectonique (probablement d'autres facteurs interviennent, mais à degré faible). L'augmentation brutale de la bathymétrie dans les parties affaissées des blocs basculés, serait défavorable au développement des organismes constructeurs : absence d'une turbulence et d'éclairement, accroissement de la sédimentation boueuse micritique et argileuse défavorable à la vie des organismes coloniaux... etc. Dans les parties médianes des blocs basculés, l'alternance des faciès récifaux dans les faciès de mer ouverte n'est que le résultat de la resédimentation des organismes coloniaux qui proviennent de démantèlement de la crête récifale sous l'effet des actions mécaniques et biologiques (vagues, tempêtes, dégradation biologique, perforation des lithophages...etc.).

En conclusion, dans les parties ouests et médianes du bassin atlantique marocain, le remplissage sédimentaire se caractérise par une différenciation lithologique à l'échelle horizontale. Il délicate de dresser une subdivision lithologique de la formation récifale (Fm. Tidili, nouvelle formation) uniforme



à l'échelle du bassin. Les enchaînements de faciès sont sous contrôle de la dynamique sédimentaire : tectonique et eustatique.

## II- Interprétation géodynamique (Evolution géodynamique)

Dans le bassin atlantique marocain, la compilation des données biostratigraphiques, sédimentologiques, paléogéographiques et tectoniques, nous a permis de déduire l'évolution du bassin pendant la période étudiée.

A l'échelle du bassin, les variations latérales dans les puissances et les paysages sédimentaires et la présence de discordances progressives et de lacunes sédimentaires, peuvent s'expliquer en partie par l'intervention de facteurs tectoniques et cinématiques liés à l'évolution de l'Atlantique central. L'existence d'une tectonique syn-sédimentaire au cours du Jurassique est certaine et paraît présenter une importance considérable contrôlant le remplissage sédimentaire du bassin. Cependant, cette tectonique est intermittente et il paraît possible de la décomposer en phases d'accalmie et périodes de paroxysme.

### 1- Lias inférieur-moyen

A l'échelle du bassin atlantique marocain, des études géologiques anciennes et récentes, suggèrent que le remplissage sédimentaire des séries du Lias inférieur et moyen se fait d'une manière très hétérogène. Les différences significatives sont mises en évidence aussi bien régionalement que localement, elles ne sont que la conséquence des événements locaux, régionaux ou globaux :

#### a- A l'échelle régionale :

##### Arguments

- Dans le bassin d'Essaouira, l'existence de roches carbonatées liasique est prouvée par la présence de sédiments marins bien étudiés aussi bien à l'affleurement (Jbel Amsittène, Duffaud, 1960 ; Bouaouda, 1987, 1993 ; Du Dresnay, 1988) qu'aux forages (Forages ESS-1, RSW-1, TAT-1 etc, SCP, 1966, Hafid, 1999). Plus au nord du bassin d'Essaouira, les données géologiques nombreuses recueillies dans l'escarpement d'El Jadida, témoignent de la présence de sédiments marins d'âge liasique (Lias inférieur à moyen). Les études réalisées sur le Leg 79, sur les sites 544, 545, 546, et 547, révèlent la présence de calcaires noduleux et brèches de pentes sous-marines à éléments de calcaires noduleux (ammonitico-rosso), attribués au Lias en 1984 par Bernoulli et Kälin sur la base des nanofossiles tel que *Schizosphaerella punctulata* et *S. astrea*, associés à *Involutina ticinensis* (Scheig). Ces dépôts d'origine marine sont donc le témoin de l'installation d'une rampe carbonatée à escarpement distal.

-Vers le sud, dans la région d'Agadir, les données de terrain (Duffaud *et al.*, 1966 ; Ambroggi, 1963 ; Bouaouda, 1987, 1993 et dans le présent travail) et de forage (Sondage EG-1 (El Gouma 1, 1976) et TGA-1 (Tagragra 1, 1961, *in* Du Dresnay, 1988, p.389) à l'est d'Agadir, ont atteint le Trias (à 3126 m et 3075), mais sans avoir signalés des sédiments marins du Lias inférieur à moyen.

-Au sud de Souss, dans le bassin de Lâayoune-Tarfaya, les quelques données de forages (forage Agip-Mineraria de Puerto-Cansado 1, Martinis et Visintin, 1966 et Viotti, 1966), ont été interprétées et attribuées à tort au Lias moyen (*in* Du Dresnay, 1988, p. 386). La présence dans cette série de *Pseudocyclamina liasica* ne permet pas de confirmer cette attribution stratigraphique. Selon notre avis, la datation de cette série au Lias moyen est non fondée paléontologiquement, ce foraminifère découvert au Maroc, présente une répartition stratigraphique qui atteint dans les bassins d'Essaouira et d'Agadir des niveaux stratigraphiques du Toarcien voire l'Aalénien inférieur. Nos propres recherches biostratigraphiques réalisées dans l'ensemble du bassin, notent cependant l'absence des sections typiques de *Pseudocyclamina liasica* dans les sédiments du Lias moyen. Sur la base de ces arguments, on peut déduire, que dans le bassin du Tarfaya, les premiers dépôts carbonatés d'origine marine, peuvent être attribués au Lias supérieur et non pas au Lias moyen

comme il a été admis jusqu'à présent (Choubert, Faure-Muret et Hottinger, 1971, Du Dresnay, 1988). En fonction de ces données, il me semble que la transgression de la mer atlantique pendant le Lias inférieur et moyen n'a pas atteint vers le sud les régions d'Agadir et les bassins de Laâyoune-Tarfaya. Cette première transgression marine était limitée jusqu'à présent aux régions des bassins d'Essaouira et d'El Jadida.

## Bilan

En résumé : Les dépôts marins du Lias inférieur et moyen de type atlantique, présentent une répartition géographique restreinte, connus dans l'offshore d'El Jadida et dans l'offshore et l'onshore du bassin d'Essaouira. Les séries en question diminuent d'épaisseur du nord vers le sud et disparaissent totalement vers le sud au delà des extrémités méridionales du bassin d'Essaouira.

D'après l'examen des données de forage et du terrain, détaillées ci-dessus (Duffaud, 1960 ; Duffaud *et al.*, 1966 ; Ambroggi, 1963 ; Adams *et al.*, 1980 ; Lancelot, 1980 ; Ruellan, 1985 ; Bouaouda, 1987, 1993, 2003 et dans le présent travail ; Du Dresnay, 1988 ; Hafid, 1999, etc....), la répartition des dépôts liasiques se fait d'une manière très hétérogène dans l'espace et dans le temps, elle est strictement liée à la structuration du bassin atlantique pendant cette période. La présence des dépôts marins liasiques est limitée au sud par une limite structurale probablement en relation avec la faille du Cap Tafelney-Amsittène, au sud de cette faille, on note l'absence totale des dépôts carbonatés marins du Lias inférieur à moyen. Cette faille de direction N-70 active depuis le Trias semble joué postérieurement pendant la période en question.

Durant le Lias moyen, une phase d'instabilité tectonique est responsable des différences significatives entre les bassins d'Essaouira-El Jadida et d'Agadir-Tarfaya-Lâayoune. Vers le nord, le bassin d'Essaouira-El Jadida, beaucoup plus subsident que celui d'Agadir-Tarfaya-Lâayoune, accueille une sédimentation marine, tandis que vers le sud, en direction du bassin d'Agadir et plus vers le Sud, se note l'absence de dépôt, et les "deux bassins" fonctionnent indépendamment. D'après les cartes structurales proposées par différents auteurs (Souid, 1983 ; Cherkaoui, (1988 ??) et Medina 1994), il semble que le bassin d'Essaouira-El Jadida est limité au sud pendant cette période de temps par une ligne structurale majeure qui correspond à une faille de direction ENE-WSW rejoignant le Cap Tafelney et la région de Chichaoua. Cette structure semble être l'élément moteur de la répartition des dépôts au cours de cette période, et responsable de soulèvement du bloc d'Agadir.

A l'échelle régionale, et en conclusion, il me semble que pendant l'intervalle Lias inférieur à moyen, la présence des dépôts marins d'origine atlantique est bien argumentée dans le bassin d'Essaouira et au large de la ville d'El Jadida. En dehors de ses régions, vers le nord, le sud et l'est, on note l'absence totale de ses dépôts. Les données géologiques dont nous disposons, ne témoignent pas de leur érosion, et leur absence par lacune de dépôt peut être admise, en relation directe avec une activité tectonique responsable de soulèvement des régions en question.

La transgression marine responsable de dépôt carbonaté pendant le Lias moyen semble venir du Nord (NW), conformément aux indications du Lancelot (1980). Vers l'est du bassin, la marge atlantique marocaine est séparée du bassin téthysien du Haut-Atlas central par le massif ancien du Haut-Atlas. La grande différence d'association organique entre le bassin d'Essaouira et le bassin téthysien marocain pendant cette période, confirme l'isolement et la séparation des deux domaines. Toutes ces observations nous permettent de déduire l'existence d'une phase tectonique majeure qui a aboutit à la surrection effective du massif ancien au moins à partir du Lias inférieur et non pas à partir de la fin du Lias comme elle a été admis par Stets, (1992).

La transgression atlantique venant du NW s'est arrêté vers le sud et probablement au-delà du nord d'El Jadida, par la présence de zones soulevées qui limitent l'extension de la mer pendant cette période.

## b- A l'échelle locale

Dans le bassin d'Essaouira (fig. 6 et 7), la période Lias inférieur à moyen correspond aux premiers dépôts marins d'origine atlantique, cependant, les grandes variations dans les épaisseurs et les paléoenvironnements et les lacunes sédimentaires témoignent de la présence d'une activité tectonique syn-sédimentaire, qui semble responsable de la structuration du bassin. Ainsi, d'après la compilation des données

du terrain et de forage (*in* Hafid, 1999), il semble que le bassin d'Essaouira était compartimenté en rides et sillons orientés N-S à ENE-WSW au Jurassique inférieur et moyen (*in* Medina, 1994, p. 112-113). Ainsi, dans le segment Nord, dont les limites sont la faille de Tensift au nord et la faille d'Essaouira, au sud, on note l'absence des dépôts marins du Lias moyen (d'après les données des forages *in* Hafid, 1999), cela témoigne du soulèvement de ce bloc pendant cette période. Au sud de ce segment, se délimite le segment Sud, encadré au nord et au sud respectivement par les failles d'Essaouira et du Cap Tafelney-Amsittène, dont le prolongement oriental à terre tend à se paralléliser avec les failles N-20 (failles méridionales) dans le voisinage de la ville de Chichaoua. Au sein de segment Sud du bassin d'Essaouira, les dépôts marins liasiques sont bien représentés et les variations dans les épaisseurs en général son liés selon notre avis à une activité tectonique des failles N-20 (fig.). En effet, des études structurales détaillées à partir des données de forages et des profils sismiques (Broughton et Trepanier, 1993 -*in* Medina, 1994- ; Leroy, 1997 et Hafid, 1999), font ressortir deux familles de failles importantes (principales) de direction NNE-SSW et NE-SW (N 20 et N 70), qui ont affecté les terrains triasico-liasiques et dont certains ont joué postérieurement pendant le Jurassique et le Crétacé. Pendant le Lias moyen une compression faible de direction ENE-WSW, engendre des rides et des sillons.( Broughton et Trepanier, 1993). D'après Leroy, 1997, les failles N 20 ont un jeu normal et les failles N 70 correspondent bien souvent à une zone fracturée plutôt qu'à une faille unique. Les failles N-20, présentent un pendage préférentiel orienté vers l'est dans la partie orientale du bassin à terre. Cette tendance s'inverse vers l'ouest à partir d'un secteur central correspondant grossièrement au prolongement N-S du horst de Meskala.

Bilan :

En résumé, les grandes variations dans les épaisseurs observées au sein de la série jurassique du bassin d'Essaouira, sont en faveur d'une activité tectonique, la région en question se caractérise par une structuration en zones hautes à taux de sédimentation faible ou nulle (rides) et en zones affaissées à taux de sédimentation plus important (dépo-centres). Ces variations d'épaisseurs ont été interprétés dans de nombreux travaux structurales, comme étant uniquement due à une extension d'âge jurassique à Crétacé basal [Medina, 1994, Amrhar, 1995, Leroy, 1997, Piqué *et al.*, 1998, (*in* Hafid, 1999, p.156)]. Récemment, des études détaillées menées par Hafid (1999) à partir de l'analyse des cartes isopaques, des coupes sismiques et des corrélations stratigraphiques, permettent à cet auteur de conclure que les variations dans les épaisseurs au sein de la série jurassique du bassin d'Essaouira sont dues à un diapirisme contemporain à une extension crustale. La structuration en ride et dépo-centre coïncide avec la présence dans ses zones des plus importants diapirs et intumescences salifères du bassin, les profils sismiques montrent que les rides correspondent aux accumulations salifères (intumescences et diapirs) et les dépo-centres correspondent cependant aux synclinaux bordiers de ces derniers.

D'après les corrélations avec les cartes paléogéographiques du bassin triasique à liasique basal [bassin salifère, Hinz *et al.*, 1982 (*in* Hafid)], il apparaît bien que la répartition spatiale des dépôts marins liasiques épouse concrètement les limites du bassin salifère triasique. Cette observation confirme bien que les mêmes événements géodynamiques responsables de l'édification du bassin salifère se poursuivent jusqu'au Lias inférieur à moyen et ont contrôlé la répartition des dépôts marins pendant cette période.

Conclusion / Interprétation cinématique

Les dépôts marins carbonatés présentes à la fois dans le plateau du Mazagan et dans l'onshore et l'offshore d'Essaouira, sont la conséquence d'un début d'accrétion océanique à partir du Sinémurien-Pliensbachien. Les arguments radiométriques de la présence d'une croûte océanique sont confirmés par les études de Ferraud *et al.*, 1985 ou 1986 (données magnétiques et magmatiques : 190 Ma / 200 Ma du banc de Corringe *in* Ruellan 1985). Vraisemblablement, il s'agit de la première accrétion océanique dont les influences eustatiques ne sont enregistrées que dans le large du plateau d'El Jadida (plaine abyssale de Seine) et en terre et en offshore d'Essaouira. En conclusion, la phase de distension et de structuration des marges atlantiques, s'est accompagnée précocement par des proto-ouvertures de l'Atlantique central, surtout à partir de 190 Ma / 200 Ma (Sinémurien-Pliensbachien). De ce fait, la première ouverture de l'Atlantique

centrale peut être datée du Sinémurien-Pliensbachien et non de la base du Dogger comme il a été admis jusqu'à présent par de nombreux auteurs.

## 2-Période Domérien- Toarcien moyen

Comme nous l'avons signalé ci-dessus (paléogéographie), cette période, se caractérise à la fois à Essaouira et Agadir, par l'installation des faciès fluvio-déltaiques, plus précisément à partir du Domérien supérieur. Les sédiments de nature détritiques viennent se reposer, en contact direct, sur une surface de discontinuité d'ordre régionale.

Dans le bassin d'Essaouira, les sédiments carbonatés de la période Lias inférieur à moyen, sont couronnés brutalement par une surface de discontinuité. Celle-ci, met en contact les sédiments carbonatés d'origine marine (Fm. Arich Ouzla) avec les sédiments de nature continentale (Fm. Amsittène). La plate-forme antérieurement édifiée, subit une émergence. Ce changement dans les conditions de sédimentation, apparaît comme un phénomène brutal au regard de la lenteur de l'évolution de la plate-forme liasique, dont les causes sont à expliquer dans les modalités de l'évolution de l'Atlantique central pendant cette époque.

### Arguments stratigraphiques :

Dans le bassin d'Essaouira, les analyses stratigraphiques réalisées dans les affleurements du Jbel Amsittène, corrélées conjointement avec les données de forages, nous ont permis de situer stratigraphiquement cette discontinuité régionale repérée à la fois dans le bassin d'Essaouira et dans le bassin d'Agadir.

Dans ce bassin, cette discontinuité est repérée dans le Jbel Amsittène, dans la localité Arih Ouzla. Elle se manifeste par une surface de ravinement, qui met au contact soit 1) les calcaires dolomitiques du sommet de Fm. Arich Ouzla, d'âge lias inférieur à moyen avec les sédiments détritiques la formation Amsittène (Domérien supérieur-Toarcien moyen); ou soit 2) des sédiments argileux ou doléritiques d'âge triasique à hettangien, (Fm. Argana, observation à Essaouira et Agadir) avec les sédiments détritiques la formation Amsittène.

A l'échelle du bassin d'Agadir, la limite ou le contact entre les premiers dépôts sédimentaires jurassiques post-rift et les dépôts syn-rifts se matérialise par une discontinuité de ravinement (discordance érosive).

Ce caractère d'ordre général, peut être due à une phase de soulèvement. L'âge de la mise en place de cette surface de discontinuité peut être déduite à partir des terrains encaissants.

1-Les données de forage (ESS-1, TAT-1...), n'ont pas permis, cependant de détecter cette discontinuité, qui probablement peut être présente, mais les conditions d'observations n'autorisent pas son identification.

2-Dans le bassin d'Essaouira, l'âge de cette discontinuité peut être approché de façon indirecte :

\*Les calcaires marins du sommet de la Fm. Arich Ouzla, situés en dessous de la discontinuité, ont fourni dans les données de forage ESS-1, des fragments d'ammonites rapportés au genre *Arietoceras*. Selon Du Dresnay (1988), cette ammonite date en général du Domérien moyen dans le domaine téthysien.

\*Les données du terrain (Jbel Amsittène), témoignent cependant de l'absence des séries du Domérien moyen par corrélation avec les données de forage ESS-1. Il semble que ces sédiments ont été érodés et forment en partie les éléments des conglomérats de la base de la formation Amsittène déposée dans des milieux fluvio-déltaiques. Les lames minces effectuées dans les éléments liasiques calcaires (de taille 0,04 à 0,08 m), montrent qu'il s'agit de calcaires dolomitiques à oolithes, oncoïdes, renfermant quelques débris d'algues calcaires (*Rivularia* sp.) et des foraminifères tel que : *Mesoendothyra* sp., *Ophthalmidium* sp., *Valvulina* sp., très probablement des fantômes de *Pseudocyclamina* sp.(cf. *liasica* ??), des *Nodosariidae* et d'autres bioclastes non identifiables. Le lithofaciès se rapproche de celui du sommet de la formation calcaire liasique (formation sous-jacente nommée Fm. Arich Ouzla), en affleurement à Jbel Amsittène, cependant la biophase semble très différente et semble d'affinité plutôt domérienne que carixienne. Ces éléments érodés peuvent toutefois être l'équivalent stratigraphique des calcaires marneux à fragments d'*Arietoceras* du Domérien moyen repéré latéralement dans le forage ESS-1 (Du Dresnay, 1988).

\*Les sédiments détritiques de la formation sous jacente, n'ont pas fourni des arguments paléontologiques permettant leur datation. Toutefois, les niveaux carbonatés sus-jacents à la formation Amsittène ont fourni des fossiles d'âge toarcien supérieur à aalénien basal (Ambroggi, 1963 ; Adams *et al.*, 1980 ; Bouaouda, 1987, 1993, voir détail volet biostratigraphie).

\*Conclusion : En fonction de ces données biostratigraphique, la discontinuité de ravinement est donc postérieure au Domérien moyen, et date probablement de la base du Domérien supérieur.

#### Interprétation :

La surface d'érosion ou de ravinement, met en contact la base de la formation Amsittène (formation détritique) avec les formations sous-jacentes (Carbonates du Lias moyen : Fm. Arich Ouzla, ou argiles ou dolérites d'âge trias à hettangien : Fm. Argana ou Groupe Argana). Elle repose en discordance, avec un angle de quelques degrés (5- 10 degrés), sur les dernières assises des formations sous-jacentes. Cela témoigne d'un événement tectonique régionale, responsable de soulèvement de la marge au cours de début du Domérien supérieur. Cet événement tectonique, associé probablement à une chute eustatique, explique l'installation des milieux fluvio-déeltaïques dans les parties onshore et offshore du bassin pendant l'intervalle Domérien supérieur-Toarcien moyen

#### Conclusion

Sur la base de ces données, il semble qu'un phénomène tectonique d'ordre régional affecte le bassin atlantique marocain. Ce soulèvement d'âge domérien supérieur, semble en liaison étroite directe avec l'évolution de l'Atlantique centrale pendant cet intervalle. Il est en particulier en relation avec 1) "l'avortement de la première ouverture océanique" ou/et le soulèvement des lèvres du rift, et 2) à un phénomène tectonique compressif qui affecte la marge atlantique marocaine pendant le Lias moyen (Broughton et Trepanier, 1993), et plus précisément au Domérien supérieur.

En résumé, après l'installation des premiers dépôts marins, dans certains endroits de la marge marocaine (Essaouira et El Jadida), pendant l'intervalle Lias inférieur moyen p.p., suit à partir du Domérien supérieur, une phase de soulèvement quasi-général, et d'une chute du niveau marin. Cette discordance, d'âge domérien supérieur, responsable de l'exondation et de la rupture de l'installation de la plate-forme liasique dans le bassin d'Essaouira et en partie dans la mer d'El Jadida, semble être lié à un phénomène tectonique majeur qui se manifeste au sommet du Lias moyen. Cela, ne peut être que la cause de réajustement tectonique, due à l'arrêt de l'expansion de la première croûte océanique, c'est-à-dire à l'avortement de la première ouverture océanique de l'Atlantique central, dont les événements eustatiques étaient enregistrés sur les colonnes lithostratigraphiques du bassin d'Essaouira et d'El Jadida.

L'absence de dépôts pendant cette période dans les bassins de Doukkala (à terre) et d'Agadir et vers les bordures est du bassin d'Essaouira, peut être expliqué par la non sédimentation des séries dans une aire émergée. Leroy (1997), interprète la lacune de dépôts liasiques dans le bassin de Doukkala (à terre), au phénomène de soulèvement des épaules du rift.

### 3-Lias supérieur-Bathonien moyen

Dans le "bassin" d'Agadir, les variations des épaisseurs durant l'intervalle Lias supérieur-Bathonien p.p., sont dues à la présence de structures distensives de direction dominante N 120 visibles sur le versant ouest du couloir d'Argana. En effet, pendant ce temps, le bassin est affecté par un réseau de failles de direction dominante WNW-ESE (Medina, 1994), dont les principales sont du SSW au NNE, les failles d'Imeghrane, Aït Khattab, Amzri et Ifesfas. Ces accidents témoignent d'une activité tectonique progressivement récente vers le NNE.



Dans le bassin d'El Jadida, les données du terrain et des profils sismiques, ont permis à certains auteurs de proposer des hypothèses sur l'origine de la flexure du Mouissat (Gigout, 1954, Medina, 1989 et Hafid, 1999). Ainsi, la limite nord-est du bassin coïncide avec un linéament structural N 50. Cela a été interprété comme une flexure : flexure de la meseta (Gigout, 1954), ou linéament des Mouissat (Medina, 1989). Hafid (1999), suggère un âge pré-callovien pour le soulèvement à l'origine de cette flexure. En revanche, nos récentes études biostratigraphiques détaillées (Bouaouda, 2002b, voir ci-dessus pour le détail), nous permettent d'apporter des précisions stratigraphiques et de redater le soulèvement de Mouissat. Ce dernier est antérieur au Bajocien supérieur et non pas au Callovien inférieur, comme il a été admis jusqu'à présent. Dans une optique plus générale, nous pensons que le soulèvement qui affecte le bassin, est un événement tectonique régional qui est en relation directe avec l'évolution de l'Atlantique centrale. Le soulèvement enregistré au Mouissat (bassin d'El Jadida-Abda) et au Seksaoua (bordure est et nord-est du bassin "Essaouira-Agadir") paraît avoir le même origine, et nous semble anté-Bajocien (au moins pour le bassin d'El Jadida), nous pensons que ce phénomène paraît fonctionner d'une manière irrégulière, le soulèvement s'est atténué à partir du Bajocien supérieur et se corrèle parfaitement avec l'événement tectonique qui affecte la marge NE américaine pendant la même période (Bajocien -Bathonien). Le rajeunissement des discordances progressives vers le NNE et l'Est, semble en relation avec l'existence des failles responsables de l'augmentation de la subsidence vers le SW et l'ouest (failles longitudinales majeurs NE-SW, NNE-SSW)?.

Plus vers le sud, l'étendue du bassin d'Essaouira-Agadir coïncide vers l'est avec la dorsale du massif hercynien central (de Du Dresnay, 1971, 1988), cette limite sépare le bassin jurassique atlantique à l'ouest du bassin jurassique téthysien à l'est. Les données géologiques que nous disposons (Tabl. 6) témoignent de l'amincissement en Onlap progressif de la série jurassique vers l'est et le nord-est contre le socle paléozoïque, et montrent que les formations jurassiques sont cartographiquement discordantes les unes sur les autres progressivement vers l'est et le nord-est.

L'étendue du bassin augmente sensiblement depuis le Lias jusqu'au Callovien, cependant cette extension semble se ralentir ou se réduit pendant l'intervalle Bathonien inférieur à moyen et également pendant l'Oxfordien et le Kimméridgien inférieur au Portlandien.

Dans le bassin d'Essaouira (Tabl. 1), les nombreux travaux réalisés principalement à partir des données des forages, dénotent la part de l'influence tectonique dans la répartition des sédiments sur l'ensemble du bassin.

En se basant sur des études palynologiques de quelques rares forages (TAB-2 par exemple), les données révèlent l'absence des indicateurs biostratigraphiques de l'intervalle Aalénien-Bathonien (Jenkins, 1990 *in* Hafid, 1999). Certains auteurs interprètent ces lacunes comme dues aux phénomènes tectoniques. Et ces lacunes ont été interprétées différemment, ainsi, Broughton et Trepanier (1991 et 1993) les considèrent comme général, tandis que Hafid, 1999, les interprètent comme locales.

Nos propres recherches biostratigraphiques réalisées dans les affleurements jurassiques du Jbel Amsittène (considérés comme une zone haute), révèlent la présence de la série aaléno-bathonienne (biozone à *Pseudocyclamina liasica* et biozone à *Paleopfenderina arabica*), et les arguments biostratigraphiques identifiés ne témoignent pas cependant de l'absence de cette série (voir détail volet biostratigraphie). Toutefois, nous aimerons bien signaler, que pendant cet intervalle du temps, l'identification de ces indicateurs biostratigraphiques, demeure difficile voire impossible. En général, à l'échelle du bassin atlantique d'Essaouira, le remplissage sédimentaire, généralement des milieux marins proximaux, se caractérise par la présence des phénomènes diagénétiques : dolomitisation (l'épigénisation des microfossiles) et par la rareté des indicateurs biostratigraphiques. Dans cette série sédimentaire, la majorité des indicateurs stratigraphiques forment des horizons bien limités et dans des niveaux très réduits. Ce n'est qu'à partir d'une étude micropaléontologique de plusieurs coupes et à échantillonnage continue et serré que ces horizons peuvent être identifiés. A cet effet, nous pensons que l'absence des séries aaléno-bathonienne dans le forage TAB-2 est non fondée, et que seulement cet intervalle est mal caractérisé paléontologiquement dans les forages étudiés.

Ces nouvelles constatations biostratigraphiques, nous permettent cependant d'apporter certaines corrections aux antérieures interprétations géodynamiques. Les faibles variations observées dans les épaisseurs, témoignent de l'atténuation des manifestations tectoniques par corrélation avec la période précédente : Lias inférieur à moyen.

L'ensemble des observations et constatations présentées ci-dessus, suggèrent que l'évolution de la marge d'Essaouira s'effectue sous régime distensif qui semble jouer d'une manière discontinue et irrégulière. Ainsi, pendant le Lias inférieur à moyen, les événements tectoniques sont accompagnés par une halocinèse et par la formation des rides et des sillons, tandis que, pendant l'intervalle Aalénien- Bathonien et contrairement aux interprétations antérieures (Trepanier et Broughton, 1993, Hafid, 1999), ce dispositif tectono-sédimentaire s'atténue

#### *4-Oxfordien p.p.-Kimméridgien inférieur*

Pendant cette période, la marge atlantique marocaine se caractérise par une certaine hétérogénéité dans les paysages sédimentaires et les faciès et témoigne d'une activité tectonique accentuée. Un ensemble d'études détaillées et d'observations ponctuelles permet de déduire l'évolution géodynamique de la marge pendant cette période et d'éclaircir l'origine de la formation des édifices bioconstruits. Deux à trois types de sédimentation ont été identifiés dans une observation à petite échelle de l'ordre d'environ un à deux kilomètres. Ainsi par exemple, les calcaires marneux et les marnes à faune de mer ouverte des environnements marins infra- à circalittoraux, sont substitués latéralement par des faciès récifaux, épirécifaux et de type lagon. Cette évolution latérale dans les environnements, traduit une certaine polarité sédimentaire et représente un exemple classique de transition entre une marge récifale et son bassin. Ces changements latéraux de faciès sont rapides et reflètent la nature de la topographie et témoignent de variations rapides dans la paléobathymétrie.

Dans le bassin d'Agadir, les bonnes conditions d'affleurement permettent des études et des observations idéales. La disposition et l'organisation des constructions récifales oxfordiennes et du Kimméridgien inférieur suivent une orientation bien définie selon deux à trois directions N120 et N20, 70.

Dans les observations panoramiques (alignements ?) N120 (WNW-ESE), on constate un changement dans la géométrie et les paléoenvironnements des corps sédimentaires (fig. 32). L'étude de la sédimentation au sein de ces affleurements a permis de déduire que l'approfondissement a lieu vers le SSE, ce qui évoque une augmentation de la subsidence dans cette direction, alors que les (alignements ?) parties WNW, témoignent d'une diminution de la subsidence et d'une tendance au comblement, et constituent des hauts-fonds soumis à une sédimentation moins profonde de type récifal ou / et lagon.

Au sein des alignements N20-70, l'augmentation de la paléobathymétrie s'effectue vers le SSW, et révèle une polarité sédimentaire dans cette direction. L'augmentation de la paléobathymétrie vers le SSW est le témoin d'une subsidence dans cette direction et l'indice des manifestations d'ordre tectonique.

#### **Bilan :**

Cette évolution latérale dans les faciès et les épaisseurs reflète à notre sens des variations brutales de la bathymétrie liées à l'augmentation de la subsidence (basculement de blocs) soit vers le SSE ou vers le SSW. Cela est en liaison avec le fonctionnement des accidents. L'augmentation de la subsidence dans ces directions (vers le SSE ou le SSW), est le résultat d'une activité tectonique distensive. Les subsidences orientées soit vers le SSE ou vers le SSW, ne sont que la conséquence des manifestations tectoniques induisant des basculements des blocs soit NNW ou vers NNE. Ces basculements de blocs dans ces directions, peuvent se corrélés avec les structures orientées NNE-SSW à NE-SW et les failles de direction NNW-SSE.

Les directions ou le basculement des blocs que révèlent nos observations ponctuelles, semblent, en partie, en désaccord avec certaines études structurales. Cependant, nous aimerons signaler que ces déductions sont d'ordre locale, probablement qu'il s'agit d'une structuration d'ampleur réduit, différente des failles d'ampleur régional. L'activité des failles longitudinales et transversales s'est manifestée donc au cours de l'intervalle Oxfordien p.p.-Kimméridgien inférieur et a contrôlé la sédimentation. Ainsi, dans les parties subsidentes des blocs, prédomine une sédimentation de mer ouverte des environnements circa -et- infralittoraux, tandis que dans les extrémités soulevées, se développe une sédimentation d'affinité récifale et/ou de type lagon (fig. 32). La progradation des édifices bioconstruits et de ses formations annexes, paraît s'effectuer selon deux directions dominantes : NNW-SSE et NNE-SSW. Le passage d'un type de fonctionnement en zone haute à une zone subsidente paraît lié à un maximum de mobilité et prouve la présence et le rôle de la tectonique pendant cette période, qui semble ainsi correspondre à une augmentation de son activité.

## Discussion

Notre interprétation tectono-sédimentaire concorde en partie avec les études structurales menées dans le bassin.

-D'après Amrhar (1995), les variations d'épaisseur enregistrées pendant le Callovien sont contrôlées par des structures orientées ENE-WSW. Au cours de l'Oxfordien et du Kimméridgien inférieur, les discordances progressives témoignent d'une instabilité du substratum anté-jurassique, alors que la période «Rauracien-Séquanien» révèle une augmentation de l'activité tectonique, qui semble interrompre la montée progressive et continue des rides. En revanche, en ce qui concerne le Jurassique inférieur et moyen cet auteur signale la présence des structures plus ou moins subsidentes, orientées NNE-SSW à NE-SW et dont l'effondrement des blocs se fait vers le NW.

-Medina (1994, p.116) signale que l'activité tectonique dans le Haut Atlas est régie par des failles normales orientées NW-SE d'âge Trias terminal à Crétacé basal et à regard dominant vers le SW, responsable de l'augmentation des épaisseurs dans la partie méridionale du bassin.

Les données dont nous disposons, témoignent de la présence de deux types de structures tectoniques, responsables de la sédimentation pendant l'intervalle Oxfordien à Kimméridgien basal surtout :

\*dans l'anticlinal d'Imouzer, les failles (listriques) dominantes sont de direction N120 à N140 et à regard SSW et le SW, et sont responsables du basculement des blocs vers le NNE à NE.

\*Les quelques observations effectuées dans l'anticlinal d'Anklout, témoignent de la présence d'accidents dominants de direction NNE-SSW à NE-SW (N 20-40, N70) à regard SSE, et témoignent d'une subsidence plus accentuée dans ces directions.

Cette constatation montre que le remplissage sédimentaire s'effectue en partie et dans certaines localités du bassin selon une polarité sédimentaire orientée vers le SSE ; cependant, à l'échelle régionale, les principales variations de faciès et d'épaisseur (les épaissements et la polarité sédimentaire) s'effectuent vers le SW, l'ouest et le NW, conformément à une ouverture générale du domaine en direction de l'Océan atlantique. Cette inversion de polarité sédimentaire est la conséquence d'un basculement des blocs vers le NNW, à la faveur du jeu de failles listriques de direction NNE-SSW à NE-SW et à regard SSE (*soit qu'il peut s'expliquer en relation avec l'existence d'un horst, bordée par des failles NE-SW à regard SE???, com. orale Medina, 2002*).

Ainsi, l'association de hauts-fonds et de zones subsidentes paraît en relation avec les lignes structurales et de leur fonctionnement au cours de la sédimentation. Cette activité tectonique distensive, semble l'élément moteur et majeur du basculement des blocs d'extension kilométrique à hectométrique, vers le NW (subsidence SE) et le NNE (subsidence SW), parallèlement aux accidents d'orientation N 120 et N 20-70.

En ce qui concerne le bassin d'Essaouira, les conditions d'affleurement ne permettent pas des observations panoramiques idéales. Cependant, les corrélations stratigraphiques d'un ensemble de coupes bien réparties dans l'anticlinal d'Amsittène et de Hadid-Ali-Kourati, ont permis certaines interprétations paléogéographiques et géodynamiques.

Ainsi les grandes variations latérales dans les épaisseurs et les paléoenvironnements, sont comparables à celles du bassin d'Agadir. Cela suggère que les mêmes phénomènes géodynamiques décrits dans le bassin d'Agadir règnent aussi dans le bassin d'Essaouira. En revanche, nos observations ne permettent pas de déduire le sens de basculement des blocs.

Des études structurales effectuées dans la région, témoignent d'une activité tectonique. Ainsi, pendant le Jurassique supérieur, le bassin d'Essaouira montre la présence de zones hautes et dépo-centres d'orientation WNW-ESE et ENE-WSW et NNE-SSW (Medina, 1994). Broughton et Trépanier (1993), signalent qu'au cours du Callovien, il y a reprise de l'activité tectonique dans la partie ouest du bassin. Les augmentations des épaisseurs vers l'ouest du bassin semblent en relation étroite avec la présence des failles qui entraînent une subsidence plus marquée vers l'ouest et un soulèvement vers l'est du bassin.

Plus vers le nord, dans l'offshore du bassin d'El Jadida, des études structurales et géophysiques effectuées sur des profils sismiques et à partir des plongées sous marines, témoignent de la présence des indices d'une activité tectonique. Ainsi la discordance callovo-oxfordienne, se manifeste par une réactivation de certaines failles normales, de rebroussement des séries et par une inconformité ou même une disconformité (séquences acoustiques) des unités sismiques (Ruellan, 1985, p. 200). Les caractéristiques sédimentologiques de la série callovo?-oxfordienne à Kimméridgien inférieur, révèlent l'absence de dépôts des séries récifales typiques, elle correspond cependant à des calcaires massifs de plate-forme ou à des faciès para-récifaux

En ce qui concerne le développement des constructions récifales, les pinacles récifaux de la période allant de l'Oxfordien au Kimméridgien basal, sont enracinés dans une rampe carbonatée, et se situent à l'aplomb de failles syn-sédimentaires, comme dans le Haut Atlas oriental. L'emplacement des récifs est contrôlé par une activité tectonique liée à deux familles de failles : N120 et N20 à N70. Le développement des constructions récifales et de leurs annexes sur la marge atlantique marocaine ne se fait donc pas d'une manière aléatoire, mais résulte en général de la conjugaison de facteurs morphologiques et structuraux. En conclusion, la concomitance des faciès récifaux et de type bassin et les variations latérales, résultent en général de l'intervention des facteurs tectoniques et eustatiques. Une interprétation d'ordre eustatique sera présentée dans des travaux ultérieurs. Cependant, nous aimerons bien signaler que nous ne négligeons pas le rôle des phénomènes diapiriques dans les modalités du remplissage sédimentaire. Il est certain, que le diapirisme est responsable, par exemple, de certaines cas de subsidence différentielle, liée à la fuite de sel dès le Lias (com. orale Medina, 2002). !

Les récifs de cette période, correspondent donc à des constructions éphémères, isolées et édifiées au sein d'une rampe carbonatée, soumise à une activité tectonique distensive. La progradation des récifs et de ses annexes (édifices bioconstruits) vers le SW et le SE, paraît le résultat du basculement des blocs (soit vers NE ou NW) le long des failles normales N 120 et N 20-70. Cette évolution tectono-sédimentaire s'intègre dans le modèle structural régional qui provoque un morcellement de la marge atlantique marocaine, en liaison directe avec la cinématique de l'Atlantique central.

### **III-Discussion et conclusion**

L'évolution de la marge atlantique marocaine apparaît contrôlée par des facteurs d'ordre tectonique, eustatique et cinématique.

La tectonique syn-sédimentaire revêt une importance considérable durant le Jurassique. La tectonique semble fonctionner d'une manière discontinue et irrégulière, des périodes d'accalmie alternant avec des périodes d'activité. Dans le bassin d'Agadir et d'Essaouira, les périodes du Lias moyen et du Callovien p.p. à Kimméridgien inférieur p.p. témoignent d'une activité tectonique accentuée. Ces deux intervalles sont séparés par une période de stabilité tectonique au Lias supérieur-Bathonien/Callovien qui permet l'homogénéisation des environnements à l'échelle du bassin.

En général, les influences tectoniques sont en partie responsables des variations latérales des épaisseurs et des paléoenvironnements. L'activité tectonique, de nature distensive se matérialise à travers un réseau de

failles principal d'extension plurikilométrique de direction N20 à N30-40 et un réseau secondaire de direction N70-80 à N120. Les accidents syn-sédimentaires N20 à N30 appartenant au réseau principal, apparaissent comme les traits architecturaux majeurs soulignant la distension NW-SE du bassin. Ils engendrent un contrôle de la géométrie et la migration des morphologies.

La transgression générale de l'Atlantique à partir du Bathonien supérieur est le résultat de l'importante accretion océanique datée de 155 Ma. L'expansion océanique entraîne sur la marge un déplacement des masses d'eau vers les bordures internes progressivement inondées et les maximums d'approfondissement sont enregistrés pendant cette période. Cet événement d'ordre cinématique, est suivi par une phase d'augmentation de l'activité tectonique à partir de l'Oxfordien jusqu'au Kimméridgien inférieur, conséquence des variations rapides de la vitesse d'expansion océanique de l'Atlantique central.

La migration de lignes de rivage et les discordances progressives enregistrent les différentes étapes de l'évolution de l'étendue du bassin. Cette dernière augmente progressivement depuis le Lias jusqu'au Kimméridgien inférieur. L'extension du bassin semble cependant se réduire vers l'ouest d'Imi'N-Tanout pendant l'intervalle Kimméridgien supérieur-Portlandien. Les véritables étapes de l'étendue du bassin se corrélaient parfaitement avec des périodes transgressives enregistrées au cours du Toarcien et du Bathonien supérieur.

Entre le Callovien supérieur et le Kimméridgien basal, la marge atlantique marocaine se caractérise par une grande hétérogénéité de faciès. Ce phénomène d'ordre régional ne serait que la conséquence d'une phase de structuration de la marge le long des failles N120 et N70-80 à N 20-30. Le résultat final est la réactivation générale des accidents hérités de la période triasique et paléozoïque, provoquant un redécoupage de la rampe carbonatée en une suite de blocs plus ou moins basculés vers le NW (subsidence vers SE) et le NE (subsidence vers SW). Le basculement des blocs aboutit à la création de zones hautes où se dépose une série récifale, et de zones subsidentes, soumises à une sédimentation dominante de type infralittoral à circalittoral. Ces événements tectoniques d'ordre régional expliquaient l'origine du développement des constructions récifales pendant la période Oxfordien-Kimméridgien basal. Les récifs correspondent donc à des constructions éphémères isolées et établies sur une rampe homoclinale soumise à une activité tectonique distensive : les soulèvements provoqués par les manifestations tectoniques synsédimentaires constituent les éléments moteurs qui induisent l'installation des édifices bioconstruits et de leur annexes.

De nombreux travaux antérieurs consacrés à la cinématique de l'Atlantique central (Olivet *et al.*, 1984 ; Sougy, 1988), signalent que l'histoire de l'Atlantique central demeure incertaine dans ces grandes lignes, depuis la base du Lias jusqu'au Bathonien, date de la création des premiers fonds (Blacke spur Magnetic Anomaly, Klitgord & Schouten, 1986). Nos travaux sur les bassins atlantiques marocains depuis El Jadida jusqu'à Agadir, contribuent à la connaissance de l'histoire de l'Atlantique central. Ainsi, à l'échelle du bassin, l'homogénéisation des faciès et des environnements sédimentaires et l'augmentation remarquable de l'étendue du bassin vers l'est et le nord-est au cours du Toarcien-Aalénien basal, témoignent d'un événement remarquable transgressif, en réponse à une période de subsidence thermique post-rifting et à un débordement marin due à la "deuxième" accretion océanique de l'Atlantique central. L'augmentation de l'activité tectonique vers l'ouest du bassin serait une réponse à l'augmentation dans la vitesse du taux d'accretion océanique de l'Atlantique central pendant le Toarcien supérieur-Aalénien inférieur.

# Quatrième partie : Microbiostratigraphie : Essai de biozonation et réflexions paléogéobiographiques

## I- Introduction

La macrofaune de mer ouverte, représentée par les ammonites et les brachiopodes demeure le plus fiable pour la datation des séries mésozoïques. Cependant, son intérêt demeure limité en raison souvent d'une étroite répartition géographique et stratigraphique dans les séries géologiques de plates-formes ou des rampes carbonatées. En revanche les microfossiles qui sont fréquemment rencontrés dans les séries sédimentaires semblent très utiles pour la biostratigraphie.

Dans la Téthys, de nombreux travaux biostratigraphiques ont été réalisés sur les séries jurassiques. Les résultats de ces études ont généralement contribué à l'élaboration d'un cadre biostratigraphique basé sur la macrofaune (ammonites, brachiopodes, belemnites etc.) et dans une moindre mesure sur les microfossiles (foraminifères, algues, ostracodes, charophytes etc.). Cependant, les bassins atlantiques marocains, partie intégrante de la marge nord-ouest africaine (branche de l'Atlantique central de la Téthys jurassique), restent encore peu connus sur le plan biostratigraphique, ou la majorité des travaux sont fragmentaires. C'est dans le but d'une contribution à la connaissance de la biostratigraphie de Jurassique que nous présentons ce travail.

La synthèse biostratigraphique que nous présentons ici est le résultat d'une recherche micropaléontologique entamée depuis 1987 (Bouaouda, 1987a et b, 1993, 2002a et b, Bouaouda *et al.*, 2004a). L'inventaire détaillé des microfossiles s'est basé sur l'observation de plusieurs centaines de lames minces (quelques milliers) provenant de plusieurs coupes (une vingtaine) géologiques bien réparties sur l'ensemble du bassin depuis les parties subsidentes jusqu'aux bordures les plus proximales (fig. 2 et 3).

Le but du présent travail est 1) d'actualiser la stratigraphie de la série jurassique des bassins atlantiques marocains, 2) de préciser la stratigraphie et la micropaléontologie de quelques microfossiles et 3) de présenter un essai de biozonation fondée sur les algues dasycladales et les foraminifères benthiques valable à l'échelle du bassin et enfin 4) de confronter nos données avec ceux du domaine téthysien.

Dans la réalité, depuis les années 1960 et jusqu'au 2001, les études microbiostratigraphiques des bassins atlantiques marocains pendant l'intervalle Lias-kimméridgien, se sont révélées rares et fragmentaires. Ainsi, parmi les travaux micropaléontologiques, on peut citer ceux du Duffaud, 1960, Brun, 1962; Medina et Jaffrezo, 1984; Jaffrezo *et al.*, 1985; Deloffre et Beun, 1985 et enfin ceux de Bouaouda, 1987a, 1993. Ces travaux portent sur un inventaire simplifié de la microfaune et de la microflore, cependant aucun examen précis de la répartition verticale et horizontale des microfossiles n'a été entamé (réalisée) et aussi aucune tentative de la biozonation n'a été présentée, à part les travaux microbiostratigraphiques de Bouaouda, 1987 (travail inédit) et 1993 qui étaient réservés à la partie subsidente du bassin atlantique. Récemment des travaux de détail ont commencé, et ils ont intéressé en premier lieu les parties proximales du bassin dans les régions d'Imi'N-Tanout et de Mouissat (Bouaouda, 2002b) et une partie de la série jurassique des parties subsidentes du bassin d'Agadir (Bouaouda *et al.*, 2004).

## II- Biozonation

Dans les bassins atlantiques marocains, les études biostratigraphiques détaillées de plusieurs coupes (fig. 2 et 3) bien réparties à l'échelle du bassin ont permis de définir des associations microfossilifères, fondées dans leur majorité sur les foraminifères benthiques et les algues dasycladales. Les biozones identifiées permettent l'établissement d'une échelle biostratigraphique pratique valable à l'échelle du bassin.

Nous détaillons la biozonation proposée, basée sur les microfossiles benthiques, elle tient compte de nos connaissances actuelles, mais pourra être précisée par des recherches et des données ultérieures.

Dans le présent travail, la biozotation que nous allons détailler actuellement, se base principalement sur les foraminifères benthiques à tests agglutinés ou microgranulaires et les algues dasycladales, facilement identifiables dans les sections des lames minces. Ces taxons sont fréquemment rencontrés dans les faciès des plates formes et des rampes carbonatées. Ainsi, du fait de Leur large répartition géographique et de l'évolution d'association micropaléontologique à l'échelle verticale, ces taxons permettent de proposer une biozotation fiable, capable d'établir une échelle biostratigraphique valable à l'échelle des bassins côtiers atlantiques marocains. Cependant, cette échelle biostratigraphique ne tient pas compte des microfossiles principalement identifiables par leur caractères externes (faciès marneux) : Par exemple, dans les parties subsidentes du bassin atlantique marocain, l'association micropaléontologique des séries calloviennes et oxfordiennes, se caractérise par la dominance des formes benthiques à tests hyalins et par d'autres foraminifères agglutinés des milieux marins ouverts de type infralittoral à circalittoral : lenticulines, dentalines, *Triplasia*, *Flabellamina*, everticyclammines, ammobaculites.....etc. Il est à signaler que le petit benthos (foraminifères hyalins) est souvent utilisé dans la biostratigraphie des niveaux marneux dans plusieurs bassins jurassiques. Cependant, son utilisation dans les faciès calcaires demeure délicate du fait que leur identification en section est souvent difficile voire impossible.

## II- 1-Essai de biozotation

Dans les sédiments marins (spécialement de nature dure : calcaires, dolomies et calcaires gréseux) de la marge atlantique marocaine, les études micropaléontologiques détaillées ont permis l'inventaire le plus complet possible des microfossiles dont des algues dasycladales et des foraminifères benthiques. Cet inventaire quasi-exhaustif nous a permis de mettre en évidence des associations microfossilifères. Ces dernières qui se succèdent et évoluent depuis la base au sommet de la série en question, permettent l'établissement d'une échelle biostratigraphique fondée spécialement sur les foraminifères benthiques à structures complexes et les algues dasycladales. Ainsi le Jurassique (Lias-Kimméridgien inférieur), des bassins atlantiques marocains peut être subdivisé en **14 biozones**. Les biozones identifiées sont calées stratigraphiquement dans leur majorité par des brachiopodes, rarement par des ammonites. La datation de biozones dépourvues d'indicateurs stratigraphiques caractéristiques (brachiopodes, ammonites), se base sur des comparaisons avec des échelles biostratigraphiques de même nature établies dans le domaine téthysien, sur la valeur stratigraphique de certaines espèces de foraminifères benthiques et d'algues dasycladales et sur des corrélations stratigraphiques et des reconstitutions paléogéographiques à l'échelle du bassin atlantique marocain.

Stratigraphiquement de bas en haut, s'échelonnent les biozones suivantes (Tabl. 8) :

### 1-Intervalle Lias inférieur à moyen

Dans le domaine atlantique marocain, les affleurements correspondants à cet intervalle se limitent seulement à deux affleurements localisés dans le bassin d'Essaouira (Jbel Amsittène). Dans le bassin d'Essaouira (localité d'Arich Ouzla), l'association micropaléontologique a permis de définir la biozone à *Involutina liassica*.





### **a-Biozone à *Involutina liassica* (JONES):**

Cette biozone se caractérise par la présence constante de l'espèce-guide, ainsi, en fonction de l'évolution de l'association dans le temps, cette biozone peut se subdiviser en deux sous-biozones :

#### **\*Sous-biozone à *I. liassica* (zone d'extension partielle)**

Il s'agit d'une zone d'extension partielle de *I. liassica*, puisque cette espèce se retrouve également dans la sous-biozone sus-jacente. La base étant définie par l'apparition de l'espèce-guide, le toit de cette biozone est marqué par l'apparition de *Palaeodasycladus mediterraneus* et également par la raréfaction de plusieurs formes de foraminifères à test hyalins.

Les associations de cette sous-biozone sont caractérisées par la dominance de petits foraminifères hyalins dont les plus remarquables sont *Nodosaria* cf. *metensis* TERQUEN, *Marginulina* cf. *prima* D'ORBIGNY, *Lingulina tenera* var. *octocostata* BART. et BRAND, *Lingulina tenera* BORNEMANN, *Dentalina* aff. *vetustissima* D'ORBIGNY, *Spirillina infima* STRICKLAND, *Epistomina* sp., *Marginulina* sp., *Frondicularia* sp. On note également la présence de *Andersenolina* cf. *turris* (FRENTZEM), *Everticyclammina* n. sp. et *Ophthalmidium martatum* FARINACCI. La majorité des espèces identifiées, semble caractéristique de Lias inférieur à moyen.

#### **-Attribution stratigraphique**

Les microfossiles de cette sous-biozone s'associent à des petits brachiopodes (Bouaouda, 1987, détermination Y. Alméras) qui ont permis de préciser l'âge de la sous-biozone. Il s'agit de *Rudirhynchia calcicostata* QUENSTEDT du Lotharingien-Carixien et *Homeorhynchia ranina* (SUESS) connue dans le Lotharingien supérieur (zone à *Raricostatum* / Carixien inférieur (zone à *Jamesoni*) de Provence.

A l'échelle du bassin atlantique marocain, l'association identifiée ici se corrèle partiellement avec celle définie (reconnue ou déterminée) dans l'offshore du Mazagan (Site 547, Leg 79, Riegraf et Luterbacher, 1984). La grande majorité des foraminifères hyalins identifiées dans le plateau du Mazagan se retrouve en partie dans le bassin d'Essaouira (Tabl. 9). L'assemblage micropaléontologique définie dans le Mazagan est attribué au Pliensbachien inférieur sur la base de la présence de *Frondicularia paradoxa*, *F. terquemi terquemi*, *F. terquemi dubia*, *F. squamosa*, *Lingulina tenera tenera*, *Lingulina tenera praepupa*, *L. tenera carinata*, et *Margnulina spinata* (Copestake et Johnson in Riegraf et Luterbacher 1984, p. 674).

#### **\*Sous-biozone à *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA**

Le début de cette sous-biozone se définit par l'apparition du taxon guide, cette apparition est apparemment synchrone à une réduction ou à une forte diminution de la richesse en microfossiles, en particulier les foraminifères à test hyalins. L'association se caractérise par la coexistence de *Involutina liassica*, *Involutina* sp. et *Ophthalmidium* sp.

Par corrélation avec les données de forage (Tabl. 9), cette sous-biozone est surmontée par une série carbonatée qui a livré de petites ammonites. Les fragments de ces céphalopodes ont été rapportés à *Arieticeras* (Du Dresnay, 1988). Dans le domaine téthysien, ce genre semble caractéristique du Lias moyen, il se situe stratigraphiquement entre le Domérien moyen (zone à *margaritatus*) et la partie inférieure du Domérien supérieur (zone à *spinatum*) (Septfontaine, 1984, p. 221).

Nous aimerons bien signaler ici, que malgré le nombre élevé de lames-minces étudiées, aucune section de *Pseudocyclammina liassica* n'a pu être identifiée dans la sous-zone à *Palaeodasycladus mediterraneus*. Dans le bassin d'Essaouira, les niveaux à *Palaeodasycladus* se situent au dessous des niveaux à premières pseudocyclammines.

En conclusion, les interprétations chronostratigraphiques fournies par les séries encadrantes, permettent de dater cette sous-biozone de l'intervalle Carixien moyen- Domérien inférieur.



## 2- Toarcien supérieur-Aalénien p.p.

### **a-Biozone à *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER (zone d'extension)**

A l'échelle du bassin, la base de cette biozone est marquée par l'apparition de *Pseudocyclammina liasica*. L'association de la partie inférieure de la biozone se caractérise surtout par la présence des coprolithes de crustacés et par de rares sections de *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES, d'*Ammobaculites* sp. et d'autres lituolidés non identifiées. Vers le sommet de la biozone, on note la coexistence de l'espèce index avec *Mesoendothyra croatica* GUSIC (premières formes) et avec de nombreuses sections de *Sarfatiella dubari* et de rares petits brachiopodes. La limite supérieure de la biozone est marquée par la disparition de *P. liasica*.

### **b-Attribution stratigraphique**

Dans le bassin atlantique marocain, dans les affleurements jurassiques du bassin d'Agadir (Tabl. 10), l'espèce guide s'associe vers le sommet de la biozone à des brachiopodes. Les premières récoltes (Ambroggi, 1963) ont permis d'identifier des petits fossiles dont *Zeilleria anglica* (OPPEL) et *Terebratula withakeri* ? WALKER (probablement une faute d'impression pour *whitakeri*), l'âge proposé est toarcien-aalénien. Par la suite, de nouvelles découvertes (Adams *et al.*, 1980) ont permis d'identifier l'espèce *Zeilleria lycetti* (DAVIDSON), cette espèce caractéristique du Toarcien semble présenter beaucoup d'affinité avec *Zeilleria anglica* de l'Aalénien (Bajocien inférieur au sens anglais). En parallèle à ces brachiopodes, des bivalves peu caractéristiques ont été identifiés dont les plus significatifs sont *Gervillella* cf. *G. acuta* (J. de C. Sowerby) et *Pseudolimea* sp. probablement *P. duplicata* (J. de C. Sowerby). Ces espèces de bivalves bien qu'elles sont de longue durée, sont caractéristiques de l'Aalénien en Grande Bretagne (*in* Adams *et al.*, 1980, p. 67).

Les données stratigraphiques fournies par la macrofaune permettent de placer la biozone dans l'intervalle Toarcien-Aalénien.

En ce qui concerne la valeur stratigraphique des microfossiles, l'espèce *Pseudocyclammina liasica* est considérée comme caractéristique de l'intervalle Domérien moyen à Toarcien inférieur. Au Maroc, la limite inférieure, datée indirectement par ammonites, est reportée au Domérien moyen (partie supérieure du Domérein moyen: *Seguenziceras* cf. *algovianum* OPPEL, Septfontaine, 1984, p. 221). La limite supérieure est datée en Arabie Saoudite par une faune d'ammonite de Toarcien inférieur (zone à *Serpentinus*, Enay *et al.*, 1987 *in* Bassoulet, 1996, p. 296). En revanche, dans le bassin d'Agadir, l'association de cette espèce avec des brachiopodes et des bivalves de Toarcien-Aalénien permet de préciser la limite supérieure d'extension de l'espèce et de le reporter stratigraphiquement à l'Aalénien basal?.

Parmi les microfossiles associés au taxon guide, on note la présence de *S. dubari* et de *Mesoendothyra croatica*, ces taxons non caractéristiques sont des espèces de vaste extension stratigraphique ou dont la répartition stratigraphique est encore imparfaitement cernée (Bassoulet, 1996) et de ce fait ne permettent pas de détailler la stratigraphie de la biozone. Cependant, vers le sommet de la biozone à *Pseudocyclammina liasica*, la présence de *S. dubari* en grande abondance semble présenter une certaine valeur stratigraphique. Selon Peybernès, 1987 (com. Orale), cette dasycladale présente une acmé située à la base du Dogger (Aalénien inférieur-Bajocien moyen). Cette constatation suggère un âge toarcien supérieur-aalénien inférieur pour le sommet de la biozone à *P. liasica*.

L'ensemble des observations et des interprétations présentées ci-dessus, nous amènent à 2 conclusions :

-d'une part, la biozone à *P. liasica*. peut être rapportée à l'intervalle Toarcien-Aalénien.

-d'autre part, on peut raisonnablement admettre que la limite supérieure de *P. liasica* peut atteindre l'Aalénien ? dans le bassin atlantique marocain sur la base de son association avec des brachiopodes de l'Aalénien.

*Remarque* : A l'échelle de la téthys, cet intervalle se marque par une réduction du nombre des grands foraminifères benthiques (Bassoullet, Fourcade et Peybernes, 1985). Dans des milieux marins restreints, *Pseudocyclammina liasica* est le plus souvent prise comme indicateur stratigraphique (Septfontaine *et al.* 1991), tandis que, dans les milieux marins ouverts, cette espèce fait défaut, et la biozonation se base sur d'autres marqueurs tel les foraminifères à tests hyalins.

### 3- Aalénien p.p.-Bajocien inférieur/moyen

#### **a-Biozone à *S. dubari* CONRAD & PEYBERNES et *Mesoendothyra croatica* GUSIC (zone d'intervalle)**

La base de la biozone est définie par la disparition de *Pseudocyclammina liasica* et le toit par l'apparition de *Pfenderella cf. arabica*. Les taxons index de cette biozone sont généralement les plus abondants, ils s'associent à de nombreuses sections de coprolithes de crustacés et à des nouvelles formes de pseudocyclammines (formes de transition entre les espèces *liasica* et *maynci*).

#### **b-Attribution stratigraphique**

Cette biozone à faune non caractéristique peut être rapportée à l'intervalle Aalénien p.p.-Bajocien moyen tout en se basant sur les interprétations chronostratigraphiques des biozones sous et sus-jacentes.

### 4- Bajocien p.p.-Bathonien moyen

#### *4-1- Partie subsidente du bassin*

#### **a-Biozone à *Pfenderella arabica* REDMOND (zone d'extension partielle)**

Dans le bassin d'Essaouira, malgré la persistance des faciès des plates-formes carbonatées - évaporitiques, on assiste à un renouvellement microfossilifère qui permet de définir une association à microfossiles caractéristiques : biozone à *Pfenderella arabica*.

La limite inférieure de la biozone correspond à l'apparition des premiers individus de *Pfenderella arabica* (REDMOND). L'espèce index en grande abondance surtout dans la moitié inférieure de la biozone s'associe à de nombreux microfossiles dont les plus caractéristiques sont *Amijiella amiji* (HENSON), *Pseudoeggerella elongata* SEPTFONTAINE, *Limognella dufaurei* PELISSIE et PEYBERNES (faible fréquence). On note aussi la présence de *Mesoendothyra croatica*, *Siphovalvulina* sp. et l'apparition des premières formes de *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER (fréquence faible et individus peu évolués). Le milieu de la biozone se marque par l'apparition de *Andersenolina minuta* (DERIN et REISS). La limite supérieure de la biozone est marquée par l'apparition d'*Archaeosepta platierensis* WERNLI, forme index de la biozone sus-jacente dans le bassin d'Essaouira ou par l'apparition d'*Andersenolina palastiniensis*, forme-index dans le bassin d'Agadir.

## **b-Attribution stratigraphique**

A l'échelle du bassin atlantique marocain, cette biozone ne contient pas une faune de mer ouverte permettant sa datation précise, toutefois, la corrélation de la biozone avec les étages de Jurassique peut être facilement cernée à partir des données stratigraphiques des niveaux surincombants et aussi en tenant compte de la valeur biostratigraphique de certains microfossiles.

Ainsi, en tenant compte, d'une part du récent travail de synthèse de la répartition stratigraphique des foraminifères jurassiques (Bassoullet, 1996) et de certaines interprétations chronostratigraphiques de quelques foraminifères benthiques (Septfontaine, 1981, 1988; Bouaouda, 1987, 2002b) : *Limognella dufareii* : Aalénien Bajocien-Bathonien moyen, *Pseudoeggerella elongata*: Bathonien (Bathonien supérieur de la région d'Imi'N-Tanout, Bouaouda, 2002b), *Pfenderella arabica* : Bajocien supérieur - Callovien, *Pseudocyclammia maynci* : Bajocien supérieur- Oxfordien, *Andersenolina minuta* : Bathonien inférieur (Bajocien supérieur ?)-Callovien, et d'autres part des interprétations chronostratigraphiques apportées par les brachiopodes et *A. platierensis* de la biozone sus-jacente (voir détail ci-dessous); il semble qu'un âge bajocien supérieur-bathonien moyen peut être attribué à la biozone à *P. arabica*, le Bathonien supérieur démarre avec la biozone sus-jacente (biozone à *A. platierensis*).

La biozone précitée, fait défaut dans le bassin d'Agadir et dans les bordures du fait de l'absence de biotope favorable (séries fluvio-deltaïques).

### **4-2-Bordures du bassin**

Vers les bordures orientales et nord-orientales du bassin, correspondant aux séries d'Imi'N-Tanout (Seksoua) et des Jbilet occidentaux (Mouissat), l'espèce guide du bassin d'Essaouira : *Pfenderella arabica* est absente. L'association micropaléontologique identifiée permet de définir la biozone à *Pseudocyclammia maynci* (Bouaouda, 2002b).

## **a-Biozone à *Pseudocyclammia maynci* HOTTINGER (zone d'intervalle)**

La base de la biozone est définie par l'apparition de *Pseudocyclammia maynci*, ce foraminifère étant associé à *Siphovalvulina* sp. Ces deux formes peu caractéristiques se retrouvent presque dans toutes les biozones sus-jacentes et présentent une grande répartition latérale à l'échelle du secteur étudié. Le sommet de la biozone correspond à l'apparition de *Praekurnubia crusei*.

Dans les affleurements d'Imi'N-Tanout, cette biozone montre aussi la présence de quelques rares sections d'Hauraniidae grossièrement agglutinés qui se rapprochent des genres *Limognella* et *Amijiella*. Ces deux formes, du fait de leur étroite répartition géographique et de leur faible fréquence n'ont pas été choisies comme taxons-guides pour définir cette biozone vers les bordures du bassin.

## **b-Répartition :**

L'assemblage est bien défini à Imi-N'Tanout et au Jbilet occidental.

A l'échelle du bassin, la biozone à *Pseudocyclammia maynci* se corrèle parfaitement avec la biozone à *Pfenderella arabica*, surtout bien identifiée à Essaouira (Bouaouda, 1987a, 1987b et 1993 et dans le présent travail).

## **c-Attribution stratigraphique :**

En se basant sur la valeur stratigraphique de *Limognella* et par corrélation latérale avec le bassin d'Essaouira (Jbel Amssitène), cette biozone peut être rapportée au Bajocien supérieur-Bathonien moyen. La biozone sus-jacente semble caractériser le Bathonien supérieur.

## 5- Bathonien supérieur-Callovien inférieur

### **Introduction:**

Dès le Bathonien supérieur, la marge atlantique marocaine se caractérise par l'installation générale des faciès marins (zone subsidente et zones de bordures). On assiste à un grand renouvellement et une grande diversité organique, témoignés par l'apparition de plusieurs taxa de brachiopodes, ammonites, lamellibranches, gastéropodes, foraminifères et algues vertes. Cette explosion organique est principalement liée à l'importante accrétion océanique qu'enregistre l'Atlantique centrale, où les transgressions immergent de nouvelles terres émergées et créent de nouvelles niches écologiques propices à l'apparition de nouveaux taxa.

Sur le plan lithologique, le remplissage sédimentaire correspond à une diversité de faciès et les unités lithostratigraphiques sont parfois diachrones. L'étude micropaléontologique (inventaire micropaléontologique) généralisée à l'échelle du bassin nous a permis de définir des successions verticales d'assemblages. Toutefois, nous avons constaté que pour le même intervalle



biostratigraphique, plusieurs associations peuvent être définies, en liaison étroite avec les variations latérales de faciès parfois à petite échelle.

En raison de phénomène d'endémisme parfois marquée et des grandes variations latérales de faciès qui induisent une hétérogénéité dans la composition micropaléontologique pour le même intervalle stratigraphique, il s'avère très difficile de présenter une biozonation générale à l'échelle du bassin. Dans le présent travail, nous tenterons de présenter une biozonation synthétique qui tient compte des formes index à grande répartition spatiale, fréquemment utilisées dans les échelles biostratigraphiques et des formes endémiques liés aux faciès qui sont le plus souvent peu utilisées en biostratigraphie.

Nos études microbiostratigraphiques portées sur le contour du bassin atlantique marocain ont permis de définir depuis les parties subsidentes (ouest du bassin) du bassin jusqu'aux extrémités les plus proximales du bassin, les biozones suivantes :

## 5-1- Partie subsidente du bassin

### a-Biozone à *Archaeosepta platierensis* WERNLI (zone d'extension)

Il s'agit d'une biozone définie dans le bassin d'Essaouira dans des faciès graveleux et oolithiques. La limite inférieure se caractérise par l'apparition de ce petit foraminifère. Ce taxon index s'associe dans certains niveaux à *Praekurnubia crusei*, et à de nombreuses autres espèces cosmopolites telle que : *Pseudocyclamina maynci*, *Mesoendothyra croatica* (fréquence faible), *Nautiloculina oolithica-circularis*, *Pfenderella* cf *arabica* (les dernières représentantes). Certains horizons, montrent la présence de lituolidés grossièrement agglutinées (Amijillinidés et *Spiraloconulus* ou *Limognella*) qui ressemblent beaucoup à ceux figurés par Bassoulet et Colchen, 1987 dans le Bajocien supérieur-Bathonien de l'Inde (Himalaya de Ladakh, p. 553). On note aussi la présence de *Valvulina* aff. *lugeoni* SEPTFONTAINE, *Andersenolina* cf. *palastiniensis* (HENSON) (très rares sections), *Andersenolina minuta* (DERIN & REISS) et des formes de passage *Valvulina-Paleopfenderina*.

La limite supérieure se caractérise surtout par la disparition de l'espèce guide de la biozone.

### b-Biozone à *Andersenolina palastiniensis* (HENSON) (zone d'extension).

En dehors du bassin d'Essaouira, et dans le bassin d'Agadir, l'espèce guide de la biozone à *A. platierensis* se raréfie voire disparaît, malgré la présence du faciès favorable pour son épanouissement. Dans la partie ouest du bassin d'Agadir, se définit la biozone à *Andersenolina palastiniensis* qui se corrèle parfaitement avec la biozone à *A. platierensis*. Dans cette biozone, les grands foraminifères sont nettement plus diversifiés que précédemment. La limite inférieure de la biozone est partout marquée par l'apparition de ce taxon index. Ce foraminifère en grande abondance dans toute la biozone, s'associe à *P. maynci*, *P. arabica*, *Nautiloculina* sp., Mesoendothyridae *Epistomina* sp. et encore de rares sections de *Sarfatiella dubari*. Quelques fois, des sections de *Praekurnubia crusei* REDMOND et d'*Archaeosepta* sont déterminées.

Vers le sommet de la biozone le taxon index s'associe dans certaines localités aux premiers individus (fréquence faible) d'*Ammobaculites coprolithiformis* (SCHWAGER), *Ammobaculites agglutinans* (d'ORBIGNY), *Ophthalmidium strumosum* (GUMBEL) et *Epistomina* sp. La limite supérieure de la biozone correspond à l'apparition d'*Ammobaculites irregularis* (GUMBEL), et puis d'*Everticyclammina* n. sp.

### c-Attribution stratigraphique

Biozone à *Andersenolina palastiniensis* : Cette biozone est directement datée par une faune de brachiopodes et de foraminifères caractéristiques. Dans les parties subsidentes du bassin, les taxons de



l'assemblage sont associés à des brachiopodes : *Kutchithyris acutiplicata* (KITCHIN), *K. aurata* (KITCHIN), *K. planiconvexa* (KITCHIN), *Somalirhynchia africana* WEIR *ampla* (DOUVILLE). D'après les arguments et les discussions de Y. Alméras (Bouaouda, 1987a, 1987b), cette faune de brachiopodes est rapportée au Callovien inférieur de la zone à *Macrocephalus* avec le Bathonien supérieur non exclu. La présence d'*A. platierensis* : taxon caractéristique du Bajocien supérieur-Bathonien supérieur (Wernli, 1970; Septfontaine, 1981; Bassoullet, 1996), permet de rapporter l'assemblage au Bathonien supérieur

**Biozone à *Archaeosepta platierensis*** : Dans le bassin d'Essaouira (Jbel Amsittène), *Archaeosepta platierensis* n'est pas datée directement par une faune de mer ouverte, cette biozone renferme quelques brachiopodes qui malheureusement du fait de leur rareté et de leur mauvais état de conservation n'ont pas pu être échantillonnés, cependant les niveaux à *Archaeosepta* sont surmontés par des niveaux de brachiopodes du Bathonien supérieur-Callovien inférieur. Par corrélation avec le bassin d'Agadir et d'après les récents travaux stratigraphiques (Bouaouda, 2002b, Bouaouda et al., 2004 et dans le présent travail), l'espèce guide en faible fréquence s'associe à des foraminifères et à des brachiopodes reportés chronostratigraphiquement au Bathonien supérieur. Cette interprétation stratigraphique nous permet de reporter raisonnablement la biozone à *Archaeosepta platierensis* au Bathonien supérieur, le Callovien inférieur démarre avec la biozone sus-jacente.

**Remarque/répartition latérale** : Des modifications dans les communautés benthiques s'observent entre les parties ouest et est du bassin. Elles sont le plus souvent liées aux changements du milieu (conditions de faciès), les faciès proximaux de la rampe proximale ne permettent guère le développement des *Andersenolina* et des *Archaeosepta*, en revanche se développent des microfossiles à caractère cosmopolite.

les associations identifiées pour le même intervalle biostratigraphique comprennent des taxons habituels de Jurassique généralement de plus vaste extension stratigraphique (Bajocien supérieur-Oxfordien inférieur, selon le tableau de synthèse de la répartition des foraminifères, Bassoullet, 1996). L'interprétation stratigraphique de ces assemblages est délicate, du fait de l'absence de macrofossiles caractéristiques et aussi de l'absence ou/et de la rareté des microfossiles tenus comme marqueurs stratigraphiques. Ainsi, en parallèle avec la

biozone à *Andersenolina palastiniensis* et la biozone à *Archaeosepta platierensis* du Bathonien supérieur se définit par exemple dans les parties médianes du bassin d'Agadir un assemblage à microfossiles, dont parmi les plus fréquents: *P. maynci*, *P. cf. arabica*, *Mesoendothyra croatica*, *Sarfatiella dubari*, *Praekurnubia*, *Nautiloculina* sp., des valvulinidés et des formes de passage *Valvulina-Paleopfenderina* et rarement (parfois) certaines sections de *Cladocoropsis mirabilis*. Cet assemblage est en général surmonté par des niveaux à brachiopodes de l'intervalle Callovien inférieur.

Cet assemblage est à paralléliser avec les deux autres biozones définies à la fois à Essaouira et à Agadir, la grande majorité des taxons de cet assemblage sont présents dans la biozone à *Archaeosepta* et/ou la biozone à *Andersenolina* d'âge bathonien supérieur.

## 5-2-Bordures du bassin

Vers les bordures orientales et nord-orientales du bassin, correspondant aux séries d'Imi-n'Tanout (Saksaoua) et des Jbilet occidentaux (Mouissat), les études micropaléontologiques (Bouaouda, 2002b) ont permis d'identifier une association nettement moins diversifiée que celle définie dans les parties ouest du bassin d'Essaouira et d'Agadir. Les espèces guides : *Andersenolina* et *Archaeosepta* sont absentes et l'association organique permet de définir une autre biozone qui couvre le même intervalle stratigraphique.

### **a-Biozone à *Praekurnubia crusei* (zone d'extension partielle)**

La limite inférieure de la biozone est marquée par l'apparition des premiers individus de *P. crusei*. Le taxon guide est associé à *Pseudocyclammia maynci*, *Pfenderella* cf. *arabica*, *Pseudoeggerella elongata* et à *Siphovalvulina* sp. La limite supérieure correspond à l'apparition de *Megaporella boulangeri* DELOFFRE & BEUN.

### **b-Répartition :**

La biozone surtout définie à Imi'N-Tanout, peut être identifiée dans certains niveaux au Jbilet occidental.

### **c-Attribution stratigraphique**

Dans ces localités, les conditions proximales de faciès ne permettent pas la prolifération des organismes de mer ouverte (brachiopodes et ammonites). La position stratigraphique de cette biozone peut être cernée d'une part à partir de la valeur stratigraphique des microfossiles présents dans l'assemblage et d'autre part à partir des corrélations stratigraphiques et paléogéographiques avec les zones subsidentes du bassin et par comparaison avec le domaine téthysien.

Dans le domaine téthysien, *Praekurnubia* est daté stratigraphiquement du Callovien inférieur (zone à *Bollatus*, Thierry, in Septfontaine et al., 1991). La présence de *P. crusei* au Bathonien est admise du fait de son association avec *Lituonella* (= *Conicopfenderina*) *mesojurassica* (MAYNC) et *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN (Altiner & Septfontaine, 1979).

Au Portugal, la limite inférieure d'extension de *P. crusei* date du Bathonien supérieur (Manuppella, 1983 et Azerêdo, 1999, in Ramalho, com. personnel).

A l'échelle du bassin atlantique marocain, *P. crusei* présente une large répartition géographique. Dans la partie ouest du bassin d'Agadir, ce foraminifère, en faible fréquence, est associée à des brachiopodes de la zone à *Macrocephalus* (Callovien inférieur avec le Bathonien supérieur non exclu, Bouaouda, 1987a; détermination Y. Alméras). A Essaouira le niveau équivalent a fourni des sections d'*Archaeosepta platierensis*, (Bouaouda, 1987a et 1993), cette dernière espèce est calée stratigraphiquement dans le domaine téthysien de l'intervalle Bajocien supérieur-Bathonien supérieur. En fonction des arguments ci-dessus, nous admettons que les premières *P. crusei* apparaissent dans le bassin atlantique marocain à partir du Bathonien supérieur, ce qui permet de rapporter la biozone à *P. crusei* à cet intervalle.

Dans les Jbilet occidentaux, la biozone est surmontée par une série détritique rouge, sans fossiles semblant apparents.

### **5-3-Conclusion :**

L'échelle biostratigraphique que nous nous avons détaillé pour le Bathonien nous a permis d'admettre que:

1-Dans les parties subsidentes du bassin atlantique marocain, la présence d'*Archaeosepta platierensis* et de *Andersenolina palastiniensis* peuvent être utilisées pour caractériser le Bathonien supérieur.

2-Dans les parties proximales du bassin atlantique marocain, en dehors des faciès oolithiques et graveleux favorables au développement d'*Archaeosepta platierensis* et de *Andersenolina palastiniensis*, le Bathonien supérieur se caractérise par l'apparition des premières sections de *P. crusei*: taxon relativement important du faite de sa grande répartition géographique.

## Introduction

Pendant cette période, le remplissage sédimentaire dans les parties subsidentes du bassin se caractérise par la dominance de l'installation des faciès des milieux marins ouverts. Ces conditions écologiques ne permettent pas le développement des foraminifères à structures complexes et les algues dasycladales. Les Lituolidés présents dans nos séries, généralement dans des faciès ouverts, sont mal connus ailleurs, caractérisés surtout par l'apparition d'*Everticyclammina* n. sp (forme dominante dans le bassin d'Essaouira), et de nombreux taxons d'*Ammobaculites* associés vers le sommet à de nouvelles formes d'*Everticyclammina* (dans le bassin d'Agadir).

Nous aimerons bien rappeler ici, que dans le présent travail, la biozotation que nous détaillons est fondée principalement sur les grands foraminifères benthiques et les algues calcaires déterminables dans les sections de lames-minces. La composition micropaléontologique (inventaire) des roches meubles (marnes) ne sera pas prise en considération dans cet essai de biozotation.

Dans les niveaux indurés (généralement calcaires, calcaires dolomitiques), la composition micropaléontologique est fonction de type de milieu (faciès de mer ouverte, récifal ou restreint). Pendant le Callovien et l'Oxfordien p.p., la coexistence des microfossiles avec des ammonites ou des brachiopodes ou leur corrélations indirecte avec des niveaux bien datés latéralement, permettent le plus souvent la corrélation des associations fossilifères avec les étages du Jurassique.

En réalité, cette période se caractérise par l'absence ou la réduction des espèces de foraminifères classiquement utilisées dans les biozonations des plates-formes méditerranéennes.

N B: L'étude systématique des *Everticyclammina*, pourra sûrement dans l'avenir aidé à la biozotation détaillée de cet intervalle.

En résumé, en fonction des conditions sédimentologiques, plusieurs types de biozones se définissent et recouvrent le même intervalle stratigraphique :

### 6-1- Faciès de mer ouvert

#### a-Biozone à *Everticyclammina* sp. et *Lenticulina* sp. (zone d'association)

Il s'agit d'une biozone qui se caractérise par l'apparition et la dominance d'*Everticyclammina* sp. Elle est identifiée uniquement dans les faciès marneux et marno-calcaires à faune de mer ouverte. Cette forme caractéristique s'associe à de nombreuses espèces de foraminifères hyalins et à des brachiopodes caractéristiques

Dans la partie inférieure de la biozone, le taxon indice (*Everticyclammina* n. sp., forme peu évoluée) s'associe à *Ophthalmidium strumosum* (GUMBEL), *Verneuilinoides* cf. *maurittii* (TERQUEM) des brachiopodes du Callovien inférieur à moyen et à de nombreuses espèces de foraminifères à tests hyalins identifiés dans les résidus de lavage, dont les plus caractéristiques sont : *Lenticulina polygonata* (FRANKE) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina subalata* (REUSS) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina polylobata* PAYARD mg. *Lenticulina*, *Lenticulina tumida* (MJATLIUK) mg. *Lenticulina*, *Lenticulina pseudopolygonata* PAYARD mg. *Lenticulina* et des citharines tels que *Citharina lepida* (SCHWAGER), *Discorbis paraspis* (SCHWAGER). Et également d'autres lituolidés dont parmi les plus caractéristiques : *Flabellammina althoffi* BARTENSTEIN, *Triplasia bartensteini* LOEBLICH & TAPPAN, *Textularia jurassica* (GUMBEL), *Textularia cordiformis* (TERQUEM) et *Verneuilinoides witkowiensis* BIELECKA & STYK

Dans le bassin d'Agadir, d'autres espèces de foraminifères à test agglutinés sont identifiées : *Ammobaculites irregularis* (GUMBEL), *A. agglutinans* (D'ORBIGNY) et *A. coprolithiformis* (SCHWAGER).

Dans la partie supérieure de la biozone, les *Everticyclammina* sont plus évoluées avec une paroi alvéolaire de structure plus fine et un test à deux stades de croissance nettement individualisés et s'associant à *Triplasia*, *Frondicularia*, *Lenticulina* et dans le bassin d'Agadir à des brachiopodes du Callovien supérieur-Oxfordien inférieur. On note ici la disparition de toutes les espèces d'*Ammobaculites* et la dominance des espèces de *Lenticulina* mg. *Planularia*.

Les niveaux marneux du sommet de la biozone ont permis de déterminer une riche microfaune à test hyalin dont les plus caractéristiques sont : *Lenticulina filosa* (TERQUEM) mg. *Planularia*, *Lenticulina cordiformis* (TERQUEM) mg. *Planularia*, *Lenticulina antrorsa* LOEBLICH & TAPPAN mg. *Falsopalmula*, *Lenticulina triquetra* (GUMBEL) mg. *Saracenaria*, *Lenticulina oxfordiana* TAPPAN mg. *Saracenaria*, *Frondicularia supracalloviensis* WISNIOWSKI, *Lenticulina quenstedti* (GUMBEL) mg. *Lenticulina* et *Triplasia kimeridensis* (BIELECKA et POZARIDSKI).

Les limites inférieures et supérieures sont caractérisées successivement par l'apparition de taxon marqueur à la biozone et puis par l'apparition d'*Alveosepta jaccardi* dans le sommet de la biozone.

La base de la biozone est définie par l'apparition d'*Everticyclammina* n. sp., le sommet est caractérisée par l'apparition d'*Alveosepta jaccardi*.

### **b-Attribution stratigraphique**

La base de la biozone est datée par une faune de brachiopodes, dont les plus caractéristiques sont: *Kutchithyris acutiplicata*, *Somalirhynchia africana* WEIR *ampla* (DOUVILLE), *K. planiconvexa* (KITCHIN), *K. aurata*, *Bihenithyris barringtoni* MUIR-WOOD, et *Septaliphoria orbignyana* (OPPEL). Cette association est rapportée au Callovien inférieur (Bathonien supérieur non exclu) grâce à la présence de *K. acutiplicata*, *K. aurata* et *K. planiconvexa*, qui d'après Y. Almeras (*in* Bouaouda, 1987 et Peybernès *et al.*, 1987) sont des espèces qui ne dépassent pas le Callovien inférieur (Couches à *Macrocephalus*) (Tabl. 10).

Dans le bassin d'Essaouira certains horizons ont livré des brachiopodes caractéristiques de Callovien inférieur et puis du Callovien inférieur à base du Callovien moyen (*Kutchithyris acutiplicata* (exemplaire adulte), associé à *Burmirhynchia gregoryi*, puis *Flabellothyris dichotoma* KITCHIN et *Ornithella* sp. caractéristique de la zone à *Macrocephalus*).

Dans le bassin d'Agadir et d'Essaouira, le Callovien est caractérisé paléontologiquement par une faune d'ammonites (Roch, 1930,1950, Ambroggi, 1963) (Cf. infra, Historique)

Vers le milieu de la biozone, les *Everticyclammina* s'associent à des brachiopodes du Callovien moyen : Stratigraphiquement cet intervalle se caractérise par la disparition des espèces de *Kutchithyris* spécifiques du Callovien inférieur et aussi par l'association des espèces d'affinité Callovien moyen : *Bihenithyris bihenensis* (WEIR) morphe *superstes* (DOUVILLE), *K. indica* (d'ORBIGNY), "*Rhynchonella*" *maroccanica* GENTIL & LEMOINE, *Bihenithyris barringtoni* MUIR-WOOD, *Septaliphoria orbignyana*, *Somalirhynchia africana* et *Somalirhynchia africana ampla* (Bouaouda, 1987a, détermination Y. Almeras)..

Dans le bassin d'Agadir, le sommet de la biozone (coupe de Tizgui, anticlinal d'Anklout), admet des horizons à brachiopodes du Callovien supérieur à Oxfordien inférieur. Cet intervalle est caractérisé à la fois par la disparition des espèces de brachiopodes du Callovien moyen (*Septaliphoria orbignyana*) et la présence de *Kutchithyris pyroidea* (KITCHIN) que l'on trouve dans les couches supérieures du groupe chari à Kutch (Inde) et correspondent au Callovien supérieur ou plutôt à l'Oxfordien inférieur (détermination Y. Almeras *in* Bouaouda, 1987a et Peybernès *et al.*, 1987). Par ailleurs, latéralement à ces niveaux à brachiopodes, dans la localité Aït Chehid (anticlinal d'Anklout), les niveaux surmontant les séries à *Everticyclammina* n. sp. ont livré des ammonites de l'Oxfordien inférieur (Ambroggi, 1963) : *Perisphinctes bernensis* DE LORIOLE et *P. cf. mirandus* DE LORIOLE. Dans cette même

localité, les niveaux équivalents ou sous-jacents ont livré à Roch (1930) des ammonites du Callovien supérieur à base de l'Oxfordien inférieur avec *Perisphinctes furcula* NEUMAYR. Dans le bassin d'Essaouira, des ammonites de la zone à *Athleta* ont été signalées dans les faciès marno-calcaires de la formation (*Peltoceras athleta* (PHILLIPS), Roch, 1930).

Il est donc vraisemblable que les *Everticyclammina* n. sp. apparaissent dès le Callovien inférieur et demeurent jusqu'à la base de l'Oxfordien inférieur.

Dans le bassin d'Essaouira et spécialement dans le bassin d'Agadir, des découvertes d'ammonites dans les niveaux à Everticyclammines ont permis de caractériser les étages et les sous-étages du Callovien et de l'Oxfordien (Roch, 1930 et Ambroggi, 1963):

En conclusion, les limites inférieures et supérieures de la biozone sont précisées stratigraphiquement par des brachiopodes et des ammonites. Ainsi, la base est attribuée au Callovien inférieur, tandis que le sommet peut atteindre le Callovien supérieur-Oxfordien inférieur.

*Remarque:*

\*Les Everticyclammines de cette période sont largement différentes de celles décrites dans l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur.

\*Nous signalons, que l'étude systématique des foraminifères hyalins a permis des corrélations fiables, permettant de définir au moins deux associations micropaléontologiques (Bouaouda, 1987).

Marqueurs stratigraphiques des niveaux

marneux : Dans les parties subsidentes du bassin atlantique marocain, les niveaux marneux de l'intervalle Callovien inférieur- Oxfordien p.p. ont fourni des foraminifères d'intérêt biostratigraphique restreint permettant toutefois certaines corrélations et des formes considérées, à notre connaissance, comme de véritables marqueurs stratigraphiques. A ce propos, une synthèse biostratigraphique détaillée de la majeure partie des formes déterminées a été déjà présentée ultérieurement dans notre travail de Doctorat du 3<sup>ème</sup> cycle (Bouaouda, 1987, p. 65) :

\**Flabellamina althoffi* BARTENSTEIN, connue du Bajocien au Callovien

\**Triplasia bartensteini* LOEBLICH & TAPPAN: forme considérée comme un bon marqueur du Dogger européen; elle marque l'intervalle Bajocien supérieur- Oxfordien inférieur.

\**Textularia jurassica* (GUMBEL), citée du Bathonien supérieur au Callovien supérieur.

\**Verneuilinoides mauritii* (TERQUEM), connue du Lias à l'Oxfordien.

\**Lenticulina polygonata* (FRANKE) mg. *Lenticulina*, citée du Carixien au Callovien.

\**Lenticulina cordiformis* (TERQUEM) mg. *Planularia*, marque l'intervalle Lias- Callovien.

\**Lenticulina triquetra* (GUMBEL) mg. *Saracenaria*, connue du Bathonien à l'Oxfordien.

\**Lenticulina oxfordiana* TAPPAN mg. *Saracenaria*, citée dans l'intervalle Callovien-Oxfordien inférieur.

\**Frondicularia supracalloviensis* WISNIOWSKI, citée dans le Callovien et très rarement dans l'Oxfordien.

\**Citharina lepida* (SCHWAGER), citée du Bajocien à l'Oxfordien inférieur?.

\**Lenticulina varians* (BORNEMANN) mg. *Lenticulina*, connue du Lias à l'Oxfordien.

\**Lenticulina tumida* (MJATLIUK) mg. *Lenticulina*, connue du Callovien moyen à l'Oxfordien.

\**Lenticulina deslongchampsii* (TERQUEM) mg. *Falsopalmula*, citée du Toarcién à l'Oxfordien.

\**Ammobaculites irregularis* (GUMBEL), son apparition semble un bon marqueur du Callovien, il a été mis en synonyme de *Reophax variabilis* HAESLER 1890 (Wernli & Septfontaine, 1971, p. 453).

Bilan : L'inventaire des foraminifères hyalins de tous les niveaux meubles s'est soldé par la définition de deux associations micropaléontologiques utilisées le plus souvent à des fins stratigraphiques et de reconstitutions paléogéographiques.

## 6-2-Faciès calcaires agités et bordures médianes du bassin

En dehors des faciès de mer ouverte à énergie faible, le taxon guide de la biozone à *Everticyclammina* se raréfie voire disparaît totalement, et l'association micropaléontologique est nettement moins diversifiée et totalement différente.

\*Dans les faciès para-récifaux ou de haute énergie, l'assemblage comprend des formes adaptées à ces milieux, principalement on note la présence des foraminifères à tests porcelanés ou très finement agglutinés : *Planinivoluta carinata* LEISCHNER, *Valvulina* cf. *lugeoni* SEPTFONTAINE, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI et *Siphovalvulina* sp., puis vers le sommet apparaissent les premières sections de *Bullopore tuberculata* (SOLLAS), *Coscinophragma cribrosum* (REUSS),. Parfois en association, s'identifient à la base de la série des brachiopodes du Callovien inférieur et moyen (Coupe Id Bou Addi, Essaouira, *Flabellothyris dichomata* KITCHIN, *Ornithella* sp.).

En conclusion, dans les faciès para-récifaux ou de haute énergie, la biozotation devient imprécise, les espèces étant peu diversifiées, non caractéristiques et par ailleurs souvent endémiques et leur intérêt stratigraphique est peu fiable

\*Vers les bordures moyennes du bassin (partie médiane du bassin), dans des faciès plus proximaux s'identifié une association peu caractéristique à taxons cosmopolites dont *P. maynci*, *Kilianina* sp., *Epistomina* sp., *Pseudocyclammina* n. sp. (de forme Aplatie) puis successivement vers le sommet se rencontre encore en sections les dernières représentantes de *Andersenolina* aff. *palastiniensis*, associée à *P. carinata*, *V. lugeoni*, *Ophthalmidium* sp. d'âge callovien supérieur à oxfordien inférieur (Localité Tizgui N'Chorfa, bassin d'Agadir).

## 6-3-Bordures orientales et nord-orientales du bassin

Dans les bordures internes du bassin d'Essaouira, Agadir et de Safi, les conditions de faciès nettement plus proximales permettent le développement des foraminifères et des algues dasycladales. Les espèces inventoriées et sélectionnées dans plusieurs coupes permettent de mettre en évidence des assemblages : 4 biozones, qui recouvrent l'intervalle Callovien inférieur-Oxfordien inférieur, ainsi dans l'ordre chronologique se succède les biozones suivantes (*in* Bouaouda, 2002b) :

### a- Biozone à *Megaporella boulangeri* DELOFFRE & BEUN (zone d'extension partielle)

Dans les régions de Seksaoua et de Mouissat, par comparaison avec la biozone sous-jacente : biozone à *P. crusei*, cette biozone correspond à un renouvellement dans l'association micropaléontologique. Elle se caractérise par l'apparition de *Megaporella boulangeri*. L'espèce guide en grande abondance, surtout à la base de la biozone, s'associe à une petite kilianine (*Kilianina* sp.), ce dernier foraminifère ne semblant pas dépasser les limites de la biozone. On note aussi la présence, et pour la première fois, de *Paleopfenderina* cf. *gracilis* (REDMOND), *Valvulina lugeoni*, *Praekurnubia-Kurnubia*, et la présence constante de *P. maynci*, *Pseudocyclammina* sp., *P. crusei* et des algues dasycladales dont : *Sarfatiella dubari* et *Acicularia* sp.

La limite supérieure est marquée par l'apparition de *Kurnubia variabilis* REDMOND, forme index de la biozone sus-jacente.

Dans cette biozone, on constate une forte augmentation de la richesse et de la fréquence en foraminifères benthiques et algues calcaires, principalement à la base. Toutefois, cette richesse en microfossiles semble diminuer sensiblement vers le sommet de la biozone.

Répartition : La biozone est bien définie à l'échelle du bordure du bassin, cependant, elle fait défaut dans les parties ouest du bassin atlantique marocain.

Attribution stratigraphique : Dans le secteur étudié, l'interprétation chronostratigraphique est basée sur la présence de certains microfossiles considérés comme caractéristiques :

-*Kilianina* sp., Ce petit foraminifère est associé vers le centre du bassin (Agadir) à des brachiopodes du Callovien inférieur (Bouaouda, 1987a, détermination Y. Alméras).

-*Praekurnubia-Kurnubia*, ces formes intermédiaires, généralement négligées dans la plupart des études biostratigraphiques, nous semblent utiles.

Dans le domaine téthysien, ces formes de passage ont été signalées du Callovien jusqu'à l'Oxfordien (Turquie, Altiner & Septfontaine, 1979). Dans le secteur étudié, l'association de *Praekurnubia-Kurnubia* à *Kilianina* sp. peut être attribuée au Callovien inférieur (limite inférieure d'extension de *Praekurnubia-Kurnubia*), la limite supérieure correspond à l'Oxfordien supérieur où ces formes s'associent à *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT) et *Kurnubia* gr. *palastiniensis* HENSON.

En conclusion, les microfossiles de cette biozone sont d'affinité Bathonien supérieur à Callovien, cependant la présence de *Kilianina* sp. permet de rapporter la biozone à *Megaporella boulangeri* au Callovien inférieur.

### **b- Biozone à *Kurnubia variabilis* REDMOND (zone d'extension)**

La biozone est définie à sa base par l'apparition de l'espèce guide. Cette *Kurnubia* primitive, issue probablement des formes de passage *Praekurnubia-Kurnubia*, est souvent associée à *Nautiloculina* sp., *Ammobaculites* sp. et *Everticyclammina* sp. (faible fréquence). D'autres microfossiles sont souvent présents, tels que : *P. maynci*, *Pseudocyclammina* sp., *Paleopfenderina gracilis*, *Valvulina lugeoni*, *Praekurnubia-Kurnubia* et des Mesoendothyridae (*Mesoendothyra* sp.).

La limite supérieure de la biozone est marquée par la disparition de *Kurnubia variabilis*

Répartition : Cette biozone est à la fois présente à Imi-N'Tanout et au Jbilet occidental (Mouissat).

Attribution stratigraphique : Dans sa localité-type en Arabie Saoudite, *K. variabilis* est présente à la base de l'Upper Dhurma Fm. (Atash Member), associée à *P. gracilis*. Ce membre non daté directement est encadré par des niveaux rapportés probablement au Bathonien (Enay *et al.*, 1987) et par d'autres (Hishyan Member) attribués au Callovien moyen sous la zone à *Coronatum* (*in* Bassoulet & Lorenz, 1995, p. 20).

En Europe, *P. crusei* et *K. variabilis* ont été signalées dans des niveaux stratigraphiques rapportés au Bathonien supérieur-Callovien moyen (Septfontaine, 1978). Dans le sud-ouest du bassin Parisien, Bassoulet & Lorenz, 1995 (p. 24), concluent que les niveaux à *Kurnubia variabilis* pourraient être attribués à la partie supérieure du Bathonien jusqu'au Callovien sous les niveaux à *Coronatum*, et dès le Callovien moyen apparaissent des formes évoluées du groupe *palastiniensis*.

Cette compilation de travaux nous permet d'admettre que la limite inférieure d'extension de *K. variabilis* se situe probablement dans le Bathonien supérieur, la limite supérieure ne dépasse pas le Callovien moyen sous la zone à *Coronatum*. Cette précision stratigraphique nous permet donc de rapporter la biozone à *Kurnubia variabilis* au Callovien moyen (sous la zone à *Coronatum*), le Callovien inférieur semble caractériser la biozone sous-jacente

N.B. cette biozone contient des everticyclammines qui ont été datées du Callovien moyen à Oxfordien inférieur pro parte (ouest du bassin d'Agadir, Bouaouda, 1987a,b et 1993 *In* Bouaouda 2002b et présent travail).

### **c- Biozone à *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE et *Nautiloculina* sp. (zone d'intervalle)**

La base de cette biozone est définie par la disparition de *K. variabilis* et le toit par l'apparition de *Cylindroporella* cf. *arabica* ELLIOTT. Les taxons guides de cette biozone sont généralement les plus abondants, ils sont associés à *P. maynci*, *Mesoendothyra* sp. (ou *Charentia* sp. ?). Dans cette biozone, on note surtout la présence de pseudocyclammines de formes aplaties (*Pseudocyclammina* sp.), ces foraminifères peuvent être facilement confondus avec *Pseudocyclammina parvula*.

Cette biozone est seulement définie au Jbilet occidental, le niveau équivalent à Imi-N'Tanout, totalement dolomitisé, n'a pas fourni de microfossiles permettant son identification.

#### **d- Biozone à *Cylindroporella* cf. *arabica* ELLIOTT (zone d'extension)**

Elle se définit par l'apparition de *Cylindroporella* cf. *arabica* à sa limite inférieure et par la disparition de ce taxon index à sa limite supérieure. (Elle correspond à l'intervalle de présence du taxon repère). Dans cette biozone, on note la présence des derniers représentants de *M. boulangeri* et l'apparition de *Flabellocyclolina*, l'ensemble étant associé à d'autres microfossiles dont : *P. maynci*, *Everticyclammina* sp., Mesoendothyridae, *S. dubari*, *Acicularia* sp. et *Terquemella* sp.

Répartition : Cette association est définie au Jbilet occidental, mais le niveau équivalent, à Imi-N'Tanout, généralement dolomitisé n'a pas permis sa reconnaissance.

Attribution stratigraphique : Dans cette biozone, les microfossiles à intérêt stratigraphique ne sont pas présents et les éléments remarquables pour la datation sont ici *Flabellocyclolina* sp. et *Everticyclammina* sp. Le premier taxon est considéré comme caractéristique de l'Oxfordien (com. oral, Bassoullet, 1994). La limite supérieure d'extension du deuxième taxon vient d'être précisée stratigraphiquement vers le centre du bassin par des brachiopodes du Callovien supérieur à Oxfordien inférieur (Bouaouda, 1987a, Bouaouda *et al.*, 2004 et dans le présent travail).

Age : Oxfordien inférieur.

#### **6-4-En conclusion**

pendant l'intervalle Callovien inférieur à Oxfordien inférieur, les inventaires micropléontologiques détaillés de plusieurs coupes géologiques bien réparties à l'échelle du bassin permettent de mettre en évidence plusieurs types d'assemblages caractéristiques qui recouvrent approximativement le même intervalle biostratigraphique. Cela est la conséquence des événements tectono-sédimentaires qui affecte le bassin pendant cette période et qui induisent des variations latérales de faciès parfois à petite échelle.

#### **7- Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur**

Comme pour la période précédente, les variations latérales de faciès permettent la définition de plusieurs associations organiques qui couvrent le même intervalle stratigraphique.

Deux types d'assemblages se définissent, ceux à base de taxons à grande répartition géographique et d'autres à bases d'espèces ou de formes allodapiques, qui caractérisent ici en général les milieux ou les niveaux de haute énergie ou d'affinité para-récifales.

#### **7-1-faciès vaseux de faible énergie (Parties ouests du bassin)**

Dans les parties subsidentes se définit la biozone à *Alveosepta jaccardi* (zone d'extension), cette espèce caractéristique s'associe d'abord à la base à *Rectocyclammina* cf. *chouberti* HOTTINGER puis aux premières sections d'*Everticyclammina* cf. *virguliana* (KOECHLIN) et enfin au sommet à de nombreuses nouvelles espèces d'algues dasycladales et de foraminifères : *Neokilianina* ou de *Parurgonina* et *Clypeina*. Le début de cette biozone se définit par l'apparition des premiers spécimens d'*Alveosepta* et le toit par le début d'apparition d'*Alveosepta powersi* (REDMOND). Cette biozone se subdivise en trois sous-biozones:

##### **a-Sous biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Rectocyclammina chouberti* (Oxfordien moyen)**

La biozone débute par l'apparition de *A. jaccardi*, les individus de ce foraminifère d'abord peu fréquents et peu évolués (*Alveosepta jaccardi jaccardi*, sensu Bassoullet, 1996), s'associent à la base à



des foraminifères non caractéristiques dont *Haplophragmoides* sp., *Epistomina* sp., Vavulinidae et *Lenticulina* sp., puis vers le sommet de la biozone à *Rectocyclammina chouberti*. La limite supérieure de cette sous-biozone se caractérise par l'apparition des premières sections d'*Everticyclammina* cf. *virguliana*.

Les taxons marqueurs de cette sous biozone s'associent à des brachiopodes malheureusement non déterminés. Par corrélation avec les travaux biostratigraphiques réalisées dans la région d'Agadir, ces niveaux ont fourni des ammonites d'âge oxfordien moyen (Roch, 1930 et Ambroggi, 1963).

### **b-Sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina* cf. *virguliana* (Oxfordien supérieur)**

Cette sous- biozone se définit par l'apparition d'*Everticyclammina* cf. *virguliana* probablement issu des formes primitives de l'intervalle Callovien -Oxfordien inférieur. Ces deux espèces caractéristiques constituent les formes dominantes de cet assemblage et s'associent dans certains horizons à *Nautiloculina oolithica*, *Rectocyclammina* sp., *Rectocyclammina* cf. *chouberti* et *Otaina* sp. Vers le sommet de cette sous-biozone ont été identifiés des rares sections de *Kurnubia* : *Praekurnubia-Kurnubia*, et *Haplophragmoides* sp., *C. cribrosum*, (coupe Id Ou Moulid, Jbel Amssittène, Essaouira). Par corrélation avec les travaux biostratigraphiques antérieurs, les niveaux équivalents à cette sous-biozone ont livré des ammonites de l'Oxfordien supérieur (Probablement un Oxfordien moyen terminal non exclu).

#### **Attribution stratigraphique**

Dans les parties subsidentes du bassin d'Essaouira et d'Agadir (par exemple dans localité d'Aït Chehid, Ouest du "bassin" d'Agadir, anticlinal d'Anklout), les premiers niveaux à *Alveosepta jaccardi* non datés directement, sont encadrés à la base et au sommet, par des niveaux à ammonites rapportés d'une part à l'Oxfordien inférieur et d'autre part à l'Oxfordien moyen à supérieur (Roch 1930 ; Ambroggi 1963). Les niveaux équivalents ou sous-jacents ont livré à Roch (1930) des ammonites du Callovien supérieur à base de l'Oxfordien inférieur avec *Perisphinctes furcula* NEUMAYR

Dans cette même localité, il semble que les premiers horizons à *Everticyclammina* cf. *virguliana*, surmontent des niveaux marneux à ammonites de l'Oxfordien moyen à supérieur : *Perisphinctes chavattensis* DE LORIOU (détermination L. Gentil et P. Lemoine, 1905 d'après Ambroggi 1963 in Bouaouda, 1987, p. 151 et Bouaouda *et al.*, 2004). Cette espèce d'ammonite a été réattribuée à *Arisphinctes vorda* (ARKELL), d'âge oxfordien supérieur (Adams *et al.*, 1980).

Dans le bassin d'Essaouira (in Roch, 1930), les premiers niveaux d'*Alveosepta* surmontent des séries sédimentaires attribuées stratigraphiquement au Callovien supérieur : zone à *Athleta* : *Peltoceras athleta* (PHILLIPS).

#### **Résultats :**

Ces interprétations d'ordre chronostratigraphique nous ont permis de contrôler la stratigraphie des principaux marqueurs. Ainsi, il semble que dans le bassin atlantique marocain, la limite inférieure d'apparition d'*Alveosepta jaccardi*, *Rectocyclammina chouberti* et *Nautiloculina oolithica*, se situe dans l'Oxfordien moyen, tandis que celle d'*Everticyclammina* cf. *virguliana* date de l'Oxfordien supérieur. Ces divers taxons coexistent encore dans les niveaux de l'Oxfordien terminal et du Kimméridgien inférieur p.p. Cette synthèse d'ordre stratigraphique permet de reporter respectivement la sous biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Rectocyclammina chouberti* et la sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina* cf. *virguliana* à l'oxfordien moyen puis à l'Oxfordien supérieur.

### **c-Sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Neokilianina rahonensis* (Kimméridgien inférieur p.p.)**

Dans cette sous-biozone, les espèces d'*Alveosepta jaccardi* sont bien développées caractéristiques du Kimméridgien : *Alveosepta jaccardi personata* (TOBLER) (Bassoulet, 1996). L'attribution d'*Alveosepta jaccardi personata* au Kimméridgien est fondée sur l'association de cette sous-espèce avec des foraminifères marqueurs de cet intervalle tels : *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI-MORENO, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Neokilianina rahonensis* (FOURY & VINCENT) et également par l'apparition des premières sections de *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD (cette dasycladale n'est connue que depuis le Kimméridgien inférieur.). L'association signalée ci-dessus vient confirmer la proposition de J.P.Bassoulet (1996, p.301)

En fonction de l'évolution verticale de l'association micropaléontologique, cette sous-biozone peut être subdivisée en deux parties :

\*La partie inférieure de cette sous-biozone correspond à un renouvellement dans l'association micropaléontologique. Les individus d'*Alveosepta jaccardi* se montrent plus évoluées (*Alveosepta jaccardi personata*) et semblent prévenir de l'espèce *jaccardi*, cette espèce caractéristique s'associe à la base à *Parurgonina caelinensis* et dans certains horizons aux premiers individus de *Labyrinthina mirabilis*, *Neokilianina rahonensis*. Les deux derniers taxons ne semblent pas dépasser les limites de la sous-biozone. On note aussi l'apparition (successive) et pour la première fois de *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Kurnubia* cf. *conica* (parfois et rarement), *Kurnubia* sp., *Conicokurnubia orbitoliniformis* SEPTFONTAINE et *Labyrinthina mirabilis*. Les taxons cités ci-dessus forment parfois des horizons dans la série sédimentaire et c'est à partir des coupes détaillées et serrées qu'il est possible de les identifier.

Certains horizons localisés dans le bassin d'Essaouira (coupe As Slib, Jbel Amssittène), laissent apparaître à la base de la sous-biozone encore la présence de certaines sections de *Praekurnubia-Kurnubia* en association avec les premières individus de *Neokilianina rahonensis* (et avec *A. jaccardi*).

Vers le sommet de cette partie (à certains niveaux), on note l'apparition de *Pfenderina* n. sp. (nombreuses et assez développées par rapport à celle de la biozone sus-jacente), *Clypeina jurassica* (fréquence faible) et *Valvulina lugeoni* (formes typiques), et la présence constante de *Salpingoporella annulata*, *Salpingoporella* cf. ? *genevensis*, *Actinoporella* sp., *Cylindroporella* sp., et également par la présence de plusieurs formes de passage *Valvulina-Pfenderina* et *Favreina* p. sp.

La limite inférieure de cette sous-biozone se caractérise par l'apparition successive *Parurgonina caelinensis* et puis dans certains horizons des premiers individus de *Labyrinthina mirabilis* et de *Neokilianina rahonensis*. Les deux derniers taxons ne semblent pas dépasser les limites de cette sous-biozone.

La limite supérieure de cette partie inférieure de la sous-biozone est marquée par la dominance totale de nouvelles formes de Pseudocyclammines .

Dans la partie supérieure de cette sous-biozone, on note l'apparition et la dominance de *Pseudocyclamina* n. sp. Cette nouvelle forme de pseudocyclammine (de petite taille et de forme très aplatie et à nombre de loges important ressemblant au genre *Choffatella* : forme mégalosphérique) se montre en association avec des *Pfenderines*, coprolithes de *Favreina* p. sp. (plusieurs types) et à *Clypeina jurassica* et à d'autres algues Dasycladales non identifiées.

#### **Attribution stratigraphique :**

Cette sous-biozone ne contient pas une faune de mer ouverte permettant sa datation précise, cependant la présence dans cette sous-biozone de certains taxons tenus comme marqueurs du Kimméridgien inférieur dans le domaine téthysien : *Neokilianina rahonensis*, *Clypeina jurassica*, *Parurgonina caelinensis* et *Labyrinthina*

*mirabilis*, permet de reporter logiquement la sous-biozone à cet intervalle (Bassoullet, 1996, Septfontaine *et al.* 1991, Jaffrezo *et al.*, 1985).

## 7-2-Faciès de haute-énergie ou d'affinité para-récifale

### Biozone à *Bullopore tuberculata* (SOLLAS) et *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI (zone d'association)

Dans les faciès de haute énergie ou d'affinité para-récifale, les marqueurs stratigraphiques de l'Oxfordien moyen et supérieur tel que *Alveosepta*, *Everticyclammina* etc, se réduisent ou sont présents en faible quantité pour être utilisé ici en stratigraphie (biostratigraphie). Dans ces faciès, s'individualise un assemblage à caractère endémique caractérisé par les formes suivantes : *Planinivoluta carinata* LEISCHNER, *Bullopore tuberculata* (SOLLAS), *Coscinophragma cribrosum* (REUSS), *Valvulina cf. lugeoni*, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI et *Siphovalvulina* sp. Les diverses espèces de foraminifères à structure complexes sont restreintes au faciès vaseux de faible énergie du bassin, elles sont absentes dans les faciès para-récifaux ou de haute énergie.

Les taxons de cet assemblage sont dans leur totalité non caractéristiques, ne permettant pas d'apporter des précisions stratigraphiques, ils caractérisent en général l'intervalle Callovien supérieur -Oxfordien supérieur, voire même à partir du Callovien dans certaines coupes. Cependant, cet assemblage admet quelques horizons à faunes caractéristiques (*Alveosepta jaccardi*, *Everticyclammina cf. virguliana*, ETC...) qui contrastent avec les formes atypique de cet assemblage et permettent des corrélations avec le schéma biostratigraphique (biozone à *Alveosepta jaccardi*).

La base de cet assemblage peut se paralléliser soit avec le sommet de la biozoe à *Everticyclammina* sp. ou avec la base de la biozone à *Alveosepta jaccardi* (sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Rectocyclammina cf. chouberti*). Le sommet de la biozone correspond à la sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina cf. virguliana*.

#### REMARQUE : RENOUVELLEMENT MICROFOSSILIFERES

A partir de l'Oxfordien supérieur, les assemblages ou la composition micropaléontologique deviennent stable à l'échelle du bassin, cette homogénéité est en relation directe avec l'installation des mêmes conditions faciologiques.

Les ressemblances de composition des microfaunes et microflores entre les deux bassins (Essaouira et Agadir), a permis d'établir des coupures biostratigraphiques basées sur les mêmes assemblages microfossilifères.

La limite stratigraphique entre l'Oxfordien moyen et supérieur se caractérise par l'apparition des premières sections d'*Everticyclammina cf. virguliana*. Cette espèce considérée comme marqueur de début du Kimméridgien inférieur par plusieurs auteurs dans le domaine téthysien, semble pour nous débiter dès l'Oxfordien supérieur. Par corrélation avec les zones d'ammonites,

les niveaux ont fourni des ammonites d'Oxfordien supérieur (Ambroggi, 1963).

Cette espèce se rencontre en abondance dans les micrites des calcaires et marnes des milieux marins ouverts (circalittoral à infralittoral). Elle devient rare voire absente en dehors de ce faciès. Elle est souvent associée à *Alveosepta jaccardi*.

La limite entre l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien inférieur est marquée par un autre renouvellement dans l'association micropaléontologique. Cette limite se définit par l'apparition (successive) de plusieurs taxons marqueurs tel que : *Parurgonina caelinensis*, *Labyrinthina mirabilis*, *Neokilianina rahonensis*. et par d'autres taxons : *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Kurnubia cf. conica* (parfois et rarement) *Kurnubia* sp., *Conicokurnubia orbitoliniformis*. Dans le domaine téthysien, les *Kurnubia* évoluées sont omniprésents depuis le Callovien, cependant, dans le bassin atlantique marocain (parties occidentales),

elles n'apparaissent qu'à partir du Kimmérigien inférieur. Les représentants des Kurnubiniinae évolués semblent apparaître plus tôt dans le domaine tétysien (Callovien) que dans le domaine atlantique marocain.

## II-2-Comparaison avec d'autres échelles.

Plusieurs essais de biozonation ont été proposés dans le domaine téthysien [Sartoni & Crescenti (1962, Apennin) ; Peybernès (1976, Pyrénées) ; Altiner & Septfontaine (1979, Turquie) et Pelissié & Peybernès (1982, Quercy-France)]. Ces échelles locales ou/et régionales, ont été le plus souvent reprises dans d'autres régions.

Par la suite, des essais de biozonation général ont été présentés par Septfontaine (1981), Septfontaine *et al.* (1991) et Peybernès (1998). Enfin un essai de synthèse de la répartition des grands foraminifères a été proposé par Bassoullet (1996).

D'une manière générale, ces nombreux travaux n'ont pas pris en considération la répartition et l'inventaire des microfossiles dans le domaine atlantique pendant le Jurassique par manque d'information.

### 1-Comparaison

Nous présentons ici une comparaison avec les diverses échelles proposées dans la Téthys (Tabl. 11). Elle a pour objectif de mettre en évidence les similitudes et les différences entre les deux domaines et pourra contribuer dans l'avenir à l'établissement d'une biozonation générale valable à l'échelle de l'Atlantique et de la Téthys.

\*2-1-Lias moyen : Dans le domaine téthysien marocain (Haut-Atlas marocain, domaine atlasique) une échelle biostratigraphique fondée sur les foraminifères imperforés a été établie par Septfontaine, 1984. Cet échelle est la seule qui existe à l'état actuel dans toute la Téthys. Cependant, les microfossiles identifiés dans ce secteur font défaut dans le bassin atlantique marocain. Par corrélation avec ce schéma, il semble que notre biozone à *Involutina liassica* est à paralléliser avec la biozone à *Orbitopsella* (sous-biozone à *Orbitopsella primaeva* (HENSON) et *Pseudopfenderina butterlini* (BRUN) (zone de lignage, phylozone), et sous-biozone à *Orbitopsella praecursor* (GUMBEL) s. l. (zone de lignage, "phylozone").

Il semble aussi que la biozone à *Involutina liassica* que nous avons définie dans le bassin d'Essaouira, attribuée au Lotharingien supérieur- Domérien moyen, semble l'équivalente à la fois de la zone à *Involutina liassica* des Grands Banks area (Gradstein, 1976), et de la zone à *Frondicularia terquemi* du bassin Lusitanien du Portugal (Exton & Gradstein, 1982, in Riegraf & Luterbacher, 1984) (Tabl. 9). Par comparaison avec d'autres schémas biostratigraphiques établies dans le domaine Téthysien (Tabl. 11), notre deuxième sous biozone (sous-biozone à *Palaeodasycladus*) semble l'équivalente de la zone à *Palaeodasycladus* de Sartoni et Crescenti (1962, Italie). Cet algue est fréquemment associé aux Orbitopselles dans le domaine téthysien. La zone à *Palaeodasycladus*, est l'équivalente de la sous-zone à *Orbitopsella praecursor* (d'âge lias moyen).

Par comparaison avec d'autres schémas plus synthétiques établies récemment à l'échelle de la téthys (Septfontaine *et al.*, 1991; Peybernès, 1998), notre première biozone se corrèle avec la biozone à *Orbitopsella*; considérée comme marqueur du sommet de Sinémurien et de Pliensbachien.

L'absence des représentants d'Orbitopselles dans notre bassin pendant cet intervalle, peut s'expliquer en partie par l'absence du biotope favorable, associée (ou non) probablement à l'existence de barrières géographiques entre les deux domaines atlantique et téthysien.

\*2-2-Pendant l'intervalle Toarcien-Aalénien, notre échelle biostratigraphique correspond à la définition de la biozone à *Pseudocyclamina liasica*, cette dernière ne se corrèle pas stratigraphiquement avec celle décrite à l'échelle de la Téthys par Septfontaine *et al.* (1991). Ici une remarque s'impose dans la répartition stratigraphique de ce taxon index qui semble déborder

largement jusqu'à l'Aalénien dans le bassin atlantique marocain. Il semble que ce phénomène d'hétérochronisme de répartition stratigraphique de *P. liasica* entre le domaine téthysien et atlantique est lié à des comportements différents des bassins de sédimentation responsables de l'hétérochronisme des plates-formes (Tabl. 11).

\*2-3-Au cours de l'intervalle Aalénien- Bajocien, notre biozone à *Sarfatiella dubari* et *Mesoendothyra croatica* (zone d'intervalle) définie uniquement dans le bassin d'Essaouira serait l'équivalente de la biozone à *Sarfatiella dubari* et de la biozone d'extension partielle à *Planiinvoluta carinata* LEISHNER, définies en Quercy (France) par Pélissié et Peybernès(1982). Elle serait probablement l'équivalente de la cénozone à *Thaumatoporella* de Sartoni et Crescenti (1962).

En général, par comparaison avec le domaine téthysien, cet intervalle se caractérise par une association à base de grands Foraminifères agglutinés, tel que *Timidonella sarda* BASSOULLET, CHABRIER & FOURCADE, 1974, *Gutnicella cayeuxi* (LUCAS), 1938, permettant de définir des biozones caractéristiques : biozone à *Timidonella sarda* et *Gutnicella cayeuxi* (Septfontaine *et al.*, 1991, et Peybernès, 1998) . Les taxons guides font défaut dans notre bassin, malgré la présence du biotope favorable à leur apparition et à leur développement. Par corrélation avec le domaine atlasique marocain (Haut Atlas), l'espèce marqueur de cet intervalle (*Timidonella sarda*) se retrouve, et son niveau est encadré le plus souvent par des ammonites (détermination de M. S. Elmi, Lyon) de l'Aalénien moyen (*Planammatoceras* gr. *spinosum*) et du Bajocien inférieur (*Otoites sauzei*).

Paléogéographiquement, pendant cet intervalle, les domaines atlantique et téthysien forment deux provinces paléogéographiques différentes.

\*2-4-Pendant l'intervalle Bajocien supérieur-Bathonien moyen fut définie La biozone à *P. maynci* dans les bordures proximales du bassin, cette biozone pourrait être l'équivalente de la biozone à *Limognella dufaurei* de Pelissié & Peybernès (1982, Quercy). Ce dernier foraminifère, probablement synonyme de *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER, est fréquemment cité dans des niveaux stratigraphiques du Bajocien au Bathonien moyen (*in* Bassoulet, 1996, p. 298). Par comparaison avec les parties subsidentes du bassin atlantique marocain, la biozone à *P. maynci* correspond parfaitement à la biozone à *Pfenderella arabica* définie spécialement dans le bassin d'Essaouira (Jbel Amsittène), dans cette biozone *Limognella dufaurei* s'associe aux premières sections de *Pfenderella arabica* REDMOND, *Amijiella amiji* (HENSON), *Pseudocyclamina maynci* et *Mesoendothyra croatica* GUSIC (Bouaouda, 1987a et b, 1993, et dans le présent travail).

Nos deux biozones définies à l'échelle du bassin atlantique marocain : la biozone à *P. maynci* et la biozone à *Pfenderella arabica* peuvent se corréler avec la partie inférieure de la cénozone à *Paleopfenderina trochoidea* SMOUT & SUGDEN (base C-1) d'Altiner et Septfontaine (1979, Turquie). Dans notre domaine d'étude et malgré la présence du faciès favorable, on note l'absence totale de ce taxon index (*Paleopfenderina trochoidea*). Ce fait peut être lié en partie à la présence de barrières paléogéographiques entre les deux domaines (téthysien et atlantique).

Dans la bordure du bassin atlantique marocain, *P. maynci* est citée fréquemment depuis le Bajocien supérieur jusqu'à l'Oxfordien supérieur. Vers le centre du bassin, l'espèce s'associe à des brachiopodes du Bathonien supérieur-Callovien inférieur (Bouaouda, 1987a et b).

Remarque : D'une manière plus générale, le domaine téthysien se marque pendant cette période (surtout à partir du Bathonien), par l'explosion des grands foraminifères benthiques, principalement liée au développement des plates formes carbonatées (lagons internes, Bassoulet *et al.* 1985, Septfontaine *et al.* 1991 et Peybernès, 1998).

Les taxons guides identifiés ont permis de définir des provinces nord et sud téthysiennes caractérisées par leur association organique (Bassoulet *et al.* 1985) :

+Province paléobiogéographique nord-néo-Téthysienne comprend *Orbitamina elliptica* (d'ARCHIAC), *Lituonella mesojurassica* MAYNC, *Limognella dufaurei-gigantea*, *Pfenderina* n.sp. (ex *Pfenderina salernitana* (SARTONI & CRESCENTI) sensu Septfontaine, 1978).

+Province paléobiogéographique sud-néo-Téthysienne caractérisée par *Pfenderina salernitana*, *P. trochoidea* et *Alzonella cuvillieri*.

Les taxons guides définis dans le domaine Téthysien ont permis de proposer des biozones caractéristiques (biozotation synthétique) et à intérêt stratigraphique : Biozone à *Alzonella cuvillieri* et *Archaeosepta platierensis* ((Peybernès, 1998) ou la biozone à *Paleopfenderina* et *Alzonella* (Septfontaine *et al.*, 1991). Les taxons caractéristiques du domaine Téthysien font défaut dans les bassins atlantiques et les deux domaines sont considérés comme différents et isolés l'un de l'autre.

\*2-5-Au Bathonien supérieur, dans le bassin atlantique marocain, les 3 biozones définies et qui recouvrent le même intervalle biostratigraphique: La biozone à *P. crusei*, la biozone à *A. platierensis* et la biozone à *A. palastiniensis* se corrèlent avec la biozone à *P. maynci* de Pelissié & Peybernès (1982). Elle peut être aussi l'équivalente de la partie supérieure de la base de la cénozone à *P. trochoidea* d'Altiner & Septfontaine (1979, sommet de C-1). Aussi, nos biozones sont à paralléliser avec le biofaciès II'A de Septfontaine (1978, Préalpes : *Paleopfenderina salernitana*, *Conicopfenderina mesojurassica* (MAYNC), et *P. crusei*). Cet assemblage (biofaciès) a été reporté au Bathonien p.p., sans exclure le Callovien (Septfontaine, p. 339). Nos deux biozones: la biozone à *A. platierensis* et la biozone à *A. palastiniensis* se corrèlent parfaitement avec la biozone à *Archaeosepta* de Septfontaine, 1981. Elles peuvent aussi correspondre





à la partie supérieure de la zone à *Alzonella cuvillieri* et *Archaeosepta platierensis* et de la partie basale de la zone à *Ataxella occitanica* de Peybernès (1998, Téthys).

\*2-6-Dans les zones de bordures (Mouissat et Seksaoua), nos deux biozones (biozone à *Megaporella boulangeri* et biozone à *Kurnubia variabilis*), attribuées successivement au Callovien inférieur et au Callovien moyen p.p., pourraient correspondre au sommet de la cénozone à *P. trochoidea* (avec *P. crusei* et *Praekurnubia* évolués) d'Altiner & Septfontaine (1979). Les deux biozones se situent probablement dans la biozone à *P. crusei* de Pelissié & Peybernès (1982). Cette dernière biozone (zone d'extension partielle à *P. crusei* et *Andersenolina gigantea* PELISSIE & PEYBERNES) décrite en Quercy a été attribuée au Callovien sans argument paléontologique décisif.

\*2-7-A l'Oxfordien inférieur, la biozone à *Cylindroporella* cf. *arabica*, définie dans les bordures nord-orientales du bassin atlantique marocain (Jbilet occidental), est probablement à paralléliser avec la biozone à *K. palastiniensis* de Pelissié & Peybernès (1982 : *P. crusei*, *V. lugeoni*, *Chablaisia chablaisensis* (SEPTFONTAINE), *Andersenolina gigantea* et *Mesoendothyra croatica* forme  $\beta$ ). Notre biozone est à placer en partie probablement dans la cénozone à *K. palastiniensis* de Sartoni & Crescenti (1962). Dans les sédiments de la marge atlantique marocaine, *K. palastiniensis*, n'apparaît pour la première fois qu'à partir de l'Oxfordien moyen/supérieur dans les zones de bordures du bassin, cependant des formes de passages entre *Praekurnubia* et *Kurnubia* ont été signalées dans cette biozone. Cette Kurnubine évoluée réapparaît de nouveau à partir du Kimméridgien inférieur dans les parties subsidentes du bassin, où sa présence ici se fait pour la première fois.

Dans les zones subsidentes du bassin d'Essaouira et d'Agadir, la biozotation de l'intervalle Callovien inférieur-Oxfordien inférieur est cependant basée sur un litoïdité non reconnue dans le domaine téthysien: *Everticyclammina* n. sp. (Biozone à *Everticyclammina* n. sp). Cette biozone pourrait être l'équivalente de la majeure partie de la biozone à *Ataxella occitanica* et *Kurnubia palastiniensis* de Peybernès, 1998. Cette biozone peut se paralléliser avec les deux biozones à *Praekurnubia crusei* et *Kurnubia palastiniensis*, définies dans le Callovien et l'Oxfordien inférieur du Causse de Limogne (Quercy, France, 1982) par Pelissié et Peybernès, 1982. La biozone à *Praekurnubia crusei* (admettant à la base un horizon à *Andersenolina gigantea*) et la biozone à *Kurnubia palastiniensis* (à *Praekurnubia crusei*, et uniquement dans les horizons moyens, *Valvulina lugeoni*, *Chablaisia chablaisensis*, *Andersenolina gigantea* et *Mesoendothyra croatica* forme  $\beta$ ) sont attribuées par ces auteurs au Callovien puis à l'Oxfordien sans argument paléontologique décisif, du fait de l'absence de faune de mer ouverte.

\*2-8-Pendant l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur (Oxfordien moyen non exclu), la biozone à *Alveosepta jaccardi* est définie dans le domaine téthysien par de nombreux auteurs (Pelissié et Peybernès, 1982; Pelissié *et al.*, 1984; Septfontaine *et al.*, 1991; Tasli, 1993 et Peybernès, 1998). Cette biozone se retrouve parfaitement sur les bordures de la marge marocaine (Jbilet occidental, Bouaouda, 2002b). L'espèce repère s'associe ici aux premiers spécimens de *K. palastiniensis*. Dans les parties subsidentes du bassin, l'association de taxon index avec d'autres marqueurs permet de définir 3 sous-biozones qui se succèdent stratigraphiquement depuis l'Oxfordien moyen jusqu'au Kimméridgien inférieur p.p.: sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Rectocyclammina* cf. *chouberti*, sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina* cf. *virguliana* et sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Neokilianina rahonensis*. Ces 3 sous-biozones peuvent se corrélérer parfaitement avec les biozones à *Alveosepta jaccardi* définies dans la biozotation générale de la Téthys, récemment proposée par Septfontaine *et al.*, 1991 et Peybernès, 1998.

Remarque : Il convient ici de signaler que dans la partie subsidente du bassin atlantique marocain, les apparitions successives de microfossiles : 1-*Alveosepta jaccardi* , 2-*Everticyclammina virguliana*, 3- *Neokilianina rahonensis*, *Parurgonina caelinensis* et puis *Clypeina jurassica*, et la présence dans certains niveaux de marqueurs stratigraphiques (ammonites) de l'Oxfordien moyen puis supérieur permettent de dater ces apparitions successives et continues de foraminifères à structures complexes et d'algues dasycladales à l'échelle du bassin atlantique marocain. Il est donc possible de subdiviser la biozone à *Alveosepta jaccardi* (grande zone) en 3 autres, favorisant des corrélations stratigraphiques à degré plus élevé.

## 2- Résultats / Bilan de la comparaison

Cet essai de comparaison nous a permis de déduire que généralement les associations microfossilifères des deux domaines se succèdent presque dans le même ordre (Septfontaine *et al.*, 1991). Cependant, les assemblages que nous avons définis, diffèrent légèrement de ceux identifiés dans la Téthys surtout pour la période Lias-Bathonien. Ainsi, des différences ont été observées dans la répartition stratigraphique chez certains microfossiles (*Kurnubia palastiniensis*, *P. crusei*, *Everticyclammina virguliana*, *Neokilianina rahonensis*, *Pseudocyclammina liasica*). Ces hétérochronismes de répartition de certains taxons de microfossiles apparues pendant le Toarcien supérieur, le Callovien et l'Oxfordien supérieur sont liées à des comportements différents des bassins responsables de l'hétérochronisme des plates formes ou/ et probablement en liaison avec le phénomène de migration (Septfontaine *et al.*, 1991) : par exemple dans le bassin atlantique marocain, on note l'apparition tardive de *Kurnubia palastiniensis*, et l'apparition précoce de *Everticyclammina virguliana* et *Neokilianina rahonensis*. L'absence de certaines espèces caractéristiques sur la marge marocaine peut être probablement due, en partie, à la présence de barrières paléogéographiques entre les deux domaines ou à l'absence de biotope favorable.

Notre échelle biostratigraphique proposée à l'échelle du bassin atlantique marocain (échelle régionale) s'intègre et se corrèle partiellement avec l'échelle générale de Septfontaine *et al.* (1991) et de Peybernès, 1998, proposée pour le domaine téthysien :

\*Pendant le Lias moyen, la biozone à *Involutina liasica* qui représente dans le domaine téthysien (faciès de mer ouverte) l'intervalle Héttangien moyen à Sinémurien inférieur n'est représentée au Maroc, dans les affleurements du bassin d'Essaouira et dans les forages au large de la ville d'El Jadida, que pendant l'intervalle Lotharingien supérieur-Domérien moyen. Cette différence dans l'âge d'association (phénomène d'hétérochronisme) entre les deux domaines, n'est pas due au phénomène du diachronisme de la répartition stratigraphique du taxon-guide, mais semble, en relation directe avec le comportement différent des bassins de sédimentation : décalage dans le temps de l'évolution transgressive et à un contexte géodynamique différent. La tendance transgressive semble plus précoce dans le domaine téthysien qu'atlantique.

La zone à *Orbitopsella* qui couvre dans le domaine téthysien le Pliensbachien (Septfontaine *et al.*, 1991, Peybernès, 1998) est non représentée au Maroc d'origine atlantique, pourtant il est bien décrite dans le Maroc d'origine téthysien : Moyen Atlas, Haut-Atlas central, domaine rifain (Septfontaine, 1984). Cette absence totale des représentants des Orbitopsellidés (Famille des Mesoendothyridae : Sous familles des Mesoendothyrinae, des Planiseptinae, des Orbitopsellinae, des Labyrinthininae) est due certainement à la présence de barrières paléogéographiques tel par exemple la présence du Massif ancien du Haut- Atlas et la meseta qui semblent bloquer l'arrivée ou le brassage entre les eaux d'origine téthysien et atlantique. En plus des barrières paléogéographiques dont leur présence est certaine, il faut imaginer encore des

barrières d'ordre écologique : biotope défavorable à la prolifération des Orbitopselles dans le bassin atlantique marocain, faciès de mer ouverte est incompatible avec le développement des représentants des Orbitopselles.

\*Au Domérien supérieur-Toarcien inférieur, les faciès proximaux des plates-formes téthysiennes sont marquées par la présence d'un foraminifère cosmopolite : *Pseudocyclamina liasica*, considérée comme marqueur stratigraphique de cet intervalle. Sur la marge atlantique marocaine, on ignore sa présence dans cet intervalle, du fait de l'absence de biotope favorable : milieux fluvio-déltaiques. En revanche, des sections rares mais certaines de *Pseudocyclamina liasica* furent identifiées en association avec des petits brachiopodes de l'intervalle Toarcien supérieur-Aalénien. Cette constatation stratigraphique représente probablement un exemple d'hétérochronisme de répartition de cette espèce (limite supérieure d'extension stratigraphique) entre le domaine téthysien et atlantique.

\*Au Dogger inférieur et moyen, nous n'avons pas observé *Timidonella*, *Gutnicella*, "*Callorbis minor*" et *Alzonella*, pourtant bien représentés dans cet intervalle dans le domaine téthysien. Ainsi, et malgré la présence de faciès favorable propice au développement de ces taxons sur la marge atlantique marocaine, il semble que l'absence est liée à la présence de barrières d'ordre paléogéographiques entre les deux domaines. Toutefois, nous aimerons bien signaler ici, que sur la marge marocaine, les conditions de sédimentation très proximale et les processus diagénétiques (dolomitisation très intense) rendent difficile des études micropaléontologiques détaillées et l'identification des microfossiles.

\*Au Bajocien supérieur-Bathonien moyen, la zone à *Paleopfenderina* et *Alzonella* définie dans le domaine téthysien (Septfontaine *et al.*, 1991) est représentée au Maroc d'obédience atlantique par l'apparition des *P. crusei*, *P. maynci* et de *Pseudoeggerella elongata*, *Pfenderella arabica*, *Limognella dufaurei* et *Amijiella amiji*, ces espèces sont les représentantes des familles de Pfenderinidae et d'Hauraniidae.

\*Le Bathonien supérieur du domaine téthysien, correspond à une augmentation dans la diversité faunique avec apparition de nouveaux taxons considérés comme marqueurs stratigraphiques dont *O. elliptica*, *Ataxella occitanica*, *K. blancheti*. Ces diverses espèces ne sont pas représentées au Maroc malgré la présence de biotopes favorables. Cette hétérogénéité faunique entre la Téthys et l'Atlantique reconnue au cours de cette période peut s'expliquer par le comportement différent des bassins atlantiques et téthysiens et les deux domaines sont considérés comme indépendants l'un de l'autre.

\*Pendant le Callovien inférieur-Oxfordien inférieur, la biozonation synthétique de Peybernès, 1998 : biozone à *Ataxella occitanica* et la biozone à *Kurnubia palastiniensis* définies dans le domaine téthysien, ne trouve pas d'équivalence dans les parties ouest du bassin atlantique. Ce fait est probablement en relation avec les conditions particulières de milieu (milieu marin ouvert), incompatibles à la présence des représentants des *Ataxella* et des *Kurnubia*. Cependant, sur les bordures proximales de bassin atlantique marocain (Jbilet occidental, région d'Imi'N-Tanout), des représentants issus de même famille sont bien représentés : *Paleopfenderina gracilis*, *Kurnubia variabilis* et peuvent servir pour l'établissement des biozones. L'apparition tardive de *Kurnubia palastiniensis* vers les bordures proximales du bassin atlantique marocain ne peut s'expliquer que par le comportement différent des bassins atlantiques et téthysiens au cours de la période Callovien inférieur-Oxfordien inférieur.

\*Au cours de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien, la zone à *Alveosepta* et *Labyrinthina* caractérise les deux domaines. Les grandes ressemblances dans les associations organiques observées à partir de cette période sont en faveur d'un brassage et d'une homogénéisation biologique, en probable relation avec la présence de liens entre les deux domaines atlantique et méditerranéen.

### **III-Répartition stratigraphique des foraminifères**

Plusieurs taxons de foraminifères et d'algues dasycladales ont été identifiés dans le bassin atlantique marocain (Agadir, Essaouira, Safi) depuis les extrémités ouests jusqu'aux bordures orientales du bassin.. Les formes analysées proviennent d'une vingtaine de coupes effectuées à la fois dans les parties ouest et est du bassin et de quelques échantillonnages isolés pour contrôle stratigraphique et paléobiogéographique (échantillonnage fragmentaire). Ainsi, au cours de la période considérée, les microfossiles sont généralement abondants dans les faciès marins de la rampe carbonatée distale et proximale. Dans ces dépôts, les représentants de Lituolacea et d'algues dasycladales, se sont avérés fréquents et constituent, particulièrement en l'absence de faune de mer ouverte, d'excellents indicateurs stratigraphiques du Jurassique, susceptibles d'introduire des



subdivisions biostratigraphiques et des corrélations valables à l'échelle du bassin, de la région et même des domaines atlantico-téthysiens.

**Remarque : dans le présent travail, nous signalons que du fait de la grande abondance des données biostratigraphiques dont nous disposons, nous allons détailler seulement la répartition stratigraphique des grands Foraminifères à structures complexes (des foraminifères agglutinés complexes) du seul "bassin" d'Agadir pendant l'intervalle Bathonien -Kimméridgien inférieur (in Bouaouda *et al.*, sous-presse). Une synthèse de la répartition stratigraphique des Foraminifères et des algues calcaires (depuis le Lias moyen jusqu'au Kimméridgien inférieur), pour l'ensemble du bassin atlantique marocain depuis El Jadida jusqu'au Agadir, sera détaillée dans des travaux ultérieurs (Projet de Publication).**

N.B.: A l'échelle de la région, nous avons remarqué que l'abondance, la diversité et l'état de conservation des microfossiles varient considérablement d'une coupe à une autre et d'un niveau à un autre, ce qui est probablement en relation avec les biotopes et les phénomènes diagénétiques.

## 1- Bathonien supérieur et passage au Callovien

Dans le "bassin" d'Agadir, plusieurs taxons de foraminifères benthiques caractérisent cette période : *Andersenolina palastiniensis* (HENSON), *Archaeosepta platierensis* WERNLI, *Praekurnubia crusei* REDMOND, *Pseudoeggerella elongata* SEPTFONTAINE, *Andersenolina minuta* (DERIN & REISS) et *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER. A l'exception de la dernière espèce, tous les taxons cités ci-dessus apparaissent à partir du Bathonien supérieur. Il convient de signaler ici que, dans les parties les plus subsidentes du "bassin", ces taxons sont associés à des brachiopodes (fig. 33) dont *Kutchithyris acutiplicata* (KITCHIN), *K. aurata* (KITCHIN), *K. planiconvexa* (KITCHIN) et *Somalirhynchia africana* ampla (DOUVILLE). D'après Y. Alméras (in Peybernès *et al.*, 1987) et Bouaouda, (1987a et b), cette faune de brachiopodes serait à rapporter au Callovien inférieur (zone à *Macrocephalus*), le Bathonien supérieur n'étant pas complètement exclu. La présence d'*A. platierensis*, taxon marqueur du Bajocien supérieur-Bathonien supérieur (Wernli, 1970 ; Septfontaine, 1981; Bassoullet, 1996), suggère de situer l'association de foraminifères caractéristiques dans le Bathonien supérieur/ passage au Callovien.

*Andersenolina palastiniensis* et *Archaeosepta platierensis* n'ont été repérées que dans la partie ouest du "bassin" d'Agadir (fig. 34), car leur présence paraît strictement liée aux calcaires oolithiques et graveleux de bordure de plate-forme. Ils disparaissent à partir du Bathonien supérieur. En ce qui concerne *P. crusei* qui est une espèce de grande répartition géographique, il s'observe en abondance dans le Bathonien supérieur (fig. 35). Elle a été également reconnue par Bouaouda (2002b) dans le Callovien inférieur et moyen dans les parties les plus proximales du "bassin" atlantique marocain (sud-ouest d'Imi'N-Tanout).

## 2- Callovien inférieur - Oxfordien inférieur

Dans les parties ouests du "bassin" d'Agadir, dès la base supposée du Callovien inférieur, les principaux marqueurs stratigraphiques du Bathonien supérieur ont disparu (fig. 34) : *Andersenolina palastiniensis*, *Archaeosepta platierensis*, *Pseudoeggerella elongata* et *Andersenolina minuta* et la totalité des coupes examinées montre une association généralement dépourvue des formes classiques habituellement rencontrées dans le domaine téthysien. Dans les niveaux inférieurs, le Callovien est dominé dans plusieurs coupes par la présence d'*Everticyclammina* n. sp. (forme peu évoluée), associée à la base à *Ophthalmidium strumosum* (GUMBEL), *Verneuilioides mauritii* (TERQUEM), *Ammobaculites irregularis* (GUMBEL), *A. agglutinans* (D'ORBIGNY) et *A. coprolithiformis*

(SCHWAGER) et *Pseudocyclamina* n. sp. La macrofaune associée se caractérise par de nombreux brachiopodes du Callovien inférieur à moyen (fig. 33) dont *Kutchithyris acutiplicata*, *Somalirhynchia africana* ampla, *K. planiconvexa*, *K. aurata*, *Bihenithyris bihenensis* (WEIR) morphe superstes (DOUVILLE), *K. indica* (d'ORBIGNY), "*Rhynchonella*" *maroccanica* GENTIL & LEMOINE, *Bihenithyris barringtoni* MUIR-WOOD et *Septaliphoria orbignyana* (OPPEL) (détermination Y. Alméras in Peybernès *et al.*, 1987 et Bouaouda, 1987a). Dans les horizons supérieurs, la biophase comprend généralement des







*Everticyclammina* plus évoluées avec une paroi alvéolaire à structure plus fine et un test à deux stades de croissance nettement individualisés (stade enroulé et déroulé). Ces couches nous ont livré (coupe de Tizgui, anticlinal d'Anklout) des brachiopodes du Callovien supérieur à Oxfordien inférieur (fig. 33). Cet intervalle est caractérisé à la fois par la disparition des brachiopodes du Callovien moyen (*Septaliphoria orbignyana*) et la présence de *Kutchithyris pyroidea* (KITCHIN) que l'on trouve dans les assises supérieures du groupe Chari à Kutch (Inde) et correspondent au Callovien supérieur ou plutôt à l'Oxfordien inférieur (détermination Y. Alméras in Peybernès *et al.*, 1987 et Bouaouda, 1987a). Par ailleurs, latéralement par rapport à ces gisements de brachiopodes, dans la localité d'Aït Chehrid (anticlinal d'Anklout), les niveaux surmontant les couches à *Everticyclammina* n. sp. ont livré des ammonites (fig. 33) de l'Oxfordien inférieur (Ambroggi, 1963) : *Perisphinctes bernensis* DE LORIOU, *P. cf. mirandus* DE LORIOU. Dans cette même localité, les niveaux équivalents ou sous-jacents ont livré à Roch (1930) des ammonites du Callovien supérieur à base de l'Oxfordien inférieur dont *Perisphinctes furcula* NEUMAYR. Il est donc vraisemblable que les *Everticyclammina* n. sp. apparaissent dès le Callovien inférieur et perdurent jusqu'à la base de l'Oxfordien inférieur. Les taxons de cet intervalle sont des formes typiques de la Formation Ouanamane (membre des "Calcaires à *Somalirhynchia*" et membre des "Marnes et argilites", Adams *et al.*, 1980). Dans notre bassin, *Ammobaculites irregularis* se rencontre seulement dès le Callovien inférieur et ne semble pas dépasser cet intervalle, tandis que *A. agglutinans* et *A. coprolithiformis* se rencontrent dès le Bathonien supérieur (faible fréquence) et deviennent très abondantes dans le Callovien inférieur. Ces deux espèces d'*Ammobaculites* se raréfient dans le Callovien moyen et disparaissent totalement dans le Callovien supérieur (Bouaouda, 1987a). En ce qui concerne *Ophthalmidium strumosum* et *Verneuillinoïdes mauritii*, sur notre terrain, ce sont des taxons abondants dans le Callovien inférieur; cependant quelques rares sections ont été identifiées dans le Bathonien supérieur.

A l'Est du "bassin" (fig. 35), les Lituolidés sont beaucoup plus abondants grâce à l'apparition de nouveaux taxons. Ainsi, en plus de quelques espèces présentes depuis le Bathonien supérieur (*P. crusei*, *P. maynci*), on trouve quelques nouvelles formes circonscrites à cette partie de l'étage, avec notamment : *Kurnubia variabilis* REDMOND, *Paleopfenderina gracilis* (REDMOND), *Valvulina* aff. *lugeoni* SEPTFONTAINE et *Praekurnubia-Kurnubia*. Ces divers taxons sont bien représentés dans les lames- minces des faciès littoraux de la Formation Oudmane (terme moyen). Les derniers levés biostratigraphiques réalisés dans le secteur (Bouaouda, 2002b) ont permis de dater l'association précitée au Callovien inférieur et moyen.

Il convient aussi de signaler que les conditions diagénétiques (dolomitisation secondaire intense) des faciès sus-jacents, ne permettent pas des études micropaléontologiques plus précises.

### 3- Oxfordien moyen - supérieur

Cette période se caractérise par une nouvelle association (fig. 34) marquée par la dominance des foraminifères benthiques à structure plus complexe, notamment par l'apparition successive d'*Alveosepta jaccardi* SCHRODT (forme peu évoluée et en faible fréquence), *Rectocyclammina chouberti* HOTTINGER et *Nautiloculina oolithica* MOHLER, puis d'*Everticyclammina* cf. *virguliana* (KOECHLIN). Latéralement et par endroits, on rencontre des associations probablement à caractère endémique comprenant *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER, *Bullopore tuberculata* (SOLLAS), *Coscinophragma cribrosum* (REUSS), *Valvulina* cf. *lugeoni* et *Siphovalvulina* sp. Les diverses espèces de foraminifères à structure complexe sont limitées au faciès vaseux de faible énergie du bassin; elles sont absentes dans les faciès plus carbonatés, para-récifaux ou de haute énergie.

Dans la localité d'Aït Chehrid (Ouest du "bassin" d'Agadir, anticlinal d'Anklout), les premiers niveaux à *Alveosepta jaccardi* (fig. 33), non datés directement, sont encadrés à la base et au sommet,

par des niveaux à ammonites rapportés d'une part à l'Oxfordien inférieur et d'autre part à l'Oxfordien moyen à supérieur (Roch, 1930; Ambroggi, 1963). Dans cette même localité, il semble que les premiers horizons à *Everticyclammina* cf. *virguliana*, surmontent des niveaux marneux à ammonites de l'Oxfordien moyen à supérieur, dont *Perisphinctes chavattensis* DE LORIOI. (détermination L. Gentil et P. Lemoine, 1905 in Ambroggi, 1963). Cette espèce a été réattribuée à *Arisphinctes vorda* (ARKELL), d'âge oxfordien supérieur (Adams *et al.*, 1980). On peut ainsi contrôler la stratigraphie des foraminifères précités. Ainsi, il semble que dans le "bassin" d'Agadir, l'apparition d'*Alveosepta jaccardi*, *Rectocyclammina chouberti* et de *Nautiloculina oolithica* se situe dans l'Oxfordien moyen, tandis que celle d'*Everticyclammina* cf. *virguliana* date de l'Oxfordien supérieur. Ces divers taxa coexistent encore dans l'Oxfordien terminal et le Kimméridgien inférieur p.p.

En conclusion, c'est seulement dans l'Ouest du "bassin" (fig. 34) que l'Oxfordien moyen et supérieur est le mieux caractérisé avec l'apparition successive d'*Alveosepta jaccardi* puis d'*Everticyclammina* cf. *virguliana*.

#### 4- Oxfordien terminal-Kimméridgien inférieur

Dès cette période, beaucoup de taxons de foraminifères qui caractérisent le domaine péritéthysien se retrouvent dans le domaine atlantique marocain. Parmi les principaux marqueurs (fig. 34), on note l'apparition de *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI-MORENO, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Neokilianina rahonensis* (FOURY & VINCENT), *Kurnubia palastiniensis* HENSON. La microfaune associée comporte : *Praekurnubia-Kurnubia*, *Kurnubia* sp. et *Conicokurnubia orbitoliniformis* SEPTFONTAINE. Certaines espèces de la période précédente comme *Alveosepta jaccardi* (forme évoluée) et *Nautiloculina oolithica* ont été également reconnues dans cet intervalle stratigraphique. En se référant aux récents travaux de synthèse de la répartition stratigraphique des grands foraminifères du Jurassique (Bassoulet, 1996), il semble que la majeure partie des taxons cités ci-dessus, apparaissent dès le Kimméridgien inférieur.

### IV-Paléobiogéographie

Les foraminifères benthiques à structure complexe sont inféodés à un domaine de rampe carbonatée (la plate-forme proximale/interne à distale/externe) sans barrière bien marquée; leur distribution paléogéographique paraît, par conséquent, étroitement liée à la structure des bassins sédimentaires et à l'évolution tectono-sédimentaire de la marge atlantique marocaine durant la période du Bathonien supérieur au Kimméridgien basal.

*Remarque : Comme pour le paragraphe précédente, nous allons détailler ici que les données relatives au seul "bassin" d'Agadir pendant l'intervalle Bathonien supérieur-Kimméridgien inférieur. Des travaux dans ce sens, s'intéressant à l'ensemble du bassin atlantique marocain depuis El Jadida jusqu'au agadir feront l'objet de nos prochaines publications.*

#### 1-Bathonien supérieur

Succédant à une longue période régressive défavorable à la prolifération des grands foraminifères (Lituolacea), le Bathonien supérieur coïncide avec l'installation généralisée des milieux marins. La composition des peuplements benthiques permet de distinguer deux domaines paléobiogéographiques différents :

a. La partie occidentale du "bassin" (anticlinal d'Anklout, anticlinal d'Imouzzer, fig. 34), antérieurement émergée (Aalénien - Bathonien moyen) et recouverte, à la fin du Dogger, par une mer d'origine atlantique caractérisée par une sédimentation carbonatée oolithique et graveleuse de bordure de plate-forme (membre des "Calcaires à oolithes", Formation Ouanamane). Les principaux marqueurs identifiés (*Andersenolina palastiniensis*, *Archaeosepta platierensis* et *Praekurnubia crusei*) sont généralement associés à une microfaune plus cosmopolite : *Pseudocyclammina maynci*, *Siphovalvulina* sp. et *Pseudocyclammina* n. sp. (pseudocyclammine de forme aplatie se différenciant largement de l'espèce *maynci*).

b. La partie orientale du "bassin" (fig. 35), à sédimentation carbonatée plus proximale, où se déposent des calcaires et des calcaires dolomitiques des milieux marins plus littoraux. L'association micropaléontologique, beaucoup moins diversifié, comporte *P. maynci*, *P. crusei* et *P. elongata*. L'absence d'*Andersenolina palastiniensis* et d'*Archaeosepta platierensis* s'expliquerait par des paléoenvironnements défavorables. Dans les secteurs les plus internes du "bassin" d'Agadir, seuls quelques fantômes de foraminifères agglutinants (pseudocyclammines, Valvulinidae) ont pu être identifiés dans des sédiments margino-littoraux et à influences continentales.

## 2- Callovien inférieur- Oxfordien inférieur

La transgression callovienne semble beaucoup plus importante que la précédente, ce qui détermine un enfoncement du "bassin" et l'installation d'un large lagon sur sa bordure, favorable à l'épanouissement des espèces de Lituolidés à structures complexes.

a. Dans la partie occidentale du "bassin" (fig. 34), les sédiments calcaires et marneux, à brachiopodes et oursins, traduisent des milieux marins ouverts. L'enfoncement brutal au Callovien inhibe la prolifération des foraminifères agglutinants complexes classiquement répandus pendant cette période dans le domaine téthysien. Parmi les Lituolidés reconnus, on note l'abondance d' *Everticyclammina* sp., *Ammobaculites coprolithiformis*, *A. irregularis* et *A. agglutinans*. Les everticyclammines de cet intervalle, présentent des caractères morpho-structuraux différents de ceux de l'espèce classique *Everticyclammina virguliana*.

b. Sur la bordure orientale du "bassin" (à l'Ouest et au Sud-Ouest de la région d'Imi'N-Tanout, fig. 35), les milieux littoraux, carbonatés et évaporitiques, semblent être favorables à la présence des grands foraminifères complexes (apparition de *Valvulina lugeoni*, *Paleopfenderina gracilis*, *Kilianina* sp., *Pseudocyclammina* sp. (forme aplatie), *Kurnubia variabilis*, *Nautiloculina* sp. et *Praekurnubia-Kurnubia*).

## 3- Oxfordien moyen et supérieur

Durant cette période, les grandes variations latérales dans les biophases micropaléontologiques sont la conséquence des évènements tectono-sédimentaires affectant le secteur.

a. Dans la partie centre - occidentale du "bassin" d'Agadir (fig. 34), une phase tectonique distensive induit des variations brutales de faciès dès l'Oxfordien inférieur. Dans les parties affaissées des blocs basculés, les conditions de mer relativement ouverte permettent le développement des grands foraminifères agglutinants (*Alveosepta jaccardi*, *Everticyclammina* cf. *virguliana*, *Rectocyclammina chouberti*, *Nautiloculina oolithica* etc.). Ces taxons semblent ici supporter des bathymétries circalittorales car ils sont associés, dans certains niveaux, à une faune d'ammonites utilisée comme référentiel stratigraphique. Dans les secteurs de hauts-fonds, marqués par des dépôts bioconstruits pararéclifaux ou détritico-oolithiques de haute énergie, les grands foraminifères à structures complexes sont généralement absents car les courants empêchent leur fixation : on ne rencontre que des formes fixées telles que *Bullopore tuberculata* et *Planiinvoluta carinata*.

b. Dans les zones de bordures (fig. 35), les conditions supratidales et intertidales, favorisent le phénomène de dolomitisation secondaire et la microfaune, difficilement identifiable, ne correspond qu'à des fantômes de *Pseudocyclammina maynci*.

#### 4. Oxfordien terminal - Kimméridgien inférieur p.p.

a. La partie occidentale du "bassin" d'Agadir (fig. 34) se caractérise par une relative stabilité tectonique. Le comblement progressif du "bassin" en relation avec une tendance régressive, s'accompagne d'une homogénéisation des faciès et des microfaunes. Les paléoenvironnements d'une mer peu profonde, semblables à ceux des plates-formes carbonatées de type "bahamien", favorisent la prolifération des foraminifères agglutinants à structure complexe : on note notamment la persistance d'*Alveosepta jaccardi* et de *N. oolithica*, héritées de l'Oxfordien moyen et l'apparition de nombreuses nouvelles espèces : *Neokilianina rahonensis*, *Labyrinthina mirabilis*, *Parurgonina caelinensis*, *Conicokurnubia orbitoliniformis*, etc.

b. Sur la bordure orientale du "bassin" d'Agadir (Sud-Ouest d'Imi'N-Tanout, fig. 35), la sédimentation lagunaire puis détritique fluvio-déltaique n'est guère favorable aux foraminifères benthiques. La dolomitisation secondaire très intense ne conserve que des épigénies de Lituolidés (pseudocyclammines) et des Dasycladales.

#### 5-Variabilité des caractères morpho-structuraux de l'espèce *Alveosepta jaccardi*

Dans le bassin atlantique marocain, l'inventaire quasi-exhaustif de la série oxfordienne et kimméridgienne de plusieurs coupes bien réparties à l'échelle du bassin, nous a permis de suivre l'évolution des caractères d'un ensemble de taxons dont: *Everticyclammina* n. sp., *Kurnubia* sp., *Alveosepta*.

Dans les bassins atlantiques, l'espèce *Alveosepta jaccardi* de l'intervalle Oxfordien-Kimméridgien inférieur se présente sous deux formes différentes, l'une caractéristique de la base, l'autre du sommet. A la base, l'espèce est de taille relativement plus petite et montre des caractères microstructuraux plus simples (Bouaouda, 1987; communication orale de B. Peybernes, 1987; J. P Bassoullet, 1994) que les formes du sommet de la série dont l'âge est attribué au Kimméridgien inférieur.

Récemment, J. P Bassoullet, 1996 (p. 301) avait signalé que l'espèce *Alveosepta jaccardi* peut se présenter sous deux formes différentes. Il avait précisé que cette différence correspond à deux sous- espèces : *Alveosepta jaccardi jaccardi* (SCHRODT) de l'Oxfordien (Sequanien) et *Alveosepta jaccardi personata* (TOBLER) pour les formes du Kimméridgien. De ce fait; dans les séries sédimentaires des bassins atlantiques marocains, la limite entre l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien inférieur peut se faire, tout en se basant sur l'identification de ces deux sous-espèces :

\*Pendant l'Oxfordien moyen et supérieur, les individus de l'espèce *Alveosepta jaccardi* sont peu évolués : *Alveosepta jaccardi jaccardi*. Cette sous-espèce s'associe à *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Rectocyclammina* sp., *Pseudocyclammina parvula* HOTTINGER (les premières formes) et puis à *Everticyclammina* cf. *virguliana* (KOECHLIN).. Les éléments de datation sont fournis par les interprétations chronostratigraphiques (datation indirecte) fournies par les ammonites et les brachiopodes (Roch, 1950, Ambroggi, 1963, Bouaouda, 1987, Bouaouda *et al.*, 2004 et dans le présent travail : cf. détail, partie biozonation).

\*Dans le bassin atlantique marocain, pendant le Kimméridgien inférieur, les espèces d'*Alveosepta jaccardi* sont bien développées, caractéristiques du Kimméridgien : *Alveosepta jaccardi personata*. La confirmation de l'attribution stratigraphique est fondée à la fois sur l'association de cette sous-espèce avec des foraminifères marqueurs de cet intervalle tels : *Parurgonina caelinensis*, *Labyrinthina mirabilis*, *Neokilianina rahonensis* et également sur l'apparition des premières sections de *Clypeina jurassica* (cette dasycladale n'est connue que depuis le Kimméridgien inférieur.). L'association signalée ci - dessus vient confirmer la proposition de J. P. Bassoullet (1996; p. 301).

En ce qui concerne les everticyclammines, il s'est avéré que notre inventaire détaillé permet de mettre en évidence que ces formes évoluent depuis le Callovien jusqu'au Kimméridgien. Les

premières formes d'everticyclammines apparues au cours du Callovien inférieur, présentent des caractères morpho-structuraux primitives et évoluent progressivement avec le temps; il est possible que ces formes que nous avons nommé : *Everticyclammina* n. sp. sont en étroite liaison phylogénétique avec l'espèce classique *Everticyclammina virguliana* de l'intervalle Kimméridgien -Aptien. D'après Banner & Highton (1990 in Bassoullet, 1996, p. 303), l'espèce *E. virguliana* provient des ammobacculites du Callovien et de l'Oxfordien qui aurait développé une paroi alvéolaire. Nous pensons plutôt que cette espèce provient des everticyclammines qui prolifèrent depuis le Callovien inférieur et jusqu'à l'Oxfordien inférieur.

## 6- Relation entre diversité spécifique et les événements géodynamiques

Les microfossiles benthiques sont des organismes sensibles aux conditions de milieu de vie, elles mêmes étroitement liées au contexte tectono-sédimentaire et eustatique. Cette étroite dépendance semble-t-il présenter un rôle sur la diversité spécifique. Il est intéressant ici de connaître le comportement des facteurs géodynamiques et de les comparer avec les fluctuations des peuplements des foraminifères benthiques et des algues dasycladales, en particulier sur la diversité spécifique.

La répartition verticale et horizontale des microfossiles est étroitement dépendante des événements eustatiques et tectono-sédimentaires qui affectent les bassins atlantiques marocains pendant le Jurassique. La corrélation des périodes de renouvellements avec la géodynamique du bassin permet de mieux apprécier les influences réciproques des phénomènes globaux (transgression du Bajocien supérieur) et des facteurs locaux.

Deux grandes périodes de renouvellement organiques à l'échelle générale caractérisent la période Lias-Kimméridgien :

a- Le Bathonien supérieur et le Callovien inférieur correspondent à une période de grande diversité spécifique, caractérisée par l'apparition de nouveaux taxa de foraminifères et d'algues dasycladales. Ce phénomène coïncide avec l'événement géodynamique de l'Atlantique central, il correspond à l'importante accréation océanique de l'Atlantique centrale. La transgression favorise le développement d'immenses plates-formes carbonatées (ou de rampes-carbonatées), favorables à la prolifération des taxons et s'accompagne d'une homogénéisation relative et d'un brassage des peuplements.

La phase transgressive semble donc propice à la spéciation. Les formes du Bathonien sont apparues sur place, à la suite de la multiplication ou de la création de nouvelles niches écologiques lors de l'immersion des étendues immenses de la rampe soumise à un régime carbonaté dominant, favorable à la prolifération des taxons et s'accompagne d'une homogénéisation relative et d'un brassage des peuplements.

A partir du Callovien inférieur et moyen, l'accentuation de la transgression et le brutal approfondissement des parties subsidentes du bassin entraîne une réduction, voire une extinction quasi-totale des foraminifères agglutinants à structure complexes et d'algues dasycladales. En revanche, on note une explosion des foraminifères à test hyalin. Cependant, vers les zones de bordures, on note un renouvellement dans les associations microfossilifères suite à la création de biotope favorable à la prolifération des grands foraminifères et des algues dasycladales.

b- Pendant l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien, la marge marocaine enregistre la deuxième phase d'explosion organique. Cet intervalle est une période d'intense spéciation. L'apparition de nouveaux taxa de microfossiles paraissent liés au développement des faciès de plates-formes carbonatées internes du type lagon ou vasières internes, caractérisant le paléomilieu pendant cette période. Il correspond en général à une période d'explosion des grands foraminifères benthiques (Lituolides en général) et d'algues Dasycladales.

Par corrélation avec le domaine Téthysien, c'est la première fois que les grands foraminifères de l'ancien monde seront décrits dans les bassins atlantiques marocains, et où les ressemblances d'associations micropaléontologiques sont frappantes.

Par corrélation avec la géodynamique du bassin, l'évolution sédimentaire montre une tendance à la régression, phénomène probablement semble-t-il en relation avec les événements de l'Atlantique : 1) période de rifting de l'Atlantique du Nord et 2) ralentissement dans le taux d'accrétion de l'Atlantique central qui débute à partir du Kimméridgien inférieur.

Il semble que la tendance régressive qu'enregistre le remplissage sédimentaire est propice à la spéciation : le renouvellement microfossilifère s'est produit sur place, dans des niches écologiques ménagées sur une rampe carbonatée en voie de comblement. Ici, il semble que la régression, se traduit par le morcellement de la rampe carbonatée, donc la création de plusieurs domaines de vie des espèces, ce qui favorise le phénomène de spéciation allopatrique (Mayr, 1974). L'absence d'association vers les bordures du bassin n'est que le résultat de l'accentuation de phénomène régressive et l'installation des faciès défavorables à la prolifération et à l'évolution des microfossiles.

#### c-Relation entre les deux événements

Les deux phénomènes : transgression et régression révèlent l'apparition dans les deux cas d'espèces nouvelles (notamment en ce qui concerne les Lituolidés et les algues dasycladales), alors que les conditions d'environnements étaient nettement distinctes.

Le Bathonien supérieur et l'Oxfordien supérieur présentent à l'échelle du bassin atlantique marocain, une assez nette diversité spécifique, en relation directe avec les événements géodynamiques de l'Atlantique centrale qui sont la transgression du Bathonien supérieur en relation directe avec l'accrétion océanique de l'Atlantique centrale et la régression à partir de l'Oxfordien supérieur qui se corrèle probablement avec une chute de la vitesse d'ouverture océanique ???. Ces deux actions contradictoires conduisent par création d'une vaste rampe - carbonatée à environnements différents, à la prolifération et au développement des foraminifères benthiques et d'algues dasycladales.

Il en sort de ces constatations que les phénomènes de spéciation ne sont pas seulement liés aux périodes transgressives **ou régressives**??, comme il est admis jusqu'à présent par certains auteurs. L'évolution accélérée des populations qui accompagnent les événements transgressives et régressives se marque par un renouvellement organique ou les données dont on dispose actuellement ne permettent pas de favoriser l'un des événement sur l'autre. Dans l'état de connaissance, aucune étude de détail n'a été engagée dans les sédiments carbonatés jurassiques pour tenter d'expliquer, de détailler et de trouver les relations entre les variations du niveau marin (transgressions, régressions) et l'apparition des populations nouvelles de foraminifères et / ou d'algues. Il apparaît donc bien difficile de corréler l'apparition des taxons nouveaux avec des événements régressifs dont l'enregistrement est très irrégulier d'une plate-forme carbonatée à l'autre (Septfontaine *et al.*, 1991, p. 272).

Nous pensons, qu'il est certain, que d'autres facteurs exogènes et endogènes influencent sur le phénomène de spéciation. Des recherches poussées dans cette optique pourront dans l'avenir permettre de trouver une réponse. Les données dont on dispose maintenant, prouvent que le phénomène de spéciation semble être favorisée dans les deux cas par la création de nouvelles niches écologiques qui accentuent les mutations, c'est -à -dire lorsque les conditions sont favorables à la spéciation, (ces dernières semblent l'élément moteur de la création des nouvelles espèces).

**\*Remarque:** Pendant le Toarcien et l'Aalénien, la diminution de la diversité spécifique et la grande dispersion des taxons à l'échelle du bassin coïncident avec des périodes de relatif calme tectonique, à paysages uniformes (rampe proximale à sédimentation carbonatée -évaporitique) et à eustatisme dominant

(transgression toarcienne) Il est donc certain que les périodes transgressives favorisent la grande dispersion des organismes.

### **V-Conclusion générale à la biostratigraphie**

L'échelle biostratigraphique proposée est le résultat d'une étude micropaléontologique détaillée de plusieurs coupes bien réparties à l'échelle du bassin atlantique marocain depuis les extrémités ouests (Bassin d'Essaouira et d'Agadir) jusqu'aux bordures orientales du bassin : les Jbilet occidentaux (Mouissat) et les bordures orientales et nord-orientales du bassin d'Agadir (Imi-N'Tanout). Les biozones que nous avons définies se succèdent toujours dans le même ordre et sont dans leur majorité séparées par des niveaux contenant une association non caractéristique; ce sont des intervalles de séparation au sens de Guex (1977). Dans les parties subdidentes du bassin, la datation des biozones s'est basée sur les arguments stratigraphiques fournies par la faune de mer ouverte : brachiopodes et/ou ammonites ou sur la valeur stratigraphique de certains microfossiles tenus comme marqueurs. Dans les zones de bordures, en l'absence de faunes caractéristiques, les interprétations chronostratigraphiques sont basées sur des arguments biostratigraphiques qui sont peu nombreux mais convaincants et permettent la corrélation des biozones décrites avec les étages.

La biozation proposée ici tient compte de nos connaissances actuelles et pourra être précisée par des recherches ultérieures (Tabl. 8).

Notre échelle montre des analogies avec d'autres schémas établis dans le domaine téthysien, les différences peuvent être d'origine paléogéographique et géodynamique.

La comparaison des échelles biostratigraphiques confirme l'idée de la succession des différents événements fossilifères à l'échelle de la Téthys et de l'Atlantique au cours du Jurassique (Tabl. 11 et 12).

L'échelle biostratigraphique proposée contribue à une meilleure connaissance stratigraphique de la région :

\*La limite inférieure d'extension de *Megaporella boulangeri* est actuellement datée du Callovien inférieur au lieu du Kimméridgien inférieur (Deloffre & Beun, 1985).





Dans les zones de bordures du bassins, le Jurassique moyen et l'Oxfordien peuvent être subdivisés paléontologiquement en Bathonien moyen, Bathonien supérieur, Callovien inférieur, Callovien moyen, Oxfordien inférieur ? et Oxfordien moyen à supérieur, sur la base des microfossiles.

Les nouvelles précisions stratigraphiques vont permettre d'apporter de précieuses indications paléogéographiques et géodynamiques.

L'inventaire quasi-exhaustif des foraminifères et des algues dasycladales de plusieurs coupes de la série jurassique (Lias-Kimméridgien) permet (s'est soldé) l'identification et la découverte d'espèces dont certaines sont citées pour la première fois sur la marge atlantique marocaine : *P. maynci*, *Limognella dufaufrei*, *Pfenderella arabica*, *Amijiella amiji*, *Andersenolina minuta*, *Sarfatiella dubari*, *Megaporella boulangeri*, *Archaeosepta platierensis*, *Praekurnubia crusei*, *Pseudoeggerella elongata*, *Kurnubia variabilis*, *Paleopfenderina gracilis*, *Rectocyclammina chouberti*, *Everticyclammina cf. virguliana*, *Parurgonina caelinensis*, *Labyrinthina mirabilis*, *Neokilianina rahonensis*, *Kurnubia palastiniensis* et *Conicokurnubia orbitoliniformis*.

Cet inventaire le plus complet possible des microfossiles identifiés sur plusieurs coupes bien réparties sur l'ensemble du bassin atlantique marocain, pourra aider dans l'avenir à l'établissement d'une biozonation plus générale et compléter les échelles de même nature établies dans le domaine téthysien.

La répartition stratigraphique de certains foraminifères et algues dasycladales (*Involutina liassica*, *Pseudocyclammina liasica*, *Pseudocyclammina maynci*, *Megaporella boulangeri*, *Andersenolina palastiniensis*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites agglutinans*, *Ammobaculites irregularis*, *Praekurnubia crusei*, *Pseudoeggerella elongata*, *Everticyclammina n. sp.*, *Alveosepta jaccardi*, *Rectocyclammina chouberti*, *Nautiloculina oolithica* et *Everticyclammina cf. virguliana*) a été précisée par référence aux standards d'ammonites et de brachiopodes ainsi que grâce aux autres foraminifères marqueurs (tels *Archaeosepta platierensis*, *Parurgonina caelinensis*, *Neokilianina rahonensis*, *Clypeina jurassica*) qui leurs sont associés.

Une synthèse de la répartition stratigraphique de certains foraminifères est présentée.

La distribution paléogéographique des espèces de Lituolacea pendant l'Oxfordien moyen à supérieur paraît étroitement liés à l'évolution tectono-sédimentaire de la marge, responsable de sa fragmentation en paléomilieus particuliers. Les foraminifères agglutinants (*Alveosepta jaccardi*, *Everticyclammina cf. virguliana*, *Rectocyclammina chouberti* et *Nautiloculina oolithica*) semblent supporter des bathymétries relativement importantes (étage circalittoral) ; les formes (encroûtantes) fixées (*B. tuberculata* et *P. carinata*, *T. morronensis*) sont étroitement liées aux faciès détritico-oolitiques ou para-récifaux de haute énergie.

Les différences par rapport au domaine téthysien européen se marquent : 1) par l'absence de certains taxons caractéristiques du Pliensbachien, de l'Aalénien-Bajocien et du Bathonien ou du Callovien atlantiques marocains (*Orbitopsellidés*, *Timodonella sarda*, *Alzonella cuvillieri* & NEUMANN, *Orbitamina elliptica*, *Kilianina blancheti* PFENDER, et puis d'*Ataxella occitanica* (PEYBERNES) et *Kurnubia palastiniensis*); 2) par l'apparition précoce de *Rectocyclammina chouberti*, *Everticyclammina cf. virguliana*, *Neokilianina rahonensis* et 3) par l'arrivée tardive de *Involutina liassica*, *Pseudocyclammina liasica* et de *Kurnubia palastiniensis*.

Par comparaison avec le doamine téthysien marocain, quelques foraminifères complexes dont *Kurnubia palastiniensis*, *Parurgonina caelinensis* et *Labyrinthina mirabilis*, identifiées dans notre secteur d'étude dès le Kimméridgien inférieur, ne sont cités qu'à partir du Kimméridgien moyen dans le Préfif interne (Bulundwe Kitongo, 1987). Ces différences dans la répartition stratigraphique des espèces observées entre les deux domaines est due aux conditions écologiques et paléogéographiques.

Les nombreuses coupes, étudiées au banc par banc, en particulier pour la série qui s'étend du Bathonien supérieur jusqu'au Kimméridgien inférieur basal, nous ont permis de bien suivre l'évolution des associations micropaléontologiques à l'échelle verticale et horizontale et de mettre en évidence des événements biostratigraphiques marquants qui semblent caractériser la série jurassique anté-Kimméridgien supérieur (Tabl. 12).

\*Pendant le Lias moyen, la présence d'*Involutina liassica* demeure le taxon guide pour dater les séries de cet intervalle.

\*Pendant le Toarcien et l'Aalénien basal, l'identification dans les faciès carbonatés - évaporitiques du premier foraminifère à caractère complexe: *Pseudocyclamina liasica* permet de dater les séries sédimentaires de cet intervalle. Ainsi, dans les affleurements jurassiques du bassin d'Agadir, l'association de ce foraminifère avec des marqueurs stratigraphiques (brachiopodes) de l'intervalle Toarcien supérieur-Aalénien basal permet de préciser sa répartition stratigraphique dans les affleurements jurassiques de la marge atlantique marocaine. Par corrélation avec les données stratigraphiques du domaine téthysien, ce foraminifère présente une extension stratigraphique partiellement différente, et une révision stratigraphique de ce foraminifère est souhaitée.

\*Pendant l'intervalle Aalénien - Bajocien, peu de formes retiennent l'attention, on retrouve des formes de foraminifères et d'algues dasycladales soit héritées de la période précédente ou persistant dans l'intervalle Bajocien -Bathonien.

\*Au Bajocien supérieur et pendant le Bathonien inférieur, une nette diversification a pu être observée surtout dans les affleurements jurassiques du bassin d'Essaouira et dans certaines localités des bordures proximales du bassin atlantique marocain, avec l'apparition d'un certain nombre de taxons à valeur stratigraphique moyenne: *P. maynci*, *A. amiji*, *Pfenderella arabica*, *Limognella dufaurei*. Ce changement dans la composition organique marque cette période et permet de caractériser stratigraphiquement cet intervalle où les conditions de dépôts ne permettent guère la présence de la faune de mer ouverte.

\*Au Bathonien supérieur et au Callovien inférieur, une très grande diversification généralisée à l'échelle du bassin caractérise les séries sédimentaires de cet intervalle. Du point de vue systématique, plusieurs espèces de foraminifères et d'algues dasycladales sont identifiées et permettent de contrôler la stratigraphie, ainsi nous avons retenu les taxons suivants:

\*\*Dans les parties subsidentes du bassin, le Bathonien supérieur se marque par l'extension totale d'*Archaeosepta platiensis*, et par la présence de *Andersenolina palastiniensis*. En revanche dans les parties marginales du bassin, cet intervalle débute avec l'individualisation des premières sections de *Praekurnubia crusei*.

\*\*Du Callovien inférieur jusqu'au Oxfordien inférieur, les parties subsidentes du bassin sont datées par une faune de mer ouverte: brachiopodes et ammonites. Cependant de point de vue micropaléontologique, peu voire très peu de formes de foraminifères à test agglutinés retiennent l'attention, on y retrouve des nouvelles formes d'*Everticyclamina* non décrite dans le domaine téthysien, en revanche une grande diversité spécifique s'observe au niveau des foraminifères à tests hyalins.

Dans les parties proximales du bassin, malgré l'absence de faune de mer ouverte, le Callovien inférieur et moyen se marque surtout par l'apparition successive de *Megaporella boulangeri* et puis du *Kurnubia variabilis*.

\*L'Oxfordien moyen est marqué par l'apparition des premiers individus d'*Alveosepta jaccardi* qui s'associent aux premiers spécimens de *Rectocyclamina chouberti* et de *Nautiloculina oolithica*. En effet dans les parties ouests subsidentes du bassin, ces foraminifères sont datés stratigraphiquement par une faune d'ammonites.

\**Alveosepta jaccardi*, présente depuis l'Oxfordien inférieur, et surtout depuis l'Oxfordien moyen jusqu'au Kimméridgien inférieur (sommet de notre colonne stratigraphique étudiée). Elle est

connue à travers toute la région étudiée depuis les extrémités ouest jusqu'aux bordures orientales du bassin. Il en ressort un très intérêt à la fois stratigraphique et paléogéographique.

\* *Rectocyclammia chouberti*, connue depuis l'Oxfordien moyen et supérieur, et devient rare dans le Kimméridgien basal.

\*L'Oxfordien supérieur, caractérisée paléontologiquement par une faune d'ammonites et micropaléontologiquement dans les faciès de mer ouverte par l'apparition des premiers individus d'*Everticyclammia* cf. *virguliana* qui coexistent avec *Alveosepta jaccardi*.

\*Le Kimméridgien inférieur se caractérise seulement dans les parties ouest du bassin par une grande prolifération des foraminifères et d'algues dasycladales, dont certains sont considérés comme des marqueurs stratigraphiques de début du Kimméridgien inférieur. Ainsi, on note l'apparition de *Neokilianina rahonensis*, *Parurgonina caelinensis*, *Conicokurnubia orbitoliniformis* et *Clypeina jurassica*. Ces formes coexistent avec des taxons hérités de l'Oxfordien moyen et supérieur dont *Alveosepta jaccardi*, *Nautiloculina oolithica*, *Rectocyclammia chouberti*.

—

# Cinquième partie

## MICROPALÉONTOLOGIE

### I-Introduction :

La macrofaune de mer ouverte représentée par les ammonites et les brachiopodes, demeure le plus fiable pour la datation des séries mésozoïques. Cependant, leur intérêt demeure limitée, en raison souvent d'une étroite répartition géographique et stratigraphique. En revanche, les microfossiles sont souvent plus abondants et fréquemment rencontrés dans les séries géologiques et semblent de ce fait très utiles pour la biostratigraphie. La détermination de microfossiles et puis leur inventaire permet de suivre l'évolution de l'enchaînement des assemblages et de proposer des échelles biostratigraphiques à valeur locale voire régionale. Du fait de leur intérêt, les microfossiles restent l'outil essentiel de la biostratigraphie des plates-formes carbonatées mésozoïques, en absence des marqueurs classiques des faciès de mer ouverte tels que les ammonites, les brachiopodes et les calpionelles.

Dans les séries de plates-formes carbonatées et des rampes carbonatées peu profondes, la microfaune dominante se caractérise par la présence des foraminifères benthiques agglutinés, le plus souvent à structure interne complexe, accompagnés de quelques genres à caractères archaïques faisant encore partie des Fusulinina (Endothyracea). Les foraminifères agglutinés, souvent désignés sous le nom de « grands foraminifères » ["Larger Foraminifera"] correspondent en réalité à un groupe informel d'espèces de grande taille, dépassant communément les 3 mm<sup>3</sup> (Ross, 1974, *In* Bassoulet, 1996, p. 293) et qui possèdent le plus souvent des caractères internes complexes qui peuvent intéresser la paroi ou/et les loges. Ces taxons se rencontrent préférentiellement dans des milieux marins peu profonds et à climat chaud et à caractères biotiques et abiotiques très changeants. Ces conditions écologiques très variables vont se traduire par une grande diversité organique. Ils entraînent ainsi des extinctions massives des taxons et favorisent le renouvellement dans les associations organiques, d'où leur grand intérêt dans les interprétations biostratigraphiques.

La taxonomie des foraminifères est essentiellement typologique et les classifications proposées par Loeblich & Tappan (1964, 1974, 1985), Hottinger (1967), Maync (1950- 1966) et Neumann (1967), ont servi pour longtemps comme éléments de base pour les déterminations spécifiques. Ces nombreux auteurs ont contribué à la connaissance des Lituolidés dans le Jurassique et le Crétacé, en absence d'informations phylogénétiques entre les taxons. Cependant, l'application de ces travaux micropaléontologiques dans une interprétation biostratigraphique est (demeure) dépassée car ils ne prennent pas en compte certains facteurs important dans l'évolution systématique tels que faciès, migration, facteurs écologiques et biogéographiques etc.... En revanche, la classification phylogénétique et taxonomique proposée par Septfontaine 1988, nous semble plus pratique. Cette tentative prend en considération les affinités phylogénétiques basées sur des critères morphologiques, stratigraphiques, et sur la reconnaissance des isomorphes et facilite l'établissement de biozones capables d'établir des corrélations souvent sur de longues distances.

« Dans ce volet réservé à la micropaléontologie, seuls seront décrits les microfossiles qui sont les plus représentés ou présentant un certain intérêt stratigraphique. Les autres microfossiles ont été seulement mentionnés soit dans le texte soit sur les colonnes stratigraphiques de nos coupes. Nous avons évité les descriptions exhaustives, souvent abondante en bibliographie, en revanche nous avons essayé de détailler et de critiquer certains critères utilisés souvent dans les diagnoses de certains taxons. Une synthèse des répartitions stratigraphiques des principales espèces à l'échelle de la région étudiée et à l'échelle globale sera présentée et critiquée.

Les taxons (foraminifères et algues calcaires) déterminés correspondent d'une part à des formes rencontrées en lavages (marnes) et d'autres part, à des formes reconnues en lames-minces au sein des calcaires.

Pour la détermination des espèces, nous nous sommes basés sur les caractères qui nous semblent les plus intéressants, tout en tenant compte du phénomène de variabilité morphologique que peut présenter une même espèce (ontogénèse, di à trimorphisme sexuel, formes aberrantes etc..)

Dans nos détermination spécifiques, nous sommes basés sur les travaux micropaléontologiques spécialisés, réalisés par de nombreux auteurs (Maync, 1950 à 1972; Aurouze & Bizon, 1958; Brun, 1962a; Redmond, 1964; Loeblich & Tappan, 1964, 1974, et 1985; Derin & Reiss, 1965; Septfontaine, 1971, 1977, 1978a et b, 1980 et 1988; Wernli, 1971; Peybernès, 1974, 1976, 1988; Hottinger, 1967; Neumann, 1967; Foury & Vincent, 1967; Ramalho, 1971, 1990; Bassoullet & Poisson, 1975; Brun et Rey, 1975; Furrer & Septfontaine, 1977; Altiner et Septfontaine, 1979; Péliissié & Peybernès, 1982; Bassoullet & Colchen, 1987; Tasli, 1993; Bassoullet et Lorenz, 1995; etc... ) fréquemment cités dans le texte. Cependant, pour la systématique des grands foraminifères, nous avons suivi la classification de Septfontaine, 1988 et la synthèse de Septfontaine *et al.*, 1991. Dans ces travaux, ces auteurs ont tenté de grouper les genres selon leur affinités phylogénétiques pour arriver à une classification naturelle illustrant l'histoire du développement du phylum. Mais, il me semble que certaines interprétations phylogénétique proposées par ces auteurs sont encore problématique. D'autres travaux dans ce domaine sont souhaitables pour compléter cet essai de la classification évolutive entamée par Septfontaine ( 1980, 1988) et par Septfontaine *et al.*, 1991.

## II-Description paléontologique de quelques foraminifères

Ordre : Foraminiferida EICHWALD, 1830  
Sous-ordre : Textulariina DELAGE & HÉROUARD, 1896  
Super-famille : Lituolacea de BLAINVILLE, 1825  
Famille : Hauraniidae SEPTFONTAINE, 1988  
Sous famille : Amijiellinae SEPTFONTAINE, 1988

Genre : *Amijiella* SEPTFONTAINE

*Amijiella cf. amiji* (HENSON), 1948  
(Pl. 13, fig. 11 et 17)

1967 : *Haurania amiji* HENSON–Hottinger, Pl. 8, fig. 1-6.

1975 : *Haurania gr. amiji*–Bassoullet et Poisson, Pl. 7, fig. 3-4 et 8.

1979 : *Haurania amiji* HENSON–Altiner et Septfontaine, Pl. 1, fig. 4 et 6.

1987 : *Haurania amiji* HENSON–Bouaouda, Pl. 7, fig. 1.

Test unisériel à stade jeune enroulé réduit, très rarement rencontré dans les sections de lames–minces. Le stade adulte déroulé se compose de loges cylindriques à légèrement flatelliformes. La paroi agglutinée, à réseau sous–épidermique, est de type hauraniiforme (sensu Septfontaine 1981). Elle est composée de lames sub–verticales et de lamelles sub-horizontales irrégulières, les lames verticales peuvent atteindre la marge de la loge. Les loges plus au moins hautes sont séparées entre elles par des septes à ouverture multiple en position terminale. La zone centrale des loges est libre.

La rareté des sections et l'état de conservation (calcaire dolomitique) ne permettent pas une description rigoureuse, cependant les caractères identifiées le permettent de les attribuer à l'espèce *Amijiella cf. amiji*

**Répartition** : cette espèce est présente dans la biozone à *Pfenderella arabica* définie dans des sédiments carbonatés, attribués à l'intervalle Bajocien supérieur-Bathonien moyen. Des sections

typiques ont été signalées vers l'Ouest du bassin ( bassin d'Essaouira). Toutefois des sections douteuses peuvent être identifiées dans les sédiments de bordures, dans le Jurassique moyen d'Imi'N-Tanout.

Dans le domaine téthysien, l'espèce caractérise l'intervalle stratigraphique Lias moyen – Bathonien.

Dans le bassin atlantique marocain ("bassin" d'Essaouira), elle s'étend du Bajocien supérieur jusqu'au Bathonien moyen.

Genre : *Limognella* PÉLISSIE & PEYBERNÈS 1982

*Limognella dufaurei* PÉLISSIE & PEYBERNÈS 1982

(Pl. 1, fig. 7; Pl. 12, fig. 1 à 4)

1982 : *Limognella dufaurei* n. gen., n. sp. –Pélicissie et Peybernès, Pl. 2, fig.1-12.

1987 : *Limognella dufaurei* PELISSIE et PEYBERNES—Bouaouda, Pl. 7, fig. 5.

**Remarque :** *Limognella dufaurei* PELISSIE & PEYBERNES, 1982 a été considéré comme un synonyme de *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI et SCHROEDER, 1982 (*in* Bassoullet 1996, p.298), par la suite (Septfontaine *et al.*, 1991) l'espèce a été placée dans le genre *Alzonella*, (*Alzonella dufaurei*)

#### **Description :**

Test libre unisériel, le stade jeune planispiralé signalé par l'auteur n'a pas été observé. Le stade adulte déroulé est de forme flabelliforme ou ammobaculitoides, l'aspect pénéropiliforme ainsi que le stade jeune planispiralé n'ont pas été rencontrés dans nos sections.

La paroi agglutinée est de type hauraniiforme, surtout caractérisée par un agglutinât grossier.

Les loges libres, basses et arquées sont embrassantes dans les sections équatoriales et évolutes dans les sections axiales, l'ouverture est multiple.

#### **Répartition :**

A l'échelle du bassin, des sections typiques de l'espèce ont été rencontrées dans des séries attribuées à l'intervalle Bajocien supérieur-Bathonien moyen du "bassin" d'Essaouira (Jbel Amsittène, Essaouira). Vers les bordures du bassin atlantique marocain, cette espèce est seulement identifiée dans les affleurements d'Imi'N-Tanout.

Dans sa région type (Quercy, France), l'espèce a été reportée surtout au Bathonien (limite Bajocien/Bathonien jusqu'au Bathonien) sans arguments précis. Le synonyme de l'espèce : *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER 1982, est attribuée stratigraphiquement à l'intervalle Bajocien-Bathonien moyen.

Genre : *Pseudocyclammina* YABE & HANZAWA, 1926

*Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER, 1967

(Pl. 1, fig. 8-9, 11-12)

1962 : *Pseudocyclammina lituus* (YOKOHAMA) forme  $\alpha$  MAYNC – Brun, Pl. 2, fig. 1-12

1967 : *Pseudocyclammina maynci* n. sp. – Hottinger, texte fig. 29d-h, p. 59.

1980 : *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER—Septfontaine, Pl. 1, fig.4.

1982 : *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER—Pélissié et Peybernès, Pl. 3, fig. 3.

1987 : *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER—Bouaouda, Pl. 7, fig. 6-7

2002b : *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER—Bouaouda, Pl. 1, fig. 1-4.

Test libre unisériel, planispiralé. La paroi agglutinée de structure complexe se caractérise par la présence d'un réseau sous-hypodermique à lames verticales et lamelles horizontales délimitant un réseau de type choffatelliforme (sensu Septfontaine, 1981).

Le nombre de loges est variable, dans les sections équatoriales, on compte 6 à 7 loges pour les formes microsphériques, et 5-6 loges pour les formes macrosphériques. Le test généralement bombé et à contour arrondi, donne des sections axiales ovales à elliptiques, caractéristique de l'espèce. Les loges à structure simple sont séparées par des septes à ouvertures grossières et multiples.

Dans les sédiments jurassiques du bassin atlantique marocain, les bancs calcaires étudiés ont livré de très belles sections de l'espèce. Certaines sections sont bioombiliquées, d'autres à zone ombilicale renflée. Cette espèce se rencontre le plus souvent associée à d'autres types de *Pseudocyclammina* de formes aplaties, surtout dans le Callovien des régions d'Imi'N-Tanout et de Mouissat (Jbilet occidental).

Dimensions:

Section axiale à oblique : longueur = 1 à 1,2 mm.

Largeur : 0,5 à 0,75 mm (formes mégasphériques), avec 6 à 7 loges dans le dernier tour

D'après Hottinger, 1967 : diamètre équato. 0,7 à 1,1, avec 6 loges dans le dernier tour

### Répartition

L'espèce possède une large répartition géographique à l'échelle du bassin, depuis Essaouira-Agadir jusqu'aux Jbilet Occidental et Seksaoua. Son extension dans la bordure du bassin couvre l'intervalle stratigraphique allant du Bajocien supérieur ou Bathonien inférieur jusqu'à l'Oxfordien. Vers l'ouest du bassin, l'espèce est associée à des brachiopodes d'âge bathonien supérieur-callovien moyen.

### Rapport et différence :

*P. maynci* se distingue de *P. liasica* HOTTINGER par son test plus épais et ses loges peu nombreuses. Elle diffère de *P. parvula* par l'allure de sa spire qui augmente plus lentement, par ses loges moins nombreuses et par sa paroi à structure plus grossière.

L'espèce, par sa spire moins serrée, des loges peu nombreuses et sa petite taille, se différencie aisément de formes "géantes" de *Pseudocyclammina lituus* YOKOHAMA.

### *Pseudocyclammina* sp.-1

(Pl. 1, fig. 13-14 et Pl. 10, fig. 12-13 )

2002b : *Pseudocyclammina* sp. - Bouaouda, Pl. I, fig. 5.

Cette nouvelle forme est fréquemment associée à des sections typiques de l'espèce *maynci*. Elle se caractérise par un test aplati et des sections axiales de forme elliptique aplatie. Ces caractères les confondent avec l'espèce *parvula*. *Pseudocyclammina* sp. peut être rapprochée à *P. parvula* en section oblique axiale, cependant elle diffère par ses loges beaucoup moins nombreuses (5-7 (8)), et elle se distingue de *P. maynci* par son test aplatie.

Une étude systématique de cette forme est méritée. (section axiale à oblique mesure 0,875 mm).

Il s'agit d'une espèce qui se rencontre fréquemment dans les bordures du bassin depuis le Callovien inférieur jusqu'à l'Oxfordien inférieur voire moyen où elle est le plus souvent associée à *Pseudocyclammina maynci*. Dans les parties occidentales du bassin atlantique marocain, de nouvelles



formes de pseudocyclammines : *Pseudocyclammina* n. sp.-2 apparaissent et celà à partir du Kimméridgien inférieur. Ce nouveau taxon diffère de *Pseudocyclammina* n. sp.-1, par une coquille légèrement plus aplatie et par des loges légèrement plus nombreuses (Pl. 7, fig. 5, 7 et Pl. 10, fig. 14, 17-18).

*Pseudocyclammina parvula* HOTTINGER, 1967  
(Pl. 7, fig. 7)

1967 : *Pseudocyclammina parvula* n. sp.–Hottinger, Pl. 11, fig. 1-22

1993 : *Pseudocyclammina parvula* HOTTINGER–Tasli, Pl. 2, fig. 1-3

Test libre unisériel, planispiralé et comprimé en général. La paroi agglutinée de structure complexe, se compose d'un réseau hypodermique à lames subverticales et lamelles subhorizontales. Le dernier tour de spire comprend 10-14 loges, ces dernières sont séparées entre elles par des septes simples légèrement rapprochées, et percées par des ouvertures multiples (en crible).

La spire du stade adulte est lâche et le pas de la spire augmente plus rapidement que chez les autres espèces du genre *Pseudocyclammina*. On compte environ 2 à 3 tours chez les formes mégalosphériques, avec 9-13 loges dans le dernier tour.

La taille de l'espèce est variable : diamètre équatorial : 0,65 à 1,50 mm, épaisseur du test : 0,25 à 0,60. Le rapport équatorial-diamètre axial varie de 2,4 à 3,5.

**Rapport et différence:**

Les sections équatoriales de *P. parvula* se différencient nettement de *P. maynci* par le pas de la spire qui augmente plus rapidement, par le rapprochement de ses septes et par son exosquelette à réseau hypodermique à mailles plus fines. Certaines sections obliques à axiales de l'espèce peuvent se rapprocher de *P. maynci* à test moins épais.

**Répartition**

De rares sections de *P. parvula* apparaissent dès la base de la biozone à *Alveosepta jaccardi*, attribuée à l'Oxfordien moyen puis supérieur.

Remarque : cette espèce très rarement citée dans la littérature, nous semble présenter, dans le bassin atlantique, presque la même répartition stratigraphique que *Alveosepta jaccardi*.

Genre : *Alveosepta* HOTTINGER, 1967

*Alveosepta jaccardi* (SCHRODT), 1894  
(Pl. 7, fig. 1-4, 6, 8, 10-11 et Pl. 11, fig. 13-14)

*Alveosepta jaccardi jaccardi* : (Pl. 7, fig. 3, 8 et 11)

*Alveosepta jaccardi personata*: (Pl. 7, fig. 1-2, 4, 6 et 10 et Pl. 11, fig. 13-14)

1967 : *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT)–Hottinger, p. 79-80, Pl. 15, fig. 9-13, Pl. 16, fig. 1-9 et texte fig. 40.

1980 : *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT)–Septfontaine, Pl. 1, fig. 5-6.

1984 : *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT)–Pélissier, Peybernès et Rey, Pl. 2, fig. 4.

1993 : *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT)–Tasli, Pl. 1, fig. 15-22.

2002 : *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT)–Bouaouda, Pl. 2, fig. 7-9.

Sous-pressé : *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT)- Bouaouda *et al.*, Pl. 1, fig. 7-8.

Test libre, planispiralé involute et bilatéralement comprimé. La paroi agglutinée de type choffatelliforme (sensu Septfontaine, 1981), se caractérise par la présence d'un réseau fin, régulier et bien développé (lames et lamelles perpendiculaires à la surface du test, selon la conception de Bassoullet 1976).

Les septes à structure endosquelettique (parfois difficilement visible), montrent la présence d'une ligne claire en section caractéristique, couvrant la face antérieure du septum. L'ouverture est multiple, formée par plusieurs petits orifices qui percent la base des septes.

En section équatoriale, l'allure de la spire est plus régulière que chez *Alveosepta personata* qui a été mis en synonymie par plusieurs auteurs (ex MAYNC, 1960). Le nombre de loges varie de 10 à 13 dans le dernier tour.

En section axiale, le test aplati latéralement donne des formes fusiformes ou elliptiques à périphéries aigues.

#### **Rapport et différence:**

*A. jaccardi* se distingue d'*A. personata* par son spire à allure plus régulière, et des septes plus minces et à structure endosquelettique difficilement visible. Elle se différencie de *P. parvula* et *P. maynci* par son test aplati à section axiale fusiforme et par ses septes à structure complexe.

Certaines sections obliques de *A. jaccardi* peuvent se rapprocher de *P. parvula*, surtout quand les structures endosquelettiques sont mal visibles.

Dans le bassin atlantique marocain, l'espèce est présente dans des faciès différents et semble présenter un intérêt stratigraphique permettant des corrélations à longues distances.

#### **Répartition**

Cette espèce caractérise la biozone à *Alveosepta jaccardi*, elle a été identifiée à l'échelle du bassin atlantique marocain. Au Maroc, elle a été signalée pour la première fois dans le Maroc oriental (Hottinger, 1967).

Dans le domaine téthysien, *A. jaccardi* a été calée stratigraphiquement par des marqueurs paléontologiques de l'intervalle Oxfordien moyen à Kimméridgien inférieur. Ainsi la limite inférieure d'extension de cette espèce se situe sûrement pendant l'Oxfordien, elle est connue au moins à partir de la zone à *Transversarium* de l'Oxfordien moyen. Sa présence dans le Jura est contrôlée par des ammonites depuis la zone à *Plicatilis* de l'Oxfordien moyen jusqu'à la zone à *Planula* du Kimméridgien inférieur (Bolliger et Burri, 1970; Pascal, 1973 in Septfontaine, 1980). En ce qui concerne sa limite supérieure, sa présence jusqu'au Kimméridgien terminal est signalée par plusieurs auteurs, mais sans marqueurs paléontologiques indiscutables (in Bassoullet, 1996, p. 301).

Au Portugal, les premières représentantes de l'espèce ont été décrites dans des niveaux stratigraphiques reportés à la base de l'Oxfordien moyen (Ramalho, 1971).

Dans le bassin atlantique marocain, la limite inférieure d'extension de cette espèce peut être reportée à l'Oxfordien inférieur. Puis, elle s'associe successivement 1) à partir de l'Oxfordien moyen à *Rectocyclammina chouberti*, *N. oolithica* et *P. parvula*; 2) à *E. virguliana*, (Ouest du bassin, Essaouira et Agadir) à partir de l'Oxfordien supérieur et enfin 3) à partir du Kimméridgien inférieur à *N. rahonensis*, *P. caelinensis* et *Clypeina jurassica* etc.

Genre *Flabellocyclolina* GENDROT 1964

*Flabellocyclolina* cf. *reissi* HOTTINGER, 1967

1967: *Flabellocyclolina reissi* n. sp.—HOTTINGER, Pl. 3, fig. 12-14, texte p. 32-33.

\* Test planispiralé totalement évolutive et pénéropiliforme

- \* Embryon uniloculaire et simple, simples septes
- \* Test de petite taille, extrêmement comprimé
- \* Ouvertures en coupes sont multiples et fines (ouvertures sont alignées en une seule rangée dans le plan médian du test.)

Test de petite taille latéralement comprimé, pénéropiliforme, paroi agglutinée sans microstructure apparente.

Les sections équatoriales montrent la présence d'un stade juvénile à spire serrée dont on compte 1,5 tours et 10 à 12 loges. Dans le stade adulte, la spire s'élargit rapidement et le test prend la forme pénéropiliforme. Les loges de forme semi-annulaires sont séparées entre elles par des septes simples, traversées par des ouvertures multiples fines et disposées dans le plan médian du test (ouvertures multiples linéaires en une seule rangée)

Les sections transverses (axiales) témoignent de l'aspect planispiralé évolutive et du grand aplatissement latéral du test (diamètre équatorial vaut 5 fois le diamètre axial). L'embryon est uniloculaire et simple.

Dans les sections-types, Hottinger avait signalé la présence dans les sections tangentielles de légères striations perpendiculaires aux septes, ces structures ne présentent pas de vraies structures épidermiques (hypodermique).

Les mesures effectuées chez l'holotype donne un diamètre équatorial qui ne dépasse pas 1 mm.

#### **Rapport et différence :**

Hottinger 1967 avait signalé que « *F. reissi* n. sp. se distingue du générotipe (*F. laevigata* GENDROT, 1964) par sa taille deux à cinq fois plus petite, son bâti extrêmement fin et son proloculus minuscule. La spire juvénile est beaucoup plus serrée, et le stade adulte plus déployé en éventail ».

#### **Répartition :**

Dans sa localité type (région de Kurnub, Palestine), l'espèce en association avec *Kurnubia jurassica* a été attribué à l'Oxfordien (*in* Hottinger, 1967, p. 32).

Dans les bordures du bassin atlantique marocain, surtout au Jbilet occidental, l'espèce n'est associé à des marqueurs stratigraphiques. Le seul élément remarquable est la présence d'*Everticyclammina*, qui latéralement (dans le bassin d'Agadir) a été calé ou daté stratigraphiquement par des brachiopodes d'âge callovien inférieur–oxfordien inférieur.

Famille : Valvulinidae BERTHELIN, 1880  
Sous-Famille : Valvulininae BERTHELIN, 1880

Genre : *Valvulina* D'ORBIGNY, 1826

*Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, 1977  
(Pl. 11, fig. 5 et 11)

1977 : *Valvulina lugeoni* n. sp. —Septfontaine, Pl. 2, fig. 2-5.

1977 : *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE—Furrer & Septfontaine, Pl. 2, fig. 8-10.

1979 : *Valvulina* gr. *lugeoni* SEPTFONTAINE—Altiner & Septfontaine, Pl. 1, fig. 8.

1981 : *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE—Septfontaine, Pl. 2, fig. 11.

1982 : *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE 1977—Pélissié & Peybernès, Pl. 3, fig. 9.

Test trisérié, trochospiralé à nombre de tours variables de 4 à 7, la forme du test est généralement conique à conique élancée, l'ouverture basale est recouverte par une dent valvulaire caractéristique de l'espèce. L'endosquelette est simple et la paroi est très finement microgranulaire. La variabilité morphologique de l'espèce porte sur la forme du test et l'aspect de dent valvulaire.

#### **Répartition:**

Des sections typiques de l'espèce apparaissent, dans le bassin atlantique marocain, à partir du Callovien inférieur et demeurent jusqu'au Kimméridgien inférieur.

Dans le domaine téthysien *Valvulina lugeoni* s'étale du Bathonien supérieur jusqu'au Kimméridgien voire le Tithonien inférieur? (in Bassoullet 1996).

Genre : *Kilianina* PFENDER, 1933

#### *Kilianina* sp.

1988 : *Kilianina* sp.- Septfontaine, Pl. II, fig.10.

Test conique à conique élancée, probablement trochospiralé à la base, puis déroulée unisérié au stade adulte. Ce foraminifère se caractérise par la présence de cloisons en « gouttière ». Le centre du test est occupée par une masse opaque sans microstructure apparente.

#### **Répartition :**

Cette espèce est limitée à la biozone à *Megaporella boulangeri*, définie dans les bordures proximales du bassin atlantique marocain. La biozone est attribuée récemment au Callovien inférieur (Bouaouda, 2002b).

Vers l'ouest du bassin, cette espèce est associée à des brachiopodes de la zone à *Macrocephalites* (Bouaouda 1987a).

#### **Remarque :**

La position systématique de *Kilianina* semble encore mal connue. En 1988, Septfontaine avait mis en doute la présence du stade adulte déroulé unisérié, et attribue le genre à la famille des Valvulinidés. Cette interprétation phylogénétique a été mis en cause ensuite par Septfontaine *et al*, 1991, qui replace le genre *Kilianina* dans la famille

des Pfenderinidae SMOUT & SUGDEN, 1962 (Sous-famille des Paleopfenderininae SEPTFONTAINE, 1988), sur la base que ce genre provient du *Satorina* FOURCADE & CHOROWICZ, suite à une modification du septum (« Septum plan chez *Satorina* devenant ondulé chez *Kilianina*).

Famille : Pfenderinidae SMOUT & SUGDEN, 1962

Sub- famille : Kurnubininae REDMOND, 1964b

Genre : *Praekurnubia* REDMOND, 1964b

*Praekurnubia crusei* REDMOND, 1964b

(Pl. 2, fig. 1-4)

1971 : *Pfenderina* n. sp.—Ramalho, Pl. XIX, fig. 12 et Pl. XX, fig. 1-6

1979 : *Praekurnubia crusei* REDMOND—Altiner et Septfontaine, Pl. 2, Fig. 2-4.

1980 : *Praekurnubia crusei* REDMOND—Septfontaine, Pl. 1, fig. 21.

1984 : *Praekurnubia crusei* REDMOND—Pélissié et Peybernès, Pl. 3, fig. 7.

1993 : *Praekurnubia crusei* REDMOND—Tasli, Pl. 3, fig. 3-4 et fig. 5 texte.

2002b : *Praekurnubia crusei* REDMOND—Bouaouda, Pl. I, fig. 6-8.

Test libre trochospiralé trisérié, devenant rarement bisérié à unisérié au stade adulte. L'exosquelette se caractérise par un réseau sub-épidermique à lames verticales épaisses et peu nombreuses (absence de lamelles subhorizontales) : Les loges sont subdivisées par des cloisonnettes verticales épaisses et peu nombreuses : maximum 6 par loge. La zone centrale des loges est occupée par une columelle axiale peu développée, de calcite microgranulaire.

Dimensions :

\*Pour nos spécimens :

section transverse : 0,40 mm à 0,50 mm, hauteur (1 mesure) = 1,40 mm, diamètre = 0,35 à 0,50 mm.

\*Données bibliographiques (Altiner & Septfontaine, 1979)

diamètre du test : 200 à 400 micromètre,

hauteur=450 à 500 micromètre, elle peut atteindre 1,2 mm, chez des formes à stade adulte unisérié.

### Rapport et différence :

Dans notre secteur, il est parfois difficile de séparer entre *Praekurnubia crusei* et les formes de passage *Praekurnubia-Kurnubia* dont elles sont souvent associées, surtout à partir du Callovien inférieur.

*Praekurnubia* se différencie de *Kurnubia* par son réseau hypodermique composé seulement de cloisonnettes verticales - absence de lamelles sub-horizontales-(Redmond, 1964b, p. 254 in Tasli, 1993).

Il est probable qu'à partir du Callovien, les premières formes primitives de *Kurnubia* développent de lamelles sub-horizontales : *Kurnubia variabilis*. Puis ensuite, apparaissent des formes plus évoluées à rattacher au groupe *Kurnubia palastiniensis* HENSON.

### Répartition et association

Dans les bordures du bassin atlantique marocain, l'espèce définie la biozone à *Praekurnubia crusei* d'âge bathonien supérieur, elle est également fréquente dans la biozone sus-jacente d'âge callovien inférieur (biozone à *Megaporella boulangeri*). De rares représentants de l'espèce se rencontrent dans la biozone à *Alveosepta jaccardi* de l'intervalle Oxfordien moyen à supérieur.

Dans les parties occidentales du bassin, l'espèce s'associe à des brachiopodes du Bathonien supérieur et du Callovien inférieur. La limite inférieure de l'espèce est précisée stratigraphiquement du fait de la coexistence de *P. crusei* avec *Archaeosepta platierensis* et avec des brachiopodes de la zone à *Macrocephalus*, avec le Bathonien supérieur non exclu (coupes de Tizgui et d'Ait Chehrid, Anticlinal d'Anklout, "bassin" d'Agadir).

**Remarque :** A partir du Callovien inférieur, cette espèce est le plus souvent associé à des formes de passage *Praekurnubia-Kurnubia* (bordure du bassin).

*Kurnubia* HENSON, 1948

*Kurnubia variabilis* REDMOND, 1964

(Pl. 2, fig. 5)

1977 : *Kurnubia* cf. *variabilis* REDMOND—Septfontaine, Pl. 1, fig. 10-14.  
1979 : *Praekurnubia* «évolué»—Altiner et Septfontaine, Pl. 2, fig. 6-7.  
1967 : *Kurnubia* cf. *variabilis* REDMOND—Hottinger, Pl. 19, fig. 29, texte fig. 46b-c  
1995 : *Kurnubia variabilis* REDMOND—Bassoullet & Lorenz, Pl. 2, fig. 1-5.  
2002 : *Kurnubia* cf. *variabilis* REDMOND—Bouaouda, Pl. I, fig. 9.

Ce foraminifère de petite taille se caractérise par un test trochospiralé et un exosquelette à réseau hypodermique constitué de lames sub-verticales et de lamelles sub-horizontales peu nombreuses, délimitant des logettes superficielles ouvertes vers l'intérieur. La zone centrale des loges correspond à une columelle axiale peu développée, la forme du test est conique. La trochospire du test se compose de 4 à 6 tours, comprenant chacune 3 à 4 loges. Ces dernières qui sont basses, sont subdivisées par des cloisonnettes transversales et longitudinales au sens de Redmond, 1964 (*in* Septfontaine, 1977, p. 610-611).

Nos individus ressemblent à ceux figurés par Septfontaine, 1977 et Bassoullet & Lorenz, 1995.

#### Dimensions :

D'après Septfontaine (1977): Diamètre : 0,28 à 0,33 mm - Hauteur : 0,470 à 0,520 mm

D'après Bassoullet & Lorenz (1995) : Diamètre maximal 0,22 à 0,32 - longueur 0,28 à 0,72 mm.

Section transverse (Bouaouda, 2002b et figure 5) : 0,28 mm).

#### Rapport et différence :

*K. variabilis* se distingue de *K. palastiniensis* par son réseau hypodermique plus grossier et par le nombre réduit de lamelles subhorizontales, sa forme générale est conique à conique aplatie.

Cette forme primitive des *Kurnubia*, se différencie des formes typiques du genre par les caractères suivants (*in* Septfontaine, 1977, p. 611) :

\*Une taille très réduite. Chez les formes classiques de *Kurnubia*, la hauteur du test varie depuis 0,690 mm jusqu'au 3 mm (Redmond, 1964).

\*la présence de cloisonnettes grossières et peu nombreuses. Chez les formes typiques du genre, la structure est complexe et tend vers un réseau sous-épidermique.

\*la présence d'une columelle ou masse centrale très réduite, sans structure labyrinthique visible.

#### Répartition :

Dans les bordures proximales du bassin atlantique marocain (Mouissat et Seksaoua), l'espèce définie la biozone à *Kurnubia variabilis*, d'âge callovien moyen p.p. (Bouaouda, 2002b, Bouaouda *et al.*, sous-presse, Revue de Micropaléontologie). Dans ce secteur, l'espèce s'associe à des ammobaculites et des everticylammines. Ces deux derniers taxons coexistent vers l'ouest du bassin avec des brachiopodes d'âge callovien inférieur à callovien moyen (« Bouaouda 1987a et 1993 »)

Dans sa localité-type en Arabie Saoudite, l'espèce est présente dans des niveaux bathoniens ou calloviens, sous la zone à *Coronatum* du Callovien moyen (base de l'Atash Member *in* Bassoullet & Lorenz, 1995).

D'après les discussions biostratigraphiques de Bassoullet & Lorenz, 1995, la limite supérieure d'extension de *K. variabilis* se situe dans le Callovien moyen sous la zone à *Coronatum*, tandis que la limite inférieure peut se situer dans la partie supérieure du Bathonien (Bassoullet & Lorenz, 1995, p. 24).

La répartition géographique est actuellement limitée au bordure du bassin atlantique marocain (Jbilet Occidental et Seksaoua « Imi'N-Tanout »). Son absence ou sa rarefaction vers le centre du bassin (Essaouira-Agadir) est liée probablement aux conditions écologiques (faciès incompatible).

Genre : *Kurnubia* HENSON, 1948

*Kurnubia gr. palastiniensis* HENSON, 1948  
(Pl. 2, fig. 6, 8, 10-11)

- 1963 : *Kurnubia jurassica* (HENSON)—Brun, Pl. 2, fig. 14.  
1967 : *Kurnubia palastiniensis* HENSON—Hottinger, p. 90, Pl. 19, fig. 30-34, fig. 38-48 et fig. 45-47.  
1982 : *Kurnubia palastiniensis* HENSON—Pélissié et Peybernès, Pl. 3, fig. 8.  
1984 : *Kurnubia palastiniensis* HENSON—Pélissié, Peybernès et Rey, Pl. 2, fig. 14.  
2002b : *Kurnubia gr. palastiniensis* HENSON—Bouaouda, Pl. I, fig. 11-13.  
2002 : *Kurnubia wellingsi* (HENSON)—Noujaim Clarh & Kamal Boudagher-Fadel, Pl. III, fig. 1-3.  
Sous-press : *Kurnubia gr. palastiniensis* HENSON—Bouaouda *et al.*, Pl. 1, fig. 11-12.

Test trochospiralé peut devenir unisériel déroulé au stade adulte, l'exosquelette de structure complexe est caractérisé par un réseau hypodermique bien individualisé à lames sub-verticales et lamelles sub-horizontales, subdivisant régulièrement la zone marginale des loges en logettes. La zone centrale des loges montre une columelle opaque, les structures originelles (piliers et ouvertures) ne sont plus visibles et sont remplis secondairement.

**Dimensions**

Nos sections transverses vont de 0,300 à 0,500 mm

D'après Hottinger, 1967, le rapport longueur largeur oscille entre 1,8 et 2,4 et ne dépasse pas 2,5 pour les formes mégalosphériques, tandis que pour les formes microsphériques, le rapport est 4,5.

**Rapports et différences**

Nos individus se distinguent des formes typiques de *K. palastiniensis* par leur forme en cône aplatie et par leur taille légèrement plus réduite.

Cette espèce se distingue des formes primitives de *Kurnubia* (*K. cf. variabilis*) par son réseau hypodermique nettement différencié et par l'allure du test plus allongé.

**Répartition :**

Dans notre secteur, ce foraminifère se rencontre dans la biozone à *Alveosepta jaccardi* où il est plus fréquent dans les sédiments proximaux de bordure du bassin. Pendant l'Oxfordien moyen à supérieur, ce taxon qui apparaît pour la première fois à l'échelle du bassin, ne se rencontre que dans les bordures du bassin. Puis, il réapparaît tardivement, et de nouveau, dans les parties occidentales du bassin atlantique marocain, dans des sédiments marins d'âge kimméridgien inférieur.

Nous signalons que des sections typiques de l'espèce ont été identifiés vers l'ouest du bassin (affleurement d'Essaouira et d'Agadir), en association avec *Alveosepta jaccardi*, *Alveosepta personata*, *Conicokurnubia orbitoliniformis*, *Kurnubia gr. palastiniensis*, *Nautiloculina oolithica*, *Salpingoporella annulata* et *Parurgonina caelinensis*, attribuées au Kimméridgien inférieur ou à la limite Oxfordien terminal/Kimméridgien inférieur.

Genre : *Conicokurnubia* SEPTFONTAINE, 1988

*Conicokurnubia orbitoliniformis* SEPTFONTAINE, 1988  
(Pl. 6, fig. 1-2, 9, Pl. 11, fig. 8-9, 15)

- 1981 : *Conicokurnubia* sp.»—Septfontaine, Pl.1, fig. 14 et 22, Pl. 2, fig.6.  
1982 : *Conicokurnubia* sp. ?—Pélissié et Peybernès. Pl. 3, fig. 4  
1988 : *Conicokurnubia orbitoliniformis* n. sp. —Septfontaine, Pl. II, fig. 12-13.

Sous-*presse* : *Conicokurnubia orbitoliniformis* SEPTFONTAINE, Bouaouda *et al.*, Pl. 2, Fig. 1-2

Ce foraminifère se caractérise par un test conique à orbitoliniforme et un stade adulte unisériel bien développé. Le stade juvénile ainsi que l’embryon ne sont pas encore identifiés chez l’holotype. L’exosquelette montre la présence d’un réseau sous-hypodermique régulier et fin à lames verticales et lamelles sub-horizontales (réseau de type kurnubiiforme, sensu Septfontaine, 1981) subdivisant la zone marginale des loges en logettes. Les lames verticales de premier ordre et de deuxième ordre se régularisent.

Des sections transverses laissant deviner que les lames verticales du premier ordre peuvent atteindre le centre des loges et fusionnent avec les piliers interseptales.

En coupe, dans la zone centrale du test, on note la présence des piliers sub-cylindriques et des ouvertures multiples interpiliers, délimitant un système de stolons radiaires visibles dans les sections axiales.

Dimensions :

Section transverse : 0,625 mm - 0,450 mm (2 mesures)

### **Rapport et différence**

Par son test orbitoliniforme et son stade unisériel bien développé, et aussi par la régularité des lames verticales de premier et de deuxième ordre, cette espèce se distingue aisément de *K. palastiniensis*.

### **Répartition**

Cette espèce présente une répartition paléogéographique limitée à la partie subsidente du bassin atlantique marocain (Agadir-Essaouira). Elle forme des horizons dans des séries sédimentaires attribuées à la base du Kimméridgien inférieur (biozone à *A. jaccardi*; sous-biozone à *A. jaccardi* et *Neokilianina rahonensis*). Dans notre secteur d’étude, des sections typiques de *Conicokurnubia orbitoliniformis*, sont souvent associées à des taxons qui ne sont connus qu’à partir du Kimméridgien inférieur dont *Neokilianina rahonensis*, *Parurgonina caelinensis*, *Alveosepta jaccardi personata* (sensu Bassoullet, 1996).

Dans sa localité type, en Turquie (Taurus occidental), l’espèce a été attribuée à l’intervalle Oxfordien ?–Kimméridgien (Septfontaine, 1988)

En Tunisie (Peybernès *et al.*, 1984), des sections de même type (*Conicokurnubia*) ont été signalés entre des niveaux à *Pachyerymmoceras* du Callovien moyen-supérieur et d’autres à Brachiopodes de l’Oxfordien–Kimmeridgien ( *Somalirhynchia africana* MUIR–WOOD) (*in* Bassoullet, 1996, p. 303).

Famille : Pfenderinidae SMOUT et SUGDEN, 1962  
Sous famille Paleopfenderininae SEPTFONTAINE, 1988

Genre *Paleopfenderina* SEPTFONTAINE, 1988

*Paleopfenderina cf. gracilis* (REDMOND), 1964  
(Pl. 2, fig. 13-14)

1995: *Paleopfenderina cf. gracilis* (REDMOND)—Bassoullet & Lorenz, Pl. 2, fig. 7-8.

2002b : *Paleopfenderina gracilis* (REDMOND)—Bouaouda, Pl. II, fig. 4.

*Sous-*presse** : *Paleopfenderina gracilis* (REDMOND)—Bouaouda *et al.*, Pl. 1, fig. 13.

Ce foraminifère de petite taille et trochospiralé, présente un test de forme élancée, et une spire de 4 à 5 tours. La paroi est microgranulaire, et la zone axiale apparaît opaque (zone columellaire). Les



piliers sub-cylindriques de la zone axiale n'ont pas été identifiés ainsi que le canal sub-caméral (sub-cameral tunnel).

La petite taille de cette espèce la distingue des autres taxons de même genre (longueur L= 0,7-0,40 mm, diamètre maximum D=0,4-0,2mm *in* Bassoullet, p. 20).

Nos spécimens en section transverse à oblique donnent des valeurs entre 0,300 mm et 0,450 mm (diamètre).

#### **Répartition :**

Dans les bordures du bassin, cette espèce est présente dans la biozone à *Megaporella boulangeri* et la biozone à *Kurnubia cf. variabilis*. Des sections de genre *Paleopfenderina* sont fréquentes jusqu'à la biozone à *Alveosepta jaccardi*.

#### **Discussion et remarque :**

Il me semble que la distribution stratigraphique de genre *Paleopfenderina* est encore mal cerné ou mal précisé. D'après Septfontaine 1981, 1988 et Septfontaine *et al*, 1991, la limite supérieur d'extension du genre *Paleopfenderina* pendant le Jurassique, se situe dans le Callovien, voire le Bathonien.

Dans le bassin atlantique marocain, des sections typiques du genre *Paleopfenderina*, ont été identifiés dans des séries sédimentaires attribuées à l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien inférieur (Bassin d'Essaouira–Agadir). Ainsi, dans notre secteur, *Paleopfenderina* est associé à des microfossiles tenus comme des marqueurs stratigraphiques dont : *Alveosepta jaccardi jaccardi*, *A. jaccardi personata*, *Neokilianina rahonensis*, *Kilianina* sp. *Conicokurnubia orbitoliniformis*, *Parurgonina caelinensis*, *Audiensina*, *Clypeina jurassica* etc.

### *Pseudoeggerella elongata* SEPTFONTAINE, 1988 (Pl. 12, fig. 5)

1977 : *Eggerella* ? sp.—Furrer et Septfontaine, Pl. 2, fig. 12-13.

1978 : *Pseudoeggerella* sp.—Altiner et Septfontaine, Pl. 1, fig. 10

1981 : *Pseudoeggerella*—Septfontaine, Pl. 1, fig. 12.

1988 : *Pseudoeggerella elongata* n. sp.—Septfontaine, Pl. II, fig. 6-8.

Test trochospiralé peut devenir unisériel au stade adulte, composé de 5 à 7 tours de spires hautes avec au maximum 5 à 6 loges non divisées au stade adulte. La forme générale du test est conique allongée (en cône allongé). Le centre du test est occupé par une columelle axiale opaque (columelle réduite), qui peut correspondre selon l'auteur à de petites protubérances. On note l'absence du canal «sub cameral tunnel» caractéristique des Pfenderines. La paroi est microgranulaire.

#### **Répartition :**

L'espèce est surtout présente dans la biozone à *P. crusei*, la biozone à *Archaeosepta platierensis* et la biozone à *Andersenolina palastiniensis*, attribuées toutes au Bathonien supérieur (Bouaouda, 2002b; Bouaouda *et al*, Sous-presse : Revue de Micropaléontologie).

L'espèce dans les Préalpes suisses est attribuée au Bathonien (Septfontaine 1988, p. 246).

Famille : Valvulinidae BERTHELIN, 1880  
Sous famille : Parurgonininae SEPTFONTAINE, 1988

Genre : *Parurgonina* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI-MORANO. 1968

*Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI-MORANO, 1968  
(Pl. 5, fig. 1-3, Pl. 6, fig. 11-12)

1975 : *Parurgonina caelinensis*—Schroeder, Guellal & Vila, Pl. I, fig. 1-4, Pl. II, fig. 3-5.

1978 : *Parurgonina caelinensis*—Septfontaine, fig. 4d-f.

1981 - *Parurgonina caelinensis*—Septfontaine, Pl. 2, fig. 16-17.

1982 : *Parurgonina caelinensis*—Pélissé et Peybernès, Pl. 3, fig. 16.

1984 : *Parurgonina caelinensis*—Pélissé, Peybernès et Rey, Pl. 2 fig. 6-8.

1987 : *Parurgonina caelinensis*—Bulundwe Kitongo, Pl. 5, fig. 7.

1993 : *Parurgonina caelinensis*—Tasli k., texte fig. 6, Pl. 2, fig. 19-21.

Sous presse : *Parurgonina caelinensis*—Bouaouda *et al.*, Pl. 2, fig. 9-10.

Test conique à orbitoliniforme, trochospiralé, constitué d'un nombre de tours variables (3 à 6). Il se caractérise par la présence de «lames hélicoïdales» dans la zone marginale de la loge, interprétées par Septfontaine (1981), comme les septa successives des loges d'un enroulement trochospiralé.

Le stade adulte multisérié et à loges basses et nombreuses (8 à 10), est traversé dans la zone axiale par des piliers sub-coniques et des ouvertures en position oblique. La paroi microgranulaire est de type kériothécale.

**Dimensions**

Hauteur : 1,35 et 1,25 mm

Tasli, 1993: hauteur (H) : 0,95 à 1,17 mm ; diamètre basal (D) : 0,95 à 1,00 (forme I) et 0,44 à 0,58 (forme II) ; rapport H/D : 1,2 à 2.

Nos meures donnent pour des sections axiales des valeurs entre 1,25 mm et 1,400 mm.

Genre *Neokilianina* SEPTFONTAINE, 1988

*Neokilianina rahonensis* (FOURY et VINCENT), 1967  
(Pl. 5, fig. 4 et ?? fig. 1)

1967 : *Kilianina rahonensis* n. sp.—FOURY et VINCENT, Pl. II, fig. 1-14.

1993 : *Neokilianina* aff. *rahonensis* (FOURY et VINCENT)—Tasli, Pl.3, fig. 1-2.

1995 : ? *Kilianina rahonensis* FOURY et VINCENT—Mehdi, Pl. 10, fig. 1-4, p. 239.

Test conique trochospiralé, le stade adulte multisérié à nombreuses loges basses (15 à 20 loges). La zone centrale du test se caractérise par la présence de piliers sub-coniques disposés d'une manière régulière, entre lesquels se disposent des ouvertures obliques (système de stolons obliques entrecroisés). La zone marginale des loges comprend des cloisons radiaires de forme régulières. La paroi est microgranulaire avec une microstructure kériothécale.

**Dimensions :**

Des mesures effectuées par les créateurs de l'espèce donnent les valeurs suivantes :

Holotype : Hauteur : 0,5 à 1,9 mm; Diamètre 0,3 à 1,9 mm.

**Rapports et différences:**

*Neokilianina* diffère de *Kilianina* par l'absence d'une masse opaque dans le centre du test (stade juvénile trochospiralé trisérié) et il se rapproche du *Parurgonina*, dont il est morphologiquement lié.

D'après les créateurs de l'espèce (FOURY et VINCENT, 1967), "*N. rahonensis* se différencie de *K. blancheti* PFENDER (1933), par ses dimensions beaucoup plus grandes, de même que par l'importance relativement plus grande de tous ses éléments".

### Répartition :

Dans le bassin atlantique marocain, les espèces *Neokilianina rahonensis* et *Parurgonina caelinensis* présentent la même répartition stratigraphique et paléogéographique. Les deux taxons sont présents dans la biozone à *Alveosepta jaccardi*, sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Neokilianina rahonensis*. Elles sont identifiées seulement dans les parties subsidentes du bassin, dans des sédiments d'âge kimméridgien inférieur. Elles sont le plus souvent associées à des *Alveosepta jaccardi* (formes évoluée), Cf *Ataxella*, *Kurnubia palastiniensis*, *Conicokurnubia orbitoliniformis*, *Labyrinthina mirabilis* et *Clypeina jurassica*.

Famille : Nautiloculinidae LOEBLICH & TAPPAN, 1985

Genre : *Nautiloculina* MOHLER, 1938

*Nautiloculina oolithica* MOHLER, 1938

(Pl. 5, fig. 7 et Pl. 13, fig. 4)

1971 : *Nautiloculina oolithica* MOHLER—Ramalho, Pl. XIII, fig. 12-13

1981 : *Nautiloculina oolithica* MOHLER—Septfontaine, Pl. 1, fig. 2.

1985 : *Nautiloculina oolithica* MOHLER—Hussner, Pl. 19, fig. 3 et 6.

1987 : *Nautiloculina oolithica* MOHLER—Bulundwe Kitongo, Pl. 4, fig 3.

1995 : *Nautiloculina* cf. *oolithica* MOHLER—Bassoullet & Lorenz, Pl. 2, fig. 15-17.

1995 : *Nautiloculina oolithica* MOHLER—Mehdi, Pl. 29; fig. 2-4.

Test unisérielé planispiralé, composé de 3 à 5 tours de spires. Dans le dernier tour on compte 11–18 loges, ces dernières sont séparées entre elles par des septes à structure simple, délimitant des loges à contour arrondi dans leur bordure externe.

Les sections axiales de forme fusiforme lenticulaire, montrent des loges à section arrondie (caractère de *N. oolithica*). Les sections équatoriales montrent une ouverture simple intério-marginale (basale). La paroi est microgranulaire simple.

### Rapports et différences :

Cette espèce se distingue de *Haplophragmoïdes canui* par son nombre de tours plus grand (3 à 5 contre 2), par le nombre de loges dans le dernier tour (11-18 contre 8-10) ainsi que par la forme et l'inclinaison des septa (*d'après* Septfontaine 1981, p. 176).

### Répartition

A l'échelle du bassin atlantique marocain, des sections typiques de l'espèce ne sont identifiées que dans les parties occidentales du bassin, dans des sédiments d'âge oxfordien à kimméridgien inférieur.

*Nautiloculina circularis* SAID et BARAKAT

Ce foraminifère à test unisériel, planispiralé se caractérise par une spire régulière de 3 à 5 tours dont 11–18 loges dans le dernier tour

Les sections équatoriales montrent des septes simples percées à leur base par une ouverture simple. Les sections axiales témoignent de la forme en ogive des loges et de l'aspect lenticulaire biconcave du test, caractéristiques de l'espèce.

La paroi sans microstructure apparente est microgranulaire.

**Rapports et différences :**

Ce foraminifère diffère de *N. oolithica* par la forme en ogive de ses loges et par sa section axiale ombilico-concave.

**Répartition :**

Ce foraminifère se rencontre fréquemment dans la biozone à *Archaeosepta platierensis*, attribuée au Bathonien supérieur.

Son extension paléogéographique est pour le moment limitée à la partie subsidente du bassin (Essaouira–Agadir).

Dans la téthys, Cette espèce est fréquemment citée depuis l'Aalénien jusqu'à l'Oxfordien supérieur (*in* Bassoullet & Lorenz, 1995; p. 22).

*Haplophragmoides canui* CUSHMAN

(Pl. 1, fig. 6, 10)

Test planispiralé, sans réseau hypodermique, ouverture unique intériomarginale, pas de structure endosquelettique.

Ce foraminifère de petite taille est le plus souvent citée dans des terrains sédimentaires de l'intervalle Callovien-Oxfordien : Oxfordien du Calvados (Bizon 1958) ; Callovien–Oxfordien des Préalpes médianes françaises (Septfontaine 1981, fig. 2)

**Rapports et différences :**

Ce foraminifère se distingue de *N. circularis* SAID et BARAKAT par la forme (contour) arrondie des loges en section et par sa section axiale bombée (lenticulaire/lenticulaire convexe).

*N. circularis*, possède des loges de forme en ogive et une section axiale légèrement ombilico-concave (section lenticulaire biconcave).

**Répartition :**

Dans le bassin atlantique marocain, ce foraminifère est fréquemment rencontré dans des calcaires oolithiques à la base de la formation Ouanamane d'âge bathonien supérieur. Des représentants du genre perdurent jusqu'à l'Oxfordien (partie médiane et subsidente du bassin).

Ordre : Foraminiferida EICHWALD, 1830

Sous-ordre : Involutinina HOHENEGGER & PILLIER, 1977

Famille : Ventrolaminidae WEYNSCHENK, 1950

Genre : *Archaeosepta* WERNLI, 1970

*Archaeosepta platierensis* WERNLI, 1970

(Pl. 12, fig. 11 à 20 et Pl. 13, fig. 16, 18 à 20)

1970 : *Archaeosepta platierensis* n. gen., n. sp.—Wernli, fig. 2-3, Pl. 1-3.  
1978 : *Archaeosepta platierensis* WERNLI—Septfontaine, Pl. 1, fig. 1-8.  
1981 : *Archaeosepta platierensis* WERNLI—Septfontaine, Pl. 3, fig. 25-26  
1987 : *Archaeosepta platierensis* WERNLI—Bassoullet et Colchen, Pl. 1, fig. 1-5 et 7.

Ce foraminifère de petite taille se caractérise par une paroi mixte et un test trochospiralé (Famille : Ventrolaminidae, WEYNSCCHENK ? 1950 *in* Tasli 1993).

La paroi double typique du sous-ordre de Fusulinina comprend une couche interne microgranulaire sombre et une couche externe hyaline claire.

Dans le dernier tour du test s'observe 6 à 7 loges disposées en trochospire basses et de forme en « quartiers d'oranges ».

Sur la face ombilicale, l'ouverture est simple, intériormarginale et arquée ? (ce dernier caractère ne peut être observé que sur des exemplaires dégagés).

### **Rapports et différences :**

Ce foraminifère se distingue d'*Archaeosepta basiliensis* (MOHLER) [ex *Conicospirillina basiliensis* MOHLER] par son trochospire plus haute, sa face ombilicale moins concave et par un nombre de loges légèrement plus réduit et probablement par ses septes simples (et par sa face spirale plus bombé et par sa taille plus petite).

### **Répartition et association :**

Ce foraminifère de très petite taille est difficilement identifié dans les sections de lames minces. Il n'est repéré que dans les parties subsidentes du bassin, Cette espèce est généralement liée aux faciès de haute énergie (oosparite, biosparite) des milieux péri-récifaux des rebords de plate formes (de bordure de plate-forme). Il est souvent déplacé par courant de turbidité dans les bassins intra-cratoniques voisins.

Dans le domaine méditerranéen, la répartition stratigraphique d'*Archaeosepta platierensis* est précisée. La limite inférieure se situe dans le Bajocien supérieur (Zone à *subfurcatum*=Zone à *Niortense*), tandis que sa limite supérieure est rattachée à la Zone à *Clydoniceras discus* du Bathonien supérieur (Bassin de Paris) ( *in* Septfontaine *et al.*, 1991; Bassoullet, 1996)

Dans le bassin atlantique marocain, ce foraminifère caractérise le Bathonien supérieur. Il est le plus souvent associé à *Andersenolina palastiniensis*, *Praekurnubia crusei*, *Pseudoeggerella elongata*, *Andersenolina minuta*, *Nautiloculina* gr. *oolithica-circularis*, *Pseudocyclammina maynci* (quelques rares sections) et aux dernières sections de *Pfenderella arabica*. Ce foraminifère s'associe également à des brachiopodes tenues comme des marqueurs du Callovien inférieur avec le Bathonien supérieur non complètement exclu.

Des mesures effectuées par Bassoullet et Colchen 1987 donnent :«

\*une section spirale oblique de 0,250 mm, de plus grande dimension, comparable à la figure 5, pl. 3 de Wernli, 1970, et à la fig. 1, Pl. 1 de Septfontaine, 1978.

\*Trois sections spirales plus ou moins partielles (Pl. 1, fig. 2, 5, 7), la plus grande dimension (fig. 2) étant de 0,220 mm.

\*Une section oblique (Pl. 1, fig. 3) très comparable à celles figurées par Wernli, p. 3, fig. 1, et Septfontaine, Pl. 1, fig. 5 et 8 et de dimension comparables (plus grande longueur 0,160 mm

\*deux autres sections obliques plus ou moins tangentielles (Pl. 1, fig. 4 et 5).

### **Remarque d'ordre biostratigraphique :**

Dans le bassin atlantique marocain, la présence de ce petit foraminifère a été mis en

évidence pour la première fois dans le bassin d'Essaouira « Jbel Amsittène, Bouaouda, 1987a et

b, 1993» dans des calcaires oolithiques et graveleux du Bathonien supérieur. Un échantillonnage serré effectué dans les séries équivalentes à Agadir a permis son identification. Dans cette localité, *Archaeosepta platierensis* s'associe à des brachiopodes du Callovien inférieur avec le Bathonien supérieur non exclu.

Dans le bassin d'Essaouira, ce taxon de grande valeur stratigraphique, définit la biozone à *Archaeosepta platierensis*, rapportée au Bathonien supérieur (Bouaouda, 1987a et b, Bouaouda *et al.*, sous-presse).

Genre : *Conicospirillina*

« *Conicospirillina* » *basiliensis* MOHLER 1938

1982 : *Conicospirillina* » *basiliensis* MOHLER–Pélissié & Peybernès, Pl. 3, fig. 10.

1987 : *Conicospirillina* » *basiliensis* MOHLER–Bulundwe Kitongo, Pl. 5, fig. 1.

1993 : *Archaeosepta basiliensis* (MOHLER)–Tasli (p. 60 –61), Pl. 3, fig. 6-7.

Ce foraminifère de petite taille présente un test trochospiralé en cône très bas. La face ombilicale est très concave tandis que, la face spirale est légèrement convexe. Les loges sont en formes de «quartiers d'oranges».

La paroi double se caractérise par la présence de deux couches de nature différente : une couche interne microgranulaire foncée et une couche externe hyaline radiée claire. Cette structure est bien observable dans la zone ombilicale en section axiale, avec l'alternance de stries claires et foncées de la paroi et des septes. L'ouverture simple, arquée est de position intéro-marginale ombilicale.

d'après Septfontaine 1981, p. 191 :

: «*Conicospirillina basiliensis* MOHLER 1938 est un tube trochospiralé, septé, l'alternance des stries claires et foncées de la paroi est visible dans la zone ombilicale du test en section axiale. Nous avons observé des

spécimens à spire basse et de petite taille dans le Bathonien des Préalpes. L'espèce est aussi connue dans le Valanginien, associée à *Pseudotextulariella salevensis* ».

d'après Tasli 1993, p. 62 :

« Dimension : le diamètre maximum des sections transversales et longitudinales varie de 0,42 à 0,70 mm (7 mesures). La hauteur de la trochospire oscille autour de 0,15 mm. Aucun appareil embryonnaire n'a été observée.

Remarque : Le genre *Conicospirillina* CUSHMAN 1927 a été créé pour des tests en tube trochospiralé, non divisé et à paroi hyaline (Loeblich et Tappan, 1964, C600), Or l'espèce « *C.* » *basiliensis* MOHLER présente un test septé et une paroi à deux couches. Son attribution au genre *Conicospirillina* ne nous paraît donc pas convenable, et nous proposons de la placer dans le genre *Archaeosepta* WERNLI ( Wernli, 1970, p.87), qui possède les mêmes caractéristiques».

Ordre : Foraminiferida EICHWALD, 1830  
Sous-Ordre : Textulariina DELAGE & HÉROUARD, 1896  
Super-famille : Lituolacea de BLAIVILLE BRADY, 1825  
Famille : Mesoendothyridae VOLOSHINOVA, 1958  
Sous-famille : Mesoendothyrinae VOLOSHINOVA, 1958

Genre : *Mesoendothyra* DAIN, 1958

*Mesoendothyra croatica* GUSIC, 1958

(Pl. 13, fig. 3)

- 1975 : *Mesoendothyra croatica* GUSIC—Bassoullet & Poisson, Pl. 2, fig. 1-5.  
1977 : *Mesoendothyra croatica* GUSIC—Furrer & Septfontaine, Pl. 12, fig. 4 à 7.  
1981 : *Mesoendothyra croatica* GUSIC—Septfontaine, Pl. 1, fig. 16, Pl. 3, fig. 6  
1982 : *Mesoendothyra croatica* GUSIC—Pélissié & Peybernès, Pl. 3, fig. 5-6.  
1987 : *Mesoendothyra croatica* GUSIC—Bouaouda, Pl. 6, fig. 13.  
1993 : *Mesoendothyra croatica* GUSIC—Tasli, Fig. 3 et Pl. 1, fig. 12-14.

Ce foraminifère se caractérise par son test libre à enroulement irrégulier et par l'aspect variable que présente son ouverture.

Test composé d'un stade initial planispiralé à stréptospiralé involute. Le nombre de tours de spire est variable de 2 à 3 dont on compte 8 à 9 loges dans le dernier tour. L'ouverture peut être simple basale, intériomarginale, et peut évoluer dans le stade adulte en une ouverture médiane, formée de 2 à 3 orifices. Le stade adulte peut être déroulé et unisérié, il correspond à une hampe de 3 à 4 loges de forme cylindriques et parfois arquées et à ouverture criblée.

Les sections axiales témoignent de l'aspect évolutive des loges et de la forme discoïdale du test, tandis que les sections équatoriales, révèlent le type d'enroulement en stréptospiral à planispiral et le type de structure de la paroi.

La paroi en section, correspond à une couche microgranulaire épaisse. Des observations à fort grossissement montrent que cette paroi est double, caractérisée ainsi par la présence de deux feuillets séparés entre elles par un espace mince claire. Les feuillets sont de microstructure kériothécale, disposés perpendiculairement à la surface externe du test. Ces caractéristiques de la paroi se rapprochent de ceux de Fusulinina, des foraminifères du Paléozoïque. Les caractéristiques mis en évidence permettent de placer l'espèce dans le genre *Endothyra* (Sous-ordre : Fusulinina WEDEKIND, 1937, Super-famille : Endothyracea BRADY, 1884, famille : Endothyridae ). Il est à rappeler que ce type de paroi à microstructure archaïque a été observée chez quelques échantillons de la série Bajocien supérieur-Bathonien du bassin d'Essaouira. Il me semble que cette structure du paroi n'a été jamais signalée dans le Jurassique. Dans la description-type du genre (*Mesoendothyra*), la paroi est considérée comme simple, épaisse et à structure kériothécale.

**Rapport et différence :**

Par son stade unisérié et par son ouverture médiane souvent criblée du stade adulte, *M. croatica* se distingue de l'espèce *izjumiana*. Cependant, certaines individus à test épais et discoïdales de l'espèce *croatica* sont difficilement séparables du *Mesoendothyra izjumiana*.

**Répartition :**

Ce foraminifère se rencontre dans le bassin atlantique marocain depuis le Toarcien supérieur jusqu'au Bathonien voire le Callovien basal. Cependant, les sections typiques de l'espèce, ne sont connues qu'à partir du Bajocien supérieur.

Dans le domaine méditerranéen, ce taxon est fréquemment cité dans le Dogger (Gusic, 1969, Bassoullet & Poisson, 1975; Velic, 1977; Furrer & Septfontaine, 1977). Il est rarement cité au delà du Dogger : Callovo-Oxfordien du Quercy, (Pélissié & Peybernès, 1982) ; ou l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur des Pontides orientales, Turquie, (Tasli, 1993).

*Mesoendothyra* gr. *izjumiana*. DAIN, 1958  
(Pl. 13, fig. 1 et 2)

1987: *Mesoendothyra croatica* GUSIC—Bouaouda, Pl. 6, fig. 11-12

1993: *Mesoendothyra izjumiana* DAIN—Tasli, Pl. 1, fig. 9-11.

Test légèrement discoïdale, enroulement « planispiralé » stréptospiralé, spire formée de 2 à 3 tours dont 5-6 loges au dernier tour, ouverture simple basale.

Les sections axiales de forme elliptique à bords arrondis, et à loges légèrement évolutives, se caractérisent par l'aspect plectogyroïdal du stade jeune, caractère de l'espèce.

La paroi apparaît épaisse, microgranulaire chez quelques individus. Elle correspond à une structure alvéolaire grossière (selon Dain, 1958, et Loeblich et Tappan, 1964). Chez nos spécimens, nous avons identifié chez quelques individus, une paroi « double » qui se rapproche des caractéristiques des *Fusulinina* (lame AZ 31, Jbel Amsittène, bassin d'Essaouira, Bajocien supérieur- Bathonien moyen).

**Rapport et différence :**

*Mesoendothyra izjumiana* diffère de *M. croatica* par son test totalement enroulé, par son ouverture souvent en position basale et par l'aspect discoïde de son test.

*Mesoendothyra croatica* diffère entre autres, 1) par la présence parfois de deux stades (jeune et adulte), 2) par une ouverture à tendance évolutive : basale dans le stade jeune pour devenir médiane et multiple dans le stade adulte déroulé et 3) par son test probablement moins épais que celui de l'espèce *izjumiana*.

A l'échelle du bassin atlantique marocain, les rares représentantes de *Mesoendothyra izjumiana* ne se rencontrent que dans le "bassin" d'Essaouira, dans des séries carbonatés d'âge bajocien supérieur-bathonien moyen. En dehors de ces secteurs, le genre *Mesoendothyra* n'est représenté que par l'espèce *croatica*.

**Remarque taxonomique :**

Comme nous l'avons signalée plus haut, des incertitudes concernent la structure de la paroi du genre *Mesoendothyra*. Nous pensons que des études détaillées de la structure de la paroi sont souhaitables. Récemment des études sur le Jurassique marocain (Lias du Maroc, Bassoullet et al., 2001), ont montré que des représentants des *Fusulinina* sont présents dans le Lias.

Famille : Involutinidae BUTSCHLI, 1880

Genre : *Andersenolina*

*Andersenolina palastiniensis* (HENSON)  
(Pl. 1, fig. 1-2, 5 à droite, Pl. 10, fig.3-4)



1987 : *Trocholina palastiniensis* HENSON - Bouaouda, Pl. 7, fig. 17-18.

Sous-presse : *Andersenolina palastiniensis* (HENSON) - Bouaouda *et al.*, Pl. 1, fig. 1-2.

Test conique à angle émoussé (apex), trochospiralé. La face spirale de forme typiquement conique, correspond à une loge hélicoïdale composée de 5 à 7 (6-8) tours de spire, enroulée autour d'une columelle hyaline. La lumière des loges est généralement remplie par une boue micritique, la face ombilicale plate ou très légèrement convexe est munie par de rares piliers grossiers, dont on a pu compter 4 à 5.

Le rapport hauteur/diamètre basal est compris entre 0,7–0,8 (0,9)

#### **Rapport et différence :**

Par rapport à *Andersenolina minuta* de forme similaire (comparable), et avec presque le même nombre de tours, *A. palastiniensis* se caractérise par ses piliers rares et grossières.

Cette espèce se distingue de *A. conica* par sa face spirale conique plus élancée. *T. conica* est de forme conique basse.

#### **Répartition et association :**

Cette espèce définit la biozone à *Andersenolina palastiniensis* et elle est liée au faciès de haute énergie (oosparite, biomicrosparite), des barres oolithiques infralittorales en bordure externe des plates-formes.

L'espèce possède une répartition géographique limitée à la partie ouest du bassin (Essaouira–Agadir), où elle caractérise surtout les séries sédimentaires du Bathonien supérieur, surtout ceux du "bassin" d'Agadir. Dans la partie médiane du "bassin" d'Agadir, de rares représentants peuvent être identifiés dans des calcaires oolithiques d'âge oxfordien inférieur, en association avec *A. gr. palastiniensis-minuta*, *A. basiliensis* etc....

Dans les parties occidentales du "bassin" d'Agadir, *A. palastiniensis* définit la biozone à *Andersenolina palastiniensis* d'âge bathonien supérieur. L'espèce ici en grande abondance, s'associe à des brachiopodes du Bathonien supérieur et du Callovien inférieur et à *A. platierensis* tenue comme ne dépassant pas le Bathonien supérieur.

Dans le domaine mésogéen, *A. palastiniensis* marque l'intervalle Bathonien–Oxfordien inférieur (*in* Bouaouda, 1987).

### *Andersenolina minuta* (DERIN et REISS)

(Pl. 1, fig. 3)

Sous-presse : *Andersenolina minuta* (DERIN et REISS)-Bouaouda *et al.*, Pl. 1, fig. 3.

Dans le Bathonien supérieur du bassin d'Essaouira, *Andersenolina palastiniensis* s'associe à *A. minuta* et à *Archaeosepta platierensis*.

*T. minuta* se rapproche de *A. palastiniensis* par la forme spiralé et par le même nombre de tours, cependant elle se distingue par sa face ombilicale à piliers nombreux et petits.

#### Mesurations:

Des mesures effectuées par Pélissié & Peybernès 1982, donnent les valeurs suivantes :

*A. palastiniensis* : H: 0,41 à 0,5mm ; d: 0,47 à 0,79 mm ; n : 6 à 8 ; h/d : 0,7 à 0,87 ; piliers rares et grossiers.

*A. minuta* : H: 0,14 à 0,3 ; d : 0,2 à 0,47 ; n : 5 à 7 ; h/d : 0,5 à 1,15 ; piliers nombreux et petits.

(H=Hauteur, d= diamètre basal, n= nombre de tours de spire, h/d : rapport hauteur sur diamètre).

Super-famille : *Lituolacea* de BLAINVILLE, 1825  
Famille : *Everticyclamminidae* SEPTFONTAINE, 1988

D'après Septfontaine *et al.*, 1991, cette nouvelle famille se caractérise par :

- 1) Ouverture unique, en fente irrégulière chez ses trois représentants *Everticyclammina*, *Rectocyclammina* et *Feurtilia*.
- 2) Paroi montre une texture de type alvéolaire.
- 3) Connue depuis le Lias inférieur jusqu'au Crétacé (Aptien).

Genre : *Everticyclammina* REDMOND 1964

*Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN), 1942  
(Pl. 3, fig. 3-5)

1967 : *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN)—Hottinger, Pl. 9, fig. 10-16, texte fig.43.

1971 : *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN)—Ramalho, Pl. XVIII, fig. 5-6 et 10.

1981 : *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN)—Septfontaine, Pl. 2, fig. 1-2.

1982 : *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN)—Pélissié & Peybernès, Pl. 3, fig. 17.

1995 : *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN)—Mehdi, Pl. 19, fig. 1-5, Pl. 20, fig. 1-4, Pl. 21, fig. 1-2, 4.

Sous-presse : *Everticyclammina cf. virguliana* (KOECHLIN)—Bouaouda *et al.*, Pl. 1, fig. 9-10.

Test agglutiné planispiralé puis déroulé unisériel, la marge du test est fortement lobé, correspondant à l'aspect déprimé des sutures.

La paroi régulièrement agglutinée par des microcristaux de calcite et du quartz, se caractérise par la présence d'alvéoles à sections circulaires, disposées en une seule rangée, caractéristique du genre.

Les septes simples et massifs sont percés par une ouverture unique et médiane. Cette ouverture qui est de grande taille et de forme circulaire à elliptique, se montre parfois allongée dans le plan médian du test selon le stade de croissance, et occupe la moitié ou le tiers de loge.

Les formes microsphériques se caractérisent par la dominance du stade unisériel de forme rectiligne, à section transverse circulaire à ovale (4 à 5 loges). Le stade enroulé involute comprend 2 tours.

Les sections axiales des formes mégasphériques se montrent elliptique à lenticulaire (2 tours à 1 tour). Le nombre de loges dans le dernier tour varie de 9–11 pour les formes microsphériques et de 7–8 chez les formes macrosphériques.

Les formes macrosphériques (mégasphère simple), se présentent à spire courte, et comprennent un stade adulte d'un ou deux tours. La tendance au déroulement est moins accusée que chez les formes microsphériques

Nos spécimens correspondent parfaitement à la description de Hottinger 1967, p. 84-87.

Cette espèce se diffère d'*Everticyclammina greigi* (HENSON) 1948, par sa taille plus grande, et par une spire plus lâche.

### Répartition :

Ce foraminifère est présent dans la partie médiane de la biozone à *Alveosepta jaccardi*. Elle définit la sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina virguliana* d'âge oxfordien supérieur.

A l'échelle du bassin atlantique marocain, cette espèce est liée au faciès marin ouvert (calcaires micritiques fins de faciès ouvert) ou accidentellement à des faciès de pente.

\*A l'échelle du Maroc, cette espèce a été citée pour la première fois par Hottinger 1967 (p. 86) dans le Maroc oriental, dans les formations marneuses et calcaires du Bouhaidour attribuées au Kimméridgien inférieur et moyen. Elle est associée *P. Pseudocyclammina sphaeroidalis* HOTTINGER, *P. (Streptocyclammina) parvula* et *muluchensis* HOTTINGER, *Anchispirocyclus lusitanica* minor ainsi qu'avec *A. jaccardi* et *maroccana*. Elle n'a pas été trouvée dans les niveaux à *Anchispirocyclus lusitanica lusitanica* (formation de Kerker attribuée au Kimméridgien supérieur–Portlandien).

\*Sa répartition stratigraphique dans l'Europe s'étale depuis le Kimméridgien inférieur jusqu'au Crétacé inférieur. Sa présence à partir de l'Oxfordien supérieur (Ramalho 1981, Portugal) associée à *Alveosepta jaccardi* peut correspondre à la limite inférieure d'extension de l'espèce.

\*Dans le bassin atlantique marocain, le début d'apparition d'*E. virguliana* dans la biozone à *Alveosepta jaccardi* peut être considérée comme un marqueur de l'Oxfordien supérieur. Les derniers travaux biostratigraphiques de Bouaouda *et al.*, (Sous-presse), ont permis de préciser la répartition stratigraphique de cette espèce dont la limite inférieure se situe dans l'Oxfordien supérieur.

### Remarque :

De nombreuses sections d'*Everticyclammina* (Pl. 3, fig. 1-2) ont été identifiées dans des séries datées du Callovien inférieur jusqu'à l'Oxfordien inférieur. Ces formes primitives d'everticyclammines peuvent être considérées comme des formes polygénétiqumnet liées à *E. virguliana* (Projet de travaux ultérieurs).

Genre : *Rectocyclammina* HOTTINGER, 1967

*Rectocyclammina chouberti* HOTTINGER, 1967  
(Pl. 8, fig. 1-2, 8-9)

1967 : *Rectocyclammina chouberti* n. gen., n. sp.—Hottinger Pl. 9, fig. 19-21, texte fig. 26, 27a-c

1971 : *Rectocyclammina chouberti* HOTTINGER—Ramalho, Pl. XIV, fig. 1-2.

Sous-presse : *Rectocyclammina chouberti* HOTTINGER—Bouaouda *et al.*, Pl. 2, fig. 6.

Test de forme allongée à légèrement conique allongée, agencement mixte, stade juvénile planispiralé, stade adulte unisériel rectilinéaire à cylindrique. Paroi agglutinée à réseau hypodermique de type choffatelliforme.

Les sections équatoriales montrent la présence d'un stade unisériel droit à loges recouvrantes et hautes, séparées entre elles par des septes simples. l'ouverture simple et unique, se situe dans l'axe du test.

Dans les sections transversales, on note l'aspect circulaire des loges adultes et la forme de l'ouverture médiane.

Certaines sections témoignent de la présence d'un stade jeune planispiralé composé de 1 à 2 tours (4 à 5loges). Celui ci nettement plus différencié, se distingue cependant du holotype décrit par Hottinger 1967 (p. 55)

Hottinger : longueur : 0,7 à 1,5 mm et L/l : 1,9 à 3,2.

Nos individus montrent une paroi grossièrement agglutiné (pellets, quartz)

Longueur=L 1,2-1,4 mm à 2,2 mm

Otaina : longueur L = 3,2 mm, L= 2,2 mm

#### **Rapport et différence :**

Cette espèce par son ouverture unique se rapproche des *Everticyclammina* et des *Ammobaculites* dont elle leur diffère par son réseau hypodermique réticulé.

Dans notre secteur d'étude, certaines sections montrent un stade jeune enroulé plus développé que ceux décrites par l'auteur créateur de l'espèce.

#### **Répartition :**

Dans le bassin atlantique marocain, cette espèce a été surtout identifiée dans la partie subsidente en association avec *Alveosepta jaccardi*, *Everticyclammina virguliana*, *N. oolithica*, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX

A l'échelle du Maroc, cette espèce a été décrite pour la première fois au Maroc oriental (Hottinger, 1967) dans des séries sédimentaires attribuées au Kimméridgien inférieur et moyen. Dans sa localité type (formation Bouhaidour, Maroc oriental), cette espèce est associée à *P. streptocyclammina muluchensis*, *Everticyclammina virguliana* et *Anchispirocyclus lusitanica* minor.

Dans le domaine méditerranéen européen, cette espèce est signalé depuis le Kimméridgien jusqu'au Valanginien probable (*in* Bassoullet, 1996)

Dans le bassin d'Essaouira et d'Agadir, les premières spécimens de *Rectocyclammina chouberti* semblent caractériser l'Oxfordien moyen. L'espèce s'associe ici à *Alveosepta jaccardi* (individus primitifs), *Nautiloculina oolithica* et *Pseudocyclammina parvula*.

## Sixième partie

# CONCLUSION

Les principaux acquis, au cours de ce travail, sont à la fois d'ordre lithostratigraphique, biostratigraphique, paléogéographique et géodynamique.

### I - Lithostratigraphie

Plusieurs essais de découpages lithologiques se sont proposés depuis 1966 : Duffaud *et al.*, 1966; Adams *et al.*, 1980 ; Bouaouda, 1987. Dans ces travaux antérieurs, les différents auteurs avaient établi une subdivision en unités lithostratigraphiques qu'ils pensaient soit valable à l'échelle régionale ou locale. Nos recherches actuelles, basées cette fois-ci sur des critères lithologiques, biostratigraphiques plus sûres et sur une connaissance de l'évolution tectono-sédimentaire de remplissage sédimentaire du bassin, ont permis de proposer un nouveau découpage en formations. Dans ce dernier, nous avons 1) démontré les défauts des découpages précédemment proposés, 2) abandonné certaines unités lithostratigraphiques 3) redéfini et précisé biostratigraphiquement d'autres et enfin 4) créé 2 nouvelles unités lithologiques (Tabl. 7).

-Pour le Lias, nous avons conservé la formation Arich Ouzla du Du Dresnay, 1988 et la formation Amsittène du Duffaud *et al.*, 1966. La première unité lithologique récemment définie dans la localité d'Arich Ouzla, dans le Jbel Amsittène (bassin d'Essaouira), remplace celle du Duffaud *et al.*, antérieurement définie : Récif de l'Amsittène et où les conditions d'affleurement et du faciès n'ont rien à voir avec les environnements récifaux. Cette formation carbonatée qui forme la base de la série post-rift se réserve en affleurement au seul bassin d'Essaouira. L'âge est reporté stratigraphiquement par une faune de brachiopodes, d'ammonites et de foraminifères benthiques à l'intervalle Lotharingien supérieur-Domérien inférieur.

La formation Amsittène, de faciès détritique (créée depuis 1966), est valable aussi bien pour le bassin d'Essaouira que d'Agadir.

-Pour le Dogger anté-bathonien supérieur, nous avons conservé les formations Id ou Moulid de Bouaouda, 1987 et Ameskhroud du Duffaud *et al.*, 1966. La première unité lithologique de faciès carbonaté-évaporitique, est valable à l'échelle du bassin depuis les bordures orientales et nord-orientales du bassin : les Mouissat, jusqu'aux Seksaoua qui constituent les limites méridionales du bassin atlantique d'El Jadida-Agadir. Cette unité qui est de grande puissance dans les parties subsidentes du bassin, se réduit considérablement vers les bordures du bassin. Elle est diachrone, et son âge est compris entre le Lias supérieur (Toarcien) et le Bathonien moyen.

En ce qui concerne la deuxième unité qui est de dominance détritique, et contrairement à ce qui était signalé dans la littérature et figurés sur les cartes géologiques du Maroc au 1/100.000, la formation Ameskhroud fait défaut dans les séries occidentales du bassin d'Essaouira : anticlinal Amsittène, Anticlinal Hadid et Ali Kourati. Cette formation rouge de grande puissance dans les parties occidentales du bassin d'Agadir, se réduit considérablement vers les bordures proximales du bassin.

-Au cours de l'intervalle qui s'étend du Bathonien supérieur au Kimméridgien inférieur, le remplissage sédimentaire s'homogénéise pour l'ensemble du bassin surtout à l'échelle de ses parties occidentales. Cependant pour l'intervalle du temps compris entre le Callovien et le Kimméridgien inférieur, la concomitance de deux ou de plusieurs types de faciès appartenant à des paléomilieus différents compliquent le découpage lithostratigraphique et les reconstitutions paléogéographiques. Une bonne connaissance de l'évolution tectono-sédimentaire et des datations précises sont

indispensables pour effectuer des corrélations et des reconstitutions paléogéographiques. Ainsi, dans le présent travail, nous avons révisé et amélioré par des modifications biostratigraphiques les découpages antérieurs. Pendant l'intervalle Bathonien supérieur- Kimméridgien, nous avons conservé les formations Ouanamane, Iggui El-Behar et Imouzzet et proposé une nouvelle formation : la formation Tidili. Pour les deux premières formations ainsi que pour la dernière unité lithologique qui sont antérieurement définies soit par Duffaud *et al.*, 1966 et par Adams *et al.*, 1980, nous avons redéfini de nouvelles coupes-types et apportés des précisions d'ordre stratigraphiques. Ces unités qui présentent des variations dans ces épaisseurs, sont d'âge diachrones. La formation Tidili, nouvellement créée dans le présent travail, est valable pour l'ensemble des parties occidentales du bassin. En affleurement, elle s'agit d'une unité qui possède des faciès et des reliefs aisément repérables dans la topographie et au sein de la colonne lithologique d'âge jurassique. Les équivalents lithologiques de la nouvelle formation dont Réservoir de Sidi Rhalem et Lalla Oujja, précédemment définies par Duffaud *et al.*, 1966, et Adams *et al.*, 1980, devraient être abandonnées et d'accepter à leur place la nomination Tidili. Cette formation sédimentaire qui caractérise les environnements récifaux et épi-récifaux, disparaît vers les bordures du bassin et elle témoigne de variations latérales dans ses épaisseurs, ses faciès et dans ses limites stratigraphiques. En certains endroits, cette formation d'âge diachrone fait défaut.

Vers les bordures proximales du bassin, le remplissage sédimentaire de l'intervalle Bathonien-Kimméridgien inférieur se montre partiellement différent de celui reconnu dans les parties occidentales du bassin. Les formations Ouanamane, Tidili et Iggui El-Behar précédemment définies, ne sont pas identifiables dans la colonne lithologique et elles se confondent en une seule unité sédimentaire. Cette unité cartographiable, nouvellement nommée Fm. Oumssissène est la stricte équivalente de la formation Oudmane récemment créée par Medina, 1989. La nouvelle formation que nous proposons, est définie cette fois-ci par ses composants lithologiques, paléontologiques et par ses limites sédimentaires et chronostratigraphiques. Elle présente une grande répartition géographique, identifiée depuis les Mouissat jusqu'au Seksaoua. La formation sus-jacente, nommée Imouzzet, qui devient ici plus détritique, s'est déposée plus précocement, à partir de l'Oxfordien par différence aux parties occidentales du bassin, où la formation ne débute qu'à partir du Kimméridgien inférieur.

## II - Biostratigraphie

La biostratigraphie de la série étudiée est basée sur nos propres récoltes : brachiopodes, foraminifères benthiques et algues dasycladales. Toutefois, certains arguments et interprétations chronostratigraphiques ont été complétés ou appuyés à partir de données biostratigraphiques de certains travaux antérieurs dont les plus importants sont ceux de Roch 1930, et Ambroggi, 1963. Les données biostratigraphiques, détaillées dans le présent travail, diffèrent de certains travaux antérieurs (fig. 36 et 37).

L'inventaire micropaléontologique détaillée de tous les niveaux sédimentaires, s'est soldé par la définition de plusieurs biozones, fondées dans leur grande majorité sur les foraminifères benthiques, plus particulièrement les grands foraminifères et les algues dasycladales. La majeure partie des biozones, utilisées comme outils biostratigraphiques, est précisée stratigraphiquement par référence aux ammonites, aux brachiopodes et aux autres foraminifères benthiques et algues dasycladales marqueurs qui leurs sont souvent associées. Cependant, dans certains niveaux situés dans les parties occidentales et vers les bordures proximales du bassin, dépourvues de macrofossiles de mer ouverte caractéristiques, les interprétations chronostratigraphiques de biozones sont basées sur des corrélations stratigraphiques et paléogéographiques à l'échelle du bassin, sur la valeur stratigraphique de certains taxa, et sur des comparaisons avec des échelles de même nature établies dans d'autres bassins, en particulier dans le domaine téthysien (Tabl. 8).







Le bilan de notre travail micropaléontologique, se résume dans l'établissement d'une échelle biostratigraphique, basée sur les foraminifères benthiques et les algues dasycladales. Du fait de l'absence ou de la grande rareté de faune de mer ouverte dans les séries sédimentaires, nous proposons cette échelle comme outil biostratigraphique pour la datation des séries géologiques du bassin atlantique marocain. Cette échelle comporte 14 biozones, qui sont soit à valeur locale ou régionale (Tabl. 8).

En résumé depuis le Lias moyen au Kimméridgien inférieur, s'échelonnent les biozones suivantes :

### **1-Lias moyen**

A cet intervalle correspond la biozone à *Involutina liassica*, celle-ci de valeur locale, est identifiée en affleurement seulement dans les calcaires de la formation Arich Ouzla du bassin d'Essaouira. Elle peut se corréliser avec une association de même nature, identifiée en forage au large de la ville d'El Jadida. Dans sa région type, la biozone est datée directement par une faune de brachiopodes et indirectement par une faune d'ammonites. Cette biozone fait défaut dans le bassin d'Agadir en terre et en mer.

### **2-Toarcien supérieur-Aalénien basal**

A l'échelle régionale, la biozone à *Pseudocyclammia liassica* caractérise cet intervalle, elle est identifiée aussi bien dans les parties occidentales que proximales du bassin. Sa datation est due à la présence de brachiopodes, récoltés dans le bassin d'Agadir.

### **3-Aalénien p.p.-Bathonien moyen**

Pendant cet intervalle du temps, les microfossiles sont les seuls éléments de datation. Les variations faciologiques se reflètent sur la biophase par l'identification de plusieurs associations.

Pour l'intervalle Aalénien-Bajocien moyen, seulement la zone d'intervalle : biozone à *Sarfatiella dubari* et *Mesoendothyra croatica*, caractérise cette période. Celle-ci, qui n'est identifiée que dans le bassin d'Essaouira, fait défaut dans le bassin d'Agadir et dans les bordures.

Pour l'intervalle Bojocien supérieur-Bathonien moyen, deux biozones se définissent et recouvrent le même intervalle stratigraphique : 1) biozone à *Pfenderella arabica* (ou *Paleopfenderina arabica*) identifiée dans les faciès carbonatés et évaporitiques de la formation Id Ou Moulid au bassin d'Essaouira et 2) biozone à *Pseudocyclammia maynci*, identifiée dans les faciès littoraux et lagunaires des régions de Seksaoua et de Mouissat.

### **4-Bathonien supérieur**

Trois biozones se définissent à l'échelle du bassin et recouvrent le même intervalle stratigraphique, il s'agit de la biozone à *Andersenolina palastiniensis* et de la biozone à *Archaeosepta platierensis* dans les parties occidentales (1) et de la biozone à *Praekurnubia crusei*, vers les bordures proximales (2). Les deux premières sont calées stratigraphiquement par une association de brachiopodes et de foraminifères caractéristiques dont *A. platierensis*. Tandis que la deuxième est datée indirectement, en se référant aux indications biostratigraphiques des parties subsidentes du bassin.

## **5-Callovien inférieur-Oxfordien basal**

Pendant cet intervalle, les conditions de paléoenvironnements très changeants à l'échelle paléogéographique se reflètent sur la biophase par la définition de plusieurs associations micropaléontologiques. Ainsi, dans les parties subsidentes et occidentales du bassin d'Agadir et d'Essaouira (1), l'assemblage organique définit une seule biozone : biozone à *Everticyclammina* n. sp.; cependant, dans les parties proximales du bassin (2), les conditions de paléoenvironnements favorables à la prolifération des algues et des foraminifères agglutinants, ont permis de définir 4 biozones qui recouvrent l'intervalle Callovien-Oxfordien inférieur, avec, a) biozone à *Megaporella boulangeri* (Callovien inférieur); b) biozone à *Kurnubia variabilis* (Callovien moyen p.p.) ; c) biozone à *Valvulina lugeoni* et *Nautiloculina* sp. (Callovien moyen p.p.-Callovien supérieur et d) biozone à *Cylindroporella arabica* (Oxfordien inférieur).

L'interprétation chronostratigraphique de la biozone à *Everticyclammina* n. sp. s'est basée sur la présence de faune de mer ouverte dont des brachiopodes et des ammonites. Celle-ci qui demeure dépendante de faciès de mer ouverte, peut couvrir l'intervalle qui s'étend du Callovien inférieur à l'Oxfordien inférieur.

## **6-Oxfordien p.p.-Kimméridgien inférieur**

A partir de l'Oxfordien moyen, les conditions sédimentaires favorisent le développement des microfossiles plus caractéristiques, identiques à ceux définies dans le domaine téthysien. L'association successive de l'espèce tenue comme marqueur (*Alveosepta jaccardi*) avec d'autres taxons, permet de définir 3 sous-biozones qui se succèdent respectivement depuis l'Oxfordien moyen au Kimméridgien basal :

- \*1) Oxfordien moyen : sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Rectocyclammina* cf. *chouberti* (zone d'association) ;
- \*2) Oxfordien supérieur : sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina* cf. *virguliana* (zone d'association) ;
- \*3) Kimméridgien basal: sous-biozone à *Alveosepta jaccardi* et *Neokilianina rahonensis*.

*Les résultats de ce volet se résument comme suit :*

- \*précision stratigraphique de la majeure partie des unités lithologiques;*
- \*modifications stratigraphiques majeures pour les séries de bordures : série d'Imi'N-Tanout et de Seksaoua, tout en se fondant sur de nouveaux arguments biostratigraphiques;*
- \*mise en évidence des limites diachrones des formations;*
- \*établissement d'une échelle biostratigraphique;*
- \*préciser la répartition verticale de certains taxa;*
- \*comparaison de notre échelle avec d'autres établies dans le domaine téthysien*

*Ces données biostratigraphiques présentées en détail dans ce manuscrit, ont permis de préciser la stratigraphie des formations lithologiques, de faciliter les corrélations à l'échelle du bassin, de déduire les évolutions paléogéographiques et de comprendre enfin l'évolution tectono-sédimentaire du bassin pendant l'intervalle étudié.*

## **III - Paléogéographie**

Plusieurs domaines paléogéographiques se sont succédés sur la marge atlantique marocaine. L'évolution paléogéographique de l'ensemble a pu être décrite en plusieurs étapes. Des cartes paléogéographiques du secteur étudié ainsi que leur commentaire sont présentés dans le volet paléogéographie. Depuis le Lias moyen au Kimméridgien une douzaine d'esquisses paléogéographiques se sont proposées. Ces dernières ont permis de mettre en évidence des différences significatives dans les modalités de remplissage sédimentaire. Des tentatives d'interprétation se sont

proposées, ils suggèrent l'intervention des facteurs tectoniques et eustatiques depuis le Lias au Kimméridgien inférieur, en relation avec l'évolution de l'Atlantique central (fig. 31 et fig. 38).

#### **IV - Histoire du bassin**

La compilation des données stratigraphiques, sédimentologiques, tectoniques et géophysiques permet de retracer l'histoire du bassin atlantique marocain d'El Jadida-Agadir au cours de la période qui s'étend du Trias au Kimméridgien (Tabl. 13 et 14).

##### ***1-Trias-Lias basal***

L'histoire du bassin s'est commencé dès le Trias avec la distension intracontinentale. Cet événement majeur est responsable de la structuration de la marge atlantique marocaine. Il est accompagné par le dépôt de séries détritiques, évaporitiques puis volcaniques. Cet épisode de rifting intracontinentale n'est que la conséquence de la naissance d'un rift ouvert vers l'ouest.

##### ***2-Lias inférieur / moyen***

Les premiers dépôts marins se créent à partir du Lias comme en témoignent les données du terrain et des forages aussi bien à Essaouira qu'à El Jadida. On assiste ainsi, dès le Lias inférieur, à l'édification d'une rampe carbonatée, celle-ci s'approfondit progressivement depuis l'Héttangien p.p. jusqu'au Carixien-Domérien. Elle est d'abord très peu profonde (sédiments des milieux supra-et-médiolittoraux) puis ensuite plus profonde et plus ouverte à partir du Lotharingien. Cette première avancée marine d'origine atlantique n'est que le résultat de la première accrétion océanique dont les influences eustatiques n'ont intéressé que le bassin d'Essaouira et le bassin d'El Jadida. Vers le sud et les bordures du bassin, cette incursion marine n'a pas affecté ces régions, qui restent encore en domaine continental.

Au cours du Lias inférieur à moyen, l'individualisation de deux domaines paléogéographiques ou de deux "sous bassins" : bassin d'Essaouira-El Jadida et "bassin" d'Agadir, suggèrent que les deux domaines fonctionnaient indépendamment. Ces différences ne sont que le résultat de phénomènes tectoniques distensives synsédimentaires liés à l'ouverture de l'Atlantique central. De même, on peut déduire que ces manifestations tectoniques post-rift ne sont que l'héritage des lignes structurales préexistantes, qui continuent encore à découper la marge en zones hautes et zones basses à bathymétrie et sédimentation différentes. Le bassin atlantique marocain pendant cette période est donc régi par une activité tectonique distensive qui contrôle la sédimentation et la paléogéographie.

##### ***3-Domérien supérieur-Toarcien moyen***

Durant cette période, le bassin atlantique marocain voit le déroulement de deux événements fondamentaux indissociables

\* l'un d'ordre cinématique qui correspond à partir du Domérien supérieur à l'exondation et la rupture de l'édification la rampe carbonatée déjà installé dès le Lias inférieur et moyen dans le bassin d'Essaouira et d'El Jadida. Cette discordance est le résultat de réajustement tectonique, due à l'arrêt de l'expansion de la première croûte océanique : avortement de la première ouverture océanique de l'Atlantique central.

\*l'autre d'ordre sédimentologique qui correspond à l'accumulation de sédiments détritiques des milieux fluviaux. L'ensemble du bassin qui évolue en milieu continental comprend ainsi le "bassin d'Essaouira, d'Agadir et leurs bordures. L'élargissement des aires de sédimentation pendant cette période "régressive" est en liaison avec la relaxation thermique de grande longueur d'onde qui aurait affecté le bassin atlantique marocain après le stade rifting.

#### ***4-Toarcien supérieur-Aalénien***

Durant cette période, l'histoire du bassin se caractérise par l'installation d'une rampe carbonatée très peu profonde à climat chaud et aride où se déposent des sédiments carbonatés et évaporitiques des milieux marins confinés. La mer atlantique atteint pour la première fois vers le Sud le "bassin" d'Agadir, cependant elle ne dépasse pas vers l'est les extrémités sud-ouest d'Imi'N-Tanout. Cet





esquisse paléogéographique, n'est que la conséquence de la première incursion marine d'ordre générale, malgré qu'elle est timide. Elle est en liaison avec la deuxième accréation océanique de l'Atlantique central et l'augmentation de la subsidence de la marge suite à une relaxation thermique post-rift.

### **5-Aalénien p.p.-Bathonien moyen**

Après l'épisode d'homogénéisation de l'intervalle Toarcien supérieur-Aalénien p.p., suit une phase de différenciation d'ordre paléogéographique qui couvre la période Aalénien p.p.-Bathonien moyen. Les "bassins" d'Essaouira et d'Agadir qui commencent dès l'Aalénien à fonctionner indépendamment vont évoluer dans deux environnements différents. Vers le Sud, le "bassin" d'Agadir évolue en milieu continental et voit l'installation des sédiments détritiques des milieux fluviaux. Ces derniers, qui perdurent depuis l'Aalénien jusqu'au Bathonien moyen, sont entrecoupés occasionnellement par des sédiments marins des milieux proximaux (médiolittoraux et supralittoraux) d'âge bajocien supérieur à bathonien moyen. Tandis que vers le nord, le "bassin" d'Essaouira, plus subsident, recevait encore une sédimentation carbonatée et évaporitique des milieux marins proximaux. Ces derniers admettent, surtout pendant le Bajocien supérieur ou le Bathonien inférieur, des sédiments marins plus francs de type lagon ouvert. Cette tendance de l'ouverture des milieux pendant le Bajocien supérieur, qui est générale dans les parties ouest du bassin atlantique marocain, n'est que le résultat de la hausse du niveau marin (montée eustatique) à l'échelle globale.

Plus vers le Nord, le bassin d'El Jadida à terre, beaucoup moins subsidente que le bassin d'Essaouira, est en position haute depuis le Lias jusqu'au Bathonien moyen, et ne reçoit aucune sédimentation marine à part ses parties sud-ouest : Mouissat. Ce n'est qu'à partir du Bathonien supérieur, et plus spécialement à partir du Callovien inférieur que ce segment de la marge atlantique marocaine, recevait les premières influences de la mer atlantique, suite à l'importante accréation océanique. La transgression de la mer atlantique callovienne atteint cette fois-ci et pour la première fois, les extrémités occidentales des Rehamna. Cette inondation marine d'origine atlantique perdure jusqu'à l'Oxfordien.

Globalement, au cours de la période qui s'étend depuis le Toarcien supérieur et jusqu'au Bathonien moyen, le gain marin est précaire, les environnements restent superficielles et les épisodes d'émersions sont plus fréquents. Cette mise en place des milieux marins, très irrégulière et mal assurée à l'échelle du bassin atlantique marocain est en relation directe avec la structuration de la marge et avec la lenteur d'accréation océanique de l'Atlantique central.

### **6-Bathonien supérieur-Kimméridgien inférieur**

A partir du Bathonien supérieur et jusqu'au Portlandien, le remplissage sédimentaire des "bassins" d'Essaouira et d'Agadir s'homogénéise et l'histoire des deux bassins devient commune. Depuis le Bathonien supérieur jusqu'au Kimméridgien inférieur, plusieurs événements tectono-sédimentaires se succèdent:

-D'abord, à partir du Bathonien supérieur s'installe un régime marin franc et permanent dans les parties subsidentes du bassin. Il correspond régionalement au début de l'édification d'une rampe carbonatée où se déposent des sédiments marins transgressifs sur les séries sous-jacentes d'âge et de nature lithologique différente. Cette avancée marine du bathonien supérieur n'est pas encore générale ou encore plus timide puisqu'elle n'atteint que partiellement et superficiellement les terminaisons les plus proximales du bassin.

-Ensuite, à partir du Callovien inférieur, suit une autre avancée marine qui semble beaucoup plus importante et plus générale puisqu'il atteint les terminaisons les plus proximales du bassin atlantique marocain. Cet événement transgressif est responsable de dépôts de sédiments les plus marins et les

plus ouverts pour la période jurassique. Il est à parallélisé d'une part à la hausse eustatique à l'échelle globale et d'autre part à l'importante accélération dans la vitesse d'accrétion océanique de l'Atlantique central.

L'expansion océanique entraîne sur la marge un déplacement des masses d'eau vers les bordures internes progressivement inondées. L'étendue du bassin qui augmente sensiblement, s'étend vers le nord, l'est et le nord-est. Ainsi des influences plus marines et plus franches, atteignent pour la première fois les régions de Seksaoua, de Mouissat et probablement les extrémités occidentales des Rehamna. Ils correspondent à l'installation des environnements marins littoraux et/ou lagunaires (infralittoraux à supralittoraux).

-Après cette période du calme tectonique, dont les manifestations eustatiques ont dominé le remplissage sédimentaire, suit une phase d'activité tectonique qui commence dès le Callovien supérieur et plus particulièrement à partir de l'Oxfordien moyen. Celle-ci perdure jusqu'au Kimméridgien inférieur comme en témoignent les données géologiques.

Ainsi, durant cette période, la marge atlantique marocaine se caractérise par une grande hétérogénéité de faciès et des différences dans les épaisseurs. Ce phénomène d'ordre régional ne serait que la conséquence d'une phase de structuration de la marge le long des failles N120 et N70-80 à N 20-30. Le résultat final est la réactivation générale des accidents hérités de la période triasique et paléozoïque, provoquant un redécoupage de la rampe carbonatée en une suite de blocs plus ou moins basculés vers le NW (subsidence vers SE) et le NE (subsidence vers SW). Le basculement des blocs aboutit à la création de zones hautes où se dépose une série récifale, et de zones subsidentes, soumises à une sédimentation dominante de type infralittoral à circalittoral dans laquelle abondent les organismes de mer ouverte : brachiopodes, ammonites et foraminifères hyalins. Ces événements tectoniques d'ordre régional expliquaient l'origine du développement des constructions récifales pendant la période Oxfordien-Kimméridgien basal. Les récifs correspondent donc à des constructions éphémères isolées et établies sur une rampe homoclinale soumise à une activité tectonique distensive : les soulèvements provoqués par les manifestations tectoniques synsédimentaires constituent les éléments moteurs qui induisent l'installation des édifices bioconstruits et de leur annexes.

Vers les bordures du bassin (fig. 38 et Tabl. 7), les caractéristiques sédimentologiques témoignent de l'installation d'environnements marins plus proximaux, lagunaires et puis fluvio-déltaiques, surtout à partir de l'Oxfordien supérieur, lorsque les influences marines se réduisent tandis que les influences continentales s'intensifient. La sédimentation continentale prograde progressivement vers l'ouest, où des incursions marines plus franches s'y intercalent, témoignant de la persistance de l'influence marine aux extrémités occidentales du bassin.

Du point de vue remplissage sédimentaire, les modalités sédimentaires renseignent qu'une phase de comblement s'est débutée dès l'Oxfordien supérieur. Le remplissage sédimentaire qui se fait par à coup et par apport du matériel détritique, commence à s'installer à partir de l'Oxfordien moyen dans les parties médianes du bassin. Cet apport du matériel détritique prograde progressivement vers les parties les plus occidentales du bassin encore sous dominance carbonatée. A partir du Kimméridgien inférieur (Formation Imouzzet), la rampe carbonatée est progressivement envahie par des apports argileux rouges qui alternent encore avec quelques niveaux carbonatés. Vers les bordures du bassin, l'installation de cette phase de comblement semble démarrer plus tôt à partir de l'Oxfordien moyen voire inférieur vers les zones les plus internes du bassin. Ainsi par exemple au Mouissat, dans le sud du bassin d'El Jadida à terre, le comblement démarre par la mise en place de sédiments margino-littoraux évaporitiques, tandis que à Seksaoua, il se fait tout d'abord par la mise en place de sédiments margino-littoraux qui passent ensuite vers l'est à une sédimentation deltaïque qui évolue probablement à une sédimentation de type continentale à partir du kimméridgien inférieur. Il est probable que pendant cette période le bassin est en grande partie contrôlé par une subsidence efficace qui maintient la marge sous conditions très superficielle et qui permet une accumulation des sédiments sur des épaisseurs considérables (Fm. Iggui El-Behar et Fm. Imouzzet). Cette période de comblement peut se



corrélés avec le ralentissement dans le taux d'accrétion de l'Atlantique central qui débute à partir du Kimméridgien.



**En résumé**, l'évolution sédimentaire du bassin est guidée par un ensemble de facteurs régionaux et globaux. L'eustatisme qui semble lié directement à l'évolution de l'Atlantique central (changement dans les vitesses d'accrétion) est responsable de l'évolution de la ligne du rivage. En effet, les véritables étapes de l'étendue du bassin se corrèlent parfaitement avec les périodes transgressives enregistrées au cours du Lias moyen, du Toarcien supérieur, du Bathonien supérieur-Callovien inférieur. Ce facteur a joué un rôle prépondérant lors du dépôt des séries sédimentaires pendant ces intervalles.

Cependant ce contrôle eustatique ne peut exclure d'autres facteurs comme la tectonique qui semble responsable des différences significatives dans le remplissage sédimentaire à la fois à l'échelle locale et régionale.

Ainsi, comme en témoignent l'examen des données géologiques de la région étudiée, l'activité tectonique est responsable de la structuration du bassin. Cette activité tectonique qui a débuté initialement à partir du Trias voire Permo-Trias, se poursuit pendant le Jurassique et contrôle l'évolution de la marge. Cependant, au cours du Jurassique, la tectonique fonctionne d'une manière discontinue et irrégulière, des périodes d'accalmie alternant avec des périodes d'activité. Dans le bassin d'Agadir et d'Essaouira où nous disposons d'assez de données à la fois géologiques et géophysiques, les périodes du Lias moyen et du Callovien p.p. à Kimméridgien inférieur p.p., témoignent d'une activité tectonique accentuée. Ces deux intervalles sont séparés par une période de relative stabilité tectonique au Lias supérieur-Bathonien/Callovien qui permet l'homogénéisation des environnements à l'échelle du bassin.

En général, les influences tectoniques sont en partie responsables des variations latérales des épaisseurs et des paléoenvironnements. L'activité tectonique, de nature distensive se matérialise à travers un réseau de failles principal d'extension plurikilométrique de direction N20 à N30-40 et un réseau secondaire de direction N70-80 à N120. Les accidents syn-sédimentaires N20 à N30 appartenant au réseau principal, apparaissent comme les traits architecturaux majeurs soulignant la distension NW-SE du bassin. Ils engendrent un contrôle de la géométrie et la migration des morphologies.

## BIBLIOGRAPHIE

- ABDALLAH H., MEMMI L., DAMOTTE R., RAT P. & MAGNIEZ-JANNIN F. (1995) - Le Crétacé de la chaîne nord de Chotts (Tunisie du centre-sud) : biostratigraphie et comparaison avec les régions voisines. *Cretaceous Research*, 16, pp. 487-538.
- ADAMS A. E. (1979) - Sedimentary environment and paleogeography of the Western High Atlas, Morocco, during the Middle and Late Jurassic. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 28, pp. 185-196.
- ADAMS E.A., AGER D.V. & HARDING A.G. (1980) - Géologie de la région d'Imouzzer des Ida-ou-Tanane (Haut-Atlas occidental). *Notes & Mem. Serv. géol. Maroc*, t. 41, n° 28, pp. 59-80.
- AGER D. V. (1974a) - The western High Atlas of Morocco, and their significance in the history of the North Atlantic. *Proc. Geol. Assoc.*, 85, 1, pp. 23-41.
- AGER D. V. (1974b) - Storn deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, Amsterdam, vol. 15, pp. 83-93.
- AÏT ADDI A. (200) - Les séries du Dogger moyen du Haut Atlas au Nord d'Errachidia (Maroc) : Lithostratigraphie et sédimentologie d'une nouvelle formation : la formation Tazizgaout. *Géol. Méditer.*, Marseille, tome XXVII, n° 1/2, pp. 57-69
- ALLEMANN F. & SCHROEDER R. (1972) - *Spiroconulus perconigi* n. gen., n. sp. a new Middle Jurassic Foraminifer of Oman and Spain: *Rev. Espan. Micropaléont.*, Madrid, n° Extr., XXX Aniv. E. N. Adaro, pp. 199-209.
- ALTINER D. & SEPTFONTAINE M. (1979) - Micropaléontologie, stratigraphie et environnement de dépôts d'une série jurassique à faciès de plate-forme de la région de Pinarbasi (Taurus oriental, Turquie). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 22, n° 1, pp. 3-18.
- ALTINER D. & ZANINETTI L.(1980) - Le Trias de la région de Pinarbasi, Taurus oriental, Turquie, unités lithologiques, micropaléontologiques, milieu de dépôt. *Riv. Ital. Paleont.*, Milano, vol. 86, n° 4, pp. 705-760, pl. 78-88.
- AMBROGGI R.(1963) - Etude géologique du versant méridional du Haut-Atlas occidental et de la plaine de Souss. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 157, pp. 1-321.
- AMRHAR M. (1993) - Héritage structural et déformations alpines dans le versant nord du Haut Atlas occidental : résultats préliminaires. *Rev. Fac. Sci. Semlalia, Marrakech*, sect. Sci. Terre, 7, pp. 119-127.
- AMRHAR M. (1995) - Evolution structural du Haut Atlas occidental dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique centrale et de la collision Afrique-Europe : Structure, instabilités tectoniques et magmatisme. *Thèse Doctorat es-Sciences*, Univ. Cadi Ayad, Marrakech, 235p.
- AUROUZE G. & BIZON J. J. (1958) - Rapports et différences des deux genres de Foraminifères : *Kilianina* (PFENDER) et *Meyendorffina* n. gen. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 1, n° 2, pp. 67-74.
- AZEREDO A. & RAMALHO M. (1991) - *Salpingoporella enayi* (Dasycladacean) in

- the middle Jurassic of Portugal : Stratigraphic implication and paleoecological reconstruction. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. 77, pp. 65-76.
- AZEREDO A. C., RAMALHO M. & WRIGHT V. P. (1997) – Contrasting palaeoclimatic events related to the Middle–Upper Jurassic unconformity in the Lusitanian basin, Portugal. *Comun. IV Congreso Jurásico de España*, pp. 35-36.
- AZEREDO A. C., RAMALHO M. & WRIGHT V. P. (1998) - The middle – upper Jurassic disconformity in the Lusitanien basin, Portugal : preliminary facies analysis and evidence for paleoclimatic fluctuation. *Cuadernos de Geología Ibérica*, n° 24, pp. 99-119.
- BARRON E., AZEREDO A. C., CABRAL M. C., RAMALHO M. & PEREIRA R. (1999) – Palinomorfos del Jurásico de Pedrogao (Portugal). Descripción y comparación con otros elementos micropaleontológicos y sedimentológicos. *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 26. pp. 186-191.
- BARTENSTEIN H. (1952) - Taxonomische Bemerkungen zu den *Ammobacculites*, *Haplophragmium*, *Lituola* und Verwandten gattungen. (For.). *Senckenbergiana*, Frankfurt, 33, 4/6, pp. 312-342.
- BASSOULLET J.P. (1996) - Les grands Foraminifères. In: E. CARIOU & P.HANTZPERGUE (Coord): Biostratigraphie du Jurassique ouest européen et méditerranéen. Zonation parallèle et distribution des invertébrés et microfossiles.-Groupe Français du Jurassique. *Mém., Elf –Aquitaine*, Pau, pp. 293-30.
- BASSOULLET J. P.(1998) – Un nouveau grand foraminifère *Bostia irregularis* n. gen., n. sp. (Lituolacea, Hauraniidae) du Jurassique moyen de Dordogne (France). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 41, n° 3, pp. 181-195.
- BASSOULLET J.P., BERNIER P., DELOFFRE R., GENOT P., JAFFREZO M., POGNANT A. F. & SEGONZAC G. (1975) - Réflexions sur la systématique des Dasycladales fossiles. Etude critique de la terminologie et importance relative des critères de classification. *Geobios*, Lyon, n° 8, fasc. 4, pp. 259-290, 6 figs.
- BASSOULLET J.P., BERNIER P., CONRAD M.A., DELOFFRE R. & JAFFREZO M. (1978) - Les algues Dasycladales du Jurassique et du Crétace. *Geobios*, Lyon, Mem. Spéc., Lyon. n° 2, 330 p., 12 tabl., 40 pl.
- BASSOULLET J.P., BERNIER P., DELOFFRE R., GENOT P., JAFFREZO M. & VACHARD D. (1979) - Essai de classification des Dasycladales en tribus. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 3, n° 2, pp. 429-442, 2 tab.
- BASSOULLET J. P. & BOUTAKIOUT M. (1996) – *Haurania (Paltyhaurania) subcompressa* nov. Subgen., nov. sp., grand foraminifère imperforé nouveau (Hauraniidae) du Toarcien inférieur du Maroc septentrional (rides sud-rifaines). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 39, n° 1, pp. 27-40.
- BASSOULLET J. P., BOUTAKIOUT M. & VACHARD D. (2001) - D'éventuels foraminifères Fusulinina au Mésozoïque, à propos de la description d'*Endotriadella ifranensis* n. sp. dans le Lias du Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 332, pp. 473-478.
- BASSOULLET J. P., BOUTAKIOUT M. & ECHARFAOUI H. (1999) – Deux nouveaux genres, *Paleocyclammina* et *Ijdranella*, foraminifères (Textulariina) d'un niveau liasique à *Orbitopsella*

- praecursor* (GÜMBEL) du Moyen Atlas (Maroc). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol.42, n° 3, pp. 213-230.
- BASSOULLET J. P., CHABRIER G. & FOURCADE E. (1974) - *Timidonella sarda* n. gen., n. sp., nouveau Lituolidé (Foraminifère) du Dogger. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 279, pp. 2015-2018.
- BASSOULLET J. P., CHABRIER G. & FOURCADE E. (1976) - Données complémentaires sur la morphologie, la structure interne et la position stratigraphique de *Timidonella sarda* (Foraminifère, Lituolidae). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol 19, n° 1, pp. 3-18.
- BASSOULET J.P. & COLCHEN. M. (1987) - Découverte d'*Archaeosepta platierensis* WERNLI, 1970, Foraminifère du Dogger Alpin, Himalaya du Ladakh (Inde ). *Geobios*, Lyon, n°20, fasc. 4, pp. 549-555, 3 fig., 1 pl.
- BASSOULLET J. P. & FOURCADE E. (1979) - Essai de synthèse de répartition des Foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mésogéen. *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc .2, pp.69-71.
- BASSOULLET J. P. & LORENZ J. (1995) - Découverte d'une association à *Ataxella occitanica* PEYBERNÈS, grand Foraminifère du Jurassique moyen, dans le sud du bassin parisien. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 38, n° 1, pp.15-25.
- BASSOULLET J. P., FOURCADE E. & PEYBERNÈS B. (1985) - Paléobiogéographie des grands Foraminifères benthiques des marges néo-téthysiennes au Jurassique et au Crétacé inférieur. *Bull. Soc. géol. France*, 8, t. 1, n° 5, pp. 699-713.
- BASSOULLET J.P. & POISSON A. (1975) - Microfaciès du Jurassique de la région d'Antalya (secteur N et NW), Taurus lycien (Turquie). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 18, n° 1, pp. 3-14 .
- BASTIEN M. N. & SIGAL J. (1962) - Contribution à l'étude paléontologique de l'Oxfordien supérieur de Trept (Isère). II-Foraminifères. *Travaux Lab. Géol. Lyon*, n. s. 8, pp. 83-123.
- BEHRENS M. & SIEHM A. (1982) - Sedimentation in the Atlas Gulf. I: Lower Cretaceous clastics. In: VON RAD U., HINZ K., SARTHEIN M. & SEIBOLD E. (Edits) : *Geology of the Northwest African continental margin*. *Spinger-Verlag*, Berlin, Heidelberg, New-York, n° 18, p. 427-438.
- BENABBOU M. (1992) - Diagraphies et lithostratigraphie : exemple du Permo-Carbonifère et du Trias du bassin de Doukkala. *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle*, Rabat, 158p.
- BENEST M. (1985) - Evolution de la plateforme de l'ouest algérien et du nord-est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 95, fasc. 2, pp. 369-581, fig. 108-145, pl. 1-23.
- BERNIER P.(1984) - Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. *Thèse Doct. Sci. Nat. Lyon, Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 92, 2 tomes, 803p.
- BERNIER P., FLEURY J. J. & RAMALHO M. (1979) - Description d'une nouvelle espèce de foraminifère : *Anchispirocyclina neumannae* n. sp., du Jurassique du Portugal et de la Grèce. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 21 n° 4, pp. 175-180.
- BERNIER P. & NEUMANN M. (1970) - *Alzonella cuvillieri* n. gen, n. sp., nouveau genre de foraminifère du Bathonien de la

- bordure méridionale des Cévennes. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 13, n°1, pp. 5-12.
- BERNOULLI D. & KÄLIN O. (1984) - Jurassic sediments, Site 547, North-West African margin: remark on stratigraphy, facies and diagenesis, and comparisons with some tethysian equivalents. *Initial Repts. DSDP*, Washington, 79 (13), pp. 437-448.
- BIELECKA W. & STYK O. (1981) - Biostratigraphy of the Bathonian and Callovian deposits of North-Western Poland based on occurrence of Foraminifers and Ostracods. *Praes. Inst. Geol. C.*, Wars, 56p.
- BIGNOT G. & NEUMANN M. (1962) - La structure des tests des Foraminifères. Analyse bibliographique. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 4, n° 4, pp. 237-248.
- BILOTTE M., ODIN G. S. & RAZIN P. (1999) - Arguments à l'encontre des estimations d'âges biostratigraphiques (et de leur application en chronologie et stratigraphie séquentielle) dans le Sud-Ouest de la France. *Bull. Soc. géol. France*, t. 170, n° 4, pp. 465-473.
- BISMUTH H., BONNEFOUS J. & DUFAURE PH. (1967) - Mesozoic microfacies of Tunisia: Guide book to the geology and history of Tunisia. *Petroleum. Expl. Soc. of Libya*, 9<sup>th</sup> annual field conference, pp. 159-173.
- BIZON J. J. (1960) - Révision de quelques espèces types de foraminifères du Lias du bassin parisien de la collection Terquem. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 3, n° 1, pp. 3-18.
- BLOMEIR D. P. G. & REIJMER J. J. G. (1999) - Drowning of a Lower Jurassic Carbonate platform: Jbel Bou Dahar, High Atlas, Morocco. *Facies*, Erlangen, 41, 81- 110, Pl. 19-26, 11Figs., 1 Tabl.
- BOUAOUDA M. S. (1984) - Etude qualitative et quantitative de *Lenticulina* mg. *Falsopalmula* (Foraminifère) du Toarcien supérieur du Charolais (France). *Rapport DEA*, Lyon, France.
- BOUAOUDA M.S. (1987a) - Biostratigraphie du Jurassique inférieur et moyen des bassins côtiers d'Essaouira et d'Agadir (Marge atlantique du Maroc ). *Thèse Univ. Toulouse* (roneotypé), 160p.
- BOUAOUDA M.S. (1987b) - Les Foraminifères benthiques du Callovien des bassins d'Essaouira-Agadir (Maroc). *Géol. Méditer.*, Marseille, 2, pp. 171.
- BOUAOUDA M S (1993) - Nouvelles données microbiostratigraphiques sur le Jurassique anté-kimméridgien des bordures Est et Nord-Est des bassins côtiers d'Essaouira -Agadir (Marge atlantique du Maroc ). *Essai de corrélation 14<sup>th</sup> I.A.S. Régional Meeting sedimentology, Abstrat*, Marrakech, Maroc, p. 363.
- BOUAOUDA H. (1994) - Etude stratigraphique de la base de la couverture mésozoïque dans la région des Mouissat (Jbilet occidentales), *Mem. CEA*, Univ. Med V, Rabat, 60p.
- BOUAOUDA M. S. (2002a) - The Jurassic of the Agadir basin (Western Morocco) : Paleogeography and geodynamic evolution. *19<sup>ème</sup> Colloquium of African Geology*, Abstrat, El Jadida, Morocco, pp. 37.
- BOUAOUDA M. S. (2002b) - Micropaléontologie de la plate-forme du Bathonien-Oxfordien des régions d'Imi'N-Tanout et du Jbilet occidental (Maroc), *Essai de biozonation. Rev. Paléobiol.*, Genève, 21 (1), pp. 223-239.
- BOUAOUDA M. S. (sous-pressé) - Le Jurassique du bassin d'Agadir (Maroc) :

- Interprétation paléogéographique. *Revue Paléobiol.*, Genève, (note acceptée).
- BOUAOUDA M. S., PEYBERNÈS B. & BOUTAKIOUT M. (sous-presses) - Foraminifères complexes du Bathonien inférieur de la marge atlantique marocaine ("bassin" d'Agadir) : stratigraphie et paléogéographie. *Rev. Micropaléont.*, Paris.
- BOUATMANI R. (2002) - Le bassin d'Essaouira (avant-pays atlasique, Maroc) : évolution géodynamique méso-cénozoïque et modélisation de la maturation thermique des hydrocarbures. *Thèse 3<sup>ième</sup> cycle*, Univ. Mohammed V, Rabat, 213 p.
- BOUDERGAT M., DONZE P. & BOUAOUDA M. S. (1988) - Les ostracodes du Jurassique moyen du bassin d'Essaouira-Agadir, *Benthos*, 1988, Suisse, Poster.
- BOUROULLEC J. & DELOFFRE R. (1982) - Paléosebkhas du Jurassique terminal en Aquitaine (S. W.) France. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, Pau, t. 6, vol. 1, pp. 227-255, 5 figs., 2 pl.
- BOUTAKIOUT M. (1990) - Les foraminifères du Jurassique des rides sud-rifaines et des régions voisines (Maroc). *Docum. Lab. Géol. Sci. Lyon*, n° 112, 247 p., 50 fig., 15 pl.
- BRÖNNIMANN P. (1968a) - Re-examination of the morphology of *Nautiloculina oolithica* MOHLER, 1938. *C. R. Séances Soc. Phys. Hist. Nat. (SPHIN)*, Genève, N S, vol. 2, fasc. 1, pp. 48-61.
- BRÖNNIMANN P. (1968b) - Re-examination of the morphology of *Nautiloculina circularis* (SAID & BARAKAT), 1959 from the Upper Jurassic of Egypt and Israël. *C. R. Séances Soc. Phys. Hist. Nat.*, Genève, N S, vol. 2, fasc. 1, pp. 61-73.
- BRÖNNIMANN P., POISSON A. & ZANINETTI L. (1970) - L'unité de Domuz Dag (Taurus lycien-Turquie). Microfaciès et foraminifères du Trias et du Lias. *Riv. Ital. Paléont.*, Milano, vol. 76, n°1, pp. 1-36.
- BROUGHTON P. & TREPANIER A. (1991) - Exploration Analysis of the Essaouira Basin in Western Morocco. *Rapport interne, ONAREP*, Rabat.
- BROUGHTON P. & TREPANIER A. (1993) - Hydrocarbon generation in the Essaouira basin of western Morocco. *A.A.P.G. Bull.*, Tulsa, vol. 77, n° 6, p. 999-1015.
- BROWN R. H. (1974) - The Argana basin : a Traisic model for early rifting. *Ms. Thesis*, Univ. South Carolina, 58p.
- BROWN R. H. (1980) - Triassic rocks of Argana valley, southern Morocco, and their regional structural implications. *A.A.P.G. Bull.*, Tulsa, vol. 64, n° 7, pp. 988-1003.
- BRUN L. (1962a) - Répartition stratigraphique des *Pseudocyclamina lituus* (YOKOHAMA) dans le Sud-Ouest marocain: *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, t. 21, n° 156, pp. 93-98.
- BRUN L. (1962b) - Note sur le genre *Pfenderina* HENSON, 1948. Description d'une nouvelle espèce (*Pfenderina butterlini*) dans le Domérien du Maroc. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 5, n° 3, pp. 185-190.
- BRUN L. & CANEROT J. (1979) - *Torremiroella hispanica* n. gen., n. sp., un nouveau lituolidé (foraminifère) du Barrémien supérieur du Maestrasgo (Espagne). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod., Elf Aquitaine*, Pau, vol. 3, n° 2, pp. 311-335.
- BRUN L., PEYBERNES B. & REY J. (1969) - Le Dogger des Pyrénées ariégeoises. *Bull.*



- Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 105, n° 3, pp. 3XX-374.
- BRUN L. & REY J. (1975) - Nouvelles observations sur le genre *Everticyclammina* REDMOND 1964 et sa répartition paléocéologique dans le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). *Rev. Espan. Micropaleont.*, Madrid, Num. Especial, pp. 15-36.
- BULOT L. G., MASSE J. P., MOUTIER L. & VIRGONE A. (1997) - Organisation stratigraphique et dynamique sédimentaire du Valanginien au passage plate-forme/bassin en Basse-Provence (S-E France). *Bull. Soc. géol. France*, t. 168, n° 2, pp. 171-179.
- BULUNDWE M. K. (1987) - Stratigraphie des Sofs jurassiques du Prérif interne (Rif, Maroc). -*Public. Dpmt. Geol. Paleont.* Univ. Genève, 4, 326 p.
- BUSSON G. & PERTHUISOT J. P. (1977) - Intérêt de la sebkha El Melah (sud-tunisien) pour l'interprétation des séries anciennes. *Sed. Geol.*, 19, pp. 139-164.
- CABRAL M. C., AZEREDO A. & RAMALHO M. (1998) - Estudo preliminar dos Ostracodos de Pedrogao (passagem Dogger-Malm). *Actas do V Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa, t. 84, 1, pp. 74-77.
- CABRAL M. C., AZEREDO A. & RAMALHO M. (1999a) - Jurassic Ostracods from Pedrogao, Portugal : Preliminary systematic and palaeoecological results. *4 th European Ostracodologists Meeting*, Adana, Turkey, Abstrat, p. 8.
- CABRAL M. C., AZEREDO A. & RAMALHO M. (1999b) - Les Ostracodes de Vale de Ventos (passage Dogger-Malm)-Resultats préliminaires. *European Palaeontological Association, Workshop*, Lisboa, Portugal, pp. 21-25.
- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. *Bull. Soc. géol. France*, t. 168, n° 2, pp. 155-169.
- CANEROT J. (1979) - Les Algues et leur environnement dans le Malm et le Crétacé inférieur des chaînes Ibérique et Catalane (Espagne). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 3, n° 2, pp. 505-518.
- CANEROT J. (1984) - Fluctuations marines et évolution biologique : exemple du Néocomien des Ibérides orientales (Espagne). *Benthos '83, 2 nd Int. Symposium Benthic Foraminifera 1983*, Pau et Bordeaux, pp. 131-139.
- CANEROT J., CUGNY P., PEYBERNÈS B., RAHHALI I., REY J & HIEULOY J. P. (1986) - Comparative study of the Lower and Mid-Cretaceous sequences on different Maghrebien shelves and basins-their place in the evolution of the North African Atlantic and neotethysian margins. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Amsterdam, vol. 55, pp. 213-232.
- CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1982) - *Spiraloconulus giganteus* n. sp., a new Lituolid foraminifer from the Dogger of NW Sardinia (Italy). *Boll. Soc. Paleont. Italiana*, Modena, vol. 20, n° 2, pp. 163-168.
- CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1983) - Remarks on *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI & SCHRÖEDER, 1982 and *Limognella dufaurei* PELISSE & PEYBERNES, 1982 (foraminifera, Lituolidae). *Geobios*, Lyon, vol. 16, n° 2, pp. 249-250.
- CHIOCCHINI M. (1983) - *Pfenderella arabica* REDMOND 1964 (Foraminiferida) nel Dogger superiore in facies di

- piattaforma carbonatica del Lazio meridionale (Italia). *Studi géologiques Camerti*, Rome, vol. VIII, pp. 7-41.
- CHIOCCHINI M., MANCINELLI A., MOLINARI-PAGANELLI V. & TILIA-ZUCCARI A. (1979) - Répartition stratigraphique des algues dasycladales et Codiaccées dans les successions mésozoïques de la plate-forme carbonatée du Lazio centre méridional (Italie). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 3, n° 2, pp. 525-535.
- CHIOCCHINI M. MANCINELLI A. & MARCUCCI C. (1988) - Distribution of benthic Foraminifera and algae in the Latium-Neocomian. *Rev. Paléobiol*, Genève, vol. spéc. n° 2, Benthos'86. ISSN. 0253-6730, pp. 219-229.
- CHOUBERT G. (1957) - Carte géologique du Maroc au 1/500.000, feuille Marrakech. *Notes & Mem. Serv. géol. Maroc*, n° 70.
- CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1960-62) - Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. M. h. *Ser. Soc. géol. France* (in livre mémoire P. Fallot), T-1, pp. 447-527.
- CISZAK R., ANDREU B., CHARRIERE A., ETTACHFINI E.M. & ROSSI A. (1999) - Le Crétacé antéturonien du Moyen Atlas méridional et de la Haute Moulouya, Maroc : stratigraphie séquentielle et paléoenvironnements. *Bull. Soc. géol. France*, t. 170, n° 4, pp. 451-464.
- CONTINI D. & GERARD-CLAUDON F. (1966) - Le Callovien de la gare de Boujailles (Doubs). *Ann. Scient. Univ. Besançon*, géologie, 3 ème série, 2, pp. 65-68.
- CONRAD M. A. & PEYBERNES B. (1973) - Sur quelques Dasycladales (Chlorophycées) du Dogger des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles. *Arch. Sci. Genève*, vol. 26, fasc. 3, pp. 297-308.
- COURTINAT B. (1989) - Les dinoflagellés du Jbel Tazenaght (Oxfordien de l'Atlas atlantique, Maroc). *Bull. Inst. Sci. Maroc*, Rabat, n° 13, pp. 17-20.
- COURTINAT B. (1989) - Scolécodontes du Jurassique supérieur des Ida Ou Tanane (Haut Atlas atlantique, Maroc). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 31, n° 4, pp. 263-269.
- COURTINAT B. & BETTAR I. (1987) - Palynologie de la série grés-carbonatée d'Imi-N'Tanout (Crétacé inférieur, zone synclinale d'Essaouira, Maroc). *Bull. Inst. Sci. Maroc*, Rabat, n° 11, pp. 103-108.
- CROISS J. T. (1967) - Foraminiferen Faunen aus den Neuburger Bankkalken (Mitteltithon). *Erlangen geol. Abh.*, 66, pp. 1-74.
- CUBAYNES R., FAURE Ph., HANTZPERGUE P., PELISSIE Th. & REY J. (1989) - Le Jurassique du Quercy : unités lithostratigraphiques, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire. *Géologie de la France*, Orléans La source, vol. 3, pp. 33-62.
- CUVILLIER J., FOURY G. & PIGNATTI-MORANO A. (1968) - Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Va Cellina (Frioul occidental, Italie). *Géol. Romana*, Rome, vol. 7, pp. 141-156.
- CROS P. & LEMOINE M. (1966) - Dasycladacées nouvelles ou peu connues du Lias inférieur des dolomites et de quelques autres régions méditerranéennes (2 ème partie). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 9, n° 4, pp. 246-257.
- DE GRACIANSKY P. R., DARDEAU G., DUMONT T., JACQUIN T., MARCHAND D., MOUTERDE R. & VAIL P. R. (1993) - Depositional

- sequences cycles, transgressive-regressive facies cycles and extensional tectonics : example from the southern Subalpine Jurassic basin, France. *Bull. Soc. géol. France*, t. 164, n° 5, pp. 709-718.
- DE-GRACIANSKY P.-C., DARDEAU G., DOMMERGUES J. L., DURLET CH., MARCHAND D., DUMONT T., HESSELBO S. P., JACQUIN T., GOGGIN V., MEISTER CH., MOUTERDE R., REY J. & VAIL P. R. (1998) - Ammonite biostratigraphic correlation and Early Jurassic sequences stratigraphy in France: comparisons with some U.K. sections. *In: DE GRACIANSKY P.-C., HARDENBOL J., JACQUIN T. & VAIL P. R. (Edts): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. Soc. Sedimentary Geology, Spe. Publi. N° 60, pp. 583-622.*
- DE-GRACIANSKY P.-C., JACQUIN T. & HESSELBO S. P. (1998) - The Ligurian cycle : an overview of Lower Jurassic 2nd-order transgressive/regressive facies cycle in western Europe. *In: DE GRACIANSKY P.-C., HARDENBOL J., JACQUIN T. & VAIL P. R. (Edts) : Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. Soc. Sedimentary Geology, Spe. Publi. N° 60, pp. 467-479.*
- DELOFFRE R. (1972) - *Palaeodasycladus elongatulus* PATURLON 1966, dans le Lias inférieur d'Andalousie (Espagne). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 2, n° 1, pp. 39-60, 2 tab.
- DELOFFRE R. & BEUN N. (1985) - *Megaporella boulangeri*, nouvelle algue dasycladale du Kimméridgien inférieur marocain. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 28, n° 4, pp. 233 -242.
- DELFAUD J. (1970) - Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine. *Colloque sur les méthodes et tendances de la lithostratigraphie*. Orsay.
- DELFAUD J. (1974) – La sédimentation deltaïque ancienne. Exemple Nord-saharien. *Bull. Cent. Rech. Pau. S.N.P.A.*, vol. 8, n° 1, pp. 241-262.
- DEPECHE F.(1968) - Etude micropaléontologique du bassin des Causes du Quercy (Région de Carjarc). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 11, n° 4, pp. 210-216.
- DERIN B. & REISS Z. (1964) - Jurassic microfacies of Israël. *Spec. Publ. Israël Inst. Petrol.*, Tel Aviv, 43p.
- DERIN B. & REISS Z. (1965) - Notes of Jurassic and early Cretaceous, *Trocholina* (Foraminiferida) from Israël oil companies. *Micropaleontological Laboratory*. Jerusalem, report, n 05/1/65.
- DRESNAY R. DU (1985) - Dépressions triasiques du Jbel Amssittène et des Ida Ou Azza. *In : TAJ-EDDINE K. et al.: La série mésozoïque du bassin de safi et d'Essaouira. Livret-guide, Excursion n° 2. In: P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O, n°183. West African Mesozoic and Cenozoic Correlation. Vième conférence internationale, Marrakech, Maroc, pp. 41-44 (ronéotypé).*
- DRESNAY R. DU (1985) - Formations du Lias carbonaté le long de la côte atlantique du Maroc. Corrélations et implications sur la paléogéographie de l'Atlantique naissant. *In : P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O, n°183. West African Mesozoic and Cenozoic Correlation. Vième conférence internationale, Marrakech, Maroc, résumé p. 30.*
- DRESNAY R. DU (1988) – Répartition des dépôts carbonatés du Lias inférieur et

- moyen le long de la côte atlantique du Maroc : conséquences sur la paléogéographie de l'Atlantique naissant. *J. Afri. Earth Sci.*, vol. 7, n° 2, pp. 385-396.
- DUARTE L. V., KRAUTTER M. & SOARES A. F. (2001) – Bioconstructions à spongiaires siliceux dans le Lias terminal du bassin Lusitanien (Portugal) : stratigraphie, sédimentologie et signification paléogéographique. *Bull. Soc. géol. France*, t. 172, n° 5, pp. 637-646.
- DUFAURE Ph. (1958) – Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien, de l'Aquitaine à la Provence. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 1, n° 2, pp. 87-115, Paris.
- DUFFAUD F. (1960) - Contribution à l'étude stratigraphique du bassin secondaire du Haut-Atlas occidental (Sud-Ouest marocain). *Bull. Soc. géol. France* . (7), t. II, pp. 728-743.
- DUFFAUD F. (1970a) – Carte géologique du Maroc au 1/100.000, feuille Tamanar. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 201.
- DUFFAUD F. (1970b) – Carte géologique du Maroc au 1/100.000, feuille El Khemis des Meskala. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 202.
- DUFFAUD F. (1971) – Carte géologique du Maroc au 1/100.000, feuille Tarhazout. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 202.
- DUFFAUD F. (1981) – Carte géologique du Maroc au 1/100.000, feuille Imi-N°Tanout. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 203.
- DUFFAUD F., BRUN L. & PLANCHUT B. (1966) - Le bassin du Sud -Ouest marocain. In: REYRE D. (Ed ), Bassins sédimentaires du littoral africain, 1ère partie, *Assoc. Serv. Géol. Africains*, pp 5-12.
- DUNHAM R. J. (1962) – Classification of carbonate rocks : according to depositional texture, classification of carbonate rocks. A Symposium. *A.A.P.G. Bull*, Tulsa, n° 1, pp. 108-121, 7 pl., 2 tab.
- DURAND J., CHAMPANHET J., M. LONG B. & ROSS N. (1990) - Géométrie et diagnose de barres d'avant-côtee : application en sédimentologie pétrolière. *Bull. Centres rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 14, 1, pp. 197-212, 13 figs., 1 Tab.
- EDHORN A.-S. (1979) - *Girvannella* in the "Button Algae" horizon of the Forteau Formation (Lower Cambrian), Western Newfoundland. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 3, n° 2, pp. 558-567.
- EGENHOFF S. O., PETERHÄNSEL A., BECHSTÄDT T., ZÜHLKE R. & GRÖTSCH J.(1999) - Facies architecture of an isolated carbonate platform: tracing the cycles of the Latemar (Middle Triassic, northern Italy). *Sedimentology*, 46, pp. 893-912.
- EL BCHARI F., SOUHEL A., GHARIB A., BOUAOUDA M. S. & EL HOUICHA M. (1997) – Le Jurassique de la région d'Aït Bou Guemmez (Haut Atlas central, Maroc): stratigraphie et paléogéographie. *14 ème colloque des bassins sédimentaires marocains*, Kénitra, livre des résumés pp. 32-33.
- ELF AQUITAINE (1977) – Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. (1) : Eléments d'analyse. *Elf Aquitaine, Centre de Recherche*, Boussens, Pau, 172p.
- ELF AQUITAINE (1977) – Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. (2) : Eléments d'interprétation. *Elf Aquitaine, Centre de Recherche*, Boussens, Pau, 231p.

- EL KAMAR A. (1997) - les micofaunes de Protoglobigérines du Jurassique de la Téthys occidentale (historique-taxonomie-paléoécologie-paléogéographie) : *Cahiers Univ. Catho Lyon*, n° 10, pp. 35-46.
- ELLIOT G. F. (1983) - Distribution and affinities on the Jurassic dasycladacea alga *Sarfatiella*. *Paleontology*, London, vol. 62, part. 3, pp. 671-675, 1 pl.
- ELMI S., AHMOUD H., BOUTAKIOUT M. & BENSILI K. (1999) - Cadre biostratigraphique et environnemental de l'évolution du paléorelief du Jbel Bou Dahar (Haut-Atlas oriental, Maroc) au cours du Jurassique inférieur et moyen. *Bull. Soc. géol. France*, t. 170, n° 5, pp. 619-628.
- ELMI S. & ALMERAS Y. (1998) - Enregistrement par les brachiopodes de l'histoire dynamique de la marge occidentale du bassin du Sud-Est (Ardèche, Gard, France). Apports à la zonation du Jurassique moyen en domaine nord-téthysien. *Bull. Soc. géol. France*, vol. 169, n° 6, pp. 821-828.
- EMERY D. & MYERS K. (1996) - Sequence Stratigraphy. *Blackwell Science*. 297p.
- ENAY R., LE NINDRE Y.M., MANGOLD CH., MANIVIT J. & VASLET D. (1987) - Le Jurassique d'Arabie Saoudite centrale : nouvelles données sur la lithostratigraphie, les paléoenvironnements, les faunes d'Ammonites, les âges et les corrélations. *Geobios*, Lyon, Mém. sp., n° 9, pp. 13-65.
- FAVRE P. (1992) - Géologie des massifs calcaires situés au front sud de l'unité de Ketama (Rif, Maroc). -*Public. Dpmt. Geol. Paleont.* Univ. Genève, n° 11, 117 p. + annexes.
- FAUGERES J. C. (1978) - Les rides sud-rifaines: Evolution sédimentologique et structurale d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine. *Thèse Doct. Sci. Nat*, Univ. Bordeaux 1, 480 p.
- FELDMAN H. R., OWEN E. F. & HIRSCH F. (2001) - Brachiopods from the Jurassic (Callovian) of Hamakhtesh Hagadol (Kurnub anticline), southern Israel. *Palaeontology*, London, vol. 44, Part. 4, pp. 637-658.
- FENTON J. R. G. (1984) - Palynological investigation of Triassic-Middle Jurassic sequences in Deep Sea Drilling Project Leg 79 sites 545, 546 and hole 547B, off Central Morocco. *Initial Repts. DSDP*, Washington, (U. S. Govnmt Printing office). 79, pp. 715-718.
- FIECHTNER L., FRIEDRICHSEN H. & HAMMERSCHMIDT K. (1992) - Geochemistry and geochronology of Early Mesozoic tholeites from Central Morocco. *Geol. Rundsch.*, 81/1, pp. 45-62.
- FLÜGEL E. (1979) - Paleoecology and microfacies of Permian, Triassic and Jurassic algal communities of Platform and reef carbonates from the Alps. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 3, n° 2, pp. 569-587.
- FOLK R. L. (1959) - Pratical petrographic classification of limestone. *A.A.P.G. Mem.*, Tulsa, vol. 43, n° 1, pp. 1-38, 41 figs.
- FOURCADE E. & MICHAUD F. (1987) - L'ouverture de l'Atlantique et son influence sur les peuplements des grands foraminifères des plates-formes péri-océaniques au Mésozoïque. *Geodinamica Acta*, Paris, vol. 1, n° 4/5, pp. 247-262.
- FOURCADE E. & MOUTY M. (1995) - Découverte d'un nouveau grand foraminifère du Jurassique de la marge sud téthysienne : *Syriana khouryi* n. gen. n. sp. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 38, n° 1, pp. 217-227.

- FOURCADE E. & NEUMANN M. (1966) – A propos du genre *Labyrinthina* WEYNSCHENK, 1951 et *Lituosepta* CATI, 1959. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 8, n° 4, pp. 233-239.
- FOURY G. & VINCENT E. (1967) - Morphologie et répartition stratigraphique du genre *Kilianina* PFENDER, (foraminifère). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 60, n° 1, pp. 33-45.
- FREY R. W. & PEMBERTON S. G. (1984) - Trace fossil Facies models. In: WALKER R. G. (Ed): Facies models. *Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint, serie 1*, pp. 189-207.
- FURRER U. & SEPTFONTAINE M. (1977) – Nouvelles données biostratigraphiques (à l'aide des foraminifères) dans le Dogger à faciès briançonnais des préalpes médianes romandes (Suisse). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 70, n° 3, pp. 717-737.
- GIGOUT M. (1951) - Etude géologique de la Meseta, Maroc occidental, (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi ). *Trav. de l'Institut Sc. Chérifien, Maroc*, n° 1: (2 tomes).
- GIGOUT M. (1954) - Carte géologique de la Méseta entre Mechra Benâbou et Safi, au 1/200.000. *Publ. Serv.géol. Maroc*, n° 84.
- GINSBURG R. N. (1971) – Landward movement of carbonate mud : new model for regressive cycles (abstr.). *A. A. P. G. Bull.*, Tulsa, vol. 55, 340 p.
- GOLDHAMMER R. K., DUNN P. A. & HARIE L. A. (1987) - High frequency glacio-eustatic sea level oscillations with Milankavitch characteristics in Northern Italy. *Amer. Jour. Science*, 287, pp. 853-892.
- GOLDHAMMER R. K. & ELMORE R. D. (1984) – Paleosols capping regressive carbonate cycles in the Pennsylvanian Black Prince limestone, Arizona. *J. Sedim. Petrol.*, 54, pp. 1124-1137.
- GOODWIN P. W. & ANDERSON E. J. (1985) – Punctuated aggradational cycles : a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *J. Geol.*, 93, pp. 515-533.
- GORDON W. A. (1962) - Some foraminifera from the Amphill clay upper Jurassic of camgridge hive. *Paleontology*, London, 4, pp. 520-537.
- GORDON W. A. (1967) - Foraminifera from the Callovian (middle Jurassic) of Brora, Scotland. *Micropaleontology*, New York, vol. 13, n° 4, pp. 445-464.
- GOULD S. J. & ELDREDGE N. (1977) - Punctuated equilibria : the tempo and mode of evolution reconsidered. *Paleobiology* 3, pp. 115-151.
- GRADSTEIN F. M., AGTERBERG F. P., OGG J. G., HARDENBOL J., VENN P. V., THIERRY J. & HUANG Z. (1994) – A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, n° B 12, p. 24.051-24.074.
- GRADSTEIN F. M., AGTERBERG F. P., OGG J. G., HARDENBOL J., VAN- VENN P., THIERRY J. & HUANG Z. (1995) - A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. In: BERGGREN W. A., KENT D. V., AUBRY M. P. & HARDENBOL J. (Edts) : Geochronology, Time scales and global stratigraphic correlation. SEPM; *Soc. Sedimentary geology*, (SCHOLLE P. A., Edi of special publications), spec. Publication, n° 54, Tulsa, Oklahoma, s pp. 95-126.
- GRAMBAST-FESSARD N. & RAMALHO M. (1985). – Charophytes du Jurassique supérieur du Portugal. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 28, n° 1, pp. 58-66.

- GROSHENY D. & MALARTRE F. (1994) - Nouvelles données biostratigraphiques sur le Turonien-Coniacien du bassin Vocontien occidental (S-E France) : Etude des foraminifères planctoniques. *Rev. Micropaléont.* Paris, Vol 37, n° 4, pp. 245-256.
- GUÉX J. (1977) - Une nouvelle méthode d'analyse biochronologique. Note préliminaire. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, Lausanne, vol. 351, n° 73, pp. 309-322.
- GUÉX J. (1987) - Corrélations biochronologiques et associations unitaires. *Presses polytechniques romandes*, Lausanne. 241p.
- GUSIC I. (1969) - Some new and inadequately known Jurassic Foraminifera from central Croatia. *Geol. Vjesn. Inst. geol. I. straz.* vol. 14, pp. 605-630.
- GUSIC I. (1975) - Upper Triassic and Liassic Foraminifera of Mt. Medvednica, northern Croatia (Involutinidae, Nubeculariidae). *Paleontologie Jugoslavica*, 15, pp. 7-45, 15 pl.
- GYGI R. A., COE A. L. & VAIL P. R. (1998) - Sequence stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian stages (Late Jurassic) in northern Switzerland. In: DE GRACIANSKY P.-C., HARDENBOL J., JACQUIN T. & VAIL P. R. (Eds): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. *Soc. Sedimentary Geology, Spe. Publi. N° 60*, pp. 527-544.
- HAFID M. (1999) - Incidences de l'évolution du Haut-Atlas occidental et de son avant-pays septentrional sur la dynamique méso-cénozoïque de la marge atlantique (entre Safi et Agadir). Apport de la sismique réflexion et des données de forages. *Thèse Doctorat es-Sciences*, Univ. Ibnou Tofail, Kénitra, 282 p.
- HAFID M. (1999) - Triassic Early Jurassic extensional systems and their Tertiary inversion, Essaouira basin (Morocco). *Marine and Petroleum Geology*, n° 16.
- HAFID M., AIT SALEM A., BALLY A. W., FEDAN B. & TOTO A. (1998) - The western End of the Jebilet High Atlas system : the Cap Tafelnay folded belt. *The Second Seminar on Petroleum Exploration in Morocco*, Rabat, November 24-25, Abstracts, p. 36.
- HAFID M., AIT SALEM A. & BALLY A. W. (1999) - The western termination of the Jebilet-High Atlas system (Offshore Essaouira Basin Morocco). *Marine and Petroleum Geology*, n° 16.
- HAFID M., AIT SALEM A. & BALLY A. W. (2000) - The western termination of the Jebilet-High Atlas system (Offshore Essaouira Basin Morocco). *Marine and Petroleum Geology*, n° 17, pp. 431-443.
- HAFID M. & BALLY A. W. (1999) - The western End of the Jebilet High Atlas system, the Onshore and the Offshore Essaouira Basin (Morocco), and the Virtually Unexplored Cap Tafelnay folded belt. *Houston Geological Society Bulletin*, January, 1999, pp. 14-17.
- HALLAM A. (1978) - How rare is phyletic gradualism and what is its evolutionary significance. Evidence from Jurassic bivalves. *Paleobiology* 4, pp. 16-25.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R. (1987) - The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, Washington, 235, pp. 1156-1167.
- HEDBERG H. (1979) - Guide stratigraphique international : classification, terminologie et règles de procédures, *Doin* édit., Paris. 233p.

- HENSON F. R. S. (1948) - Larger Imperforate Foraminifera of south-western Asia. *Brit. Mus. (Nat. Hist.)*, Londres, 127p.
- HESSELBO S. P. & JENKYN H. C. (1998) - British Lower Jurassic sequences stratigraphy. In: DE GRACIANSKY P.-C., HARDENBOL J., JACQUIN T. & VAIL P. R. (Edts): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. *Soc. Sedimentary Geology*, Spe. Publi. N° 60, pp. 562-581.
- HINZ K., WINTERER E. L., BAUMGARTNER P. O., BRADSHAW M. J., CHANNELL E. T., JAFFREZO M., JANSKA L. F., LECKIE R. M., MOORE J. N., RULLKOTTER J., SCHAFTENAAR C., STEIGER T. H., VUSHEV V. & WIEGAND E. (1982) - Preliminary results from DSDP Leg 79 seaward of the Mazagan Plateau off central Morocco. In: VON RAD U., HINZ K., SARTHEIN M. & SEIBOLD E. (Edits) : *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 23-33.
- HINZ K., WINTERER E. L., BAUMGARTNER P. O. & al. (1984) - Leg 79. *Initial Repts. DSDP.*, Washington, U. S. Printing Office. Site 545 : 81-177, Site 546 : 179-221, Site 547, pp. 232-361.
- HOLSER W. T., CLEMENT G. P., JANSKA L. F. & WADE J. A. (1988) - Evaporites deposits of the North Atlantic rift. In : MAANSPEIZER W. (Edit.) : Triassic-Jurassic rifting, part B, *Elsevier*, pp. 526-556.
- HOLSER W. T. SALTZMAN E. S. & BROOKINS D. G. (1984) - Geochemistry and petrology of evaporites cored from a deep-sea diapir at site 546 offshore Morocco. In : HINZ K., WINTERER E. L. & al. : *Initial Repts. DSDP*, vol. LXXIX Washington(U.S. Gvmt. Printing Office), pp. 509-540.
- HOTTINGER L. (1967) - Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain : *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 209, pp. 1-168.
- HOTTINGER L. (1984) - Foraminifères de grande taille, signification des structures complexes de la coquille. *Benthos' 83*, 2<sup>nd</sup> Int. symposium Benthic Foraminifera 1983, Pau et Bordeaux, pp. 309-315.
- HÜSSNER H. (1985) - Jurassic carbonates of the Western High Atlas (Morocco) : microfacies analysis and plate tectonic framework. *Facies*, Erlangen, 12, pp. 141-218, Tf. 14-23, 17 Abb.
- HUVELIN P. (1972) - Carte géologique et gîtologique des Jbilet au 1/200.000. *Notes & Mem. Serv. géol. Maroc*, n° 232c.
- HUVELIN P. (1973) - Mouvements pré-atlasiques, atlasiques et récents dans les Jbilet et leur pourtour. *Notes & Mem. Serv. géol. Maroc*, n° 249, pp. 83-124.
- HUVELIN P. (1977) - Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jbilet (Maroc occidental). *Notes & Mem. Serv. géol. Maroc*, n° 232 bis, 308 p.
- JACQUIN T., DARDEAU G., DURLET CH., DE GRACIANSKY P.-C. & HANTZPERGUE P. (1998) - The north sea cycle : an overview of 2<sup>nd</sup>-order transgressive/regressive facies cycles in western Europe. In: DE GRACIANSKY P.-C., HARDENBOL J., JACQUIN T. & VAIL P. R. (Edts) : Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. *Soc. Sedimentary Geology*, Spe. Publi. N° 60, pp. 445-466.
- JACQUIN T., GARCIA J. P., PONSOT C., THIERRY J. & VAIL P. R. (1992) - Séquences de dépôts et cycles régressif-transgressifs en domaine marin carbonaté : exemple du Dogger du bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, vol. 315, sér. II, pp. 353-362.



- JAFFREZO M., MEDINA F. & CHOROWICZ J. (1985) - Données microbiostratigraphiques sur le Jurassique supérieur du bassin de l'Ouest marocain: Comparaison avec les résultats du LEG 79.D.G.C.P. et de la campagne Cyamaz 1982. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. I, n° 6, pp. 875-884.
- JAFFREZO M. & MEDINA F. (1986) - Coupes stratigraphiques dans le Jurassique supérieur du Haut Atlas occidental (Maroc). *Inst. Scient. Rabat*, Rapport 86/1 (inédit).
- JAMES N. P. (1984a) - Introduction to Carbonate facies models. In: WALKER R. G. (Ed): *Facies models. Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint, serie 1*, pp. 209-211.
- JAMES N. P. (1984b) - Shallowing upward sequence in carbonates. In: WALKER R. G. (Ed): *Facies models. Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint, serie 1*, pp. 213-226.
- JAMES N. P. (1984c) - Reefs. In : WALKER R. G. (Ed): *Facies models. Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint, serie 1*, pp. 229-242.
- JANSA L. F., TORSTEN H. & BRADSHAW M. (1982) - Mesozoic carbonate deposition on the outercontinental margin of Morocco. In: HINZ K., WINTERER E. L *et al.*: *Initial Repts. DSDP, 79*, Washington ( U.S. Gvmt. Printing Office), 857-891.
- JANSA L. F. & WIEDMANN J. (1982) - Mesozoic-Cenozoic development of the Eastern North America and Northwest African Continental Margins : A comparison. In : VON RAD U., HINZ K., SARNTHEIN M. & SEIBOLD E. (Edts, 1982) - *Geology of the Northwest African continental margin*. Spinger-Verlag, Berlin, pp. 215-269.
- JENKINS W. A. M. (1990) - Palynological Analysis of Mesozoic Rocks in Four Wells, Essaouir Basin, Morocco, *Rapport interne, ONAREP*, Rabat, 26 p.
- KEVIN J. S. & DAVIES R. J. (1998) - Documentation of Jurassic sedimentary cycles from the Moray Firth basin, United Kingdom north sea. In : DE GRACIANSKY P.-C., HARDENBOL J., JACQUIN T. & VAIL P. R. (Edts) : *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. Soc. Sedimentary Geology, Spe. Publi. N° 60*, pp. 481-506.
- KLITGORD K. D. & GROW J. A. (1980) - Jurassic seismic stratigraphy and basement structure of western North Atlantic magnetic quiet zone. *A. A. P. G. Bull.*, Tulsa, vol. 64, n° 10, pp. 1658-1680.
- KLITGORD K. D., HUTCHINSON D. R. & SCHOUTEN H. (1988) - U. S. Atlantic continental margin ; structural and tectonic framework. In : SHERIDAN R. E. & GROW J. A (Edts), *The Geology of North America: The Atlantic Continental Margin U. S.*, *Geol. Soc. America*, Boulder, vol. 1-2, pp. 19-55.
- KLITGORD K. D. & SCHOUTEN H. (1986) - Plate kinematics of the central Atlantic, In : VOGT P. R. & TUCHOLKE B. E. (Edts), *The Geology of North America, The Western North Atlantic Region. Geol. Soc. America*, Boulder, vol. M., pp. 351-378.
- KUSS J.(1990) - Middle Jurassic calcareous algae from the Circum-Arabian area. *Facies*, Erlangen, 22, pp. 59-86. (5 Abb, 1 Tab).
- LABBASSI K. (1998) - Subsidence et évolution thermique du bassin d'El jadida-Agadir : implications géodynamiques dans le cadre de la cinématique de l'Atlantique. *Thèse*

- Doctorat es-Sciences, Univ. Chouaib Doukkali, El Jadida, 207p. + annexes.*
- LABBASSI K., MEDINA F., RIMI A., MUSTAPHI H. & BOUATMANI R. (2000) – Subsidence history of the Essaouira basin (Morocco). *In: S. CRASQUIN-SOLEAU & E. BARRIER* (edts), *Peri-Tethys Memoir 5 : new data on Peri-Tethyan sedimentary basins, Mém. Mus. Natn. Hist. Nat., Paris, 182, pp. 129-142.*
- LANCELOT Y. (1980) – Birth and evolution of the Atlantic Tethys. *Mem. BRGM, n° 115, pp. 215-223.*
- LANCELOT Y., SEIBOLD E. et al. (1977) – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 41, Part 1 : Washington (U. S. Gvmt. Printing Office).
- LANCELOT Y. & WINTERER E. L. (1980) – Evolution of the Moroccan Oceanic Basin and adjacent continental margin : a synthesis. *In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington (U. S. Gvmt. Printing Office), (Edité par LANCELOT Y. & WINTERER E. L), vol. 50, pp. 801-821.*
- LEINFELDER R. R. & WILSON R. C. (1998) - Third-Order sequences in an Upper Jurassic rift-related second-order sequence, Central Lusitanian basin, Portugal. *In: DE GRACIANSKY P.-C., HARDENBOL J., JACQUIN T. & VAIL P. R. (Edts): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. Soc. Sedimentary Geology, Spe. Publi. N° 60, pp. 507-525.*
- LE PICHON X. (1984) - La tectonique des plaques : une tectonique globale de la lithosphère. *Bull. Soc. géol. France, sér. 7, n° 26, pp. 345-359.*
- LE PICHON X., SIBUET J. C. & FRANCHETEAU J. (1977) – The fit of the continental around the npNorth Atlantic Ocean. *Tectonophysics, 38, pp. 169-209.*
- LE PICHON X. & SIBUET J. C. (1981) - Passive margins : a model of formation. *Jour. Geophysic. Research, 86, pp. 3708-3710.*
- LEROY P.(1997) – Les bassins ouest marocains, leurs formation et leur évolution dans le cadre de l’ouverture et du développement de l’Atlantique central (marge africaine). *Thèse Univ. Université de Bretagne Occidentale, France, 327 p.*
- LEROY P., PIQUE A., LE GALL B., AIT BRAHIM L., MORABET A. & DEMNATI A. (1997) – Les bassins côtiers triasico-liasiques du Maroc occidental et la diachronie du rifting intra-continentale de l’Atlantique central. *Bull. Soc. géol. France, t. 168, n° 5, pp. 637-427.*
- LINDENBERG H. G. (1967) - Untersuchungen an Lituoliden Foraminiferen aus dem S. W. deutschen Dogger, 2: die Arten von *Haplophragmium* und *Triplasia*. *Abh. Senckeub. Naturf. Ges, Frankfurt, 514, pp. 1-74.*
- LOEBLICH A R. & TAPPAN H. (1964) - Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C: Protista 2 (vol. 1-2). *Geol. Soc. America, Univ. Kansas Press. 900 p.*
- LOEBLICH A R. & TAPPAN H. (1981) - Suprageneric revision of some calcareous Foraminiferida. *Jour. Foram. Research, Washington, 11, 2, pp. 159 164.*
- LOEBLICH A R. & TAPPAN H. (1984) - Suprageneric classification of the Foraminiferida (Protozoa). *Micropaleontology, New York, vol. 30, n° 1, pp. 1-70.*
- LOEBLICH A R. & TAPPAN H. (1985) - Some new and redefined genera and families of agglutinated Foraminiferida I.

- Jour. Foram. Research*, Washington, vol. 15, n° 2, pp.91-104.
- LOEBLICH A R. & TAPPAN H. (1986) - Some new and redefined genera and families of Textulariina, Fusulinina, Involutinina and Miliolina (Foraminiferida). *Jour. Foram. Research*, Washington, vol. 16, n° 4, pp. 334-336.
- LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1988) - Foraminiferal Genera and their classification. *Van Nostrand Reinhold Company Co.*, New York, 2 vol., 970 p.
- LÜTZE G. F. (1960) - Zur stratigraphie und palaontologie des Callovien und Oxfordien in Nord-West Deutschland. *Geol. Jb.*, Hannover, 77, pp. 391-532.
- MAGNE J. MALMOUSTIER G. & SERONIE-VIVIEN M. R. (1961) - Microfaciès du Lias d'Aquitaine. Etude de subsurface. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 4, n° 2, pp. 108-118.
- MAGNE J. & MASCLE G. (1962) - L'Argovien d'Andelot-en -Montagne. *Colloque du Jurassique*. Luxembourg, pp. 307-332.
- MAGNIEZ-JANNIN F.(1984) - Signification biostratigraphique et paléocéologique des associations de foraminifères de l'Hauterivien-Barrémien du Sud-Est du bassin de Paris (France). *Benthos '83, 2 nd Int. symposium. Benthic Foraminifera 1983*, Pau et Bordeaux, pp. 401-414.
- MAHE J. & DEVILLERS C. (1981) - Stabilité de l'espèce et évolution : la théorie de l'équilibre intermittent ("punctuated equilibrium"). *Geobios*, Lyon, n° 14, fasc. 4, pp. 477-491.
- MANUPPELLA G. (1983) - O Dogger de Santiago de Cacém. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. 69, n° 1, pp. 47-61.
- MARCHAND D. & THIERRY J. (1997) - Enregistrement des variations morphologiques et de la composition des peuplements d'ammonites durant le cycle régressif/transgressif de 2<sup>e</sup> ordre Bathonien inférieur-Oxfordien inférieur en Europe occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, t. 168, n° 2, pp. 121-132.
- MARRAKCHI C. (1993) - Dynamique et paléoenvironnement du bassin d'Essaouira-Agadir au passage Jurassique-Crétacé. Approche quantitative. *Thèse Université, E. N. Sup. Mines*, Paris, 163p.
- MARTINIS B. & VISINTIN V. (1966) - Données géologiques sur le bassin sédimentaire côtier de Tarfaya (Maroc méridional). 22<sup>e</sup> Congr. géol. intern., New-Delhi 1964, *Assoc. Serv. Géol. Africains.*, Paris 1, pp. 13-26.
- MASSE J. P. & LUPERTO-SINNI E. (1989) - *Cylindroporella lyrata*, nouvelle espèce de dasycladale de l'Aptien inférieur du domaine périméditerranéen nord-occidental. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 32, n° 1, pp. 30-39.
- MAYNC W. (1959) - Biocaractères et analyse morphométrique des espèces jurassiques du genre *Pseudocyclammina* (Foraminifère) -I : *Pseudocyclammina lituus* (YOKOHAMA). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 2, n° 2, pp. 153 - 172.
- MAYNC W. (1960) - Biocaractères et analyse morphométrique des espèces jurassiques du genre *Pseudocyclammina* (Foraminifère) -II : *Pseudocyclammina jaccardi* (SCHRODT). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 3, n° 2, pp. 103 -118.
- MAYNC W. (1972) - *Liourella mesojurassica* n. sp. from the Mytilus Dogger of the Swiss Prealps. *Rev. Espan. Micropaleont.*, Madrid, vol. IV, n° 2, pp. 251-266.

- MAYR E. (1974) - Populations, espèces et évolution. *Hermann édit.*, Paris. 496 p.
- MEDINA F. (1989) - Le Jurassique des régions d'Imi-N'Tanout et Chichaoua : Lithostratigraphie et corrélations. *Bull. Inst. Sci. Maroc*, Rabat, n° 13, pp.5-14.
- MEDINA F.(1994) –Evolution structurale du Haut Atlas occidental et des régions voisines du Trias à l'actuel, dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique central et de la collision Afrique-Europe. *Thèse Doctorat es-Sciences*, Univ Mohamed V, Rabat, 272p.+ annexes.
- MEDINA F.(1995) – Syn-and postrift evolution of the El Jadida-Agadir basin (Morocco) : constraints for the rifting models of the central Atlantic. *Canada J. Sci.* 32, pp. 1273-1291.
- MEDINA F. & JAFFREZO M. (1984) - Sur l'âge de la base des terrains jurassiques des Mouissat (Ouest des Jbilet, Meseta marocaine). *Bull. Inst. Sci. Maroc*, Rabat, n° 8, pp. 47-50.
- MEDINA F.& JAFFREZO M. (1986) – Coupes microbiostratigraphiques dans le Haut Atlas occidental. *Rapport 86/1, Dépt Télétection*, Insti. Sci. Maroc, 32p.
- MEHDI K., GRIBOULARD R. & BOBIER C. (2002) - Evolution géodynamique et halotectonique du bassin d'Essaouira (marge ouest atlantique marocaine) : impact pétrolier. *Africa Geoscience Review*, Vol. 9, N° 3, pp. 225-243.
- MICHARD A. (1976) – Elément de géologie marocaine. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 252.
- MILHI A. (1992) - Les faciès du Lias de la région du Todhra (Tinghir, versant sud du Haut Atlas central, Maroc), *Geol. Rundsch.*, Stuttgart, 81, 1, pp.63-68.
- MISIK M.(1979) - Jurassic and Cretaceous algae (Dasycladales excepted) from the west Carpathians. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 3, n° 2, pp. 705-712.
- MORABET A., BOUCHTA R. & JABOUR H. (1998) - An overview of the petroleum systems of Morocco. *In* : MACGREGOR D. S., MOODY R. T. J. & CLARK-LOWES D. D. (Edts). *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society, London, Special Publication N°. 132, pp. 283-296.
- MOULLADE M.(1984) - Intérêt des petits Foraminifères benthiques "profonds" pour la biostratigraphie et l'analyse des paléoenvironnements océaniques mésozoïques. *Benthos '83, 2 nd Int. Symposium Benthic Foraminifera 1983*, Pau et Bordeaux, pp. 429-464.
- MOUTY M. (1997) - Le Jurassique de la chaîne des Palmyrides (Syrie centrale). *Bull. Soc. géol. France*, t. 168, n° 2, pp. 181-186.
- MRIDEKH A., TOTO E., HAFID M. & EL OUATAOUI A. (2000) - Structure sismique de la plate-forme Atlantique au large d'Agadir (Maroc sud-occidental). *C R. Acad. Sc. Paris*, t. 331, pp. 387-392.
- NEUMANN M. (1967) - Manuel de micropaléontologie des foraminifères. *GAUTHIER -VILLARD édit.* Paris, 297 p.
- NEUWEILER F., MEHDI M. & WILMSEN M. (2001) - Facies of liasic Sponge Mounds, Central High Atlas, Morocco. *Facies*, Erlangen, 44, pp. 243-264, Pl. 36-41, 7 figs.
- NICOLLIN J. P.(1983) - Foraminifères du Lias moyen et supérieur du Bugéy (Jura méridional). *Thèse Doctorat de 3ème cycle*, Univ. Lyon -1, 147p.

- NOUJAIM C. & KAMAL BOUDAGHER - FADEL M. (2002) - Larger foraminiferal assemblages and stratigraphy of the Later Jurassic Bhanness complex, Central Libanon. *Rev. Paléobiol.*, Genève 21 (2), pp. 679-695.
- ODIN G. S. & ODIN C. (1990) – Echelle numérique des temps géologiques. Mise au point 1990. *Géochronique*, 35, pp. 12-21.
- OLIVET J. L. (1996). La cinématique de la plaque Ibérique. (Kinematics of the Iberia Plate). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 20, pp. 131-197.
- OLIVET J. L., BONNIN J., BEUZART P. & AUZENDE J. M. (1981-1984) – Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Pub. CNEXO, Rapp. Sci. Tech.*, n° 54, 108p.
- OLIVET J. L., BONNIN J., BEUZART P. & AUZENDE J. M. (1982) – Cinématique des plaques et paléogéographie : une revue. *In : Biogéographie et Tectonique des plaques Bull. Soc. géol. France.* (7), t. 24, n° 5/6, pp. 875-892.
- OUMALCH F. (1979) - Etude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique de Jbel Dhar En-Nsour (Rides sud-rifaines, Maroc). *Thèse Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Marie et Curie, Paris VI, 180 p.
- PALZOW R. (1932) - Die Foraminiferen aus den Transversarium Schichten und Impressa-Tonen der Nordöstlichen Schwäbischen. *Abb. Jh. Ver. Valt. Nat.*, Württemberg, 88, pp. 81-142.
- PAOLA C. (2000) – Quantitative models of sedimentary basin filling. *Sedimentology*, 47, suppl. 1, pp. 121-178.
- PAPILLON R. (1989) - Stratigraphie des Sols Lias-Dogger des massifs des Senhadja et de l'Azrou Akchar (Rif, Maroc). *Public.* *Dpmt. Geol. Paleont. Univ. Genève*, 4, 217 p.
- PARDON D. (1975) - Etude des foraminifères des formations marneuses du Bathonien supérieur et du Callovien de Bourgogne (Systématique-stratigraphie -ecologie). *Thèse Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Dijon, 58 p.
- PATRIAT P., SEGOUFIN J., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J. M., BEUZART P., BONNIN J. & OLIVET J. L. (1982)- Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. 24, n° 2, pp. 363-373.
- PAYARD J. M. (1947) - La faune de foraminifères du Lias supérieur du détroit poitevin : *Thèse Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Paris VII, 236p.
- PÉLISSIE T. & PEYBERNÈS B. (1982) - Etude micropaléontologique du Jurassique moyen/supérieur du cause de Limogne (Quercy) - Description des Foraminifères *Trocholina gigantea* n. sp., *Parinvolutina aquitana* n. gen. n. sp. et *Limognella dufaurei* n. gen., n. sp. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 25, n° 2, pp. 111-132.
- PÉLISSIE T., PEYBERNÈS B. & REY J. (1984) - Les grands foraminifères benthiques du Jurassique moyen-supérieur du Sud-Ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). Intérêt biostratigraphique, paléocologique et paléogéographique. *Benthos'83; 2nd Int. symposium Benthic Foraminifera 1983*, Elf Aquitaine, Pau et Bordeaux, pp. 479-489.
- PETITOT, M. L. (1959) – Contribution à l'étude des Echinides fossiles du Maroc (Jurassique et Crétacé). *Notes & Mem. Serv. géol. Maroc*, n° 146, 2 tomes.

- PEYBERNÈS B. (1974) - *Paracoskinolina occitanica* n. sp., Orbitolinidé nouveau du Bathonien supérieur des Pyrénées françaises. *Géol. Méditer.*, Marseille, vol. 1, n° 1, pp. 27-34.
- PEYBERNÈS B. (1976) – Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. *Thèse Doct. d'Etat Sci. Nat.* Imp. C.R.D.P. Toulouse, 459 p.
- PEYBERNÈS B. (1979) - Les algues du Jurassique et du Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles. Intérêt biostratigraphique et paléocéologique. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine.* Pau, vol. 3, n° 2, pp. 733-741.
- PEYBERNÈS B. (1988) - Description d'*Ataxella* n. gen. (genero-type: *Paracoskinolina occitanica* PEYBERNÈS, 1974), nouveau genre d'Orbitolinidé du Bathonien supérieur ouest-téthysien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 307, sér. II, pp. 1097-1100.
- PEYBERNÈS B. (1991) - Les séquences de dépôts du Dogger des Pyrénées centrales et occidentales Franco-Espagnoles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 307, sér. II, pp. 209-214.
- PEYBERNÈS B., BOUAOUDA M.S., ALMERAS Y., RUGET C. & CUNY P. (1987) - Stratigraphie du Lias et du Dogger du bassin côtier d'Essaouira (Maroc) avant et pendant le début de l'expansion océanique dans l'Atlantique central. Comparaison avec le bassin d'Agadir. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, pp. 1449 -1455.
- PEYBERNÈS B. & CONRAD M. A. (1979) - Les algues du Crétacé inférieur de Hongrie. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 3, n° 2, pp. 743-752.
- PEYBERNÈS B., FONDECASSE-WALLEZ M. J., GOURINARD Y. & EICHENE P. (1997) - Stratigraphie séquentielle, biozonation par foraminifères planctoniques, grade-datation et évaluation des taux de sédimentation dans les calcaires crayeux campano-maastrichtiens de Tercis (SW de la France). *Bull. Soc. géol. France*, t. 168, n° 2, pp. 143-153.
- PIETELAT H. (1981) - Etude systématique et statistique des peuplements de Foraminifères et d'ostracodes du Callovo-Oxfordien, dans la région de Besançon. *Thèse Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Lyon , 154p.
- PIQUE A., AIT BRAHIM L., AIT OUALI R., AMRHAR M., CHARROUD M., GOURMELEN C., LAVILLE E., REKHISS F. & TRICART P. (1998) – Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bull. Soc. géol. France*, t. 169, n° 42, pp. 109-124.
- PIQUE A. & LAVILLE E. (1993a) – Les séries triasiques du Maroc, marqueurs du rifting atlantiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 317, sér. II, pp. 1215-1220.
- PIQUE A. & LAVILLE E. (1993b) – L'ouverture de l'Atlantique central: un jeu en extension des structures paléozoïques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 317, sér. II, pp. 1325-1332.
- PIQUE A. & LAVILLE E. (1995) – L'ouverture de l'Atlantique central. *Bull. Soc. géol. France*, t. 166, n° 6, pp. 725-738.
- POSAMENTIER H. W., JERVET M. T. & VAIL P. R. (1988) - Eustatic controls on clastic deposition 1-conceptual framework; sea level changes an integrated approach, *S.E.P.M.* special publication, n° 42, pp. 109-124.

- PRATT B. R., JAMES N. P. & COWAN C. A. (1992) - Peritidal carbonates. In : WALKER R. G. & JAMES N. P. (Edts): Facies models, response to sea level change. *Geological Association of Canada*, serie 1, pp. 303-322.
- PRÉAT A. & KASIMI R. (1995) - Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition eiféliennes-givétiennes franco-belges. Première partie : microfaciès et modèle sédimentaire. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, Pau, 19, 2, pp. 329-375, 4 figs., 5 tab., 12 pl.
- PRÉAT A. & MAMET B. (1989) - Sédimentation de la plate-forme carbonatée givétienne franco-belge. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, Pau, 13, 1, pp. 47-86, 10 pl., 8 figs., 6 tab., 12 pl.
- PROUST F. (1973) – Etude stratigraphique, pétrographique et structure de bloc oriental du massif ancien du Haut Atlas occidental (Maroc). *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, t. 34, n° 254, pp. 15-53.
- PURSER B. H. (1980) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récentes. *Publ. Inst. Français de Petrole*, Ed. Technip, 366 p.
- RAMALHO M. M. (1969) - Quelques observations sur les Lituolidae (Foraminifera) du Malm Portugais. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, vol. XVII, pp. 37-50.
- RAMALHO M. (1970) – « *Cylindroporella lusitanica*, une nouvelle Dasycladale du Jurassique supérieur portugais ». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, vol. XVII (2), pp. 123-127.
- RAMALHO M. (1971) : Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, n.s., vol. 19, pp. 1-212.
- RAMALHO M. M. (1972- 1973) – Observações micropaleontológicas sobre o Malm do algarve occidental (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. LVI, pp. 451-470.
- RAMALHO M. (1981) – Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassiqu supérieur portugais. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. 67, fasc. 1, pp. 41-45.
- RAMALHO M. (1985) - Considérations sur la biostratigraphie du Jurassique supérieur de l'Algarve oriental (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. 71, fasc. 1, pp. 41-50.
- RAMALHO M. (1990) – *Otaina magma* n. gen., n. sp., foraminifère nouveau du Kimméridgien du Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. 76, pp. 55-60.
- REDMOND C. F. (1964a) - Foraminiferal family Pfenderinidae in the Jurassic of Saudi Arabia. *Micropaleontology*, New York, vol. 10, n° 2, pp. 251-263.
- REDMOND C. F. (1964b) - Lituolid Foraminifera from the Jurassic and Cretaceous of Saudi Arabia. *Micropaleontology*, New York, vol. 10, n° 4, pp. 405-414.
- REINSON G. E. (1984) - Barrier-Island and associated strand-Plain systems. In: WALKER R. G. (Ed): Facies models. *Geological Association of Canada*, Geoscience Canada Reprint, serie 1, pp. 119-136.
- REY J. (1983) - Biostratigraphie et lithostratigraphie. Principes fondamentaux, méthodes et applications. Ed. *Technip*, 181p.

- REY J., CANEROT J., PEYBERNÈS B., RAHHALI I., TAJ-EDDINE K & HIEULOY J. P. (1985) – Le Crétacé inférieur de la région d'Essaouira : données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. *In: P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O*, n°183. *West African Mesozoic and Cenozoic Correlation. Vième conférence internationale*, Marrakech, Maroc, résumé p. 40-41.
- REY J., CANEROT J., PEYBERNÈS B., RAHHALI I., TAJ-EDDINE K & HIEULOY J. P. (1986) – Le Crétacé inférieur de la région d'Essaouira : données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. *Rev. Fac. Sci. Marrakech*, sect. Sci. Terre, n° sp. 2.
- REY J., CANEROT J., PEYBERNÈS B., TAJ-EDDINE K & HIEULOY J. P. (1988) – Lithostratigraphy, biostratigraphy and sedimentary dynamics of Lower Cretaceous deposits of the northern side of the western High Atlas (Morocco). *Cretaceous Research*, 9, pp. 141-159.
- REY M. & NOUET G. (1958) - Microfaciès de la région prériaïnne et de la moyenne Moulouya (Maroc septentrional). *Internat. Sédiment. Petrogr. Serv.*, (Leiden), vol. 3, 41 p.
- REY J. & TAJ-EDDINE K. (1989) - Eustatisme et tectonique distensive au passage Jurassique-Crétacé dans le bassin des Haha (Haut Atlas occidental, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 308, sér.II, pp. 101-106.
- RICHTER R. (1948) - Introduction à la Nomenclature zoologique par l'explication des règles internationales. 2è édition, *Frankfurt a. Mein* (tradu. Du BRGM, No 1448), p. 1-59.
- RICOU L. E., ZONENSHAIN L. P., DERCOURT J. & al. (1985) – Méthodes pour l'établissement de 9 cartes paléogéographiques de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias. *Bull. Soc. géol. France*. (8), t. I, n° 5, pp. 625-635.
- RIEGRAF W., LUTERBACHER H. & LECKIE R. M. (1984) – Jurassic foraminifers from the Mazagan Plateau, Deep Sea Drilling Project site 547, Leg 79, off Morocco. *In: HINZ K., WINTERER E. L & Scientific Shipboard Party (Edts). Initial Repts. DSDP, 79*, Washington ( U.S. Gvmt. Printing Office), 671-702.
- ROCH E. (1930) - Etude géologique dans la région méridionale du Maroc occidental. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 9, pp. 1-542.
- ROCH E. (1950) - Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 80, 435 p.
- RUELLAN E. (1985) – Evolution de la marge atlantique du Maroc (Mazagan) ; étude par submersible, seabeam et sismique-réflexion. *Thèse*, Brest, 297 p. + annexe + bibliographie.
- RUELLAN E. & AUZENDE J. M. (1985) - Structure et évolution du plateau sous-marin d'El Jadida (Mazagan, Ouest Maroc). *Bull. Soc. géol. France*. (8), t. I, n° 1, pp. 103-114.
- RUGET CH. (1975) - Inventaire des microfaunes du Bathonien moyen de l'Algarve (Portugal). *Rev. Fac. Sci., Lisboa*, 2<sup>ème</sup> série, 17, 2, pp. 515-542.
- RUGET CH. (1985) - Les foraminifères (Nodosariidés) du Lias de l'Europe occidentale. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 94, 272 p., 48 fig., 9 tabl., 48 pl.
- SALVAN H. M. (1974) – Les séries triasiques du Maroc : comparaison avec les homologues d'Algérie et de Tunisie : Nouvelles possibilités d'interprétation. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, t. 35, n° 255, pp. 7-25.



- SALVAN H. M. (1984) – Les formations évaporitiques du Trias marocain: Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paléoclimatologiques. Quelques réflexions. *Rev. Géol. Dyn. géogr. Phys.*, 25, 3, pp. 187-203.
- SAMSON Y. (1997) – Une crypto-microfaune de foraminifères dans les biohermes à spongiaires du Bathonien normand. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Stuttgart, H. 3, pp. 129-150.
- SAMSON Y., JANIN M. C., BIGNOT G., GUYADER J. & BRETON G. (1992) – Les Globuligerines (foraminifères planctoniques) de l'Oxfordien inférieur de Villers-Sur-Mer (Calvados, France) dans leur gisement. *Rev. Paléobiol.*, Genève, vol. 11, n° 2, pp. 409-431.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1959) - la zone à *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) nel Lias dell'Appennino meridionale. *Giorn. Geol.* (Bologna), vol. 27, pp. 115-139.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) – Ricerche biostratigrafiche nei Mesozoico dell'Appennino meridionale. *Giorn. Geol.* (Bologna). ser. 2a, vol. 29: 159-302.
- SCHEIBNER C. & REIJMER J. J. G. (1999) – Facies Patterns within a Lower Jurassic Upper Slope to Inner Platform Transect (Jbel Bou Dahar, Morocco). *Facies*, Erlangen, 41, pp. 55-80, Pl. 12-18, 10 fig.
- SCHLAGER W. (1999) - Sequence stratigraphy of carbonate rocks. Coord. THOMASSON M. R. & LAWYER L., *Geologic column*. A??
- SCHROEDER R., GUELLAL S. & VILA J.-M. (1975) - *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI-MORANO, 1968 dans le Malm du Djbel Téioualt (Constantinois, Algérie). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 68, n° 2, pp. 319-326.
- SEBAI A., FERAUD G., BERTRAND H., & HANES J. (1992) – <sup>40</sup>Ar /<sup>39</sup>Ar dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the central Atlantic rift. *Earth & Planet. Sci. Letters*, 104, pp. 455-472.
- SEPTFONTAINE M. (1971) - Micropaléontologie comparée du Dogger du Jura méridional (France) et les Alpes médianes plastiques romandes (Suisse). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 64, n° 3, pp. 437-458.
- SEPTFONTAINE M. (1977) – Niveaux à foraminifères (Pfenderinae et Valvulininae) dans le Dogger des Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 70, n° 2, pp. 599-625.
- SEPTFONTAINE M. (1977) - *Bullopore tuberculata* (SOLAS) et autres Foraminifères fixés du Dogger des préalpes médianes. Relation singulière avec le microfacies. *Arch. Sci. Genève*, vol. 30, fasc. 1, pp. 65-76.
- SEPTFONTAINE M. (1978) - Présence d'*Archaeosepta platierensis* WERNLI, 1970 dans le Jurassique briançonnais des Préalpes. Importance stratigraphique ; relation avec le microfaciès et la paléogéographie. *Notes Lab. Paléont. Genève*, 2, pp. 1-6.
- SEPTFONTAINE M. (1978) - *Chablaisia* n. gen. Un nouveau genre de Foraminifère du Jurassique briançonnais (nappe des Préalpes médianes). *Arch. Sci. Genève*, vol. 31, fasc. 1, pp. 39-50.
- SEPTFONTAINE M. (1978) - Les genres *Pfenderina* HENSON 1948 et *Lituonella* SCHLUMBERGER 1905 (Foraminifères) dans le Dogger briançonnais et des préalpes. Implications biostratigraphiques pour le domaine des couches à *Mytilus* et relation avec la

- provenance mésogéen. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 71, n° 2, pp. 321-345.
- SEPTFONTAINE M. (1981) - Les Foraminifères impéforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque : Détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 23, n° 3/4, pp. 169-203.
- SEPTFONTAINE M. (1984) - Biozonation à l'aide des Foraminifères imperforés de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut-Atlas (Maroc). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 27, n° 3, pp. 209-229.
- SEPTFONTAINE M. (1986) - Milieux de dépôts et foraminifères (Lituolidés) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 28, n° 4, pp. 255-289.
- SEPTFONTAINE M. (1988) - Vers une classification évolutive des Lituolidés (Foraminifères) jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée. *Rev. Paléobiol.*, Genève, vol. spéc. n° 2, Benthos'86, pp. 229-256.
- SEPTFONTAINE M., ARNAUD-VANNEAU A., BASSOULLET J. P., GUSIC Y., RAMALHO M., & VELIC I. (1991) - Les Foraminifères imperforés des plates-formes carbonatées jurassiques. Etat des connaissances et perspectives d'avenir. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, Lausanne, vol. 80, n° 3, pp. 255-277.
- SEPTFONTAINE M. & DE MATOS J. E. (1998) - *Pseudodictyopsella jurassica* n. gen., n. sp., a new foraminifera from the early middle Jurassic of the Musandam Peninsula, N. Oman mountains; sedimentological and stratigraphical context. *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 41, n° 1, pp. 71-87.
- SICHLER B., OLIVET J. L., AUZENDE J. M., JONQUET H., BONNIN J. & BONIFAY A. (1980) - mobility of Morocco. *Canada J. Earth Sc.*, 17, 11, p. 1546-1558.
- SOCIETE CHERIFIENNE DES PETROLES (1966) - Le bassin du Sud-Ouest marocain. In : Bassins sédimentaires du littoral africain: Symp. New Delhi. *Assoc. Serv. Géol. Africains*, Paris, I, pp. 5-26.
- SOUHEL A. (1996) - Le mésozoïque dans le Haut Atlas de Beni-Mellal (Maroc). Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique. *Thèse Doctorat es-Sciences*, Marrakech, 235 p. + bibliographie.
- SOUID AHMED K. (1983) - Etude tectonique et microtectonique des injections de Trias dans le bassin d'Essaouira pendant les compressions alpines dans l'avant pays atlasique (Maroc). *Thèse de 3<sup>ième</sup> cycle*, Montpellier. 101 p.
- STAMM R. & THEIN J. (1982) - Sedimentation in the Atlas Gulf III: Turonian Carbonates. In: VON RAD U., HINZ K., SARNTHEIN M. & SEIBOLD E. (Edits): *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 459-474.
- STECKLER M. S. & WATTS A. B. (1978) - Subsidence of Atlantic-type continental margin off New York. *Earth & Planet. Sci. Letters*, 36, pp. 359-362.
- STEINER C., HOBSON A., FABRE P., STAMPFLI G. M. & HERMANDEZ J. (1988) - Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary Islands) : Witness of Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic. *Geol. Soc. America Bull.*, pp. 1304-1317.
- STETS J. (1992) - Mid-jurassic events in the Western High Atlas (Morocco). *Geol. Rundsch.*, Stuttgart, 81, 1, pp. 69-84.

- STETS J. & WURSTER P. (1982) – Atlas and Atlantic structural relation. *In: VON RAD U., HINZ K., SARNTHEIN M. & SEIBOLD E. (Edits): Geology of the Northwest African continental margin.* Springer- Verlag, Berlin, pp. 69-85.
- STRASSER A. (1986) - Ooids in Purbeck limestones (lowermost cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33/5, pp. 711-727.
- STRASSER A. (1988a) - Shallowing-upward sequences in Purbekian peritidal carbonates (Lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, 35, pp. 369-383.
- STRASSER A. (1988b) - Enregistrement sédimentaire de cycle astronomique dans le Portlandien et Purbeckien du Salève (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci. Genève*, vol. 41, fasc. 1, pp. 85-97.
- STRASSER A. (1991) - Lagoonal-peritidal sequences in carbonates environments: autocyclic processes. *In: EINSELE et al (Edts). Cycles and events in stratigraphy.*
- STRASSER A. (1994) - Milankovitch cyclicity and high-resolution sequence stratigraphy in lagoonal-peritidal carbonates (Upper Tithonian - Lower Berriasian, French Jura Mountains). *Sp. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 19, pp. 285-301.
- STRASSER A. & DAVAUD E. (1983) - Black pebbles of the Perbuckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Ecolgae geol. Helv.*, Bâle, vol. 76, pp. 551-580.
- TAJ-EDDINE K. (1991) – Le Jurassique terminal et le Crétacé basal dans l'Atlas atlantique (Maroc): biostratigraphie, sédimentologie, stratigraphie séquentielle et géodynamique. *Thèse Doctorat es-Sciences*, Marrakech, 289p. (parue dans *Strata*, Toulouse, sér.2, vol. 16, 1992).
- TAJ-EDDINE K. & DRESNAY R. DU (1985) - La série mésozoïque du bassin de safi et d'Essaouira. Livret-guide, Excursion n° 2. *In: P.I.C.G. U.N.E.S.C.O, n°183. West african mesozoic and cenozoic correlation.* Vième conférence internationale, Marrakech, Maroc, pp. 41-44 (ronéotypé).
- TAJ-EDDINE K., REY J. & DRESNAY R. DU (1985) – La série mésozoïque des bassins de Safi et d'Essaouira. *PICG-UNESCO n° 183. West african mesozoic and cenozoic correlation.* Vième conférence internationale. Vième Conférence scientifique internationale, Marrakech (Maroc).
- TASLI K. (1993 ) - Micropaléontologie, stratigraphie et environnement de dépôt des séries jurassiques à facies de plate-forme de la région de Kale-Gümüşhane (Pontides orientales, Turquie). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 36, n° 1, pp. 45-65.
- TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1978) – Pollens des niveaux sédimentaires associés aux basaltes du Trias sur la bordure septentrionale du Maroc central. Précisions stratigraphiques. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, t. 40, n° 275, pp. 135-146.
- TERQUEM M. O. (1970) - Les foraminifères des systèmes oolithiques, genre *Frondicularia*, *Flabellina*, *Nodosaria*, *Dentalina* etc....de la zone à *Ammonites parkinsoni* du Fontoy (Moselle). *Mém. Acad. Imper. Metz*, pp. 137-273, pl. 22-29.
- THIERRY J. (2003) - Les ammonites du Bathonien-Callovien du Boulonnais : biodiversité, biostratigraphie et biogéographie. *Geobios*, 36, pp. 93-126.
- TINTANT H. (1966) - La notion d'espèce en paléontologie. *In : Mise à jour scientifique*, t. 1, n° 3, pp. 273-294.

- TIXERONT M. (1973)** – Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères stratiformes, syngénétiques et familières des formations permo-triasiques du couloir d'Argana, Haut Atlas occidental (Maroc). *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, t. 33, n° 249, pp. 147-177.
- TIXERONT M. (1974)** – Carte géologique et minéralisations du couloir d'Argana. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 205.
- TOUFIQ A., BELLIER J. P., BOUTAKIOUT M. & FEINBERG H. (2002)** - La coupe d'Ouled Haddou (Rif externe oriental) : un affleurement continu de la transition Crétacé-Paléogène au Maroc, révélé par les foraminifères planctoniques. *C. R. Geoscience*, 334, pp. 995-1001.
- TRAPPE J. (1992)** – Microfacies zonation and spatial evolution of a carbonate ramp: marginal Moroccan Phosphate sea during the Paleogene. *Geol. Rundsch.*, Stuttgart, 81, 1, pp. 105-126.
- TRIBOVILLARD N., TRENTESAUX A., TRICHET J. & DEFARGE C. (2000)** – A Jurassic counterpart for modern Kopara of the Pacific atolls : Lagoonal, organic matter –rich, laminated carbonate of Orbagnoux (Jura Mountains, France). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, Amsterdam, vol. 156, pp. 277-288.
- VAIL P. R., AUDEMARD F., BOWMAN S. A., EISNER P. N. & PEREZ-CRUZ C. (1991)** - Cycles and events in stratigraphy. *Springer Verlag*, Berlin, 617-665.
- VAIL P. R., COLIN P., DU CHENE R. J., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEF V. (1987)** - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. 3, n° 7, pp. 1301-1321.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M., TOOD R. G., WIDMIER J. M., THOMPSON S., SANGREE J. B., BUBB J. N. & HATMEDID W. J. (1977)** – Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In : PAYTON C. E. (Ed) : Seismic stratigraphy : application to hydrocarbon exploration, *A. A. P. G. Mem.*, Tulsa, vol. 26, pp. 49-212.
- VALET G. (1979)** - Essai évolutif et phylogénétique des dasycladales actuelles. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 3, n° 2, pp.855-857.
- VALET G. (1979)** - Approche paléocéologique du monde des Dasycladales à partir de l'écologie des formes actuelles. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 3, n° 2, pp.859-866.
- VAN-BUCHEM F. S. P. & KNOX R. W. B. (1998)** - Lower and Middle Liassic depositional sequences of Yorkshire (U.K.). In : DE GRACIANSKY P.-C., HARDENBOL J., JACQUIN T. & VAIL P. R. (Edts): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. *Soc. Sedimentary Geology*, Spe. Publi. N° 60, pp. 545-559.
- VAN HOUTEN F. B. (1977)** – Triassic-Liassic deposits of Morocco and Eastern North America : comparison. *A. A. P. G. Bull.*, Tulsa, vol. 61, 1, pp. 79-99.
- VELIC I. (1977)** - Jurassic and Lower Cretaceous assemblage-zones in Mt. Velika Kapela, Central Croatia. *Acta Geol.*, Zagreb, vol. IX/2, pp. 16-32.
- VILLEGGER M. (1997)** – The Upper Devonian Nisku pinnacle reefs of west-central Alberta (Canada) : subsurface and outcrop evidence for subtle structural control on reef inception. *Bull. Soc. géol. France*, t. 168, n° 4, pp. 445-450.
- VINCENT E., CEPEC P., SLITER W. V., WESTBERG M. J. & GARTENER S.**

- (1980) – Biostratigraphy and depositional history of the Moroccan basin, Eastern North Atlantic, Deep Sea Drilling Project Leg 50. In : LANCELOT Y. WINTERER L. *et al.*, *Initial Repts. DSDP*, 50, Washington : U. S. Govmt. Printing Office, pp. 775-800.
- VIOTTI C. (1966) - Résultats stratigraphiques du sondage Puerto cansado 1 du bassin côtier de Tarfaya. In : Le bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional). *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 175, pp. 225-248.
- VON RAD U. & ARTHUR M. A. (1979) – Geodynamic, sedimentary and volcanic of the Cape Bojador continental margin (NW Africa). In: TALWANIM. *et al.* (Eds) : Deep Drilling results in the Atlantic Ocean : continental margins and paleoenvironment. M. Ewing series, 3, *Amer. Geophys. Union*, pp. 187-203.
- VON RAD U. & EINSELE G. (1980) – Mesozoic-Cenozoic subsidence history and paleobathymetry of the northwest African continental margin (Aaiun basin to DSDP Site 379). In: KENT *et al.* (Eds) : The evolution of passive continental margins in the light of recent deep drilling results. *Phil. Tran, Royal Soc.*, A, 294, pp. 37-50.
- VON RAD U., HINZ K., SARNTHEIN M. & SEIBOLD E. (Edts, 1982) - Geology of the Northwest African continental margin. *Springer- Verlag*, Berlin, 703p.
- WALKER R. G. (1984) - Facies models. *Geoscience Canada*, Reprint serie 1, 317p.
- WALKER R. G. & CANT G. J. (1984)- -Sandy Fluvial Systems. Facies models., *Geoscience Canada*, Reprint serie 1, pp. 71-89.
- WERNLI R. (1970) - *Archaeosepta platierensis* WERNLI, n. gen, n. sp., un nouveau foraminifère du Dogger du Jura méridional. *C. R. Séances Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, n. sér., vol. 5, n° 1, pp. 87-93,.
- WERNLI R. (1971) - Les Foraminifères du Dogger du Jura méridional (France). *Arch. Sci., Genève*, vol. 24, fasc. 2, pp. 305-364.
- WERNLI R. (1971) - *Planüinvoluta carinata* LEISCHNER 1961 (Foraminifères) dans l'Aalénien supérieur du Jura méridional (France). *Arch. Sci., Genève*, vol. n° 24, 2, pp. 219-226.
- WERNLI R. & JACQUET J. M. (1972) - Le Bathonien et la Callovien du col du Sac (Grand-Crédo, Ain, France). *C. R. Séances Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, n. sér., vol. 7, n° 1, pp. 23-30.
- WERNLI R. & METZGER J. (1990) - *Callorbis minor*, n. gen., n. sp., un nouveau foraminifère des calcaires échinodermiques du Bajocien du Jura (France). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 83, n° 1, pp.163-175.
- WERNLI R. & SEPTFONTAINE M. (1971) - Micropaléontologie comparée du Dogger du Jura méridional (France) et des préalpes médianes plastiques (Suisse). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 64, n° 3, pp. 437-458.
- WESTPHAL M. MONTIGNY R., THUISAT R., BARDON C., BOSSERT A., HAMZEH R & ROLLEY J. P. (1979) – Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et créacé du Maroc. *Canad. J. Earth Sci.*, 16, pp. 2150-2164.
- WEYNSCHENK R. (1959) - Some rare Jurassic index foraminifera. *Micropaleontology*, New York, vol. 2, n° 3, pp. 283-286.
- WIEDMANN J., BUTT A. & EINSELE G. (1978) – Vergleich von marokkanischen

- Kreide-Küstenaufschüssen und Tiefseebohrungen (DSDP) : Stratigraphie, Paläoenvironment und Subsidenz an einem passiven Kontinentalrand. *Geol. Rundsch.*, Stuttgart, 67, 2, pp. 454-508.
- WIEDMANN J., BUTT A. & EINSELE G. (1982) – Cretaceous stratigraphy, environment and subsidence history of the Moroccan continental margin. In: VON RAD U., HINZ K., SARNTHEIN M. & SEIBOLD E. (Edts, 1982) - *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 366-395.
- WILSON L. M. (1981) – Circum-North Atlantic tectono-stratigraphic reconstruction. *Canada Soc. Pet. Geol. Mem.*, 7, p. 167-184.
- WINTERER E. L. & HINZ K. (1984) – Results of DSDP Leg 79 of the Mazagan Plateau off Central Morocco. A synthesis. . In : HINZ K., WINTERER E. L. *et al. Initial Repts. DSDP*, Washington D.C., (U.S. Gvmt. Printing Office), 79, pp. 893-919.
- WITTAM O. (1988) – Etude stratigraphique et sédimentologique de la série mésozoïque du bassin de Safi. *Thèse de 3<sup>ième</sup> cycle*, Marrakech, 215p.
- WITTAM O., TAJ-EDDINE K. & REY J. (1987) – Précisions stratigraphiques sur la série mésozoïque de la région de Safi. *VI ième Confér. PICG-UNESCO*, Rabat, 29-30, Résumé, p. 7.
- WRIGHT V. P., RAMALHO M. & AZEREDO A. C. (1997) – The Cabacos beds (Upper Jurassic) of Portugal. *18 th I.A.S. Regional European Meeting of Sedimentology*, Heidelberg, Abstrat, p. 367.
- WURSTER P. & STETS J. (1982) – Sedimentation in the Atlas Gulf. II : Mid-Cretaceous Events. In : VON RAD U., HINZ K., SARNTHEIN M. & SEIBOLD E. (Edts, 1982) - *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 439-458.
- ZANINETTI L. (1975) - *Involutinacea BUTSCHLI 1880, nom. Transl., une super-famille de foraminifères du sous-ordre des Rotaliina DELAGE & HEROUARD 1890. C. R. Séances, Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 10, n° 2, -3, pp. 130-132.
- ZEIGLER P.A. (1988) – Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys. *A. A. P. G. Mem.*, Tulsa, 43, 198 p.
- ZÜHLKE R. & BECHSTÄDT T. (1998?) Stratigraphy forward modelling of reef-rimmed carbonate shelf/basin transitions and their physical controls. *Rapport DFG*, Berlin, 45p.
- ZÜHLKE R., BOUAOUDA M., OUAJHAIN B., BECHSTÄDT T. and LEINFELDER R. - Quantitative Meso-/Cenozoic Development of the Eastern Central Atlantic Continental Shelf, Onshore Agadir Basin, Morocco, *Marine and Petroleum Geology (sous presse)*.

<i>Les bassins atlantiques marocains</i>	1
<i>Première partie</i>	1
<i>Introduction générale</i>	1
<i>1-But de l'étude et intérêt</i>	1
<i>2-Cadre géologique général</i>	2
<i>3-Histoire de l'évolution de la marge Nord-Ouest africaine</i>	4
<i>4-Différentes appellations et limites du bassin</i>	5
<i>5-Historique</i>	6
<i>6-Méthodes et données utilisées</i>	8
<i>Deuxième partie</i>	11
<i>Le remplissage sédimentaire des bassins atlantiques marocains pendant l'intervalle</i>	11
<i>Lias-Kimmeridgien inférieur</i>	11
<i>Lithostratigraphie</i>	11
<i>Chapitre I : Introduction</i>	11
<i>1- Introduction / Discussion</i>	11
<i>2-Découpage lithostratigraphique</i>	12
2-1 Arguments présentés pour la nouvelle nomenclature et résultats	12
2-2-Les modalités du remplissage sédimentaire	13
<i>Chapitre II :</i>	17
<i>Les parties occidentales du bassin atlantique marocain :</i>	17
<i>Description lithologique et biostratigraphique du remplissage sédimentaire</i>	17
<i>1-Formation Arich Ouzla</i>	17
1-1-Coupe -type : Coupe d'Arich Ouzla	21
1-2-Variations latérales	22
a-Coupe de la saline d'Ida Ou Azza (coupe n° 2)	22
1-3-Biostratigraphie	24
1-4-Synthèse lithostratigraphique de la Fm. Arich Ouzla	24
<i>2-Formation Amsittène</i>	27
2-1-Introduction	28
2-2-Description de la coupe- type : coupe du Jbel Amsittène (localité Arich Ouzla).	29
2-3- Variations latérales	31
a-Coupe-type : coupe de l'oued Tizgui	31
b-Description de la coupe d'Anklout ( <i>in</i> Bouaouda, 1987, p. 92)	31
c-Coupe de Tazenthoute	33
2-4-Evolution sédimentaire et paléogéographie:	33
2-5-Biostratigraphie	33
-Remarque	33

-Biostratigraphie de la formation Amsittène dans le bassin d'Agadir _____	34
-Discussion et réflexions : _____	34
<b>2-6-Synthèse lithostratigraphique de la Fm Amsittène _____</b>	<b>35</b>
<b>3-Formation Id Ou Moulid _____</b>	<b>35</b>
<b>3-1-Introduction _____</b>	<b>37</b>
<b>3-2-Description de la coupe -type : coupe d'Id Ou Moulid (fig. 10) _____</b>	<b>38</b>
<b>3-3-Variations latérales _____</b>	<b>41</b>
a-Coupe Id Bou Addi (fig. 3, coupe no 11) : _____	42
b-Coupe Aït As Slib (fig. 3, coupe n° 12) _____	42
c-Coupe Akesri-Tizgui (fig.3, coupe n° 2 et fig. 11) : _____	43
d-Coupe de Timoulay _____	45
e-Coupe de Tizgui (fig. 3, coupe n° 2) _____	46
f-Coupe de Tamarout (fig. 3, coupe n° 4) _____	46
g-Coupe de Tazentoute (fig. 3, coupe n° 6, et fig. 12) _____	47
<b>3-4-Biostratigraphie _____</b>	<b>49</b>
a-Bassin d'Essaouira _____	49
b-Bassin d'Agadir _____	49
<b>3-5-Synthèse lithostratigraphique de la formation Id Ou Moulid _____</b>	<b>50</b>
<b>4-Formation Ameskhroud _____</b>	<b>50</b>
<b>4-1-Introduction _____</b>	<b>51</b>
<b>4-2-Description de la coupe-type _____</b>	<b>52</b>
<b>4-3-Variations latérales _____</b>	<b>53</b>
a-Coupe de l'oued Tidili _____	55
b-Coupe de Tamarout _____	55
c-Coupe de l'oued Tizgui _____	55
d-Localité Tizgui N'Chorfa _____	56
<b>4-4-Attribution stratigraphique _____</b>	<b>56</b>
<b>4-5-Paléoenvironnements et évolution verticale _____</b>	<b>57</b>
<b>4-6-Synthèse lithostratigraphique _____</b>	<b>58</b>
<b>5-Formation Ouanamane _____</b>	<b>60</b>
<b>5-1-Introduction _____</b>	<b>61</b>
<b>5-2-Description de la coupe type : coupe de l'oued Tizgui _____</b>	<b>62</b>
a-Formation Oumssissène _____	62
b-Description de la formation Ouanamane _____	63
<b>5-3-Variations latérales _____</b>	<b>66</b>
a-Coupe d'Aït Chehrid _____	68
b-Coupe de Tagadirt _____	71
c-Coupe de Tizgui N'Chorfa _____	72
d-Description de la coupe-type (Bassin d'Essaouira) _____	77
e-Coupe d'Aït As Slib _____	80
f-Coupe d'Id Ou Moulid _____	81
<b>5-4-Biostratigraphie de la formation Ouanamane _____</b>	<b>84</b>
a-Datation directe par la macrofaune _____	86
b-Datation par les microfossiles _____	89
c-Bilan de cette étude biostratigraphique _____	92
<b>5-5-Synthèse lithostratigraphique de la formation Ouanamane _____</b>	<b>92</b>
<b>6-Formation Tidili _____</b>	<b>94</b>



<b>6-1-Introduction</b>	<b>95</b>
<b>6-2-Description de la coupe - type : Coupe de l'oued Tidili</b>	<b>99</b>
a- Sur la crête de Tidili	99
b-Variations latérales	100
c- Interprétation des paléoenvironnements:	101
<b>6-3-Variations latérales</b>	<b>101</b>
1-Bassin d'Essaouira	101
a-Description de la coupe-type du bassin d'Essaouira : Coupe d'Id Ou Moulid	101
b-Description de la coupe d'Ait As Slib	103
c- Coupe Id Bou Addi	105
2-Bassin d'Agadir	107
a-Coupe de la localité Tizgui-Anklout	107
b-Description de la coupe d'Agadirt	110
c-Coupe de Tizgui N'Chorfa	110
d-Description de la coupe d'Ait Chehid	112
<b>6-4-Evolution latérale des environnements sédimentaires</b>	<b>114</b>
<b>6-5-Biostratigraphie et problèmes de diachronisme des limites la formation</b>	<b>115</b>
I-Datation de la base de la formation	115
-Bilan	116
-Discussions :	116
II- Datation du sommet de la formation.	117
-Bilan :	118
<b>6-6-Synthèse lithostratigraphique de la formation Tidili</b>	<b>119</b>
<b>7-Formation Iggui El-Behar</b>	<b>120</b>
<b>7-1-Introduction</b>	<b>121</b>
<b>7-2-Description de la nouvelle coupe-type : Coupe d'Ait As Slib</b>	<b>122</b>
Description de la coupe-type	127
<b>7-3-Variations latérales de la formation</b>	<b>129</b>
a-Description de la coupe d'Id Bou Addi	131
b- coupe de référence d'Agadir : coupe de l'Oued Tizgui	134
c-Coupe d'Agadirt	136
d-Localité Ait Kettab	138
<b>7-4-Biostratigraphie de la formation</b>	<b>139</b>
a-Historique	139
b-Essai de datation	139
c-Bilan :	141
<b>7-5-Synthèse lithostratigraphique de la formation Iggui El-Behar</b>	<b>142</b>
<b>8-Formation Imouzzar</b>	<b>143</b>
<b>8-1-Introduction</b>	<b>154</b>
<b>8-2-Description de la coupe-type : Coupe d'Id Ou Moulid (bassin d'Essaouira).</b>	<b>154</b>
<b>8-3-Variations latérales</b>	<b>158</b>
Description sommaire de la formation dans le bassin d'Agadir.	158
<b>8-4-Biostratigraphie de la formation Imouzzar</b>	<b>160</b>
<b>8-5-Synthèse lithostratigraphique / Evolution sédimentaire</b>	<b>161</b>
<b>Chapitre III :</b>	<b>163</b>
<b>Les bordures proximales du bassin atlantique marocain :</b>	<b>163</b>
<b>I-Le Jurassique de la région d'Imi'N-Tanout</b>	<b>165</b>

<b>-Introduction</b>	<b>165</b>
<b>1-Description lithologique et biostratigraphique</b>	<b>165</b>
<b>1-1-Formation Id Ou Moulid</b>	<b>165</b>
<b>1-2-Formation Ameskhroud</b>	<b>169</b>
<b>1-3-Formation Oumssissène</b>	<b>171</b>
a-Introduction	172
b- Description de la coupe-type : coupe d'Oumssissène	173
<b>1-4-Formation Imouzzer</b>	<b>176</b>
<b>2-Synthèse lithostratigraphique</b>	<b>176</b>
<b>3-Interprétation du paléomilieu</b>	<b>177</b>
<b>3-1-Trias: argiles rouges</b>	<b>177</b>
Remarque :	181
Réflexions/Discussion : Evolution sédimentaire	182
<b>3-3-Formation Ameskhroud</b>	<b>183</b>
<b>3-4-Formation Oumssissene</b>	<b>185</b>
Interprétation :	186
Evolution à l'échelle de la formation:	187
<b>3-5-Formation Imouzzer</b>	<b>188</b>
<b>4-Attribution stratigraphique</b>	<b>188</b>
<b>4-1-Fm Id Ou Moulid</b>	<b>189</b>
<b>4-2-Formation Oumssissene</b>	<b>189</b>
<b>4-3-Fm Imouzzer</b>	<b>191</b>
<b>4-4- Bilan</b>	<b>191</b>
<b>5-Variations latérales à l'échelle du secteur d'Imi'N-Tanout</b>	<b>191</b>
<b>II - Le Jurassique du Bassin d'El Jadida</b>	<b>193</b>
<b>A-Bassin d'El Jadida (mer).</b>	<b>193</b>
<b>1- Trias- Lias basal</b>	<b>193</b>
<b>2- Lias inférieur/moyen</b>	<b>194</b>
<b>3- Dogger</b>	<b>194</b>
<b>4- Oxfordien</b>	<b>195</b>
<b>5- Kimméridgien</b>	<b>195</b>
<b>B - Bassin d'El Jadida (terre)</b>	<b>195</b>
<b>1-Introduction</b>	<b>195</b>
<b>2- Description lithologique et biostratigraphique de la région du Mouissat.</b>	<b>196</b>
a-ensemble conglomératique (3 à 3,5 m)	196
b-ensemble argilo-dolomitique (10 à 12 m)	196
c- ensemble carbonaté inférieur (10 à 12m).	197
d-Ensemble carbonaté supérieur (10 à 12 m)	198
<b>3- Synthèse lithostratigraphique</b>	<b>198</b>
<b>4- Biostratigraphie</b>	<b>200</b>

<b>5-Interprétation des milieux de dépôt</b>	<b>201</b>
<b>5-1- Ensemble conglomératique</b>	<b>201</b>
<b>5-2- ensemble argilo-dolomitique : Partie inférieure de la Fm. Oumssissène</b>	<b>201</b>
*1-Faciès	201
*2-Interprétation	202
*3-Conclusion	202
<b>5-3 Ensemble carbonaté : Partie médiane et supérieure de la Fm. Oumssissène</b>	<b>202</b>
1-Faciès	202
<b>6-Comparaison avec les travaux antérieurs / discussion</b>	<b>223</b>
<b>6-1-Mouissat</b>	<b>223</b>
<b>6-2-Bordure occidental des Rehamna</b>	<b>224</b>
<b>7- Synthèse régionale</b>	<b>224</b>
<b>Conclusion générale</b>	<b>226</b>
<b>Troisième partie :</b>	<b>229</b>
<b>Paléogéographie et Géodynamique</b>	<b>229</b>
<b>Introduction</b>	<b>229</b>
<b>I -Paléogéographie</b>	<b>229</b>
1-Lias inférieur-moyen	230
2-Domérien- Toarcien moyen	231
3-Toarcien supérieur-Aalénien inférieur	231
4-Aalénien inférieur-Bathonien moyen	232
5-Bathonien supérieur-Oxfordien pp.	235
*Interprétation eustatique:	236
6-Oxfordien pp.-Kimméridgien inférieur	237
<b>II- Interprétation géodynamique (Evolution géodynamique)</b>	<b>240</b>
<b>1- Lias inférieur-moyen</b>	<b>240</b>
a- A l'échelle régionale :	240
b- A l'échelle locale	241
<b>2-Période Domérien- Toarcien moyen</b>	<b>243</b>
Arguments stratigraphiques :	243
Interprétation :	244
Conclusion	244
<b>3-Lias supérieur-Bathonien moyen</b>	<b>244</b>
<b>4-Oxfordien p.p.-Kimméridgien inférieur</b>	<b>246</b>
Bilan :	246
Discussion	247
<b>III-Discussion et conclusion</b>	<b>248</b>
<b>Quatrième partie :</b>	<b>250</b>
<b>Microbiostratigraphie : Essai de biozonation et réflexions paléogéobiographiques</b>	<b>250</b>
<b>I- Introduction</b>	<b>250</b>
<b>II- Biozonation</b>	<b>250</b>

<b>II- 1-Essai de biozonation</b>	<b>251</b>
1-Intervalle Lias inférieur à moyen	251
a-Biozone à <i>Involutina liassica</i> (JONES):	253
2- Toarcien supérieur-Aalénien p.p.	255
a-Biozone à <i>Pseudocyclammina liassica</i> HOTTINGER (zone d'extension)	255
b-Attribution stratigraphique	255
3- Aalénien p.p.-Bajocien inférieur/moyen	256
a-Biozone à <i>S. dubari</i> CONRAD & PEYBERNES et <i>Mesoendothyra croatica</i> GUSIC (zone d'intervalle)	256
b-Attribution stratigraphique	256
4- Bajocien p.p.-Bathonien moyen	256
4-1- Partie subsidente du bassin	256
a-Biozone à <i>Pfenderella arabica</i> REDMOND (zone d'extension partielle)	256
b-Attribution stratigraphique	257
4-2-Bordures du bassin	257
a-Biozone à <i>Pseudocyclammina maynci</i> HOTTINGER (zone d'intervalle)	257
b-Répartition :	257
c-Attribution stratigraphique :	257
5- Bathonien supérieur-Callovien inférieur	258
Introduction:	258
5-1- Partie subsidente du bassin	260
a-Biozone à <i>Archaeosepta platierensis</i> WERNLI (zone d'extension)	260
b-Biozone à <i>Andersenolina palastiniensis</i> (HENSON) (zone d'extension).	260
c-Attribution stratigraphique	260
5-2-Bordures du bassin	261
a-Biozone à <i>Praekurnubia crusei</i> (zone d'extension partielle)	262
b-Répartition :	262
c-Attribution stratigraphique	262
5-3-Conclusion :	262
6- Callovien inférieur p.p.-Oxfordien inférieur	263
Introduction	263
6-1- Faciès de mer ouvert	263
a-Biozone à <i>Everticyclammina</i> sp. et <i>Lenticulina</i> sp. (zone d'association)	263
b-Attribution stratigraphique	264
6-2-Faciès calcaires agités et bordures médianes du bassin	266
6-3-Bordures orientales et nord-orientales du bassin	266
a- Biozone à <i>Megaporella boulangeri</i> DELOFFRE & BEUN (zone d'extension partielle)	266
b- Biozone à <i>Kurnubia variabilis</i> REDMOND (zone d'extension)	267
c- Biozone à <i>Valvulina lugeoni</i> SEPTFONTAINE et <i>Nautiloculina</i> sp. (zone d'intervalle)	267
d- Biozone à <i>Cylindroporella</i> cf. <i>arabica</i> ELLIOTT (zone d'extension)	268
6-4-En conclusion	268
7- Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur	268
7-1-faciès vaseux de faible énergie (Parties ouests du bassin)	268
b-Sous-biozone à <i>Alveosepta jaccardi</i> et <i>Everticyclammina</i> cf. <i>virguliana</i> (Oxfordien supérieur)	269
c-Sous-biozone à <i>Alveosepta jaccardi</i> et <i>Neokilianina rahonensis</i> (Kimméridgien inférieur p.p.)	270
7-2-Faciès de haute-énergie ou d'affinité para-récifale	271
Biozone à <i>Bulloporella tuberculata</i> (SOLLAS) et <i>Tubiphytes morronensis</i> CRESCENTI (zone d'association)	271
<b>II-2-Comparaison avec d'autres échelles.</b>	<b>264</b>
1-Comparaison	264
2- Résultats / Bilan de la comparaison	269
<b>III-Répartition stratigraphique des foraminifères</b>	<b>271</b>

1- Bathonien supérieur et passage au Callovien _____	273
2- Callovien inférieur - Oxfordien inférieur _____	273
3- Oxfordien moyen - supérieur _____	277
4- Oxfordien terminal-Kimméridgien inférieur _____	278
<b>IV-Paléobiogéographie</b> _____	<b>278</b>
1-Bathonien supérieur _____	278
2- Callovien inférieur- Oxfordien inférieur _____	279
3- Oxfordien moyen et supérieur _____	279
4. Oxfordien terminal - Kimméridgien inférieur p.p. _____	280
5-Variabilité des caractères morpho-structuraux de l'espèce <i>Aveosepta jaccardi</i> _____	280
6- Relation entre diversité spécifique et les événements géodynamiques _____	281
<b>V-Conclusion générale à la biostratigraphie</b> _____	<b>283</b>
<b>Cinquième partie</b> _____	<b>288</b>
<b>MICROPALÉONTOLOGIE</b> _____	<b>288</b>
<b>I-Introduction :</b> _____	<b>288</b>
<b>II-Description paléontologique de quelques foraminifères</b> _____	<b>289</b>
<b>Sixième partie</b> _____	<b>307</b>
<b>CONCLUSION</b> _____	<b>307</b>
<b>I - Lithostratigraphie</b> _____	<b>307</b>
<b>II - Biostratigraphie</b> _____	<b>308</b>
1-Lias moyen _____	311
2-Toarcien supérieur-Aalénien basal _____	311
3-Aalénien p.p.-Bathonien moyen _____	311
4-Bathonien supérieur _____	311
5-Callovien inférieur-Oxfordien basal _____	312
6-Oxfordien p.p.-Kimméridgien inférieur _____	312
<b>III - Paléogéographie</b> _____	<b>312</b>
<b>IV - Histoire du bassin</b> _____	<b>313</b>
1-Trias-Lias basal _____	313
2-Lias inférieur / moyen _____	313
3-Domérien supérieur-Toarcien moyen _____	313
4-Toarcien supérieur-Aalénien _____	314
5-Aalénien p.p.-Bathonien moyen _____	317
6-Bathonien supérieur-Kimméridgien inférieur _____	317
<b>BIBLIOGRAPHIE</b> _____	<b>322</b>

