

Circuit C11 / Tour C11

HAUT ATLAS OCCIDENTAL

Western High Atlas

par / by

Fida MEDINA, Mohammed ET-TOUHAMI, Paul E. OLSEN,
Mohammed-Saïd BOUAOUDA, Mohamad HAFID & El-Mostafa ETTACHFINI

Comme pour les autres volumes, cette figure
manque

Circuit C11 / Tour C11
Haut Atlas occidental
Western High Atlas

F. MEDINA¹, M. ET-TOUHAMI², P.E. OLSEN³, M.S. BOUAOUDA⁴,
M. HAFID⁵ & E.M. ETTACHFINI⁴

Un bassin atlantique déformé / 3 jours, 800 km
A deformed Atlantic Basin / 3 days, 800 km drive

Points clés : L'itinéraire fait découvrir la partie du bassin marginal atlantique d'Essaouira-Agadir qui a été déformée et incorporée au Haut Atlas occidental lors du plissement alpin. L'accent est mis sur la stratigraphie du Trias, époque du rifting de l'Atlantique central, et sur celle du Jurassique, époque où se différencie le bassin entre un domaine oriental lagunaire et un domaine occidental marin subsident. La série crétacée-éocène du golfe atlantique est également illustrée. Du point de vue structural, la région parcourue illustre particulièrement le rôle de la tectonique salifère (décollement, diapirisme) avant et pendant le plissement.

Highlights : *This tour introduces to the geology of that part of the Essaouira-Agadir Basin of the Atlantic margin that was deformed and incorporated into the High Atlas Belt during the Alpine orogeny. Emphasis is put on the stratigraphy of the Triassic, which corresponds to the Central Atlantic rifting process, and of the Jurassic, during which the basin evolved with a lagoonal eastern part and a deep marine western part, respectively. The Cretaceous-Eocene succession of the Atlantic gulf is also illustrated. From the structural point of view, the importance of salt tectonics before and during folding will be particularly illustrated.*

¹ Université Mohammed V Agdal, Institut Scientifique, Département de Géologie, Laboratoire de Géologie et Télé-détection (URAC 46), BP 703 Agdal, Rabat, Maroc. E-mail : medina@israbat.ac.ma

² Université Mohammed Premier, Faculté des Sciences, Département de Géologie, Oujda, Maroc. E-mail : mohammed_et_touhami@yahoo.com

³ Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, 61 Rt. 9W, Palisades, New York 0964-1000, Etats-Unis. E-mail : polsen@ldeo.columbia.edu

⁴ Université Chouaïb Doukkali, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 20, El Jadida, Maroc. E-mail : bouaoudasaid@yahoo.fr, emettachfini@yahoo.fr

⁵ Université Ibn Tofail, LPGERN, Faculté des Sciences, Kénitra, BP 133, 14000 Kénitra, Maroc. E-mail : hafidmo@yahoo.com

Documents à emporter ou consulter :

- ♦ Carte routière du Maroc, échelle 1/1 000 000 ou supérieure. Voir le site http://www.mtpnet.gov.ma/MET_New/Fr/MenuServices/Services/Carte+routi%C3%A8re.htm
- ♦ Volume 1 des Nouveaux Guides ;
- ♦ Carte géologique du Maroc au millionième, feuille nord. Disponible au Ministère de l’Energie et des Mines, Service Documentation et Publications, www.mem.gov.ma ;
- ♦ Carte géologique du Maroc au 1/500 000, feuille Marrakech (épuisée) ;
- ♦ Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuilles Argana, Imi n’Tanout, Taghazout et Tamanar ;
- ♦ Cartes topographiques au 1/50 000, feuilles Ichemram, Imouzzer des Ida-ou-Tanane, Taghazout ;
- ♦ Carte géologique et gîtologique des Jbilet au 1/200 000 (par P. Huvelin, 1972) ;
- ♦ Carte géologique de la Meseta entre Mechrâ Benabou et Safi au 1/200 000 (par M. Gigout, 1954)

Echelle des temps géologiques : L’échelle internationale, édition 2009, est donnée en Annexe 2, en fin de volume. Dans cette nouvelle charte, l’âge de la limite Pliocène-Quaternaire est passé de 1,8 à 2,6 Ma. Ce changement n’est pas pris en compte dans les pages qui suivent.

J1 : Marrakech-Agadir via Argana (260 km)

Itinéraire et thèmes (figs. 1.1, 1.2) : Ce trajet comporte deux centres d’intérêt : 1) dans le NE du Haut Atlas occidental, la stratigraphie du Jurassique du bassin d’El-Jadida – Agadir ; 2) dans le couloir d’Argana, la stratigraphie du Permien supérieur et Trias du bassin d’Argana, premier cycle sédimentaire post-hercynien lié au rifting de la Pangée.

Route and topics (figs. 1.1, 1.2) : This trip has two major topics : i) the stratigraphy of the El Jadida-Agadir Basin in the north-eastern part of the Western High Atlas ; and ii) the stratigraphy of the Upper Permian-Upper Triassic deposits in the Argana corridor, which record the first post-Variscan sedimentary cycle coeval with the Pangaea break-down.

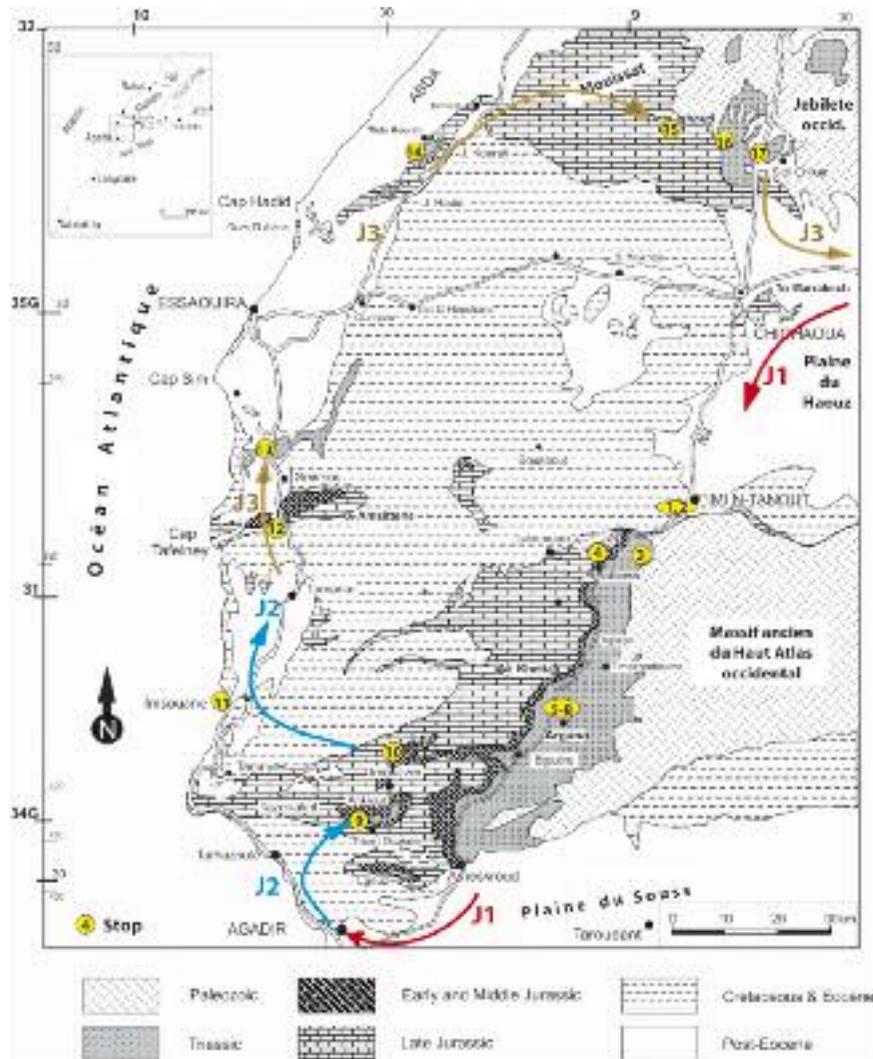


FIG. 1.1 : Itinéraire général sur une carte géologique simplifiée du bassin d’El Jadida-Agadir, avec localisation des principaux arrêts.

FIG. 1.1 : General itinerary on a simplified geological map of the El Jadida-Agadir basin, with location of the main arrêts.

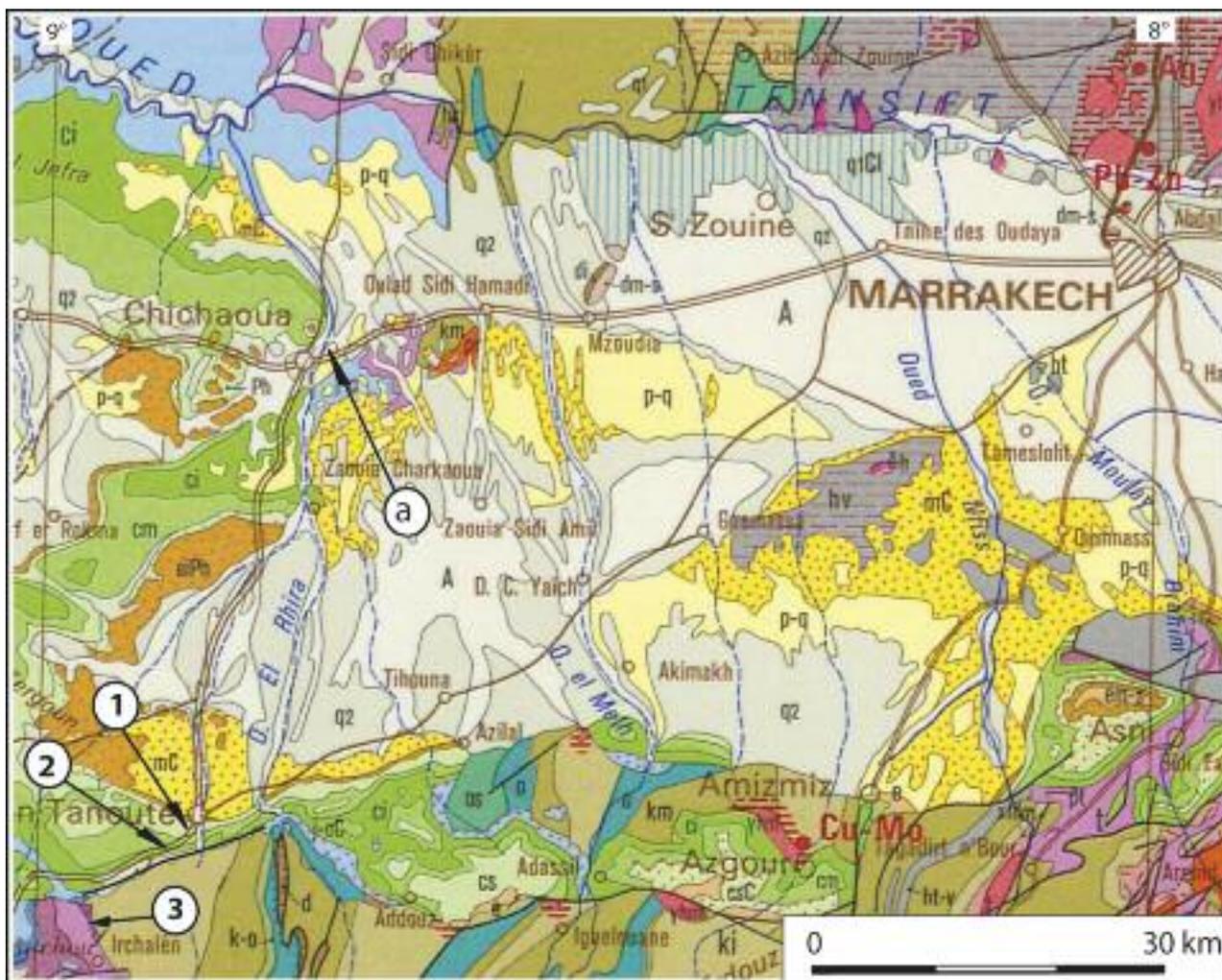


FIG. 1.2 : Itinéraire du début du circuit et localisation des stops (a : arrêt optionnel). Légende : voir Annexe 1 en fin de volume.

FIG. 1.2 : Itinerary of the first part of the tour and stop location (a : optional stop). Caption : see Appendix 1 at the end of the volume.

I. Le Haut Atlas occidental, un bassin marginal atlantique déformé

Les formations mésozoïques de l'Ouest marocain affleurent le long de la côte atlantique depuis Casablanca jusqu'à Agadir à l'intérieur du bassin d'El Jadida-Essaouira-Agadir, dont la partie sud est désignée sous le nom de bassin d'Essaouira-Agadir. Elles s'étendent vers l'ouest dans la marge continentale offshore. La limite extrême du bassin marginal vers l'ouest coïncide avec celle du bassin évaporitique triasique et avec la limite probable entre croûte continentale et croûte océanique, reflétée par l'anomalie magnétique « S ». La partie méridionale du bassin d'Essaouira-Agadir, limitée par la zone de faille du Tizi n'Test (ou d'Agadir) de direction ENE-WSW, appartient à la chaîne du Haut Atlas ; elle est déformée par la tectonique compressive tertiaire, conséquence de la collision Afrique-Europe. La partie septentrionale, entre Essaouira et El Jadida, est dépourvue de toute déformation impor-

tante récente au nord du système Jbel Hadid-Kourati ; elle est localisée dans le bloc relativement stable de la Meseta.

On distingue trois périodes majeures dans l'histoire du bassin (fig. 1.3) :

- Un stade synrift en rapport avec le rifting de l'Atlantique central, qui a démarré pendant l'Anisien/Ladinien, voire dès la fin du Permien, pour durer jusqu'à l'Hettangien. Les dépôts pendant ce stade sont principalement des couches rouges et du sel, visibles dans le couloir d'Argana et le bassin de Sidi Chiker, forées à Essaouira et dans les Doukkala plus au nord. Le paroxysme volcanique eut lieu à la fin du Trias (Province magmatique de l'Atlantique central, CAMP). La tectonique est dominée par des structures extensives ayant en général la forme de demi-grabens de 20 km de large, de direction NNE-SSW (Argana, Sidi Chiker, Meskala).
- Un stade post-rift, du Lias à l'Eocène, durant lequel se

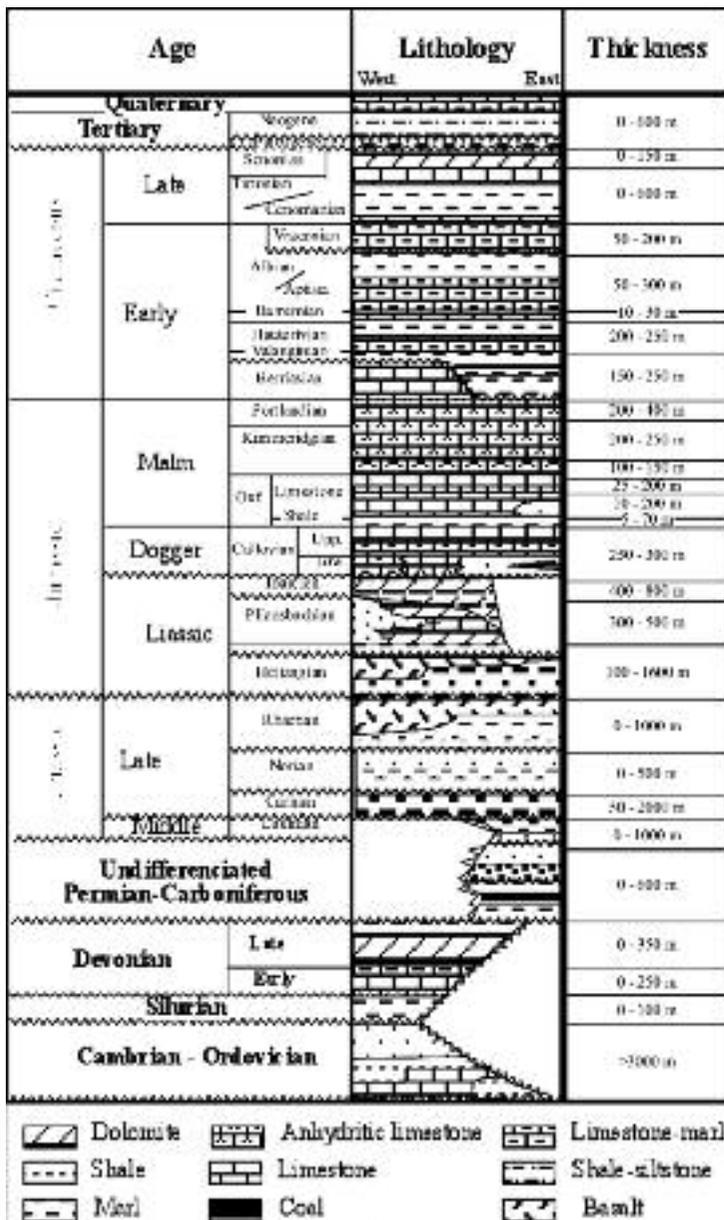


FIG. 1.3 : Colonne stratigraphique synthétique des formations du Haut Atlas occidental (modifié d'après Broughton & Trépanier, 1993).

FIG. 1.3 : Synoptic stratigraphic column of the western High Atlas formations (modified from Broughton & Trépanier, 1993).

sont déposées d'épaisses séries de calcaires et de marnes sur le plateau continental. La sédimentation était contrôlée par la variation du niveau marin, l'halocinèse et une tectonique mineure en extension. La subsidence était plus rapide entre la fin du Jurassique et l'Albien-Cénomaniens.

- Un stade d'inversion, qui se développe essentiellement à partir de l'Eocène supérieur et dans lequel le bassin a été déformé et soulevé ; les formations sédimentaires sont alors plissées et faillées selon des styles divers en rapport avec la présence ou l'absence d'un niveau de décollement.

J1, première partie : Le nord-est du Haut Atlas occidental

(M.S. BOUAOUDA, E.M. ETTACHFINI & F. MEDINA)

Route : Partant de Marrakech, nous suivons la route nationale N8 qui court vers Chichaoua sur la plaine plio-quaternaire du Haouz (fig. 1.2). Au nord apparaissent les Jbilet et leurs unités paléozoïques qui forment des reliefs modérés, et au sud les reliefs du Haut Atlas formant une barrière majestueuse. La route court principalement sur des formations quaternaires, particulièrement sur des limons et des formations caillouteuses et sur d'anciennes croûtes calcaires (Dutour, 1985). A Mzoudia est située l'une des cimenteries les plus importantes du Maroc, qui exploite les calcaires frasnien du Jebel Ardouz (Tahiri, 1983).

En se rapprochant de Chichaoua, nous voyons apparaître progressivement les formations mésozoïques et le socle hercynien qui forment le « horst de Chichaoua », structure probablement néotectonique (Huvelin, 1973). A Chichaoua, petite ville renommée pour ses tapis, bâtie au pied d'une cuesta éocène (arrêt optionnel « a » ; fig. 1.4), la N8 tourne vers le sud en direction d'Agadir. Le long de la route, nous recoupons les formations néritiques carbonatées et silicoclastiques d'âge crétacé et éocène. Vers l'ouest, nous observons les anticlinaux très ouverts de Jbail, Kharouba et Bou Zergoun (fig. 1.2), orientés E-W et disposés en échelons, en relation avec la compression atlasique. Ces anticlinaux sont des plis de couverture *thin-skin*, décollés au niveau du Trias (Bouatmani *et al.*, 2003).

Arrêt 1 : Le Turonien d'Imi n'Tanout

31°10'03"N ; 08°50'59"W ; alt. 900 m

La ville d'Imi n'Tanout (« entrée du petit puits » en langue amazigh) est située sur le compartiment inférieur de la faille qui délimite la frontière septentrionale du Haut Atlas occidental (fig. 1.5). L'arrêt se fera à la sortie sud de la ville, c'est-à-dire à l'entrée de la gorge qui correspond au franchissement de la barre calcaire turonienne. Les formations basculées au nord, sont principalement d'âge crétacé à éocène. Les conglomérats du Mio-Pliocène du Haouz recouvrent en discordance les formations tertiaires (par endroits, à l'E et à l'W, elles reposent jusque sur le Crétacé supérieur), mais elles sont elles-mêmes nettement basculées au nord. Notez le pli déversé que soulignent les calcaires turoniens. C'est l'effet de la faille inverse nord-atlasique, que l'on examinera plus au SW (arrêt 2).



FIG. 1.4 : La butte de Chichaoua, vue de l'est. Un talus de marnes du Maastrichtien supporte les calcaires et sables phosphatés de l'Eocène inférieur-moyen.

FIG. 1.4 : The Chichaoua residual hill as seen from the east. The slope with Maastrichtian marls is overlain by Early to Middle Eocene limestones and phosphate sands.

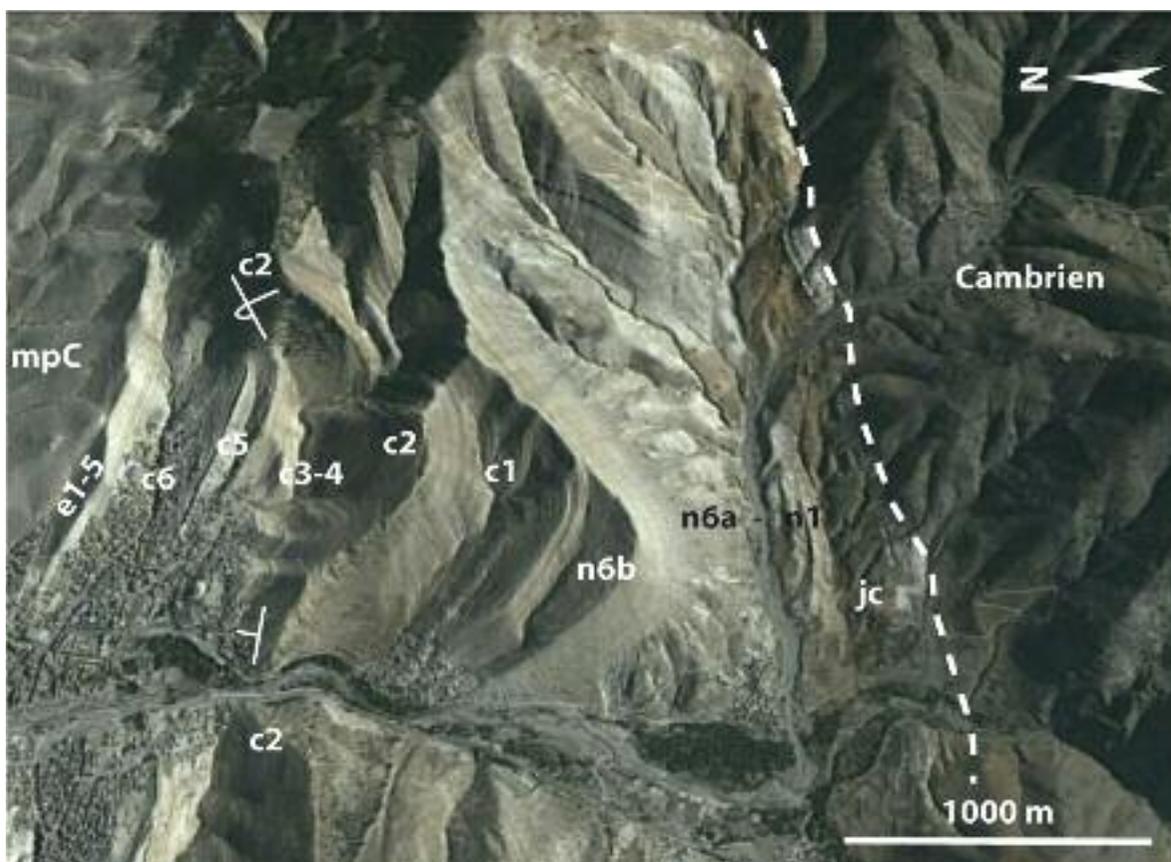


FIG. 1.5 : Vue satellitaire Google Earth, pivotée et légèrement basculée, de la région d'Imi n'Tanout. Le regard plonge vers l'est ; la faille inverse nord-atlasique (tireté blanc) à rejet kilométrique soulève le socle hercynien et écrase la couverture en pli déversé au nord. Légende d'après la carte géologique du Maroc au 1/100.000, feuille d'Imi n'Tanout (1981). e1-5 : Paléocène-Eocène sup. ; c6 : Maastrichtien ; c5 : Campanien ; c3-4 : Coniacien-Santonien, c2 : Turonien ; c1 : Cénomanien ; n6b : Albien sup. ; n6-n1 : Néocomien-Albien inf. ; jc : Jurassique sup.-Néocomien.

FIG. 1.5 : Rotated and slightly tilted Google Earth satellite view of the Imi n'Tanout area. View is to the east. The North-Atlas reverse fault (white dashed line) with a kilometeric-scale throw uplifts the Hercynian basement and deforms the cover by a northerly recumbent fold. Caption after the Geological map of Morocco, Imi n'Tanout sheet (1981).

II. Le Crétacé du Haut Atlas occidental : introduction

Le Crétacé affleure largement dans le bassin d'Agadir-Essaouira, dans la région d'Imi n'Tanout (feuille Imi n'Tanout ; Duffaud et al., 1981), dans l'anticlinal d'Ida ou Zem-Zem (feuille El Khemis des Meskala ; Duffaud et al., 1970b) et autour du diapir de Tidsi (feuille Tamanar ; Duffaud et al., 1970a).

La série type du Crétacé, désignée sous le nom de trilogie mésocrétacée (Choubert, 1948 ; Basse & Choubert, 1959 ; Choubert & Faure-Muret, 1960-1962), comporte trois termes et correspond à la partie moyenne du Crétacé avec, de la base au sommet :

- ♦ des grès rouges continentaux azoïques attribués à l'« Infracénomien » ou à l'Albien ;
- ♦ des marnes versicolores à gypse, rapportées à la partie inférieure du Cénomaniens ; ce faciès lagunaire n'existe pas à l'ouest, où il est remplacé par des marno-calcaires et par des marnes vertes à huîtres ;
- ♦ des calcaires et marno-calcaires blancs à silice qui s'étendraient sur le Cénomaniens terminal et sur une partie, voire sur la totalité, du Turonien ; c'est la barre calcaire spectaculaire, appelée communément "barre cénomano-turonienne", dont la constance depuis l'Atlantique à l'ouest jusqu'au golfe de Gabès en Tunisie à l'est, en fait un repère lithologique et géographique, qui a acquis une dimension chronostratigraphique à l'échelle de l'Afrique du nord et de la marge nord-ouest africaine.

La coupe du Crétacé d'Imi n'Tanout est observable le long de la route principale reliant Chichaoua à Agadir, immédiatement au sud du bourg. Les couches plongent régulièrement d'environ 30°N. Les trois formations habituelles

du « Crétacé moyen » y sont bien développées (fig. 1.6).

Au-dessus des Marnes vertes albiennes de l'Oued Tidsi (Albien inférieur ; Rey et al., 1993), la Formation Kéchoula (Albien supérieur ; Rey et al., 1993) affleure sur une épaisseur de 20 m. Elle se compose pour l'essentiel de barres massives grano- et strato-croissantes de calcaires dolomitiques et gréseux à chenalisations de grande échelle et ponctuellement à stromatolithes. Ces faciès ont été déposés dans des environnements de plate-forme confinée de milieu médio- à supralittoral.

La Formation des Marnes d'Aït Lamine (Cénomaniens) se développe sur une épaisseur d'environ 260 m (fig. 1.7) au-dessus d'une discontinuité régionale qui limite à son toit la Formation Kéchoula. L'analyse séquentielle de cette formation a permis la mise en évidence de 4 unités majeures (C1 à C4).

- L'unité C1 est composée de trois types de faciès : marnes dolomitiques ; calcaires dolomitiques à rares foraminifères benthiques, algues calcaires et ostracodes ; et dolomies et gypse. Ces dépôts reflètent des conditions d'environnements médio- à supra-littoraux.
- L'unité C2 est constituée de calcaires bioclastiques à la base, et de dolomies et de marnes au sommet. Ces calcaires montrent une faune assez diversifiée de foraminifères benthiques (fig. 1.6) d'algues calcaires et de bioclastes. Après un épisode marin basal de faible amplitude, l'unité C2 est caractérisée par l'importance des

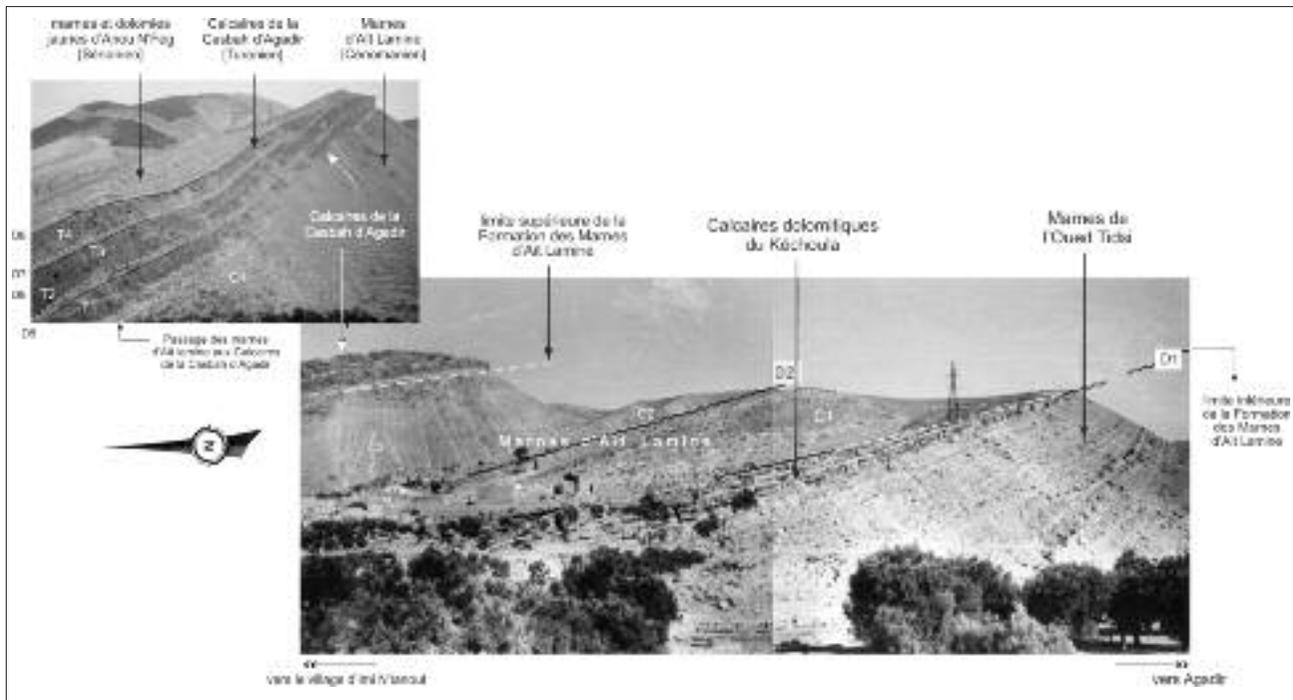


FIG. 1.6 : Panorama du Crétacé d'Imi n'Tanout. Vue vers l'est depuis la route nationale Marrakech-Agadir (d'après Ettachfni, 1993).

FIG. 1.6 : View of the Cretaceous formations SW of Imi n'Tanout. View towards the east from the Marrakech-Agadir highway (after Ettachfni, 1993).

faciès confinés qui témoignent de la pérennité des environnements infralittoraux restreints à supra-littoraux.

- *L'unité C3* est dominée à sa base par des marnes beiges riches en ostracodes et à rares foraminifères benthiques, surmontés par une succession de calcaires lumacheliques-calcaires dolomitiques. Par endroits, apparaissent des marnes gypsifères associées à des bancs métriques de gypse massif saccharoïde. Cette unité révèle à sa base des influences marines infralittorales de durée limitée, et au sommet, des environnements confinés dominants.
- *L'unité C4* montre des calcaires dolomitiques et bioclastiques. La biophase est diversifiée et composée de foraminifères benthiques, nombreux ostracodes et des bioclastes variés. Cette unité traduit des conditions marines relevant vraisemblablement d'un environnement infralittoral.

La Formation des calcaires de la Kasbah (= Casbah) d'Agadir (Turonien) succède en continuité sédimentaire à la Formation des Marnes d'Aït Lamine (fig. 1.6). Elle se présente sous la forme d'une grande falaise d'environ 59 m de hauteur, correspondant à son épaisseur. Son étude peut être effectuée le long d'une piste sur la rive droite de l'Oued Imi n'Tanout. Les calcaires ont pu être subdivisés en 4 unités lithostratigraphiques (T1 à T4), limitées par des discontinuités d'ampleur régionale (fig. 1.7).

Par ses dépôts de calcaires micritique fins en plaquettes à la base, et de calcaires dolomitiques massifs au sommet, l'unité T1 traduit, à sa base, la phase maximale d'inondation de la plate-forme dans un environnement infralittoral ouvert, suivi de l'installation d'environnements restreints infralittoraux à médiolittoraux.

Dans l'unité T2, les faciès évoluent depuis un calcaire wackestone à rares filaments et spicules de spongiaires et quelques foraminifères planctoniques d'environnement infralittoral jusqu'à un grainstone fortement dolomitisé déposé dans un environnement plus restreint, vraisemblablement médiolittoral.

L'unité T3, par son faciès de calcaires dolomitiques et bioclastiques, s'est déposée vraisemblablement dans un environnement restreint de type médiolittoral.

L'unité T4 révèle à sa base des influences marines infralittorales de courte durée comme en témoigne la présence de calcaires micritiques en plaquettes et à nodules de silice ; par la suite, ce sont les calcaires dolomitiques d'environnements médiolittoraux qui dominent.

Cette série est surmontée par des marnes et dolomies jaunes de la Formation d'Anou N'Feg (fig. 1.6) attribuée au Sénonien (Duffaud *et al.*, 1966).

Arrêt 2 : La faille d'Ichemraren-Imi n'Tanout (accident nord-atlasique)

31°08'40"N ; 08°52'55"W

Sortant d'Imi n'Tanout, la route d'Agadir tourne à l'ouest pour suivre la vallée d'Asserratou, remarquable par ses amandiers. Situé au milieu de la vallée, à environ 3 km du arrêt précédent, cet arrêt panoramique permet d'avoir une belle vue vers l'est sur la faille d'Ichemraren-Imi n'Tanout, le premier accident « nord-atlasique » rencontré sur le parcours (figs. 1.5, 1.8). La trace de la faille, qui monte vers le col, est soulignée par les argiles et grès rouges de l'Haute-rivien inférieur, chevauchées par les schistes et quartzites

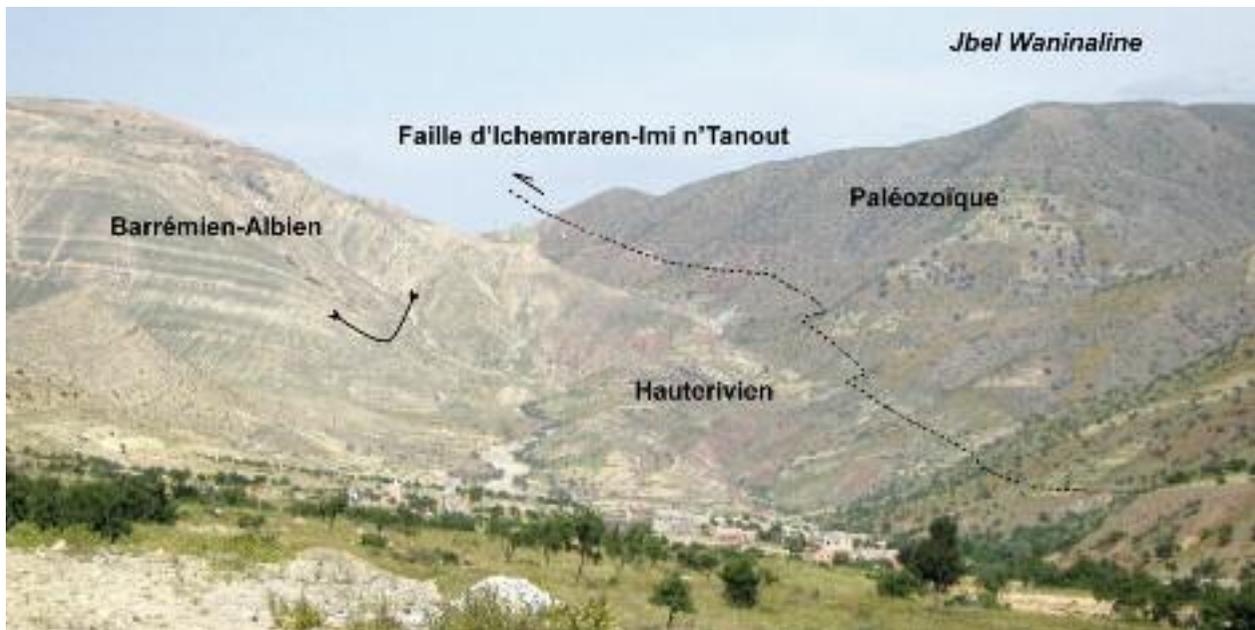


FIG. 1.8 : Vue vers l'est de l'accident nord-atlasique d'Ichemraren-Imi n'Tanout depuis la route nationale Marrakech-Agadir à la sortie SW d'Imi n'Tanout.

FIG. 1.8 : Eastward view of the Ichemraren-Imi n'Tanout North-Atlas fault from the Marrakech-Agadir highway.

cambré-ordoviciens. Le bloc de socle au sud de la faille est soulevé de plus d'un kilomètre ici, il se déverse sur la couverture du compartiment nord et y fait naître un pli déversé. Le rejet diminue vers l'est où le bloc est recouvert par la série méso-cénozoïque (fig. 1.1). On a affaire à une tectonique de revêtement (*thick-skin*), presque sans décollement de la couverture du fait de l'absence de couches du Trias. Comme la série de couverture commence par des terrains attribués au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur continental (feuille au 1/100 000 Imi n'Tanout, 1981), on ne peut exclure que l'absence de Trias soit due à son érosion.

Ce même arrêt est situé en contrebas du Jbel Lemgo (1500 m d'altitude), qui s'élève au nord de la route. Il est constitué de formations calcaires, dolomitiques et marneuses de l'Aptien et de l'Albien, la crête sommitale correspond aux calcaires dolomitiques de l'Albien supérieur.

Route : Tout en roulant vers le SW, nous descendons progressivement dans les différentes formations crétacées, en observant d'abord les couches rouges hauteriviennes, puis les évaporites portlando-berriasiennes.

Arrêt 3 : Permien et Trias d'Irohalen
31°06'13"N ; 08°56'31"W ; alt. 1193 m

A 13 km d'Imi n'Tanout, nous prenons une route secondaire à gauche qui conduit au marché de Had Rohala. L'arrêt est situé ~2 km au sud, à côté de Talat Oudmane dans les couches rouges permo-triasiques (fig. 1.2). Cet arrêt, qui demande un détour, pourra être aisément supprimé si on désire disposer de plus de temps pour la suite. Il offre cependant l'intérêt de montrer la base des séries détritiques du couloir d'Argana, y compris des couches appartenant à la Fm d'Ikakern (t1-t2), attribuées au Permien supérieur (voir tableau stratigraphique ci-après, fig. 1.15).

La vallée d'Irohalen recoupe les formations permien et triasiques, qui reposent en discordance angulaire majeure à l'est sur les couches paléozoïques (Cambrien-Ordovicien) du Jebel Waninalene, et sont recouvertes à l'ouest en concordance par les couches jurassiques des formations d'Ameskroud et d'Oumssissene. Au sud, les formations triasiques sont chevauchées par le bloc paléozoïque du Jebel Oussoud, alors qu'au nord, elles sont tronquées par la faille d'Ichemraren – Imi n'Taout. Les formations triasiques (Timezga-diouine et Bigoudine), à pendage WSW, ont fourni ici un riche ensemble de restes de vertébrés, en particulier dans le membre gréseux et argilitique d'Irohalen (t5).

Les niveaux présumés permien (il n'y a pas de datations dans ce secteur, mais les faciès sont pratiquement ceux du centre du bassin, datés du Permien supérieur par Jalil, (1996) apparaissent à l'extrémité nord-orientale du bassin, où les Conglomérats de l'Assif n'Aït Driss remplissent un petit bassin de 250 m de profondeur, affecté à sa limite septentrionale par des failles normales de direction ENE-

WSW qui décalent la base du membre ; ces failles ne semblent pas affecter les argilites et grès du Membre d'Aglegal (t4, Trias moyen).

Route : Nous retournons ensuite à la route principale longeant la faille d'Ichemraren-Imi n'Tanout. Celle-ci recoupe obliquement à droite le pli de Tafaytour, d'axe N120, qu'elle tord jusqu'à rendre l'axe vertical. Apparaissent ensuite à gauche (GPS 31°07'00"N ; 08°58'57"W) les marnes et grès rouges hauteriviennes dont une dalle porte des traces de pas de sauroïdes reconnus par Ishigaki (2009). On monte ensuite au plateau des Ida Ou Bouzia, constitué de formations jurassiques mal dégagées.

Arrêt 4 : Formations jurassiques internes
31°03'32"N ; 09°01'27"W ; alt 1338 m

Le but de cet arrêt est de montrer les faciès des formations jurassiques typiques de la partie peu profonde du bassin (fig. 1.9), située dans la partie septentrionale du couloir d'Argana (fig. 1.10). La coupe correspond à la partie occidentale de la coupe d'Oumssissene de Bouaouda (2007). Elle est localisée le long de la route N8, (coordonnées Lambert $x_1=155,1$; $x_2=155,5$; $y_1=57,8$; $y_2=58,2$; feuille Ichemrarn 1/50 000).

II. Les dépôts jurassiques de l'est du bassin d'Agadir : transgression et événement continental bathonien

Ils correspondent à une partie interne, peu subsidente, du bassin. Les niveaux inférieurs du Lias ne sont pas représentés, et le Lias supérieur est inconstant. Les dépôts sont rangés, de la base au sommet, dans les formations (Fm) suivantes :

- Fm d'Id Ou Moulid (Bouaouda, 2007), d'âge Toarcien-Aalénien : dolomies et argilites qui représentent la première transgression marine atlantique dans cette région ;
- Fm d'Ameskroud (Duffaud et al., 1966), d'âge Aalénien-début du Bathonien, siliciclastique et à dominante continentale ;
- Fm d'Oumssissene (Bouaouda, 2007), d'âge fin Bathonien-fin Oxfordien avec dépôts marins, principalement calcaires et marnes ;
- Fm d'Imouzzer (Duffaud et al., 1966) du début du Kimméridgien, consistant en marnes rouges ;
- Fm de Timsilline (Duffaud et al., 1966), principalement dolomitique, d'âge Tithonien.

On remarquera la particularité de la formation continentale d'Ameskroud, qui vient interrompre la progression de la transgression jurassique. Pour Amrhar et al. (1997), ces dépôts se sont formés dans le même contexte géodynamique que les Couches rouges du Haut Atlas central, ce que confirme la présence d'un magmatisme alcalin à transitionnel (sill et coulée semblables à celles du Haut Atlas) au sommet de la Fm d'Ameskroud dans la vallée de Doutama, à l'ouest d'Argana. Amrhar et al. (1997) envisageaient un contexte transtensif à extensif, mais on tend aujourd'hui à imaginer une anomalie mantélique chaude sans extension significative associée (Frizon de Lamotte et al., 2009).

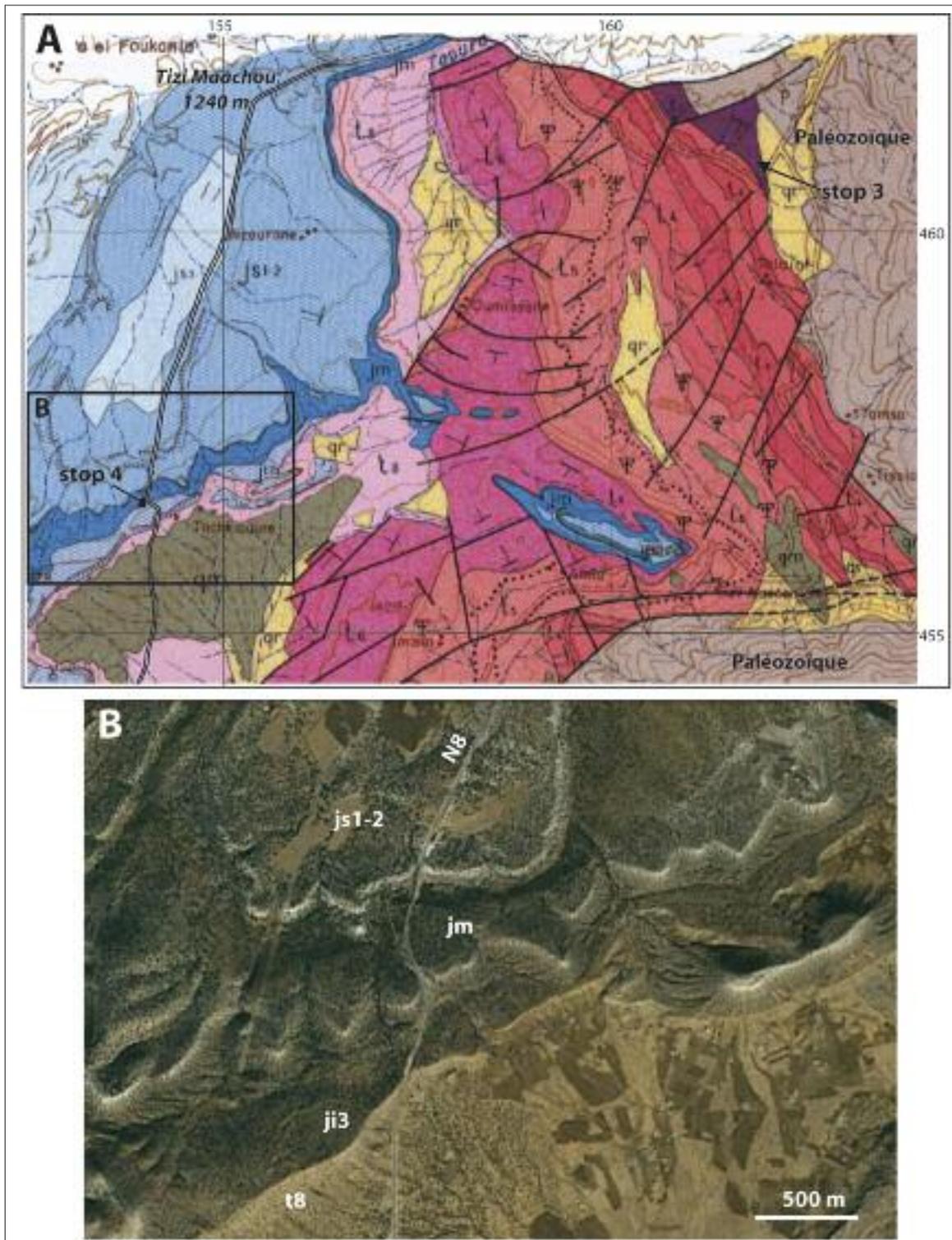


FIG. 1.9 : La transgression jurassique sur le Trias continental au nord du couloir d'Argana (secteur du stop 4).- A : Extrait de la Carte géologique du Couloir d'Argana, échelle 1/100,000, (Tixeront, 1974).- B : Aspect des couches jurassiques transgressives. t8 : Trias ; ji3 : Toarço-Aalénien ; jm : Dogger ; js1-2 : Callovo-Oxfordien ; qm : Quaternaire moyen.

FIG. 1.9 : The Jurassic transgression on the Triassic continental redbeds north of the Argana Corridor (area of Stop 4).- Excerpt of the geological map of the Argana Corridor, scale 1/100,000 (Tixeront, 1974).- B : Aspect of the transgressive Jurassic beds.

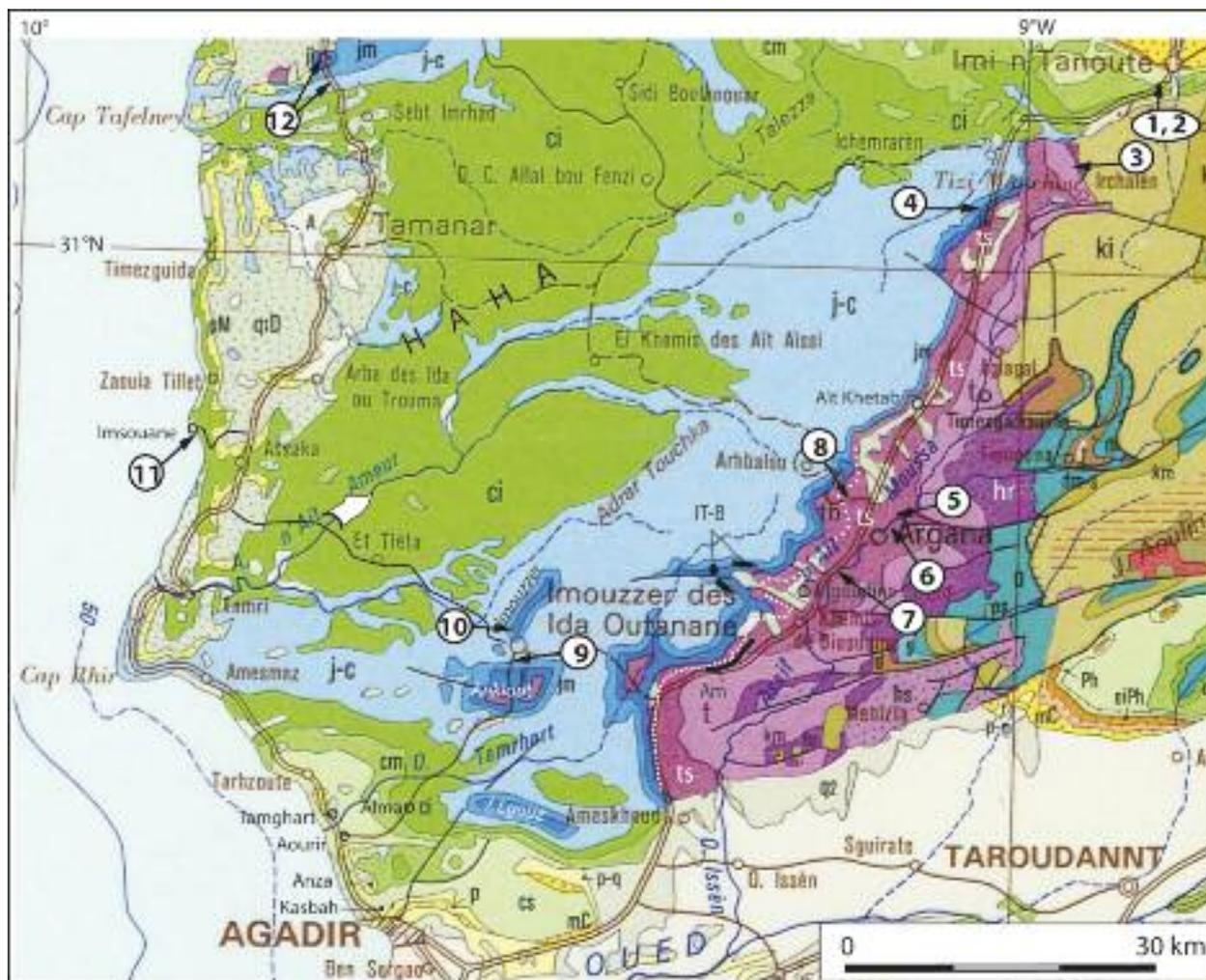


FIG. 1.10 : Localisation des arrêts des journées J1 et J2 sur un extrait de la carte géologique du Maroc au millionième. (a-c) Arrêts optionnels (début de J2). FTNT : Zone de faille du Tizi n'Test. Légende : voir fig. 2, avec magmatisme bathonien en noir (Am : sill d'Amelal ; IT-B : neck d'Imi n'Tighirt et coulées de Bigoudine) ; ligne pointillée blanche : limite inférieure des basaltes (tb) d'après la carte de Tixeront (1974), au toit du Trias supérieur (ts).

FIG. 1.10 : Location of the stops of days J1 and J2 plotted on an excerpt of the geological map of Morocco, scale 1/1,000,000. (a-c) optional stops at the beginning of J2. FTNT (Tizi n'Test fault). Caption as fig. 2, with Bathonian magmatism, black (Am, Amelal sill; White dotted line : lower limit of the basalts (tb) after Tixeront (1974) map, on top of the Upper Triassic beds.

La Formation d'Id Ou Mouldid

Cette formation jaunâtre épaisse de 20 m, qui représente le premier dépôt jurassique dans la région, disparaît en biseau vers le nord et le nord-est.

Le contact avec la formation sous-jacente se fait par 1-1,5 m de marnes argileuses incluant un niveau microconglomératique avec des débris carbonatés, ou correspondant peut-être à une brèche de dissolution ou de dessiccation.

On y trouve la succession suivante (fig. 1.11) :

↻ Une première unité comporte 10 m de couches de faciès dolomitique et argileux. Les premières couches dolomitiques (1 m d'épaisseur) sont des dolomies/calcaires évaporitiques de structure packstone avec restes d'oolites et coprolithes de crustacés. Le microfaciès est celui d'une dolomicrite avec de nombreuses vacuoles de dissolution. Les

niveaux superposés comportent des argiles rouges et des dolomies évaporitiques gris-rose finement litées. Le microfaciès est une micrite légèrement silteuse, contenant de fines intercalations stromatolithiques, et par places, des pseudomorphoses de gypse. Certains niveaux montrent des faciès plus marins : des pelmicrosparites de structure packstone avec de nombreuses sections de *Favreina* et des traces bifurcantes de bioturbation. Au niveau des affleurements, on observe des phénomènes de collapse ainsi que des dolomitisations précoces. Cette unité n'a pas fourni d'éléments paléontologiques permettant de la dater directement.

↻ La seconde unité (9-10 m) débute par des dolomies calcaires avec oolites et pellets. Les principaux microfaciès sont des pelmicrosparites dolomitisées de structure packstone, des oodolomicrite, des dolomicrites à restes de d'oolites, des dolomicrites avec des microvacuoles de dis-

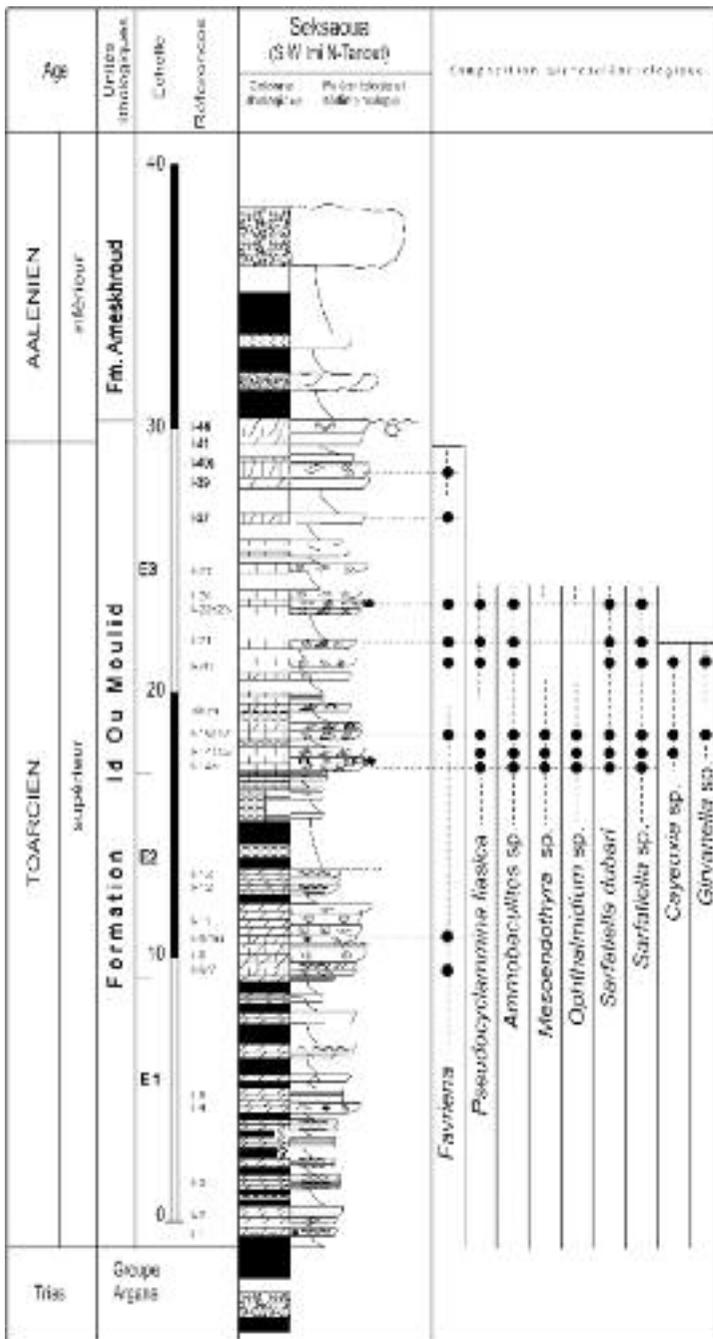


FIG. 1.11 : Lithologie et biostratigraphie de la Formation Id Ou Mouldid au SW d'Imi n' Tanout (d'après Bouaouda, 2007).

FIG. 1.11 : Lithology and biostratigraphy of the Id Ou Mouldid Formation SW of Imi n' Tanout (after Bouaouda, 2007).

solution. Quelques niveaux stromatolitiques fins sont observés au sommet. Une croûte ferrugineuse scelle le sommet de ce terme. Le terme intermédiaire (1,5 à 2 m), comporte des argiles rouges intercalées par un niveau vert de 0,6 à 0,8 m. Le terme supérieur (3 à 4 m) correspond à l'alternance de couches de dolomies évaporitiques et de marnes gypsifères.

La troisième unité correspond à des faciès calcaires qui dominent largement les faciès dolomitiques margino-littoraux. Les calcaires correspondent à des oobiomcrites / oobiosparites avec une structure packstone à grainstone, ou wackestone, et des fragments de lamellibranches, gastéropodes et oursins. Les Dasycladacées et les Foraminifères sont représentés par *Sarfatiella dubari*, *Pseudocyclammina* cf. *liasica*, *Ammobaculites* sp., *Sarfatiella* n.sp., *Mesendothyra* sp., associée à de rares *Ophthalmidium* sp., *Cayeuxia* sp., *Girvanella* sp. et de nouvelles formes de Lituolidés.

Les faciès variés de cette formation suggèrent une sédimentation à l'intérieur de la partie proximale d'une rampe carbonatée s'approfondissant progressivement vers le centre du bassin (à comparer aux dépôts de ces formations dans les anticlinaux d'Imouzzet et d'Anklout), dans un climat chaud et souvent aride (environnement de type sebkha), devenant plus humide vers le sommet (estran et lagon inondable).

La transition vers la formation sus-jacente est progressive, matérialisée par 1,5 m de marnes argileuses rouges où est intercalé un niveau microconglomératique contenant des éléments calcaires.

Age : L'assemblage micropaléontologique identifié peut être corrélé à la biozone à *Pseudocyclammina* cf. *liasica*, qui a été définie dans les bassins d'Essaouira et d'Agadir (partie occidentale). Cette biozone est attribuée au *Toarcien terminal* – *Aalénien basal*.

La Formation d'Ameskroud

La Formation d'Ameskroud, épaisse de 56 m, correspond à des conglomérats rouges à clastes de socle, interrompus par de fins niveaux argileux (fig. 1.12). Vers le sommet apparaissent quelques intercalations d'évaporites et de dolomies. Plusieurs faciès-type peuvent être identifiés lors de cet arrêt : des cônes microconglomératiques distaux, des conglomérats, des grès à stratification horizontale, des grès à terriers verticaux, des argiles, des dolomies et finalement des marnes gypsifères. Ces faciès évoluent depuis un environnement continental (fluvial à la base) jusqu'à des faciès marins littoraux.

Membre inférieur : cette unité épaisse de 44 m est conglomératique et microconglomératique :

- ♦ 7-9 m de dépôts argileux à fins niveaux microconglomératiques sans structures particulières.
- ♦ 5-6 m de conglomérats et microconglomérats. Ce terme débute par 3 m de conglomérat à stratifications obliques, mal classé, contenant des fragments de socle. Les microconglomérats sus-jacents (2-2,5 m) sont

constitués par des graviers centimétriques recouverts par une couche de grès (0,4 -0,8 m).

- ◆ 4-5 m d'argiles rouges avec un conglomérat épais d'1 m à la base. Les clastes sont quartzitiques et mal classés. Au sommet apparaît un niveau de grès de 0,4 m à grain moyen, sans structures apparentes.
- ◆ 24 m de conglomérats intercalés de rares couches de grès ou d'argiles ; les conglomérats sont peu ou pas classés, sans structures apparentes ou avec un litage oblique sur une surface d'érosion plane. Les niveaux conglomératiques sont recouverts directement par des niveaux argileux ou par des grès à litage parallèle, puis par des argiles rouges en séquences fluviatiles typiques. Ce terme contient deux niveaux dolomités consistant en des brèches de dissolution (0,4 m) et des dolomies évaporitiques (microdoloparite silteuse).
- ◆ 5-6 m d'argiles rouges intercalées de niveaux argileux verts (5,9 m).

Membre supérieur : Ce membre (12,5 m) est caractérisé par des marnes dolomitiques gypsifères et des lits conglomératiques et microconglomératiques :

- ◆ 6 m de dolomies ou de grès dolomitiques ; leur contenu lithologique et biologique montre qu'il s'agit d'une doloparite ou grès dolomicrosparite de structure rudstone avec de très rares fragments de lamelli-

branches et d'échinidés, et d'une dolomicrite à texture wackestone contenant de nombreuses pistes fossiles du type *Thalassinoïdes*. Des dolomies avec traces de dissolution sont observables dans ces séries. De fins niveaux silteux verts sont interstratifiés dans les dolomies.

- ◆ Les derniers 6.5 m de ce membre correspondent à des microconglomérats clairs interrompus par quelques intercalations de marnes gypsifères et de grès.

La Formation d'Oumssissene

La Fm d'Oumssissene est une unité carbonatée de 30 à 60 m d'épaisseur qui inclut les faciès les plus marins et les plus ouverts de tout le Jurassique dans cette région. Elle est caractérisée par la prédominance de carbonates d'estran avec parfois une transition vers des environnements plus proximaux comme ceux de sebkha. Elle contient les unités suivantes dans cet arrêt (fig. 1.13) :

- ◆ 6-10 m de calcaires dolomitiques, de dolomies à lamines, de marnes et silts ;
- ◆ 10 m de calcaires bioclastiques, de stromatolites et de brèches

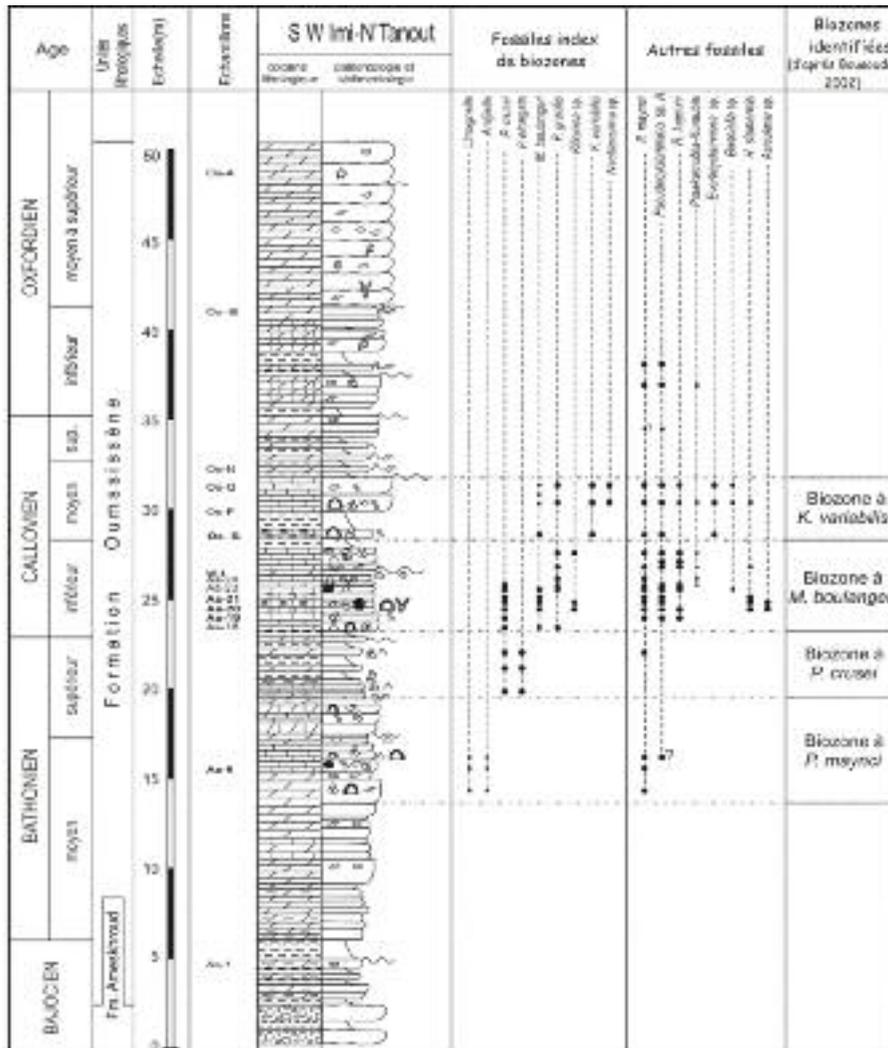


FIG. 1.13 : Lithologie et biostratigraphie de la Formation Oumssissene à Oumssissene (d'après Bouaouda, 2007).

Fig. 1.13 : Lithology and biostratigraphy of the Oumssissene Formation at Oumssissene (after Bouaouda, 2007).

- ◆ 2 à 3 m d'alternances de calcaires fins, de dolomies et de marnes gypsifères
- ◆ 1 à 1,5 m de dolomies évaporitiques et de marnes gypsifères en alternance ;
- ◆ 4 à 6 m de calcaires bioclastiques et de calcaires dolomitiques ;
- ◆ 3 à 3,5 m de marnes et de calcaires bioclastiques ;
- ◆ 3 m de dolomies calcaires et de marnes affectées par une dolomitisation secondaire ;
- ◆ 3 m de calcaires bioclastiques, de dolomies calcaires et de marnes ;
- ◆ 3-4 m de calcaires dolomitiques à bioclastes et à laminites algaires ;
- ◆ 8-10 m de dolomies massives roses, de dolomies sableuses bioclastiques qui forment un niveau repère au sommet de la formation. Le microfaciès est celui d'une dolosparite à une dolomicrosparite bioclastique ;
- ◆ 1-2,5 m de calcaires bioclastiques riches en oursins, couronnés par une surface ferrugineuse ;
- ◆ 3-5 m de marnes rouges et de marnes jaunes ;
- ◆ 1,5 -2 m de calcaires dolomitiques bioturbés ;
- ◆ 1,5-2 m d'argiles et de marnes vertes.

Faciès : Dolomies sableuses (littoral proche des plages), calcaires coquilliers (infralittoral ouvert), dolomies calcaires bioclastiques (barre bioclastique infralittorale à proche du littoral), marnes vertes : infralittoral distal. Les autres faciès sont semblables à ceux rencontrés dans la formation d'Id Ou Moulid.

Ces faciès suggèrent une sédimentation sur une rampe carbonatée, dans un climat chaud des zones infra- à médio- et supra-littorales et supra littorales avec la présence de rares environnements de type sebkha.

Biostratigraphie : De la base au sommet, cinq biozones différentes ont été définies (fig. 1.13 ; cf. détail in Bouaouda, 2007) :

- Biozone à *Pseudocyclamina maynci*, fin du Bajocien – milieu du Bathonien ;
- Biozone à *Praekurnubia crusei*, fini-bathonienne ;
- Biozone à *Megaporella boulangeri*, début du Callovien ;
- Biozone à *Kurnubia variabilis*, milieu du Callovien *p.p.* ;
- Biozone à *Valvulina lugeoni* / *Nautiloculina* sp., qui peut être attribuée à l'intervalle Callovien moyen *p.p.* – fin du Callovien.

Remarque : Le reste de la coupe est généralement dolomitisé et ne permet pas d'identifier les deux autres biozones : *Cylindroporella* sp. *arabica* (Oxfordien inférieur) et *Alveosepta jaccardi* (milieu – fin de l'Oxfordien), bien définies dans le Jurassique de Mouissat (voir J3). Sur les bordures du bassin atlantique, le sommet de la Formation d'Oumssissene ne livre pas de fossiles d'affinité Kimméridgien inférieur, dont les espèces-marqueurs ont été identifiées dans les régions d'Essaouira et d'Agadir.

Route : Après l'arrêt 4, nous entrons dans le couloir d'Argana (fig. 1.10). La route traverse le Membre d'Aït Hssaine (Hassaine Member des auteurs anglophones) du Norien supérieur (voir 2^{ème} partie). A gauche apparaissent les cuestas de grès de Tadrart Ouadou (Carnien-Norien inférieur) à pendage WNW, alors qu'à droite, la corniche correspond aux

calcaires et dolomies jurassiques d'Id Ou Moulid, recouvrant quelques affleurements verdâtres de basaltes altérés.

A Tazidra, on observe un bel exemple de tectonique extensive, avec la répétition des grès de Tadrart Ouadou dans une série de demi-grabens délimités par des failles à pendage est. On traverse ensuite une série épaisse de grès puis la faille WNW-ESE d'Amzri (fig. 1.10), avant de longer le contact entre la Fm d'Aït Hssaine et les formations sous-jacentes. On remarque la disparition des niveaux de grès épais et la différenciation progressive des formations du Jurassique.

La région d'Aït Khattab montre le passage des faciès de bordure vers les faciès de bassin, par le biais d'une faille dirigée N120. La plupart des formations s'épaississent en direction du SW, se différenciant en 3 barres bien distinctes (cf. J2) ; de même, les coulées de basalte s'épaississent considérablement (Tixeront, 1974 ; Aït Chayeb *et al.*, 1998).

J1, deuxième partie : Le Trias du couloir d'Argana

(M. ET-TOUHAMI & P.E. OLSEN)

III. Le bassin triasique d'Argana

De vastes bassins remplis de couches rouges silicoclastiques continentales se sont ouverts au cours du rifting de la Pangée, pendant l'intervalle Permien supérieur-Trias supérieur (fig. 1.14). Une partie seulement de ces bassins est visible en surface, le couloir d'Argana est une de ces zones d'affleurement, avec des strates particulièrement bien exposées et peu déformées, relativement riches en restes de Vertébrés (Dutuit & Heyler, 1983 ; Jalil, 1996).

Les couches rouges, principalement continentales, du bassin d'Argana, sont subdivisées en quatre séquences tectono-stratigraphiques TS I à TS IV (fig. 1.15), limitées par des contacts au moins en partie discordants. Elles sont pourvues chacune d'un ensemble caractéristique de faciès et d'un style propre de cyclicité lacustre à évaporitique.

*La séquence tectonostratigraphique la plus ancienne (TS I) est constituée par la **Formation Ikakern** d'âge permien dans sa totalité suite à la découverte de restes de *Paraeiosaurus* (Jalil & Janvier, 2005) et à faciès à dominance fluviale. Elle est subdivisée en deux membres (T1 et T2 de Tixeront, 1973) : *Assif Aït Driss* et *Tourbiain* (= *Tourbihine*).*

*La séquence tectonostratigraphique TSII, séparée de la Formation Ikakern sous-jacente par une forte discordance locale, est constituée par la **Formation de Timezgadiwine** à faciès lacustres, détaïques et fluviales. Elle est subdivisée à son tour en trois membres : *Tanameurt*, *Alegal* et *Irohalene* (T3, T4 et T5 de Tixeront, 1973). La partie médiane de la formation (base de T5), pour le moins, est franchement cyclique, montrant un motif fortement hiérarchisé avec des cycles lacustres bien développés de 20, 100, 400*

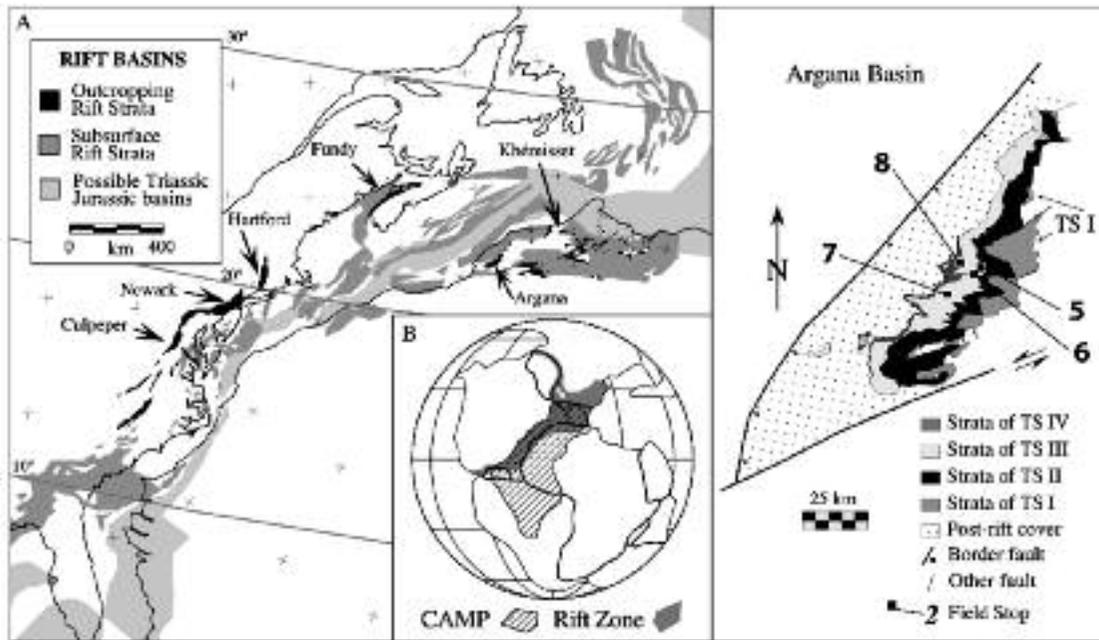


FIG. 1.14 : A gauche : A, Carte paléogéographique montrant la position en latitude du bassin d'Argana au début du Jurassique. Les latitudes sont basées sur Kent et Tauxe (2005) ; B, distribution du magmatisme « CAMP » (Central Atlantic Magmatic Province) et zone de rift de l'Atlantique central. A droite, carte du bassin d'Argana montrant la position des arrêts et la distribution des séquences tectonostratigraphiques (d'après Olsen *et al.*, 2003).

FIG. 1.14 : Left : A, paleogeographic map showing the latitudinal position of the Argana basin during earliest Jurassic time. Latitudes based on Kent and Tauxe (2005) ; B, distribution of the CAMP and the central Atlantic rift zone. Right : map of the Argana basin showing the position of the stops and the distribution of the tectonostratigraphic sequences (after Olsen *et al.*, 2003).

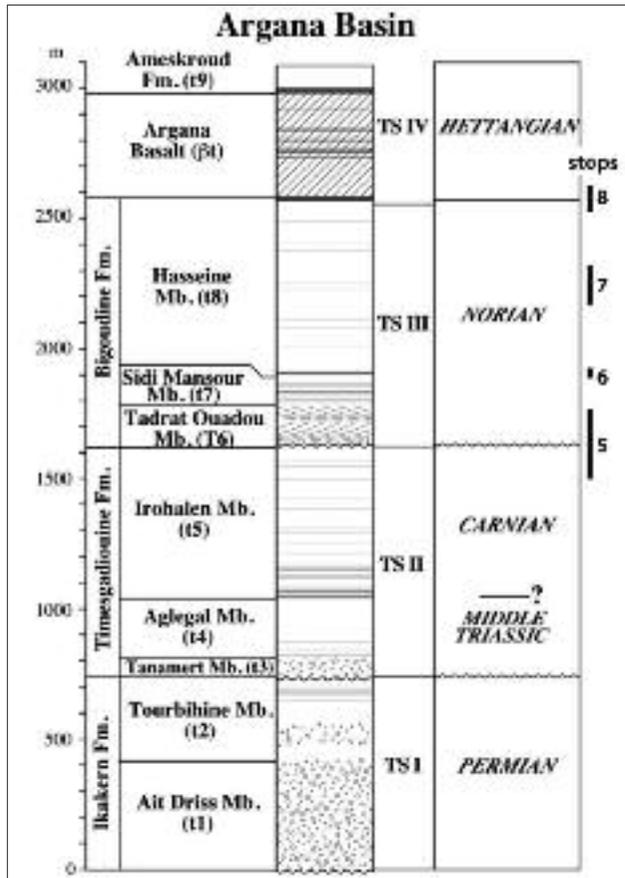


FIG. 1.15 : Colonne lithostratigraphique du bassin d'Argana montrant les âges, les formations (t1-t8) et les séquences tectono-stratigraphiques (TS), ainsi que la location des arrêts dans la chronologie (adapté d'après Olsen *et al.*, 2003).

FIG. 1.15 : Lithostratigraphic column for the Argana basin showing ages, formations (t1-t8) tectonographic sequence (TS)s, and stops (adapted from Olsen *et al.*, 2003).

ka, et plus longs encore (~1750 ka) Le Trias inférieur a récemment été identifié au sein de certains niveaux inférieurs de t3, sur la base de traces chirothéroïdes (Klein et al., 2010 ; Tourani et al., 2010).

La Formation Timezgadiwine est recouverte en faible discordance angulaire, au moins localement, par la **Formation Bigoudine** (fig. 1.16), qui est également subdivisée en trois membres, Tadrart Ouadou, Sidi Mansour et Aït Hasseine (T6, T7 et T8 de Tixeront, 1973). La Fm de Bigoudine englobe TS III et la base de TS IV. Toute la formation est pratiquement cyclique, mais le mode de cyclicité change en montant dans la coupe. La partie basale de la Fm de Bigoudine, Membre Tadrart Ouadou (T6), consiste en un conglomérat basal et des grès fluviatiles surmontés par des grès éoliens persistants latéralement et présentant des interstratifications de sel argileux dans la partie méridionale du bassin. Le Membre Sidi Mansour (T7), recouvrant en concordance le Membre Tadrart Ouadou, montre une cyclicité bien développée ressemblant à celle des parties médiane et supérieure de la Passaic Formation du bassin de Newark (USA) ; certains cycles montrent des argilites schisteuses gris-foncé bien développées. Les phases les plus sèches des cycles sont caractérisées par un faciès éolien-playa de type « sand-patch » qui prend progressivement de l'importance vers le sommet. Le Membre Aït Hasseine (T8) repose en concordance sur le Membre Sidi Mansour et à l'exception des tout derniers mètres, continue la tendance cyclique du Membre Sidi Mansour, bien qu'avec un seul niveau bien développé d'argilites schisteuses gris-foncé.

Par ailleurs, le membre d'Aït Hasseine consiste principalement en cycles de type « sand-patch » avec de grandes variations dans la quantité d'argilites rouges. Les derniers mètres du membre sont caractérisés par une cyclicité bien développée marquée par des niveaux minces d'argilites schisteuses noires et grises. Cette partie qui contient la limite Trias-Jurassique définie sur la base de la palynologie, représente la partie inférieure du TS IV. La magnétostratigraphie préliminaire de la moitié inférieure de la Fm de Bigoudine permet de déterminer la vitesse de dépôt de la formation par corrélation avec l'échelle de temps à calibration astronomique du bassin de Newark. Sur la base de cette corrélation, l'échelle des épaisseurs peut être convertie en temps.

Ainsi, l'analyse de Fourier indique la présence constante de cycles lacustres bien développés de 20, 100, 400 et 1750 ka qui se corréleront remarquablement bien avec ceux de la Passaic Formation. La corrélation est pleinement appuyée par la palynologie disponible de la Fm de Bigoudine, et indique que le dépôt de cette formation débuta vers 218 Ma et s'acheva vers 201 Ma avec le début de l'installation des émissions volcaniques concordantes qui constituent le Basalte d'Argana.

La séquence tectonostratigraphique TS IV comprend donc les tous derniers mètres de la Fm de Bigoudine, le Basalte d'Argana et le Membre Ameskroud ou T9 qui repose en concordance sur les coulées basaltiques.

Le membre T9 présente à sa base, au minimum, un cycle



FIG. 1.16 : Vue vers le sud, depuis l'arrêt 5B, de la discordance entre la Formation de Timezgadiwine et celle de Bigoudine (flèche blanche). Notez les unités tabulaires et latéralement continues dans le membre Irohalene (t5) de la Fm Timezgadiwine plongeant un peu plus que la Fm Bigoudine superposée. Celle-ci est constituée de lits plus légèrement colorés et moins continus, qui tronquent les limites amont-pendage des bancs du membre Tadrart Ouadou (t6) de la Fm de Timezgadiwine.

FIG. 1.16 : View to the south of Stop 5B of the unconformity between the Timesgadiouine and lower Bigoudine formations (white arrow). Note tabular, laterally continuous units in the Irohalene Member (t5) of the Timesgadiouine Formation dipping slightly steeper than the overlying Bigoudine which consists of lighter colored beds that are individually less continuous and truncate the up-dip edges of the Tadrart Ouadou Member (t6) of the Timezgadiwine beds.

d'argilites schisteuses gris-foncé et de carbonates, suivie par une suite rouge en majorité cyclique. La nature de la cyclicité laisse présager que le dépôt de ce membre s'est produit sous des conditions beaucoup plus humides que la plus grande partie de la Fm de Bigoudine sous-jacente. Sur la base de corrélations cyclostratigraphiques uniques, le membre T9 affleurant ne couvrirait que ~450 ka du début de l'Hettangien.

Les contraintes de temps vont limiter nos arrêts à la Fm Bigoudine (TS III) et à la discordance entre les formations de Bigoudine et de Timezgadiwine (TS II).

Arrêt 5 : Discordance TSII – TSIII et faciès de ces deux formations

30°47'36.08"N ; 009°6'23.14"W

Cet arrêt comporte trois « sub-arrêts » (A-C). Il montre des affleurements spectaculaires (fig. 1.16) de la discordance entre le sommet de la Formation Timezgadiwine (TS II) et la base de la Formation Bigoudine (TS III). On peut voir de près les deux formations et la discordance le long de la route Ej Jemâa-Argana (route 6405) et observer à distance, vers le sud et à une échelle « sismique » la discordance sur la rive gauche de la rivière.

Arrêt 5A : sommet local de TSII

La partie supérieure du Membre Irohalene de la Formation Timezgadiwine (T5), consiste en unités plus gréseuses formées de couches très continues latéralement alternant avec des unités plus argileuses. Ces cycles apparents n'ont pas été étudiés. Ils contiennent beaucoup de bioturbations ainsi que de nombreuses fentes de dessiccation. Ils pourraient représenter la suite de la cyclicité observée dans la partie médiane de la formation, mais avec une sédimentation dans des conditions moins humides. L'interprétation la plus simple pour le dépôt de ces unités serait une sédimentation dans un environnement de dépôt fluctuant entre le lacustre très peu profond et le lacustre marginal.

Arrêt 5B : Discordance et partie inférieure du membre Tadrart Ouadou (T6)

La base de la Fm Bigoudine (Membre Tadrart Ouadou, T6), vue sur le talus de la route, est marquée, sur 10 m environ, par des ensembles de bancs à base ravinante de conglomérat et de grès brun. Il leur succède des bancs de grès et de pélites interstratifiés à géométrie plutôt lenticulaire et à base ravinante pour les unités les plus grossières. La bioturbation est toujours présente, mais il y a aussi une excellente préservation de différents types de figures de base de banc. Le régime de sédimentation semble avoir été principalement fluvial. La continuité latérale des couches est faible et il y a de nombreux lits de pélites suggérant la mauvaise qualité de ce faciès en tant que réservoir, même si certains lits ont une bonne porosité et une

bonne perméabilité. Au-delà de la rivière Issene, on voit que le contact entre les unités conglomératiques du Membre Tadrart Ouadou (T6) (TSIII) est clairement séparé du membre d'Irohalene sous-jacent (T5) (TS II) par une discordance angulaire de quelques degrés (fig. 1.16). Comme décrit par Tixeront (1973), le grand affleurement montre que plusieurs dizaines de mètres du haut du membre d'Irohalene (T5) absents à l'est, sont présents en aval-pendage à l'ouest. Cette discordance marque un changement majeur dans le contexte climatique du bassin d'Argana : on passe d'un régime climatique plus humide à un autre plus aride. Ceci correspond à une dérive vers le nord de la Pangée d'au moins 7°N ; depuis les tropiques les plus humides (~6° N) jusqu'aux tropiques les plus arides (~13°N), avec un hiatus de dépôt qui a duré à ce niveau plus de 10 Ma, du Carnien supérieur au milieu du Norien.

Arrêt 5C : Dunes éoliennes, partie supérieure du membre Tadrart Ouadou (t6)

Présente en affleurement dans l'ensemble du bassin et épaisse ici de 20 m, la séquence éolienne de la partie supérieure du Membre Tadrart Ouadou (T6) est constituée par des ensembles de couches festonnées à stratification entrecroisée représentant des complexes dunaires à crête rectiligne (fig. 1.17). La migration des dunes se faisait globalement vers le SW alors que des petites rides secondaires surimposées et bien préservées migraient vers le NW parallèlement à la ligne de crête du modelé principal. Cela montre que l'interprétation subaquatique de ces unités donnée par divers auteurs est incorrecte. L'excellent classement, la continuité latérale des couches et l'absence d'argile entre les surfaces, suggèrent que cet intervalle pourrait former un bon réservoir.

Arrêt 6 : Cyclicité dans le membre Hasseine inférieur (t8)

30°47'4,98"N ; 009°7'10,02"W

Localisation : peu au NE d'Argana. La partie inférieure du Membre Hasseine (T8) de la Fm de Bigoudine (TS III) consiste principalement en cycles de type « sand-patch », comme le reste du membre d'ailleurs (cf. arrêt 2.3). Cependant, il existe un cycle avec un niveau bien développé d'argilites schisteuses gris-foncé que Tixeront (1973) cartographia dans la partie septentrionale du bassin d'Argana car il montre souvent des minéralisations de cuivre bien développées (fig. 1.18a). Fait intéressant, du nord (Timezgadiwine) au sud (Argana), ces argilites schisteuses noires changent de couleur. La transition peut être observée dans les ravins localisés juste au NE d'Argana ; la couleur change sans qu'il y ait un changement manifeste de faciès et la minéralisation en cuivre est absente. Cette unité a livré une palynoflore caractéristique du Norien ainsi que d'abondantes carapaces bivalves de branchiopodes (conchostra-



FIG. 1.17 : Stratifications obliques de dune éolienne, partie supérieure du membre Tadrart Ouadou (T6), arrêt 5C. L'ouest est à gauche.

FIG. 1.17 : Eolian dune crossbedding, upper Tadrart Ouadou Member (t6) at Stop 5C. West is to left.



FIG. 1.18 : A, cycle avec shale gris sombre dans la partie inférieure du Membre Hasseine (t8) sur la rive nord de la rivière Issen, arrêt 6. La coupe entre les flèches est un cycle lacustre simple daté par la précession climatique de 20 ka.- B, crevettes à coquille (conchostracés), arrêt 6.

FIG. 1.18 : A, Dark gray-shale bearing cycle in the lower part of the Hasseine Member (t8) on the north bank of the Issen River; Stop 6. Section between arrows is a single lake level cycle timed by the ~20 ky climatic precession.- B, Clam shrimp (conchostracans) from Stop 6.

ces : fig. 1.18b). Bien que souvent gris-foncé à noire, cette unité, à l'image de niveaux semblables dans le Membre Sidi Mansour sous-jacent (T7), possède un faible taux de carbone organique total (TOC < 1%) ce qui fait de tous ces niveaux de mauvais candidats pour constituer une roche-mère.

Arrêt 7 : Cyclicité dans le membre Hasseine moyen (t8)
30°44'28.46"N ; 9°10'52.58"W

Localisation : rive droite concave de l'Oued Issene en contrebas de la N8 (qui suit la rivière côté ouest dans ce secteur), au NE de Bigoudine. Presque tout le Membre Hasseine (T8) consiste en cycles de type « sand-patch » décrits originellement à partir de coupes dans les bassins d'Argana et de Fundy en Nouvelle-Écosse (Canada) (fig. 1.19). Le faciès « sand-patch » est le résultat de la formation et de la destruction répétitive de croûtes efflorescentes de sel qui piègent du sable éolien, un peu de sable fluvial et de la boue. C'est un faciès aride, mais qui requiert la présence d'une nappe phréatique qui affleure à la surface. Les cycles consistent en l'alternance de couches métriques respective-

ment riches et pauvres en ce faciès. Le taux élevé d'argile et la présence de sulfates abondants fait du Membre Hasseine un mauvais réservoir, mais un bon scellement potentiel.

Arrêt 8 : Limite palynologique Trias-Jurassique à Igounan

30°48'13.07"N, 009°09'6.69"W

Un embranchement pour Igounan prend à l'ouest de la N8 au point 30°47'37"N ; 09°08'33"W. Peu au nord du village, les tout derniers mètres sommitaux du membre d'Aït Hasseine (T8) situés juste sous le basalte d'Argana, montrent une cyclicité bien développée consistant en alternances de très minces niveaux d'argilites schisteuses noires et grises et d'argilites rouges (fig. 1.20). Cet intervalle contient la limite Trias-Jurassique (fig. 1.21) d'après la palynologie (Whiteside *et al.*, 2006), le paléomagnétisme et les isotopes (Deenen *et al.*, 2010), contrairement à l'interprétation proposée par Marzoli *et al.*, (2004), et représente la partie inférieure de la Formation TS IV qui lui succède. Dans les bassins marocains plus septentrionaux comme celui de Khe-

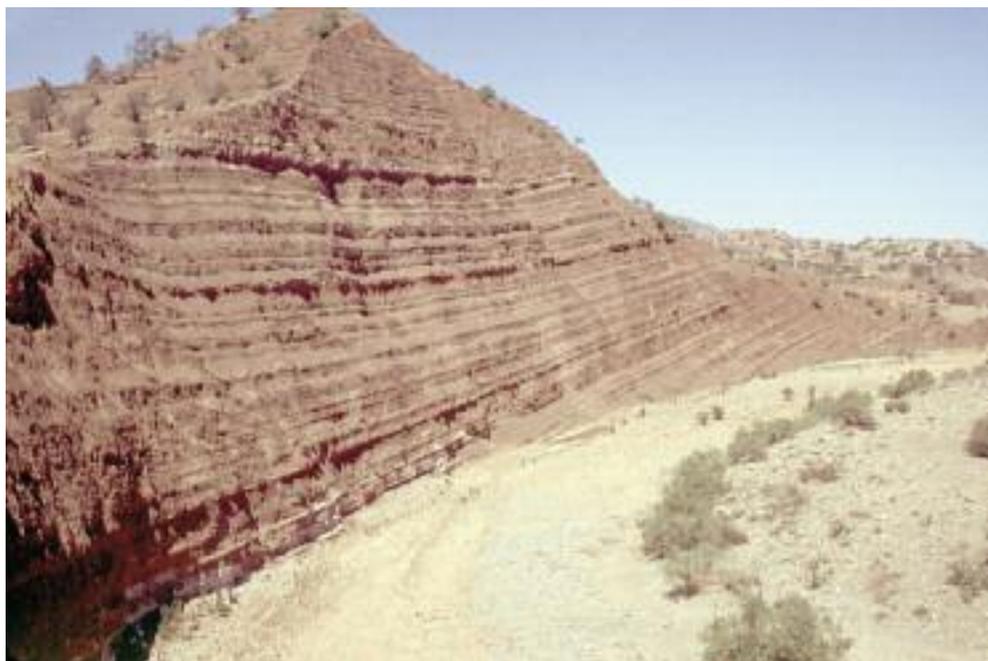


FIG. 1.19 : Vue depuis la terminaison sud-ouest de la coupe, à l'arrêt 7, membre Hasseine moyen (t8) sur le côté ouest de la rivière Issene. Remarquez la grande continuité latérale des couches sableuses et les rares unités grises (haut de la falaise). Les unités grises forment des bancs-repères qui peuvent être suivis sur des dizaines de kilomètres.

FIG. 1.19 : View from the southwest end of section at Stop 7, middle Hasseine Member (t8) on the west side of the Issene River. Note great lateral persistence of individual beds and the rare gray unit (upper cliff). These gray units are marker beds that can be traced for tens of kilometers.



FIG. 1.20 : Coupe caractéristique du Membre Hasseine supérieur (t8) à l'arrêt 8, au nord du village d'Igounan. Les lits gris et noirs tendent à être riches en palynoflores ; ils montrent une déformation due à la dissolution du sel, ainsi que des déformations postérieures au dépôt.

FIG. 1.20 : Section of the distinctive uppermost Hasseine Member (t8) at Stop 8, north of the village of Igounan. Grey and black beds tend to be palyniferous and exhibit salt dissolution-related deformation and growth as well as post-depositional deformation.

misset, ce faciès est remplacé en subsurface par une séquence épaisse de halite (~100 m). Ici nous pouvons voir que les strates sont essentiellement parallèles et latéralement continues, là où elles ne sont pas décalées par des failles mineures. Cependant, il y a localement des creux ou fléchissements non-érosifs de l'ordre du mètre, caractéristiques de la dissolution du sel, montrant la présence antérieure de halite y compris dans cette portion du bassin.

Les basaltes sus-jacents appartiennent à l'événement

CAMP (Central Atlantic Magmatic Province), qui intéresse la quasi-totalité du Maroc et que Marzoli *et al.* (2004) placent à la limite Trias-Lias, à 199-200 Ma (*cf.* circuit C1, vol. 2 des Nouveaux Guides), tandis que nous plaçons cette limite légèrement au-dessous.

Route : Après l'arrêt 8, nous reprenons sur la N8 la direction d'Agadir (fig. 1.10). La route recoupe des plis anticlinaux ouverts à plongement ouest : pli en genou de Bigoudine, dirigé ENE-WSW, relayé à l'ouest par le pli dé-

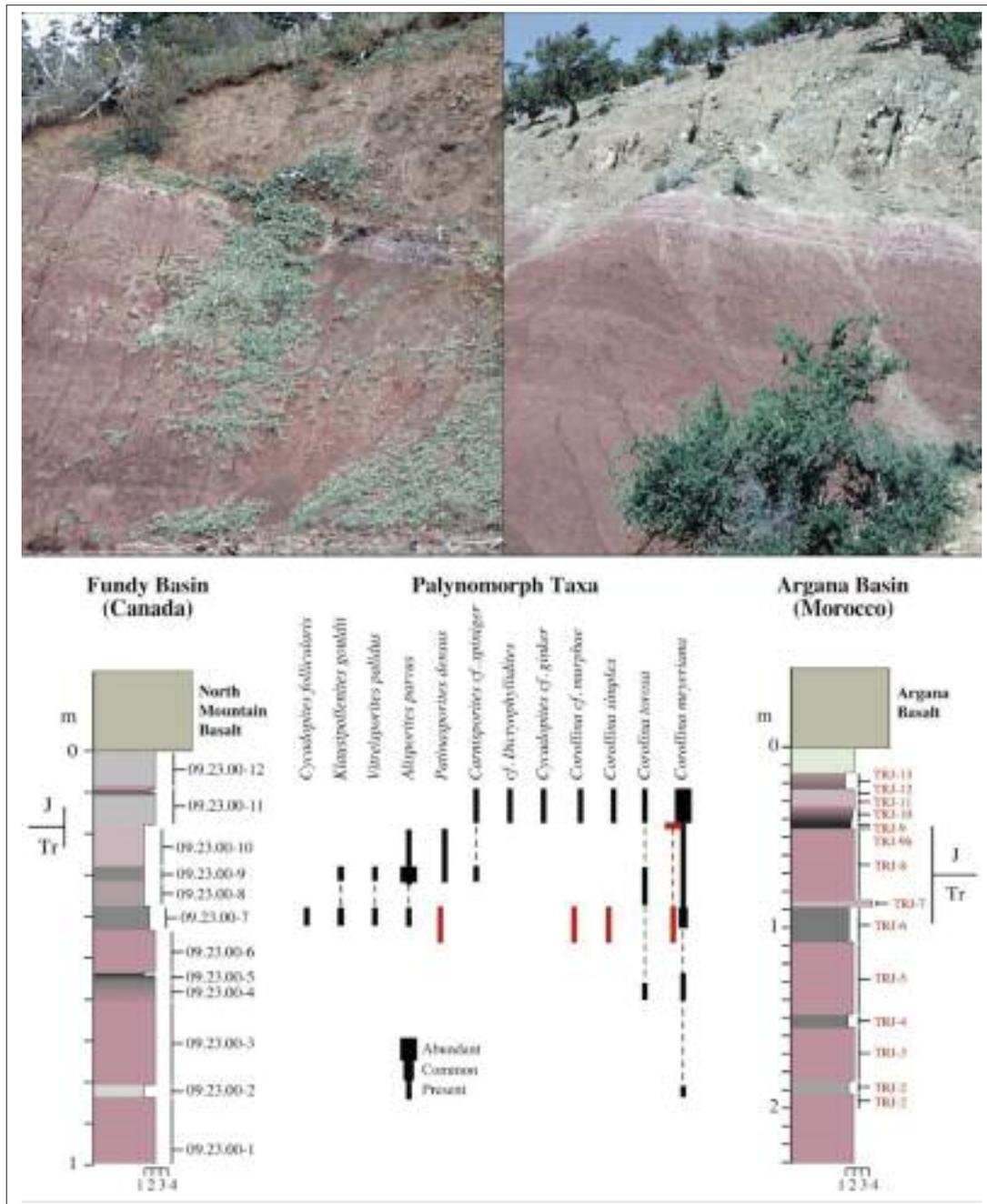


FIG. 1.21 : Comparaison lithologique et palynologique de coupes sous les basaltes des bassins de Fundy et d'Argana (d'après Whiteside *et al.*, 2006).

FIG. 1.21 : Comparison the sections below the lowest basalt in the Fundy and Argana basins in lithology and palynology (from Whiteside *et al.*, 2006).

collé d'Imouzzer – Doutama, là où les coulées de basalte sont les plus épaisses (près de 160-200 m), montrant de nombreuses coulées élémentaires (Aït Chayeb *et al.*, 1998), dont l'étude morphologique récente permet de les attribuer au type Pahoehoe (El Hachimi *et al.*, 2011). Ensuite nous commençons à monter vers le col de Tizi El Hajaj. Sous les coulées de basalte triasique apparaît un *sill tardi-jurassique*, intrusif dans les argiles rouges qui sont cuites sur plusieurs dizaines de mètres. C'est le sill d'Amlal (fig. 1.10), daté par

K-Ar roche totale à 157 ± 9 Ma (Manspeizer *et al.*, 1978 ; Brown, 1980). D'autres manifestations de ce magmatisme du Jurassique moyen-supérieur sont présentes peu au nord, à l'ouest de Bigoudine : un neck qui perce le Jurassique moyen (Fm d'Ameskroud) et des coulées qui s'y intercalent, épaisses de 10 à 40 m, avec un filon-couche de dolérite peu altéré daté à 156 ± 7 Ma par K-Ar roche totale (Ferrandini *et al.*, 1991). Certains filons sont injectés jusque dans le Callovien au toit des coulées, ce qui est compatible avec

l'âge K-Ar cité. D'autres filons, présents dans le socle paléozoïque plus à l'est, semblent attribuables au magmatisme jurassique (De Koning, 1957 ; Ferrandini *et al.*, 1991 ; Aït Chayeb *et al.*, 1998).

Ensuite, la route descend vers la plaine du Souss, montrant divers exemples de disharmonie et de décollement au sein des calcaires d'Id Ou Moulid, particulièrement à Ameskrout.

Le long de la bordure septentrionale de la plaine du Souss, nous roulons près du flanc méridional inverse de l'anticlinal de Lgouz, puis longeons le flanc sud faiblement plongeant, de l'anticlinal de Tagragra, jusqu'à Agadir (la coupe de ces structures atlasiques et des structures cachées sous la plaine du Souss est donnée dans le vol. 3 des Nouveaux Guides, circuit C4).

J2 : Agadir-Essaouira via Imouzzer (200 km)

Le Jurassique de la région d'Imouzzer

(M.S. BOUAOUDA & F. MEDINA)

Itinéraire et thèmes (fig. 1.10) : Le thème principal est la stratigraphie du Jurassique marin franc de la partie externe du bassin d'Agadir-Essaouira, dans la région d'Imouzzer. Le Crétacé sera également illustré par quelques arrêts optionnels.

Route and topics (figs. 1.0) : The main topic deals with the stratigraphy of the Jurassic, open marine deposits of the Imouzzer area. The Cretaceous deposits will be also observed at some optional arrêts.

Route : Au départ d'Agadir, la route N1 vers Essaouira traverse d'abord l'anticlinal de la Kasbah (fig. 2.1) dont le flanc sud affleure bien le long de la route entre l'ancien port et celui d'Anza, montrant des calcaires turoniens (cm, fig. 1.10) à fort pendage puis des lumachelles cénomaniennes qui forment le cœur du pli. Sur ces formations crétacées sont posées des terrasses quaternaires dont la description est donnée dans le guide de l'excursion de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire (AFEQ), dirigée par A. Weisrock *et al.* en 2010, téléchargeable depuis le site de l'AFEQ www.afeq.cnrs-bellevue.fr.

Plus au nord, au-delà de la faille de la Kasbah (Casbah), les faubourgs nord d'Agadir sont bâtis sur les formations carbonatées du Crétacé terminal (cs) qui fournissent la source principale du béton de la région du Souss, avec plusieurs sites industriels établis dans la région. Nous traverserons progressivement le Crétacé du synclinal d'Assersif du sommet vers la base.

A 10 km d'Agadir, la route arrive au village d'Aourir, à par-



FIG. 2.1 : Vue satellitaire oblique (Google Earth) sur le Haut Atlas occidental, montrant la disposition des plis dans la série du Jurassique (couleurs sombres) – Crétacé (couleurs claires). Les plis du premier plan montre des terminaisons périclinales à l'est et à l'ouest ; ceux du second plan, en couverture du Trias d'Argana et du socle sous-jacent, plongent uniquement vers l'ouest.

FIG. 2.1 : Oblique satellite view (Google Earth) of the western High Atlas, showing the fold setting in the Jurassic (dark colours) – Cretaceous (light colours) cover. The folds at the front view show periclinal terminations to the east and to the west; those of the background, upon the Argana Triassic formations and underlying basement, plunge uniquely westward.

tir duquel nous prenons à droite la route P1001 vers Imouzer. Après 7 km parcourus dans les marnes, marmo-calcaires et dolomies jaunes sénoniennes, la première barre remarquable correspond aux calcaires turoniens. Vient ensuite une dépression constituée par le Cénomaniens, puis une barre imposante de calcaires et dolomies de l'Albien supérieur (toit du ci). Celle-ci est traversée par une cluse qui permet l'accès à la dépression d'Alma (Oulma, Elma), sur la terminaison occidentale de l'anticlinal du J. Lgouz. Un **arrêt optionnel** (30°31'59"N ; 09°35'17"W ; alt. 350 m ; « a » sur la fig. 1.10) est à prévoir dans ce beau périclinal où affleurent les marnes de l'Albien inférieur, la barre aptienne, la barre de grès et calcaires barrémiens à exogyres, et enfin les marnes grises hauteriviennes (fig. 2.2).

Après le col de Tizi-ou-Elma (altitude 430 m), nous abordons une descente dans le synclinal de Tamraght qui nous mène à Tamzargout. C'est un **arrêt classique** « b » (30°33'04"N ; 09°33'44"W ; alt. 180 m) dans la « vallée de Paradis », montrant la palmeraie surplombée d'un monoclinale à marnes jaunes hauteriviennes.

La route pénètre ensuite dans les gorges creusées dans le flanc sud de l'anticlinal d'Anklout pour en atteindre le cœur triasique. La vallée recoupe principalement les formations du Jurassique supérieur (30°33'35"N ; 9°33'25"W à 30°35'07"N ; 9°32'00"W). Là aussi un **arrêt optionnel** « c » pourra permettre d'observer quelques petits plis et failles inverses associés à l'anticlinal d'Anklout, ainsi que des structures extensives (fig. 2.3), conséquence de l'instabilité tectonique de la fin du Jurassique ou de mouvements diapiriques sous le futur l'anticlinal. Ces structures consistent en des failles normales, des monoclinaux contenant des couches bréchiqes, des plis synsédimentaires et des sédiments dissociés.

IV. Le Jurassique marin du bassin externe

Dans la partie ouest du bassin d'Agadir-Essaouira, les séries jurassiques sont plus épaisses et plus franchement marines qu'à l'est, et la transgression sur le Trias continental est plus précoce. On distingue huit formations jurassiques dans cette partie du bassin (fig. 2.4) :

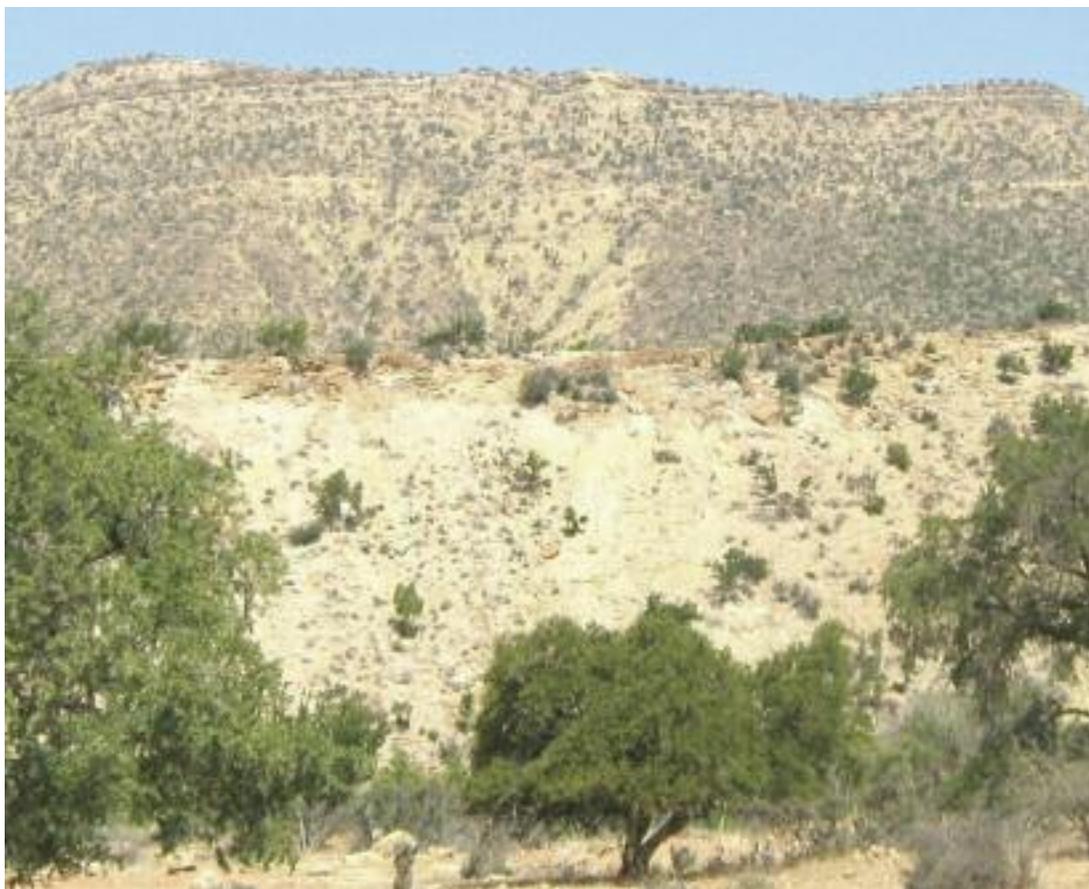


FIG. 2.2 : Vue vers l'ouest du Crétacé de la région d'Aksri, sur la terminaison occidentale de l'anticlinal de Lgouz. Au premier plan, les calcaires argileux lumachelliques du Barrémien (Duffaud *et al.*, 1971) ; au fond, les argiles grises surmontées de calcaires dolomitiques (Albien). L'Aptien est masqué.

FIG. 2.2 : Westward view of the Cretaceous formations of the Aksri area on the western termination of the Lgouz anticline. The shelly clayey limestone of Barremian age (Duffaud *et al.*, 1971) are exposed in the foreground; the background shows grey clays overlain by dolomitic limestones (Albian). The Aptian layers are masked.

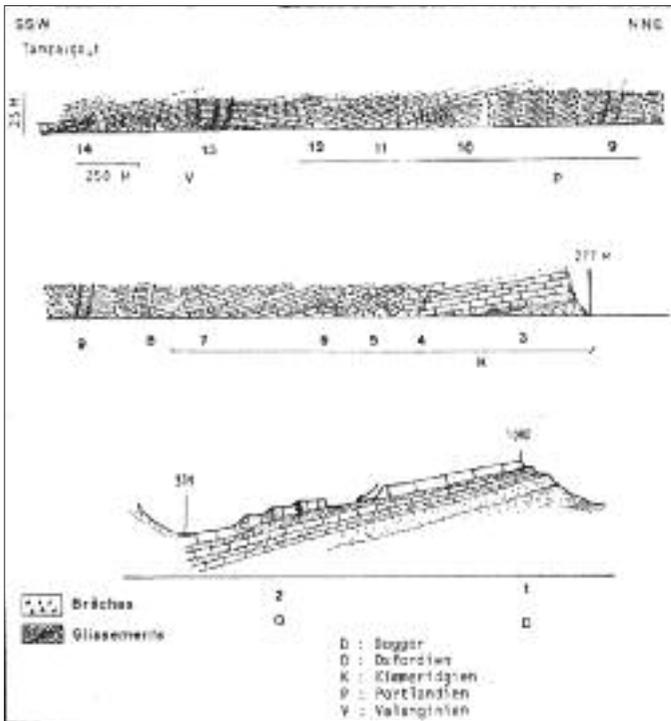


FIG. 2.3 : Structures tectoniques en extension et en compression le long de la route de la « vallée du Paradis » (oued Tamraght), d'après Medina & Chorowicz (1983).

FIG. 2.3 : Extensional and compressional structures along the « Paradise valley » (Oued Tamraght) after Medina & Chorowicz (1983).

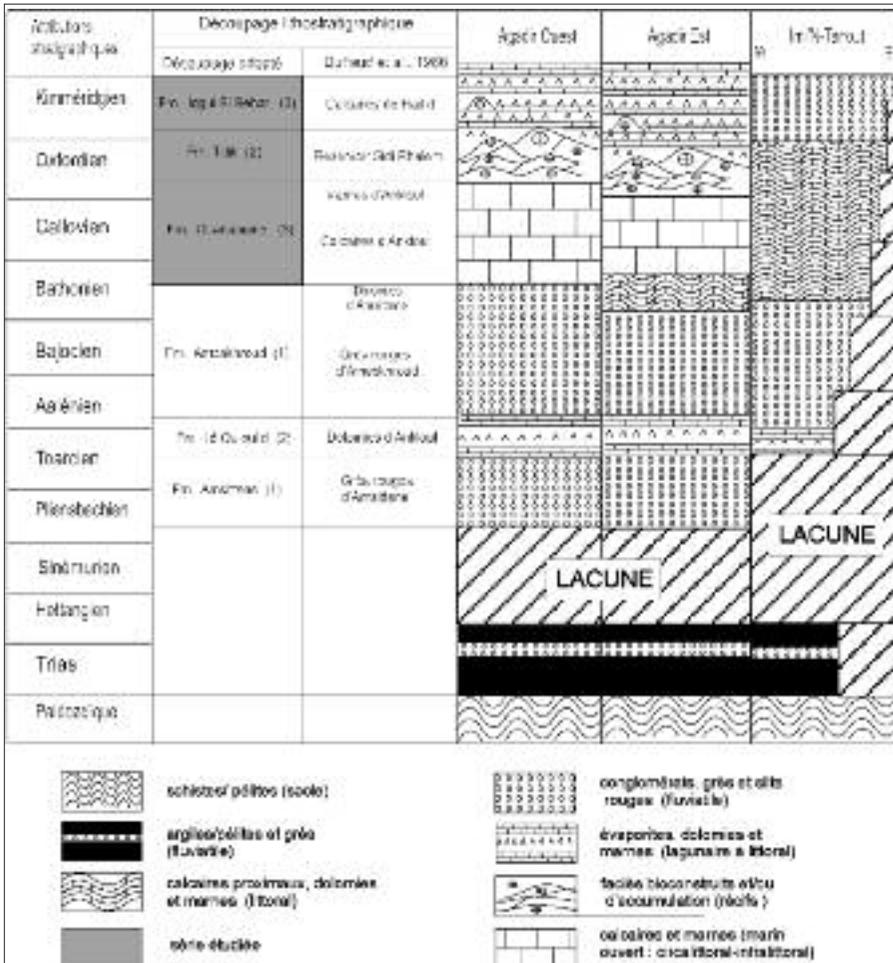


FIG. 2.4 : Lithostratigraphie des formations jurassiques (Lias - base du Kimmeridgien) de la région d'Agadir (d'après Bouaouda, 2007).

FIG. 2.4 : Lithostratigraphy of the Jurassic Formations (Liasic - base Kimmeridgian) of the Agadir area (after Bouaouda, 2007).

- Formation (Fm) d'Amsittene : grès et conglomérats, Pliensbachien-Toarcien tardif ;
- Fm d'Id Ou Moulid (Bouaouda, 2007), d'âge Toarcien-Aalénien : dolomies et shales (argilites) représentant la première transgression atlantique dans la région ;
- Fm d'Ameskroud (Duffaud et al. 1966), d'âge Aalénien - Bathonien inférieur : conglomérats et marnes ;
- Fm d'Ouanamane, Bathonien supérieur - Oxfordien inférieur ; constituée par des dépôts marins, calcaires et marnes principalement ;
- Fm de Tidili, Oxfordien-Kimméridgien précoce, principalement des calcaires récifaux ;
- Fm Iggui El Behar, Kimméridgien, calcaires lithographiques ;
- Fm Imouzzer (Duffaud et al. 1966), du début du Kimméridgien, constituée par des marnes rouges ;
- Fm de Timsilline (Duffaud et al. 1966) d'âge Tithonien.

L'itinéraire choisi permet l'observation des termes successifs de la série jurassique dans de bonnes conditions. Un itinéraire par la route du littoral n'offre que peu d'affleurements jurassiques, dont les plus intéressants, au Cap Rhir (Ghir) montrent des faciès récifaux du Kimméridgien, décrits par Ourribane *et al.* (1999).

Arrêt 9 : Coupe d'Aït Chehrid (Anticlinal d'Anklout)
30°39'02"N ; 09°30'56"W ; alt. 1070 m

Cette coupe est située au col de Tizi n'Tinketti, sur le flanc nord de l'anticlinal d'Anklout autour d'Aït Chehrid, le

long de la route à 4-5 km d'Imouzzer. La fin de la coupe est visible le long de la piste vers Tarhazout (x = 105,8 ; y = 412,4 ; feuille Taghazout au 1/50 000).

La vue satellitaire de ce secteur et les observations sur le pendage sud des couches dans la montée du col permettent tout d'abord quelques remarques sur la structure de l'anticlinal d'Anklout (fig. 2.5). D'une part, le flanc nord de l'anticlinal montre à la fois une faille inverse, par laquelle l'anticlinal à noyau salifère se déverse vers le nord sur le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. D'autre part, la disposition en éventail des couches jurassiques (très nette à l'est du col) évoque une croissance synsédimentaire de l'anticlinal, qui correspondrait donc à un diapir. Cette hypothèse est confortée par la présence d'un pli à axe fortement plongeant dans les assises triasiques (et liasiques ?) du dôme en bas du col, au sud de la discordance progressive. L'hypothèse mériterait cependant un contrôle structural détaillé sur le terrain.

La coupe du Jurassique du col de Tizi n'Tinketti permet d'observer très facilement les formations sédimentaires d'Ouanamane et de Tidili (fig. 2.6).

Formation d'Ouanamane

Ici, cette formation épaisse de 80 m est très fossilifère, et comprend trois membres : 1) le membre à calcaire oolithique ; 2) le membre à calcaires riches en brachiopodes et calcaires marneux ; 3) le membre à marnes et argilites (shales). Le substratum est représenté par un ensemble de marnes et de dolomies.



FIG. 2.5 : Formations jurassiques (Ameskroud, Ouanamane et Tidili) de la coupe d'Aït Chehrid (d'après Bouaouda, 2007).

FIG. 2.5 : Jurassic formations (Ameskroud, Ouanamane and Tidili) of the Ait Chehrid section (after Bouaouda, 2007).

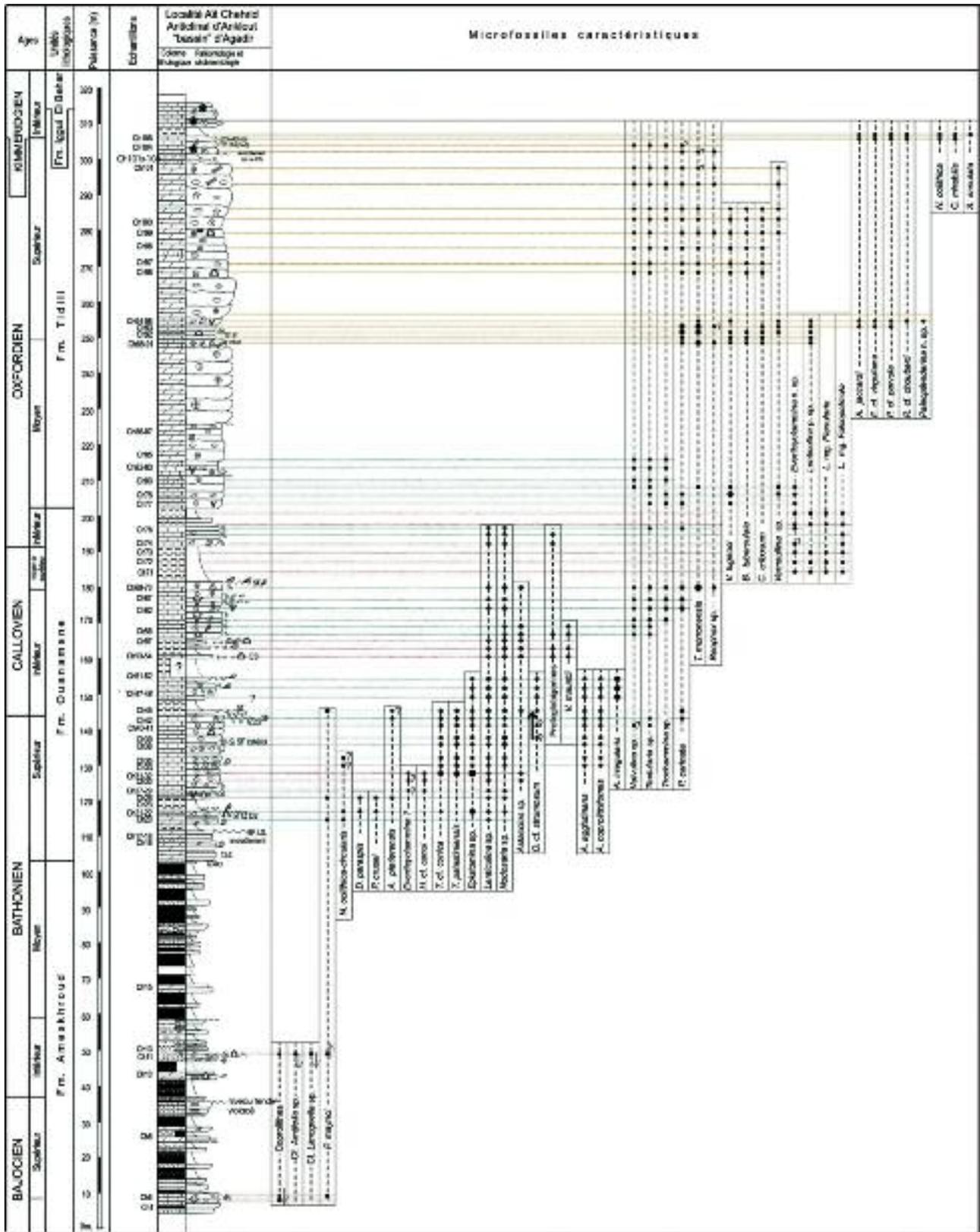


Fig. 2-6 : manque légende

- *Membre à calcaire oolitique*. Épais de 28 à 31 m, il est dominé par des calcaires oolitiques encadrés par des niveaux marneux. Les limites supérieure et inférieure sont franches et correspondent à des surfaces ferrugineuses avec des croûtes d'huîtres, la surface supérieure étant perforée.
- *Membre à calcaires riches en brachiopodes et calcaires marneux*. Épais de 36 à 38 m, il est constitué principalement par des calcaires et des marnes alternant dans la partie inférieure, et par des calcaires dans la partie supérieure.
- *Membre à marnes et argilites*. Épais de 10 à 15 m, ce membre est principalement marneux et homogène. Il est constitué par des marnes gris-vert, sans faune apparente.

Formation de Tidili

La limite inférieure de cette formation correspond à la disparition des marnes marines gris-vert qui caractérisent le sommet de la Fm d'Ouanamane. La limite supérieure coïncide avec l'apparition et la dominance de faciès lagunaires de la Fm d'Igguï El-Behar. Des niveaux sédimentaires à faune caractéristique sont fréquemment intercalés dans cette formation principalement récifale. De la base au sommet on observe les unités suivantes (fig. 2.6) :

- 1** : *Calcaires bioclastiques et coquilliers (Ch74-84)*. Ce premier terme (12 à 15 m), apparaît brutalement au-dessus des marnes sommitales qui caractérisent le sommet de la Formation Ouanamane. Il est constitué par une succession de lits de wackestones bioclastiques et coquilliers jusqu'à des microfaciès de boundstones où dominent les organismes constructeurs (serpulidés, échinides, bryozoaires, huîtres, entroques, coraux et quelques algues calcaires). Le microfaciès correspond à une biomicrite ou à une biodolomicrosparite fréquemment bioturbée et contenant d'abondants bioclastes ainsi que des microfossiles tels que : *Textularia* sp., *Spirillina* sp., *Nodosaria* sp., *Falsopalmula* sp., *Lenticulina* sp., *Valvulina* cf. *lugeoni*, *Tubiphytes* cf. *morroneis*, *Astacolus*, *Everticyclammina* n.sp. (forme évoluée).
- 2** : *Dolomies (Ch85-87)*. Le terme de base correspond à 5 m de dolomies massives montrant de fréquentes vacuoles de dissolution. Le terme intermédiaire (3-4 m) montre des couches de dolomie vacuolaire mieux stratifiées. Ils correspondent à des dolomicrosparites ou à des dolosparites avec des fantômes d'oolites (ou à des sections de Nubéculaires totalement dolomitisés) avec d'abondantes taches de sparite. Le terme supérieur (23 m), est composé de dolomies massives avec d'abondantes vacuoles de cristallisation de dimension centimétrique à décimétrique. L'aspect massif et les structures en dôme suggèrent un environnement récifal.
- 3** : *Calcaires (Ch89-Ch95)* : L'unité correspond à un ensemble de lits calcaires, admettant dans leur partie médiane quelques niveaux marneux. L'épaisseur varie de 5 à 10 m.
- 4** : *Dolomies vacuolaires* : Sans aucune transition s'installe un ensemble de carbonates d'aspect massif. Sur le terrain, l'aspect évoque une bioconstruction (dôme récifal). Quelques observations montrent des organismes d'affinité récifale tels que coraux associés à des algues encroûtantes, serpulidés, entroques...
- 5** : *Calcaires et dolomies (Ch96-98)* : Cette unité de 15-20 m est composée de dolomies et de calcaires dolomitiques. L'unité est peu stratifiée et fournit une biophase consistant en madréporaires, bryozoaires, Nérinées et entroques. Les microfaciès des couches basales correspondent à une biomicrite wackestone-boundstone avec d'abondants bioclastes et microfossiles tels que *Bulloporella tuberculata*, *Coscinophragma* sp., *Valvulina* sp. et des Textulariidés. Les 2-3 m supérieurs sont des calcaires contenant des accumulations de débris : biomicrite avec débris de bioclastes graviers, intraclastes et très rares oolites.
- 6** : *Dolomies vacuolaires (Ch100-101)* : Cette unité (18 à 20 m) correspond à des dolomies massives avec d'abondantes vacuoles. Le microfaciès est celui de biomicrites grises ou de wackestone-boundstone aux fragments recristallisés, et bioclastes de coraux, entroques, larges radioles d'oursins, Nérinées et microfossiles : *Tubiphytes morroneis*, *Reophax* sp., *Verneuilina* sp., *Valvulina* sp., et *Nautiloculina oolithica*.
- 7** : *Calcaires et marnes (Ch101X-103)* : Cette unité (2-3 m) formant une dépression topographique, n'est pas continue. Elle commence par des faciès calcareux soit bioturbés, soit dolomitiques avec de probables laminites algaires, et se poursuit par un niveau marneux jaunâtre dépourvu de fossiles.
- 8** : *Calcaires bioclastiques (Ch104-108)* : Les couches calcaires de cette unité forment une barre de 5 m d'épaisseur. Ce sont des calcaires bioturbés micritiques ou microdolomites avec d'abondants bioclastes. La biophase consiste en coraux *Cladocoropsis mirabilis*, lamelli-branches, oursins, entroques, annélides, Térébratules (à la base), bryozoaires, algues : *Tubiphytes morroneis*, foraminifères : *Alveosepta jaccardi*, *Rectocyclammina* cf. *chouberti*, un grand lituolidé, *Otaina* sp., *Coscinophragma cribosum* et *Textularia* sp. Le microfaciès du dernier lit calcaire (1 m à 1,50 m) est une biomicrite bioturbée contenant des dasycladacées et des foraminifères tels que : *Aci-cularia* sp., *Salpingoporella annulata*, *Alveosepta jaccardi*, *Rectocyclammina* sp., *Nautiloculina oolithica* et quelques *Everticyclammina virguliana*.

Arrêt 10 : Coupe de l'oued Tidili au pied d'Imouzer

30°40'30"N ; 09°28'46"W ; alt. 1150 m

Cet arrêt permet l'observation de faciès variés ainsi que de beaux exemples de phénomènes tectono-sédimentaires dans la Fm de Tidili (Oxfordien-Kimméridgien inf.).

Avant de descendre vers le village de Tidili par la nouvelle route menant à Tamri et à Essaouira, nous pouvons voir depuis le village perché d'Imouzzer des Ida Ou Tanane (**sub-arrêt A** ; coordonnées GPS ci-dessus) les différentes unités lithostratigraphiques qui affleurent au pied du village vers le NW, près de Tidili et Tamarout, deux localités situées au cœur de l'anticlinal d'Imouzzer. Celui-ci a un axe NE-SW dans sa partie méridionale, tandis que plus au NE, il se tord en direction ENE (fig. 2.1). A distance, trois types de faciès qui caractérisent les formations jurassiques peuvent être observés : la formation (Fm) jaunâtre d'Id Ou Mouldid, constituée par des carbonates et des faciès évapo-

ritiques correspondant à un environnement lagunaire et de sebkha ; la Fm rouge d'Ameskroud, fluviatile à deltaïque, à conglomérats, grès, siltstones et roches argileuses rouges, et enfin, la Fm grise d'Ouanamane, à faciès marins ouverts pélagiques, calcaires, calcaires marneux et marnes.

La coupe typique de la Fm de Tidili (fig. 2.7) s'observe au nord du village de Tidili (**sub-arrêt B**), à environ 3 km au NNW d'Imouzzer des Ida Ou Tanane ($x_1=107,9$; $x_2 = 108,2$; $y_1= 417$; $y_2 = 418$; feuille au 1/50 000 Imouzzer des Ida Ou Tanane). Dans ce site, les marnes et les argilites de la Fm d'Ouanamane sont recouvertes directement par les faciès récifaux de la Fm de Tidili (fig. 2.8). De la base

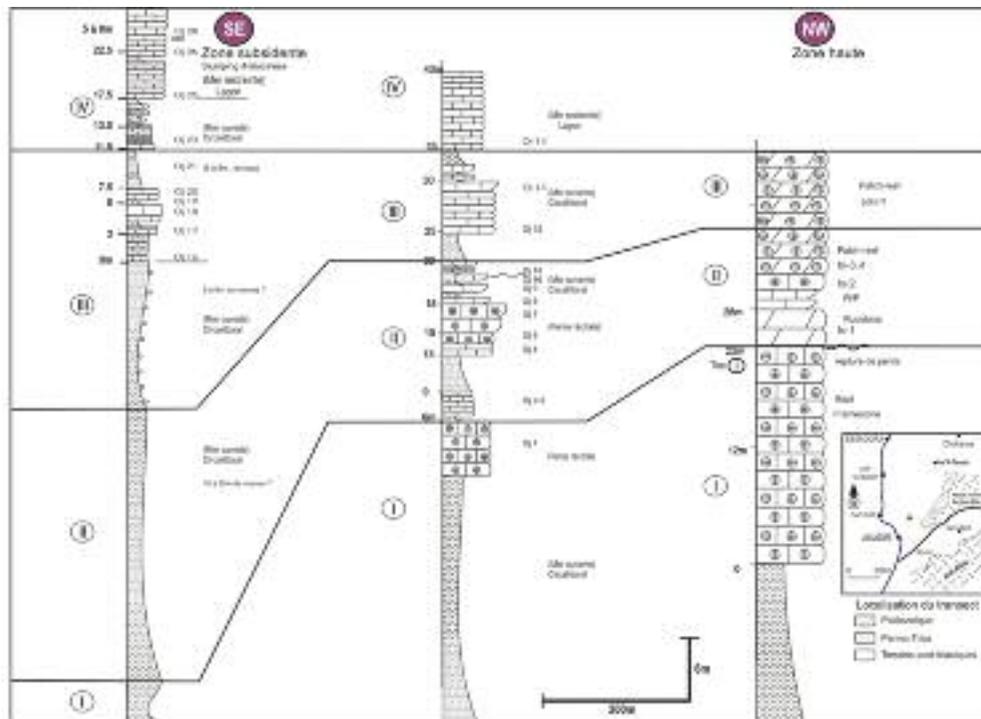


FIG. 2.7 : Evolution des faciès dans la coupe de Tidili.

Fig. 2.7 : Facies evolution in the Tidili section.



FIG. 2.8 : Les formations d'Ouanamane et de Tidili à Tidili.

Fig. 2.8 : The Ouanamane and Tidili formations at Tidili.

au sommet, on trouve la succession suivante (*cf.* fig. 2.7, colonne de droite) :

- 1 : 10 à 15 m de dolomies dures et massives, qui ne livrent pas de fossiles. Cette masse carbonatée s'amincit vers le bas de la coupe puis est remplacée par des marnes et des calcaires finement lités. L'aspect massif et la structure lenticulaire de l'ensemble basal suggèrent une formation bioconstruite dolomitisée. Localement, on observe des traces d'organismes constructeurs tels que des coraux branchus associés à des Nérinées, serpulidés et crinoïdes. Ce premier ensemble, qui forme une barre dans le panorama, semble recouvrir (et prograder sur) le sommet de la Fm d'Ouanamane.
- 2 : Un fin niveau de marnes ou marno-calcaires (0,10 m) qui s'épaissit vers le bas jusqu'à 3 m dans la partie subsidente de la structure. Ce niveau recouvre l'unité récifale après un épisode de régression. Microscopiquement, le faciès est une biomicrite mudstone/wackstone à foraminifères et macrofossiles de mer ouverte. Les bioclastes incluent des oursins, lamellibranches, quelques brachiopodes, des serpulidés et le foraminifère *Alveosepta jaccardi*.
- 3 : 50-60 m de dolomicrites avec coraux et huîtres, le faciès étant un wackestone et souvent un floatstone avec quelques niveaux de framestones et des coraux en position de vie. Les autres fossiles constructeurs sont des coraux, des nérinées et des algues encroûtantes.
- 4 : 50-60 m de faciès carbonatés, avec une microstructure en framestone incluant des coraux et des algues encroûtantes. La matrice est micritique à microsparitique avec quelques taches sparitiques. Les lits les plus calcaires sont très fossilifères et semblent former des édifices bioconstruits. Les bioclastes sont représentés par des coraux de dimensions variées, des algues rouges encroûtantes, des serpulidés, des bryozoaires ainsi que des organismes non constructeurs comme les oursins et les foraminifères.
- 5 : Une barre saillante dolosparitique de 25-30 m d'épaisseur progradant sur les couches précédentes. Au sommet, quelques rares bioclastes correspondent à des coraux et à des algues rouges. Une surface ferrugineuse recouvre le sommet de ces dolosparites. L'unité disparaît latéralement en direction de la zone subsidente, laissant la place à des faciès carbonatés de mer ouverte (marnes et calcaires micritiques).
- 6 : 1-5 m de marnes riches en brachiopodes et marno-calcaires, régressifs par rapport aux strates précédentes. Dans la crête, cette unité s'amincit et devient difficile à distinguer à l'intérieur des calcaires récifaux et des dolomies dominants. Dans ce cas, elle est remplacée soit par un mince niveau de calcaire micritique, soit par une surface ferrugineuse. Dans les parties subsidentes, elle correspond à des mudstones à brachiopodes et foraminifères (*Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina cf. virguliana*), ce qui per-

met l'attribution à l'Oxfordien terminal (tardif). La base de l'unité est représentée par des calcaires coquillers de forme lenticulaire, attestant des phénomènes de slumping.

- 7 : Le reste de l'unité, représenté par des calcaires et des calcaires dolomités, prograde sur l'unité sous-jacente. Ces couches comportent 10-15 m de dolosparite massive ou une dolomicrosparite à traces d'organismes constructeurs (coraux et nérinées). Néanmoins, certains niveaux calcaires sont des framestones ou des wackestones. Le sommet de certaines strates est fortement bioturbé. L'unité s'achève par environ 4 m de dolomies calcaires ou de grainstones à pellets, oolites et foraminifères (*Rectocyclamina chouberti*, *A. jaccardi*) et des algues dasycladacées (*Salpingoporella annulata*).

Environ 50 m en contrebas de la crête, au SW dans la cluse à gauche de la photo (**sub-arrêt C**), la Fm de Tidili montre des variations de faciès par rapport à la coupe décrite ci-dessus. De la base au sommet, les faciès sont organisés en plusieurs unités ou mésoséquences de dépôt (fig. 2.7, colonne médiane).

La base de la coupe correspond à une suite de marnes et de marno-calcaires semblables à celles de la Fm d'Ouanamane. Ce faciès typique de mer ouverte est l'équivalent latéral des dolomies récifales et des calcaires dolomitiques de la base de la coupe de la crête.

Une lentille calcaire qui s'amincit vers le bas de la coupe s'avance sur les marnes. Ces lentilles de forme sigmoïdale ont 4 à 18 m d'épaisseur. Le microfaciès est celui de wackestone ou de floatstone bioturbé contenant annélides, crinoïdes, oursins et foraminifères (*A. jaccardi*, *R. cf. chouberti* et hyalins).

Cette unité est recouverte par 0,40-2 m d'un niveau de marnes, rétrogradant et s'épaississant vers le bas de la coupe. Cet intervalle marneux est recouvert directement par 1,50 m de calcaires wackestone à entroques et lamellibranches, puis par 4-5 m de lits dolomitiques fins noirs. Le sommet en forme de hummock pourrait correspondre à une surface karstifiée.

L'unité suivante montre 20 m de dolomies et de calcaires bioconstruits progradants et massifs. Microscopiquement, ce sont des framestones contenant des organismes constructeurs (coraux, algues encroûtantes et bryozoaires). Une intercalation de 1,20 - 1,50 m de calcaires wackestones et de dolomies interrompt la monotonie de ce faciès.

Au-dessus, 2-4 m de marnes à brachiopodes et oursins recouvrent en transgression l'unité sous-jacente. Ce sont des biomicrites mudstones, plus rarement des wackestones, contenant une micro- et macrofaune de mer ouverte (*Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Everticyclammina cf. virguliana*, *A. jaccardi*) et des foraminifères planctoniques.

Le sommet de la coupe correspond à 10 m de dolomies calcaires de fine texture (wackestone), à nombreuses traces de bioactivité. Les rares bioclastes identifiés correspondent à des coraux, à des serpulidés et probablement à des crinoïdes. De taille variable, ils sont souvent recristallisés en sparite ou sont micritiques. Certains niveaux toujours calcaires, permettent l'identification de la microfaune (*A. jaccardi*, *R. cf. chouberti*, *Otaina* sp. et d'autres Lituolidés indéterminés).

Interprétation des paléoenvironnements

Dans la coupe de la crête, la succession lithologique et faciologique montre clairement la domination du faciès récifal. Ce sont des environnements infralittoraux de salinité normale, d'hydrodynamique forte à moyenne, autorisant le développement d'organismes constructeurs.

Dans la partie intermédiaire, la succession sédimentaire reflète une évolution séquentielle de l'environnement depuis un milieu externe infralittoral à un milieu pré-récifal, voire typiquement récifal. La prédominance de ces termes varie selon la position dans la coupe. Plusieurs mésoséquences de dépôt caractérisent la Fm de Tidili, découlant d'événements tectoniques et eustatiques.

Vers le bas, au SSW, le contenu lithologique et paléontologique devient différent. Les caractéristiques des faciès sont plus proches de celle de la Fm d'Ouanamane et la Fm de Tidili fait défaut. Généralement, les faciès observés dans ce site sont des calcaires à grain fin et des marnes. Ce sont surtout des biomicrites et des micrites contenant une faune et une microfaune de mer ouverte : brachiopodes, oursins, ammonites pyriteuses, foraminifères hyalins benthiques et agglutinés et probablement quelques foraminifères planctoniques.

Biostratigraphiquement, de la base au sommet, quelques « coupures » peuvent être identifiées dans la partie subsi-

dente de cette localité : un biofaciès avec *Everticyclammina* n. sp. et de nombreux foraminifères hyalins ; un biofaciès avec *Alveosepta jaccardi*, et finalement un biofaciès avec *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina cf. virguliana*.

Route : A partir d'Imouzzer, la nouvelle route P1000A passant par le barrage Moulay Abdallah, qui alimente Agadir en eau depuis le nord, permet de rejoindre la N1 au nord de Tamri au bout de ~50 km de virages, en traversant le flanc nord de l'anticlinal du Cap Ghir, prolongement occidental de celui d'Anklout (fig. 2.1). Les affleurements sont constitués des mêmes formations crétacées que sur le flanc sud de l'anticlinal d'Anklout, mais qui sont ici sub-tabulaires. L'anticlinal du Cap Ghir est un pli coffré dont le cœur est fait de faciès récifaux d'âge Oxfordien – Kimmérien (fig. 1.10). Puis la route monte pour courir sur les terrasses plio-quaternaires, attestant le soulèvement néotectonique de la côte. Le Moghrébien (Pliocène) apparaît soulevé en de nombreux endroits.

Arrêt 11 : Imsouane : pillow and ball structures

30°50'38"N ; 009°49'19"W

La bretelle d'accès au village de pêcheurs et surfeurs d'Imsouane prend sur la route N1 à 85 km environ d'Agadir (point 30°50'38" ; 9°49'19" ; alt. 300 m). A partir de la N1, nous prenons la route 6649 à gauche, qui traverse sur 3 km les épaisses formations dunaires consolidées du Moghrébien. La descente abrupte vers le village traverse la falaise armée de formations du Crétacé inférieur. L'arrêt, situé sur la plage même d'Imsouane, montre de remarquables structures en boules et coussins (*pillows and balls* ; fig. 2.9). Ces structures, décrites par Einsele (1982), correspondent ici à des cylindres de taille métrique à plurimétrique, dont les parois sont formées de lumachelles et le cœur par des grès poreux du Crétacé inférieur. Elles sont séparées entre elles par des vides ou par des marnes. Ces structures sont interprétées comme dues à des perturba-



FIG. 2.9 : Structures en pillow-and-ball dans le Crétacé inférieur de la plage d'Imsouane. A, allure générale d'un pillow ; B, détail montrant la déformation d'un niveau lumachellique.

FIG. 2.9 : Pillow and ball structures in the Lower Cretaceous deposits of Imsouane beach. A, overall shape of a pillow ; B, close-up view showing the deformation of a shelly bed.

tions qui ont conduit à l'expulsion d'eau et à la déformation des couches semi-consolidées suite à une liquéfaction probablement liée à des séismes.

Route : On reprend la N1 jusqu'à Tamar (22 km). La N1 est constamment établie sur les calcarénites quaternaires. On peut prévoir de passer la nuit, soit dans ce bourg, soit à Essaouira, qui n'est qu'à 60 km par la N1.

J3 : Essaouira (Tamar)-Marrakech via Sebte Gzoula, Chichaoua (340 km)

Itinéraire et thèmes (fig. 3.1) : L'itinéraire est consacré à trois thèmes : **i**) dans la région du cap Tafelney, la tectonique cénozoïque et le rôle du sel triasique dans la déformation syn- et post-sédimentaire (pli du J. Amsitten, diapir du Tidsi) ; **ii**) dans la région d'Essaouira, la tectonique des plis des J. Hadid et Kourati ; **iii**) dans la région de Mouissate, la stratigraphie du Jurassique sur la plate-forme de la Meseta et la tectonique distensive du bassin triasique de Sidi Chiker.

Route and themes : (fig. 3.1) : The J3 route is dedicated to the following three topics : **i**) in the Cape Tafelney area, the Cenozoic tectonics and the role of the Triassic salt in the synsedimentary and post-sedimentary deformation (J. Amsitten anticline, Tidsi diapir); **ii**) in the Essaouira area, the J. Hadid-J. Kourati folds ; **iii**) in the Mouissat area, the stratigraphy of the Jurassic platform deposits and the extensional evolution of the Sidi Chiker Triassic basin.

Première partie : Le bassin d'Essaouira (onshore et offshore) et le rôle du sel dans son évolution tectonique

(M. HAFID, M.S. BOUAOUA, F. MEDINA & E.M. ETTACHFINI)

V. Evolution structurale : halocinèse et compression

Le bassin d'Agadir-Essaouira a été exploré depuis la fin des années 1950 par la Société Chérienne des Pétroles, et a livré plusieurs champs productifs. Aujourd'hui, la marge offshore est activement explorée. L'interprétation des profils sismiques industriels en mer et sur terre des bassins d'Essaouira, Haha



FIG. 3.1 : Localisation des arrêts de la journée J3 sur un extrait de la carte géologique du Maroc au millionième.
 Fig. 3.1 : Location of the stops of day J3 plotted on an excerpt of the geological map of Morocco, scale 1/1 000 000.

(bassin Essaouira-Agadir) et Abda (sud du bassin de Doukkala) a permis de dégager les points suivants, concernant l'évolution structurale du bassin (Hafid, 2006 ; Hafid et al., 2008).

Tectonique salifère

Le bassin d'Essaouira-Agadir est le seul segment de la marge marocaine où le bassin salifère atlantique fait une incursion à terre (fig. 3.2). La fig. 3.3 montre la carte structurale des principaux corps mobiles de sel tels qu'ils sont cartographiés dans ce segment, à partir des forages et de la sismique. La distribution inégale de ces corps suggère que le sel le plus épais est situé au-dessus d'hémi-grabens (Tari et al., 2003). A terre, la zone de Necnafa (=Neknafa) renferme les principaux dômes et diapirs (e.g. Tidsi), ainsi que les parties du bassin où les formations du Jurassique et du Crétacé

sont les plus épaisses (fig. 3.4). Cet épaissement local, qui a été bien cartographié depuis le travail précurseur de Duffaud et al. (1966), peut être expliqué par la subsidence différentielle due au retrait du sel (Hafid et al., 2000, Hafid, 2006). Toutefois, les données sismiques ne permettent pas d'exclure la possibilité que l'épaississement ait pu être en partie dû à la reprise de l'extension pendant le Jurassique, comme il a été suggéré par les travaux antérieurs (e.g. Medina, 1994). Dans les zones où le sel est plus mince (e.g. Meskala), il y a quelques indications que la migration du sel a débuté avant l'ouverture océanique (~175 Ma). Cependant, dans d'autres zones (e.g. le puits OTA), le sel est resté interstratifié dans la séquence stratigraphique. Cette évolution structurale essentiellement gouvernée par le diapirisme salifère a duré du Lias au début du Crétacé supérieur.

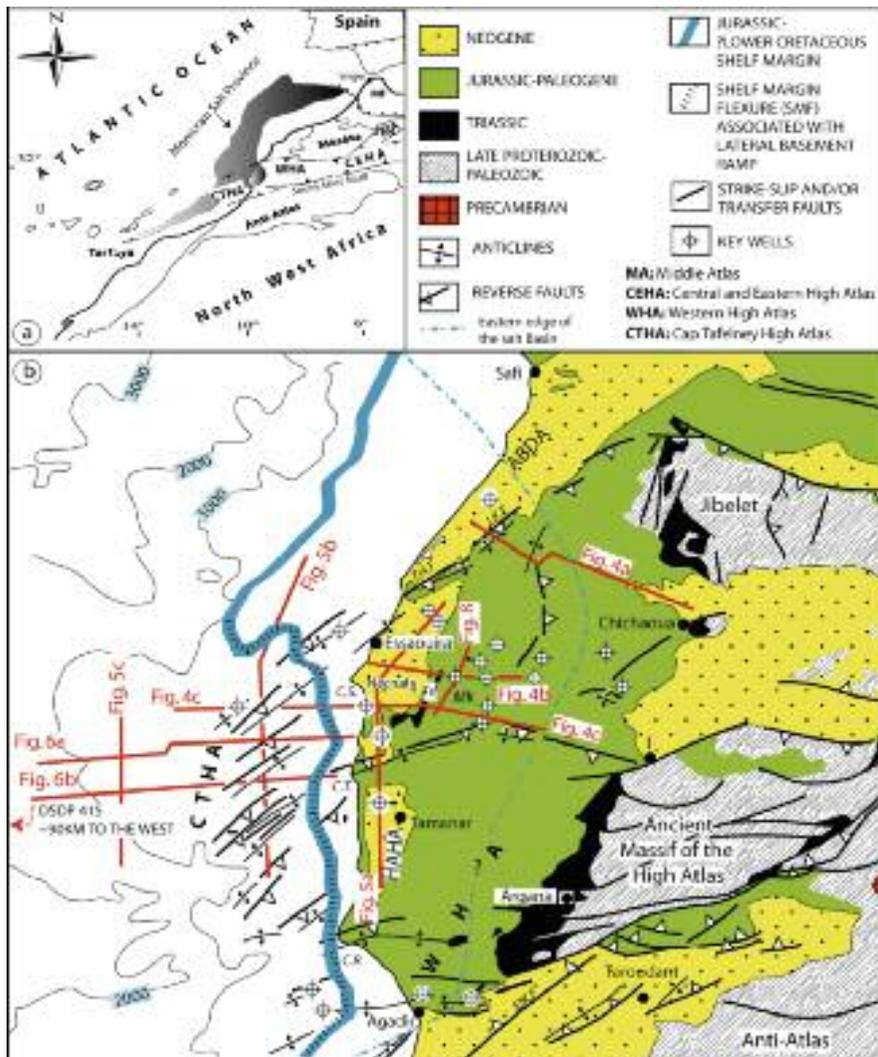


FIG. 3.2 : (a) Localisation de la province saline marocaine; (b) Carte géologique simplifiée de la terminaison occidentale du système Jbilet-Haut Atlas montrant les principales structures atlasiques, les localisations des coupes sismiques et les puits de référence (Hafid, 2006). C.R. : Cap Rhir ; C.S. : Cap Sim ; C.T. : Cap Tafelney ; EKF : Faille d'El Klea ; JHF : Faille du Jbel Hadid ; JKF : Faille du Jbel Kourati; Mk : Meskala ; Td : Tidsi.

FIG. 3.2 : (a) Localisation of the Moroccan Salt Province; (b) simplified geological map of the western termination of the Jbilet-High Atlas system showing main geological trends, location of seismic transects and key wells.

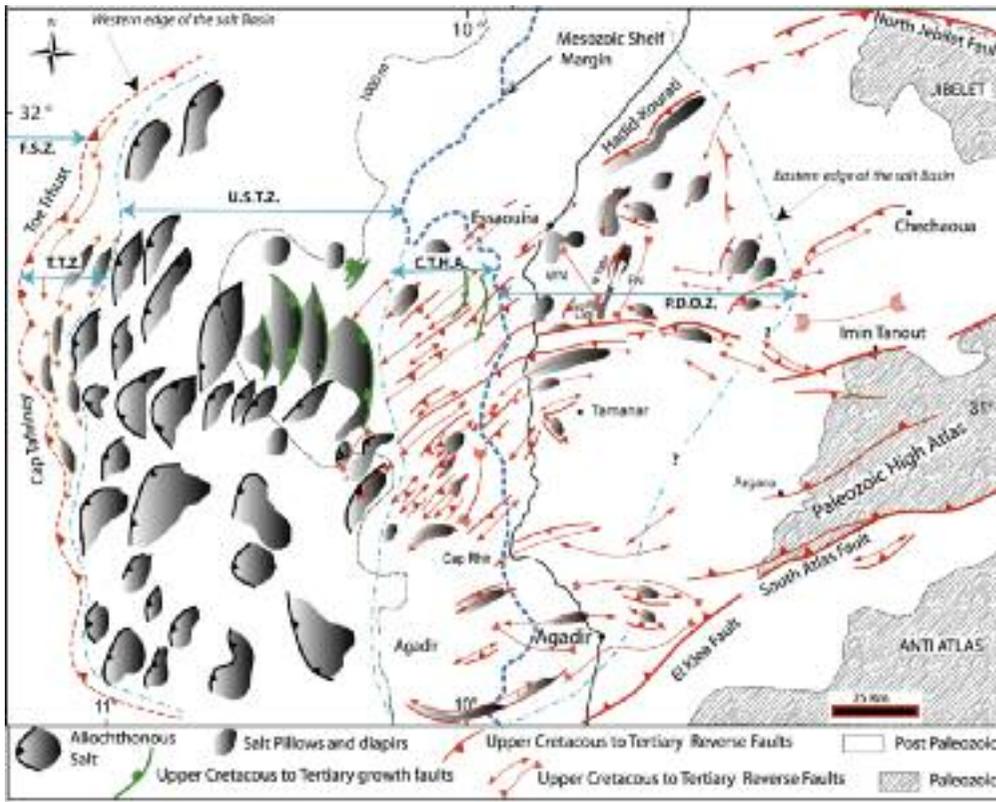


FIG. 3.3 : Schéma structural et carte du sel de la terminaison occidentale du système Jbilet-Haut Atlas et Essaouira-Cap Tafelney de la marge atlantique marocaine, basée sur les données sismiques disponibles. Les structures du front de la zone charriée sont cartographiées d'après Tari *et al.* (2000). Zones de tectonique salifère d'est en ouest : P.D.O.Z. Zone de coussins et de diapirs à terre; C.T.H.A. Cap Tafelney-Haut Atlas; U.S.T.Z. Zone des langues de sel chevauchantes; T.T.Z.; Zone du charriage frontal; F.S.Z. Zone des sédiments horizontaux (d'après Hafid, 2006).

FIG. 3.3 : Structural sketch and salt map of the western termination of the Jbilet-High Atlas system and of the Essaouira-Cape Tafelney segments of the Moroccan Atlantic margin, based on the available seismic data. The toe thrust zone structures are mapped after Tari *et al.* (2000). Salt tectonic related zones are, from east to west : P.D.O.Z., Pillows and Diapirs Onshore Zone; C.T.H.A., Cape Tafelney High Atlas; U.S.T.Z., Upthrust Salt Tongue Zone; T.T.Z., Toe Thrust Zone; F.S.Z., Flat Sediment Zone (after Hafid, 2006).

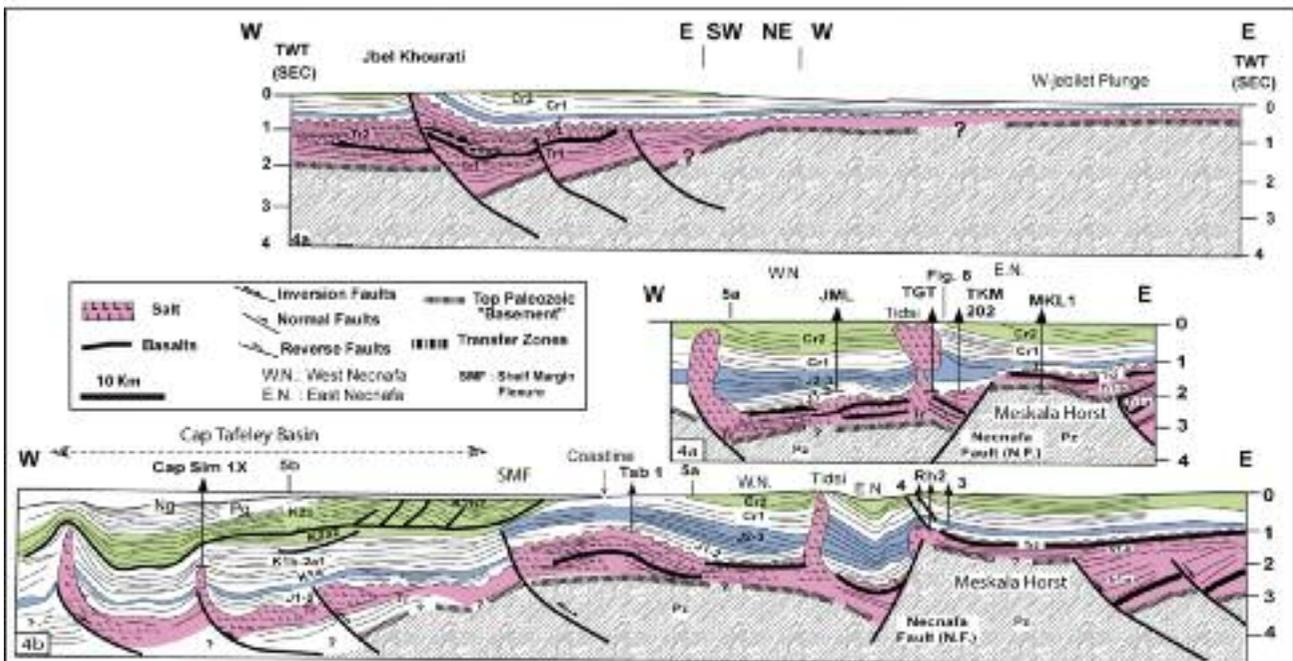


FIG. 3.4 : Tracés de profils sismiques E-W intéressant les parties onshore du bassin.- a, tracé du profil sismique E-W entre la région de Chichaoua et le J. Khourati (paléofaïlle inversée).- b, c, tracé de deux profils recoupant d'est en ouest, le horst de Meskala, la dépression de Neknafa-Est, le diapir de Tidsi et, pour le profil inférieur, se poursuivant dans le plateau continental et la partie nord du bassin du Cap Tafelney. Localisation : fig. 3.2. ; âge des unités sismiques : fig. 3.7.

FIG. 3.4 : E-W line drawings seismic profiles of the onshore part of the basin.- a, transect extending from the Chichaoua area in the east to the inverted Jebel Kourati near the coast; b and c, transects crossing from east to west, the Meskala horst, the East Neknafa depression, the northern part of the northern branch of the Tidsi diapir and the west Neknafa depression; and for the lower panel, extending into the continental shelf and the northern branch of the Tidsi diapir, the West Neknafa depression, the present day coastline, the continental shelf and the northern part of the Cape Tafelney basin. For location see FIG. 3.2, and for the age of seismic units see FIG. 3.7.

Compression atlasique

A la fin du Crétacé et pendant le Tertiaire, une compression dirigée NNW-SSE (convergence Afrique-Europe) eut pour conséquence l'inversion partielle des rifts orientés NE et NNE et/ou la formation d'anticlinaux de sel. La même compression engendra des failles inverses dirigées E-W, suggérant la réactivation des failles de transfert d'âge Trias-début du Jurassique. Cette compression a aussi grandement modifié le profil morphologique classique de la marge passive atlantique et ceci de trois façons : i) la marge du plateau continental a été fortement soulevée, créant une flexure de marge prononcée d'âge crétacé/tertiaire (shelf margin flexure, SMF), superposée à la limite de la plate-forme carbonatée d'âge jurassique/crétacé inférieur ; ii) un bassin flexural de plus de 100 km de large fut créé dans la partie marine du plateau de Haha, en réponse à la charge tectonique due aux montagnes atlasiques naissantes vers le sud. Ce domaine a été rempli par une séquence de bassin s'épaississant considérablement vers le sud, séquence qui a été déformée du Cénomanién au Tertiaire (fig. 3.5, coupe 5b) ; iii) cela a induit également la formation de la chaîne plissée du Cap Tafelney, caractérisée par des structures dirigées NE-SW formées au-dessus d'un décollement basal.

Dès le début de l'orogénèse atlasique, la combinaison des processus halocinétiques et de raccourcissement tecto-

nique a engendré une grande variété de structures salifères montrant une complexité croissante en direction du bassin profond, de l'est vers l'ouest. Ces structures sont des plis peu accentués et coussins à cœur salifère, des diapirs comprimés, des synclinaux dus à la migration du sel et des lames et canopées de sel pluri-kilométriques complètement allochtones, limitées à l'ouest par le front des unités salifères charriées sur la croûte océanique, dans la partie profonde du bassin (fig. 3.6). Ceci offre une grande variété de sites favorables aux pièges à hydrocarbures. Les recherches actuelles s'appuient sur une stratigraphie désormais bien connue (fig. 3.7).

Globalement, nous interprétons la flexure de la marge des bassins marins d'Essaouira et de Haha ainsi que la zone plissée du cap Tafelney par un système de rampe latérale associé à la terminaison occidentale du Haut Atlas. Dans ce modèle, la faille nord-Jbilet, la faille nord-atlasique, la faille de la flexure de la marge continentale, le décollement basal de la zone plissée du Cap Tafelney et la faille sud-atlasique convergent vers un niveau de découplage en milieu de croûte tel que suggéré par les premières études géophysiques portant sur la structure profonde de la chaîne du Haut Atlas.

Il n'y a pas d'affleurement onshore de masse saline importante dans l'ensemble du domaine salifère ouest-marocain. Il y a néanmoins plusieurs manifestations en surface ou en

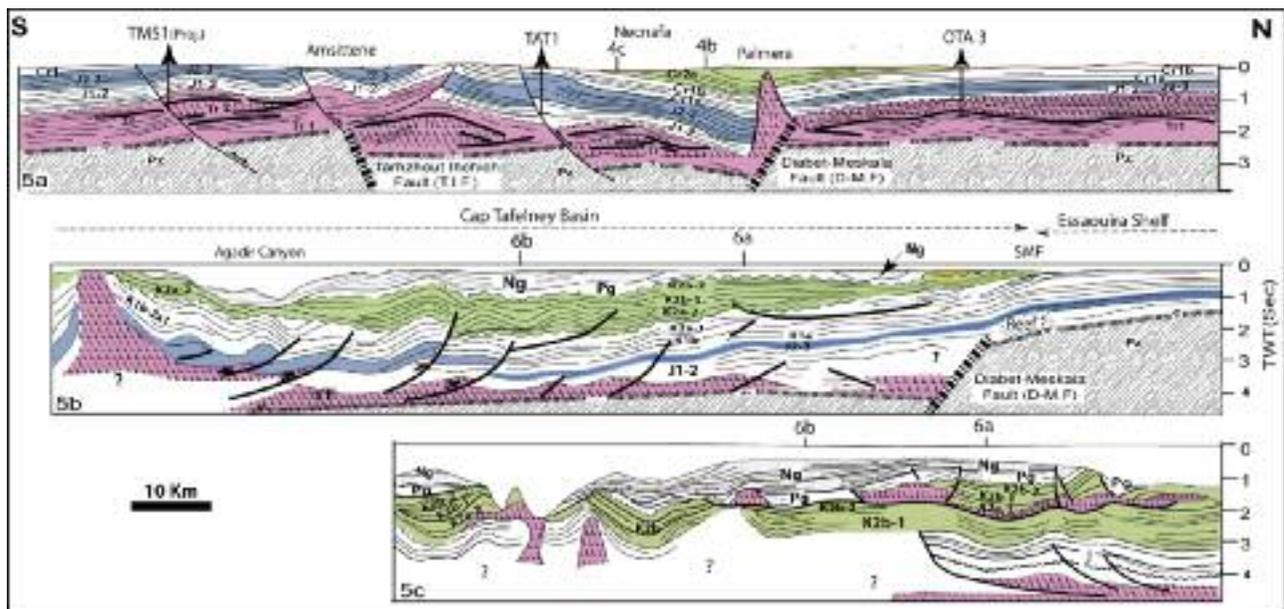


FIG. 3.5 : Trois tracés de profils sismiques N-S. Localisation : fig. 3.2 ; âge des unités sismiques : fig. 3.7. (a) Profil à terre montrant la plate-forme et le sondage OTA, la dépression de Necnafa et les parties affleurantes des anticlinaux d'Amsittene et de Timsiline (TMS) ; (b) Profil en mer montrant le plateau continental d'Essaouira avec la flexure qui le sépare du bassin plissé du Cap Tafelney ; (c) Profil à travers la partie supérieure de la pente continentale montrant un vaste massif de sel allochtone ainsi qu'un diapir extravasé (d'après Hafid, 2006, modifié).

FIG. 3.5 : Line drawings of three N-S seismic profiles. Location : fig. 3.2 ; age of seismic units : FIG. 3.7. (a), regional transect across the near-shore onshore Essaouira-Haha basin showing from north to south : the OTA platform, the West Necnafa depression and the outcropping Amsittene and Timsilline (TMS) anticlinal structures ; (b), across the Essaouira-Haha offshore zone showing from north to south the Essaouira shelf margin flexure that separates it from the folded Cape Tafelney basin to the south ; (c), across the upper slope of the Essaouira offshore showing extensive allochthonous salt and an extruded diapir (after Hafid, 2006, modified).

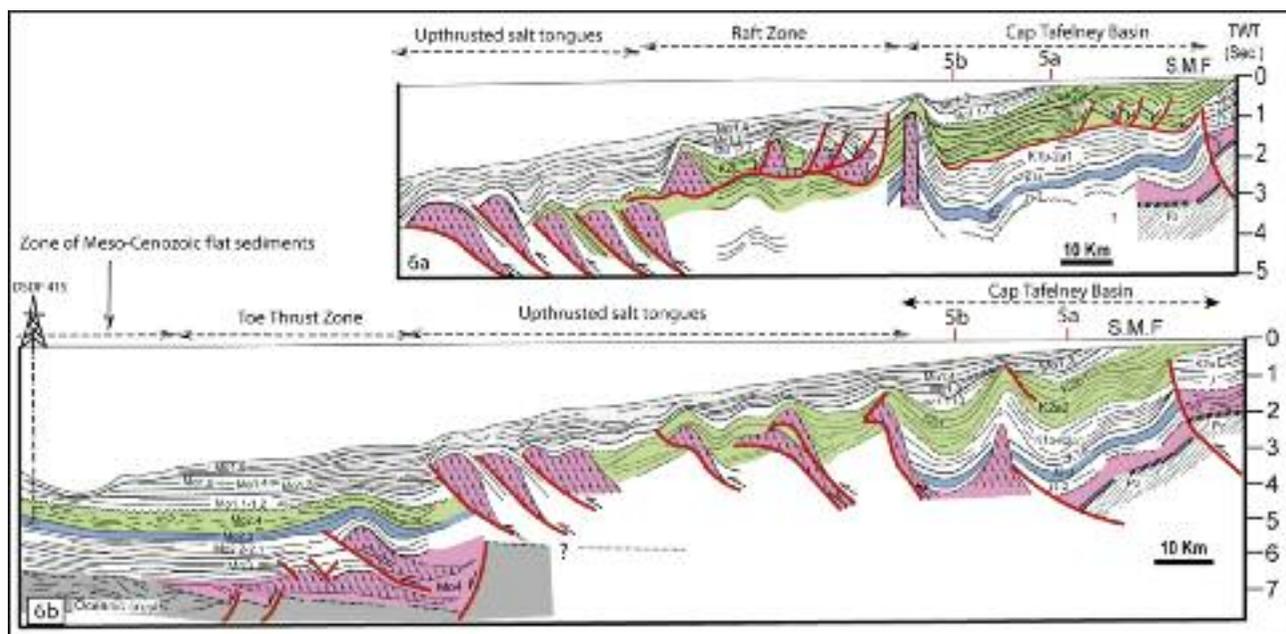


FIG. 3.6 : Tracés de profils sismiques E-W offshore.- (a) Profil s'étendant depuis le plateau continental du Cap Tafelney jusqu'à mi-pente et montrant la bassin plissé du Cap Tafelney, des structures en radeau et des langues de sel chevauchantes.- (b) Profil recoupant les mêmes zones que (a), mais s'étendant jusqu'aux sédiments abyssaux où fut foré le sondage DSDP 415.

Fig. 3.6 : Line drawings of E-W seismic regional transects extending from the Cape Tafelney shelf to the middle slope, and showing the folded Cape Tafelney basin, a raft structures and thrust salt tongues ; b, profile crossing the same zones as (a) but extending farther west to the deep, horizontal Mesozoic-Cenozoic sediments where DSDP 415 was drilled.

subsurface de diapirs et de dômes. Nous proposons d'examiner au cours de ce circuit deux des structures salifères les plus importantes : l'anticlinal à cœur salifère d'Amsitten (=Amsittène) et le diapir complexe de Tidsi (fig. 3.8).

Route : Depuis Tamar, principale agglomération des Haha (fig. 1.10), on roule pendant ~25 km sur des assises du Jurassique supérieur-Crétacé largement recouvertes de Quaternaire dunaire (calcarénites moghrébiennes).

Arrêt 12 : Anticlinal d'Amsittene

31°08'32"N ; 09°42'28" W ; alt. 430 m

C'est une longue structure anticlinale (20 km sur 3 km) à cœur salifère, un peu dissymétrique avec un faible déversement au nord (fig. 3.6, coupe 5a). Sa terminaison périclinale W est en partie cachée par les paléodunes quaternaires. Elle est située au sommet d'une faille de transfert triasique orientée E-W, la faille de Taghzoute, constituant la limite entre la dépression de Neknafa dans le bassin d'Essaouira, et le bassin de Haha moins subsident (fig. 3.1).

Un **premier arrêt** (coordonnées indiquées ci-dessus) est situé dans le flanc sud de l'anticlinal (fig. 3.9A). Il montre le basculement modéré vers le sud des couches calcaires jurassiques des formations Iggui El Behar (Kimméridgien), Tidili (Oxfordien-Kimméridgien *p.p.*) et Ouana-man (Callovien).

Environ 2 km plus loin, un **deuxième arrêt**, aux salines d'Arich Ouzla (31°09'38"N ; 09°42'17" W ; alt. 360 m), permet d'observer un curieux affleurement (fig. 3.9B) de

la formation jurassique marine la plus ancienne du bassin d'Essaouira, la Fm d'Arich Ouzla, considérée auparavant comme un récif (Duffaud *et al.*, 1966). En fait, il s'agit de calcaires de mer ouverte décrits en détail par Du Dresnay (1988), puis par Bouaouda (2007), apparaissant en lambeaux remontés à la faveur du diapirisme.

Route : On continue sur la N1 en direction du nord, on passe l'agglomération de Smimou. Environ 4 km au-delà, on atteint le diapir de Tidsi (fig. 3.1).

Arrêts 13A, B : Diapir de Tidsi

31°14'24"N ; 09°43'33" W

Un **premier arrêt 13A** est possible le long de la N1 (coordonnées ci-dessus, alt. 230 m) sur des basaltes altérés et redressés appartenant au cœur du diapir de Tidsi (en noir sur la carte détaillée du diapir, fig. 3.10a). Depuis le point d'arrêt, le diapir apparaît vers l'est comme une zone déprimée entre des collines (fig. 3.10 d). Ces dernières correspondent aux couches du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur (*cf.* coupes géologiques fig. 3.10 b et c, basées sur les données de terrain et de subsurface). La structure en profondeur, définie par la sismique, est montrée dans la figure 3.4 (coupes 4a, 4b).

Un **deuxième arrêt 13B** est utile pour avoir une meilleure vue du diapir. Dans ce but, environ 6 km au nord du premier arrêt (soit à ~11 km de Smimou), prendre à Tidzi (Tidsi) la route P2208 à droite menant à Neknafa. A environ 6 km de son embranchement, cette route secondaire

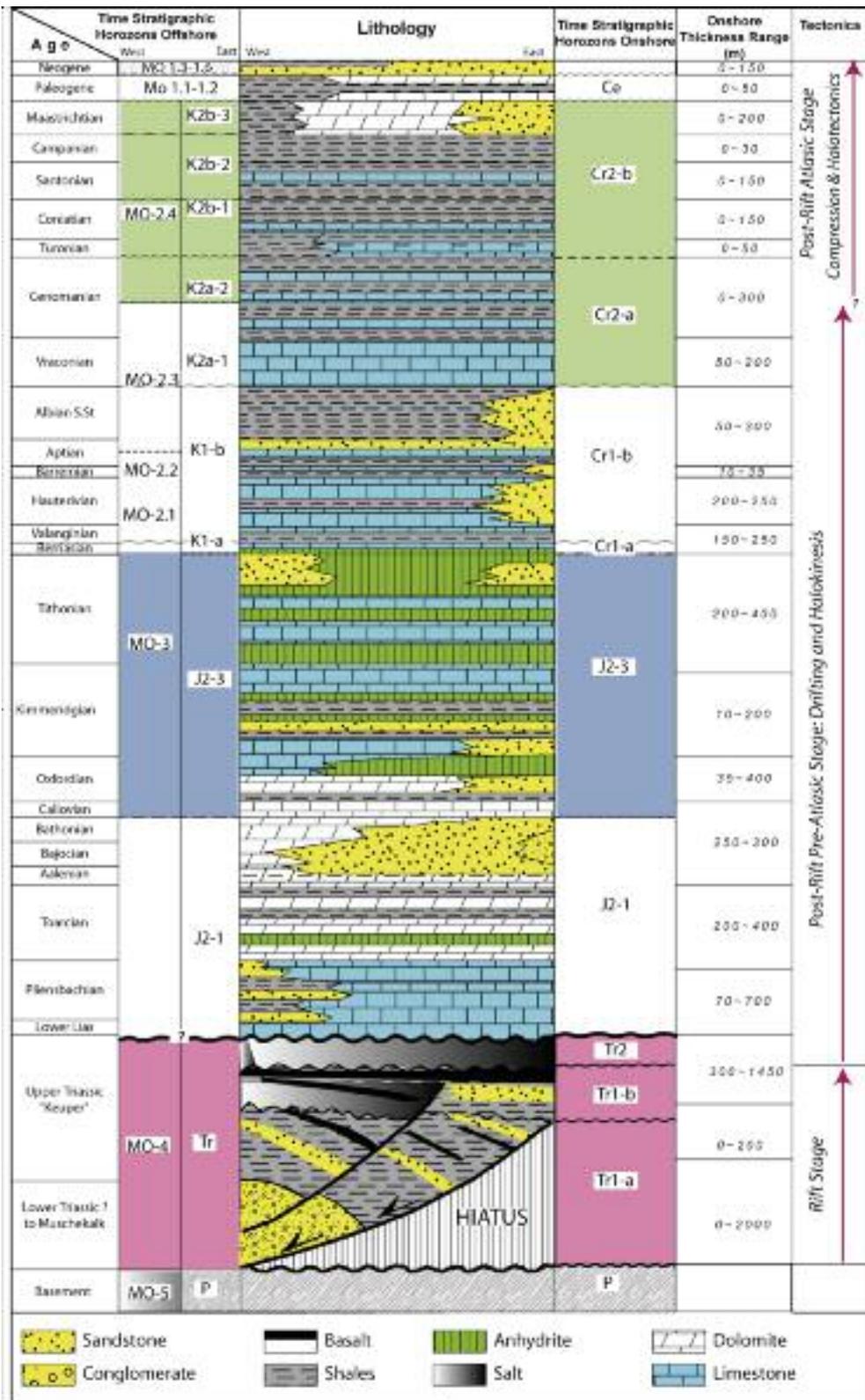


FIG. 3.7 : Colonne stratigraphique synthétique du bassin d'Essaouira (partie onshore) avec les âges et la corrélation des subdivisions utilisées dans les profils sismiques présentés (d'après Hafid, 2006, modifié).
 FIG. 3.7 : Synthetic stratigraphic column of the onshore Essaouira basin with age and correlation of the seismostratigraphic subdivisions used in the shown line drawing sections (after Hafid, 2006, modified).

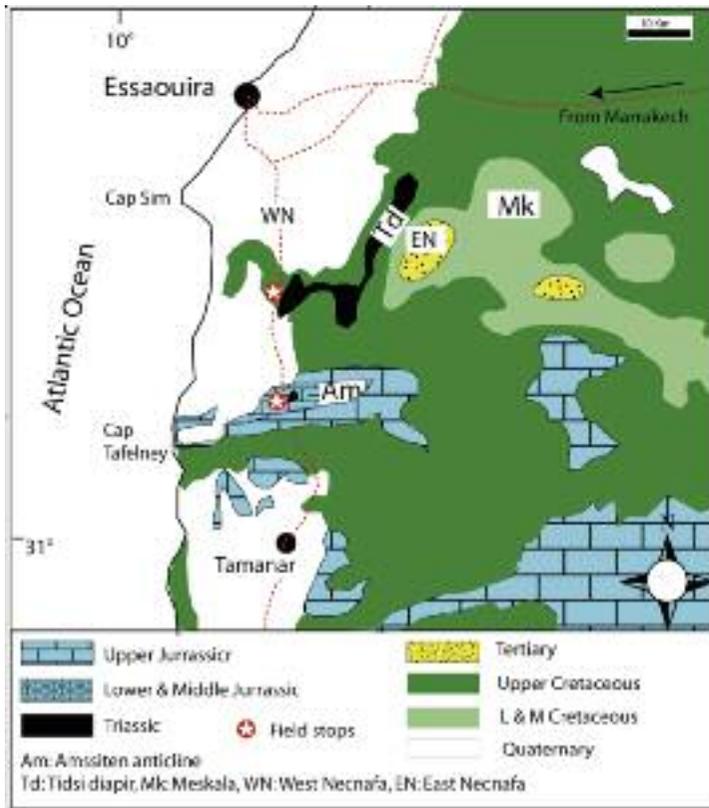


FIG. 3.8 : Localisation des arrêts dans les structures salifères.

FIG. 3.8 : Location of stops in the salt structures.



FIG. 3.9 : Le pli à noyau salifère du J. Amsittene.-A : Vue vers le nord-est depuis la route nationale N1.- B : Vue du cœur de l'anticlinal d'Amsittene aux salines d'Arich Ouzla. Au premier plan, les calcaires d'Arich Ouzla, premiers dépôts marins jurassiques du Haut Atlas occidental, remontés en partie par le diapirisme.

FIG. 3.9 : The J. Amsittene fold, with salt core.-A : View to the north-east from the Agadir-Essaouira highway.- B : View of the core of the Amsittene anticline at the Arich Ouzla salina. Front view, first Jurassic marine deposits of the Western High Atlas, uplifted through diapirism.

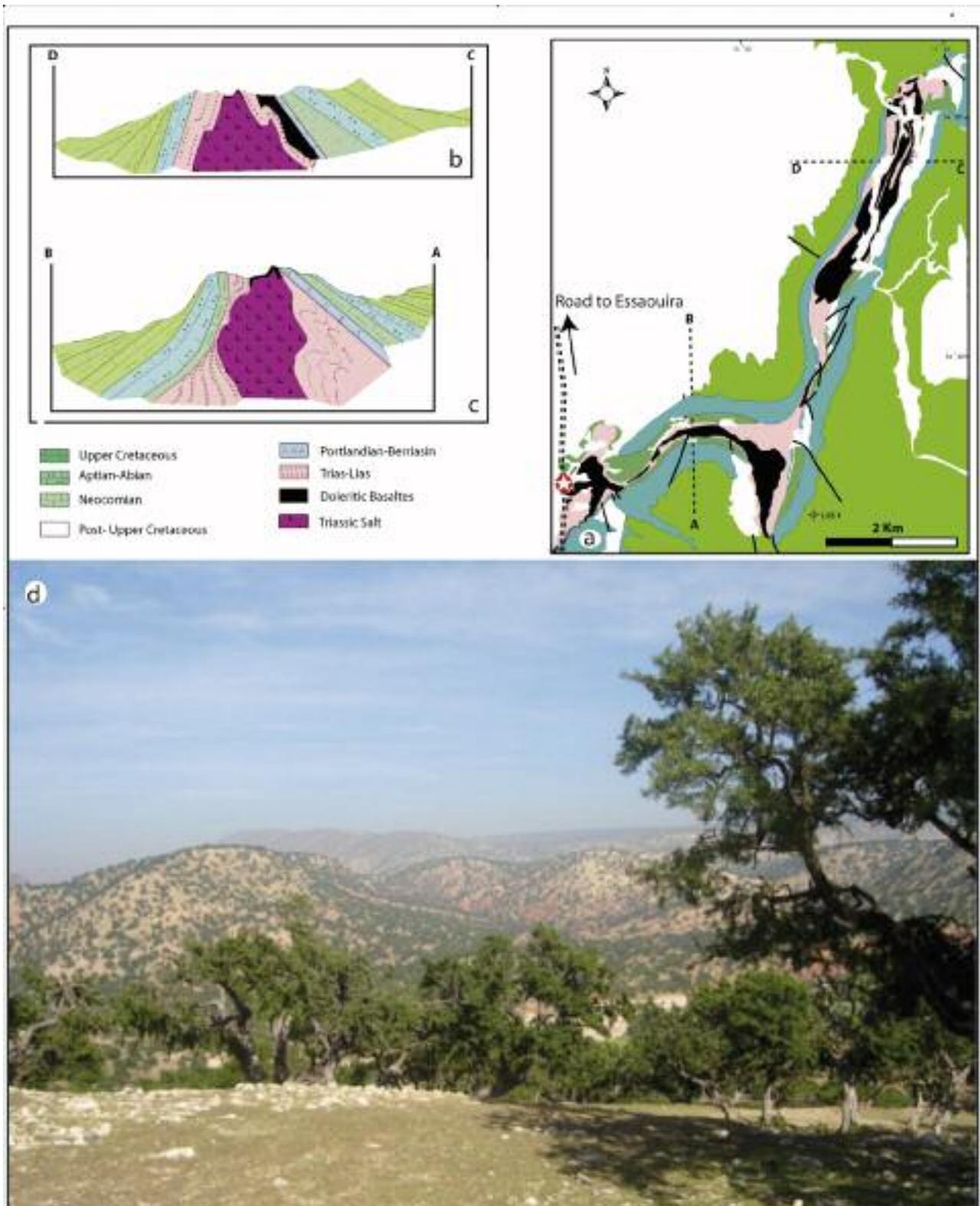


FIG. 3.10 : Le diapir de Tidsi. (a) Carte géologique simplifiée montrant la trace des coupes b et c (d'après Hafid, 2006) ; (b) et (c) Coupes transversales, d'après Amghar, 1995, modifié ; (d) vue axiale, de l'ouest vers l'est, de la branche E-W du diapir.

FIG. 3.10 : The Tidsi diapir. (a) simplified geological map showing the trace of sections b and c (after Hafid, 2006) ; (b) and (c) transversal sections, modified from Amghar (1995); (d) axial view from west to east, of the E-W segment of the diapir.

atteint et traverse le flanc nord du diapir. (31°17'57"N ; 09°39'21" W ; alt. 320 m) offre une belle vue sur le cœur de cette partie sud du diapir, orientée E-W (fig. 3.11). Les formations triasiques salifères et les basaltes occupent le cœur de l'anticlinal alors que les flancs ne montrent que les formations crétacées, couronnées par les crêtes formées de calcaires vraconiens (Albien supérieur). On notera la suppression des couches jurassiques sur les flancs du diapir, et la présence d'éventail de sédimentation dans les couches du Crétacé inférieur (fig. 3.11, coupe b en particulier).

Route : On poursuit sur ~5 km sur la route de Nekfana, en contournant la partie sud du diapir vers l'est, puis traversant « l'isthme » triasique entre les deux parties nord et sud. La route continue d'abord vers le sud (3 km) puis remonte vers le NE.

Arrêt 13C : Le Turonien à Dar Caïd Neknafi

31°16'55"N ; 09°34'27"W

Dans cette coupe, à ~2 km seulement du diapir, les couches sont quasi horizontales (5° à 15° NE). Les marnes d'Aït Lamine n'affleurent pas dans de bonnes conditions ; au

contraire, les Calcaires de la Casbah d'Agadir apparaissent sous forme d'une falaise d'environ 70 m de haut (fig. 3.12).

Dans la région de Nekfana, la *Fm des Marnes d'Aït Lamine* ne montre que les deux unités supérieures (fig. 3.13), qui peuvent être corrélées avec les unités C3 et C4 de la coupe d'Imi n'Tanout. L'unité C3 est agencée en alternances de marnes jaunes puis vertes – calcaires ou marnes – dolomies marneuses. La faune recueillie, surtout dans les niveaux marneux, traduit dans son ensemble des environnements infralittoraux restreints à médiolittoraux. L'unité C4 est constituée d'une alternance de marnes jaunes très fossilifères et de calcaires bioclastiques. Elle montre une diversification faunique bien marquée, traduisant de bas en haut le retour à un milieu marin vraisemblablement infralittoral restreint puis progressivement plus ouvert aux influences marines.

La *Fm des Calcaires de la Casbah d'Agadir* peut être décomposée en quatre unités lithostratigraphiques (T1 à T4), limitées par des discontinuités d'extension régionale (fig. 3.13). Le motif lithologique de base de chaque unité cor-



FIG. 3.11 : Vue panoramique de la partie méridionale du cœur du diapir de Tidsi. Vue vers l'ouest depuis la route vers Necnafa. Les flancs sont essentiellement du Crétacé inférieur, couronnés par les calcaires dolomitiques de l'Albien supérieur.

FIG. 3.11 : Panoramic view of the southern part of the core of the Tidsi diapir. View to the west from the road to Necnafa. The limbs mainly consist of Lower Cretaceous deposits, overlain by upper Albian dolomitic limestones.



FIG. 3.12 : Aspect du Turonien de Dar Caïd Neknafi vu depuis la route vers Necnafa.
FIG. 3.12 : Aspect of the Turonian of Dar Caïd Neknafi as seen from the road to Necnafa.

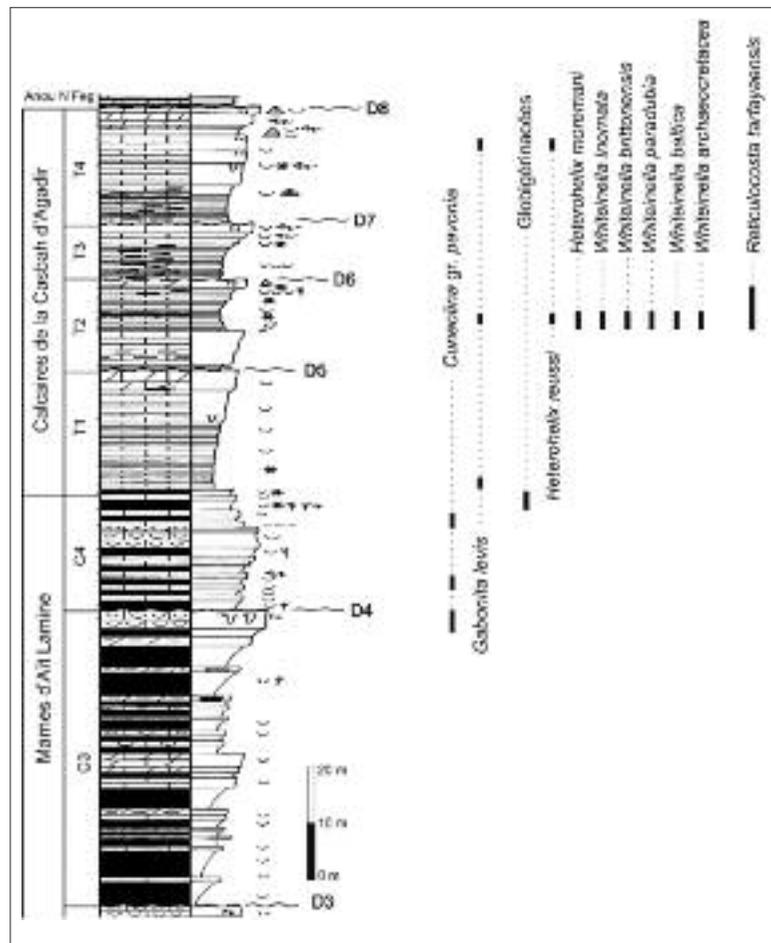


FIG. 3.13 : Colonne stratigraphique du Turonien de Dar Caïd Neknafi (d'après Ettachfni, 1993).

Fig. 3.13 : Stratigraphic section of the Turonian of Dar Caïd Neknafi (after Ettachfni, 1993).

respond généralement à l'enchaînement : calcaires micritiques ou en plaquettes et à silex noduleux ou stratiformes – calcaires bioclastiques et dolomitiques, rarement à silex noduleux. Dans l'unité T1, les faciès composés de mudstone à wackestone à quelques foraminifères planctoniques témoignent d'un environnement infralittoral ouvert jusqu'au sommet de l'unité où la stagnation se concrétise par une sédimentation dolomitique. L'unité T2 traduit, dans son intégralité, un environnement relativement ouvert par rapport à l'unité précédente, comme en témoigne l'épanouissement des foraminifères planctoniques dans cet intervalle. Les dépôts de l'unité T3 paraissent moins ouverts que ceux de l'unité T2, tout en suggérant un dépôt sur plate-forme infralittorale. Dans l'unité T4, on retrouve les conditions de sédimentation comparables à celles reconnues dans les autres unités, mais avec affirmation de la sédimentation carbonatée de type plate-forme.

Attribution stratigraphique

La confrontation des données livrées par les différents groupes paléontologiques au niveau des coupes étudiées à

l'échelle du bassin d'Essaouira, permet de déboucher, pour la série du "Crétacé moyen", sur les propositions chronostratigraphiques suivantes (fig. 3.14) :

- La Fm des Calcaires dolomitiques de Kéchoula est avant tout considérée, dans le bassin d'Essaouira, comme un repère lithologique majeur ; l'âge Vraconien qu'on lui a habituellement attribué résulte de sa position au-dessus de la Fm des Marnes de l'Oued Tidsi dont l'âge Albien est établi sans ambiguïté par la présence de petites ammonites pyriteuses assimilables à *Beudanticeras dupinianum* var. *africana* (Pervinquières) (Rey *et al.*, 1986) ;
- Les unités C1 et C2 de la Fm des Marnes d'Aït Lamine relèvent du Cénomaniens inférieur et moyen ; sur l'ensemble des coupes, elles présentent une microfaune variée composée de foraminifères benthiques et d'ostracodes ; l'association de foraminifères benthiques la plus caractéristique est composée de *Thomasinella punica*, *Selliaevolina viallii*, *Peneroplis parvus*, *Biconcava bentori* et *Pseudorhapidionina laurinensis* (Ettachfni *et al.*, 1989 ; Ettachfni, 1992) ; les espèces d'ostracodes trouvées per-

mettent de conforter cette hypothèse (Andreu, 1991) ;

- Les unités C2 et C3, tant par leurs associations d'ostracodes que de foraminifères benthiques, paraissent devoir être restreintes au Cénomaniens moyen – Cénomaniens supérieur *pro-parte* (Andreu, 1991 ; Ettachfini, 1992). L'association d'ostracodes la plus caractéristique de cet intervalle est composée de *Protobuntonia semmamaensis*, *Spinoleberis kasserinensis*, *Kalyptovalva tifratinensis*, *Veeniacythereis* gr. *jezzineensis*, *Metacytheropteron* gr. *parnesi*, *Cytherella aegyptiensis* et *Ovocytheridea* gr. *Reniformis* ;
- Les nouvelles associations qui apparaissent dans l'unité C4, associations d'ostracodes (avec présence de *Reticulocosta tarfayaensis* en particulier), de foraminifères benthiques (présence de *Spirocyclus atlantica*) et surtout de planctoniques (*Whiteinella inornata*, *Praeglobotruncana praeahelvetica*, ...) imposent un âge au moins Cénomaniens sommital. Ces différentes formes planctoniques accompagnent habituellement la transgression Cénomaniens terminal - Turonien basal en de nombreux points de la Mésogée.
- Les unités T1 et T2 *pro-parte*, tant par leur association de foraminifères planctoniques (présence de *Praeglobotruncana praeahelvetica* dans l'unité T1 et *Whiteinella paradoxia* dans l'unité T2), que par la présence d'ostracodes (*Reticulocosta tarfayaensis*) relèvent d'un Turonien inférieur à moyen ;
- La partie supérieure de l'unité T2, les unités T3 et T4, situées au dessous de la Formation des Calcaires et Marnes d'Anou N'Feg, datée du Coniacien par ammonites (Duffaud *et al.*, 1966), se trouvent ainsi incluses dans l'intervalle Turonien moyen *pro-parte* - Turonien supérieur ?

Il apparaît ainsi que la Fm des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans le bassin d'Essaouira est synchrone dans ses limites inférieure et supérieure, à la formation-type définie dans le bassin d'Agadir où, rappelons-le, El Kamali (1990), a récolté, à la base *Mammites nodosoides* de la partie supérieure du Turonien inférieur et au sommet, *Subprionocyclus neptuni* de la partie supérieure du Turonien supérieur.

La base du Turonien n'est pas biologiquement positionnée avec précision. Nous la plaçons, en l'absence d'arguments plus rigoureux, à la base des calcaires micritiques à silex à la base de l'unité T1.

Interprétation paléoenvironnementale

Pendant le dépôt de l'unité C1, on constate le maintien des conditions les plus marines à l'ouest et les plus littorales à l'est. Au cours du dépôt de l'unité C2, les environnements infralittoraux *s.l.*, à l'ouest, font place vers l'est à des environnements de plate-forme proximale puis margino-littorale

à lagune évaporitique. Cette évolution rend compte d'une phase régressive continue, de l'ouest vers l'est. L'unité C3 est marquée par une transgression pelliculaire rapide et extensive. La plate-forme qui en résulte oscille entre les milieux littoraux et confinés. Une nouvelle transgression se développe au cours du dépôt de l'unité C4, caractérisée par la généralisation de la sédimentation carbonatée. Cette mise en eau n'est que l'annonce de l'inondation qui va se refléter dans les termes inférieurs de la formation sus-jacente des Calcaires de la Casbah d'Agadir.

Les caractères lithologique et biologique de la base de l'unité T1 sont en faveur d'un accroissement de la tranche d'eau, tout en maintenant les conditions les plus marines à l'ouest et les moins marines à l'est. Les unités T2 et T3, lithologiquement comparables à T1, sont attribuables, *sensu lato*, à des dépôts infralittoraux. L'unité T4, dolomitique parfois terrigène, marque le retour à des conditions plus confinées, dans un environnement médiolittoral. Les dépôts des unités T1 à T4 traduisent un retrait continu de la mer vers l'ouest.

Route : Le retour vers la N1 (~16 km) se fait par la route suivie à l'aller. On continue ensuite vers le nord pour une trentaine de kilomètres, en laissant à gauche la direction d'Essaouira. Après un court trajet vers l'est, on reprend l'axe de la N1 vers le NE en direction de Sebt Gzoula. Bientôt apparaissent à l'ouest deux reliefs allongés correspondant aux anticlinaux du Jbel Hadid et du Jbel Kourati, d'orientation « atypique » NNE-SSW (fig. 3.15). Comme le Jbel Am-sitten, le Jbel Hadid est armé de calcaires d'âge Callovo-Oxfordien. Il culmine à 600 m, témoignant d'une importante tectonique récente. Cet anticlinal, d'accès difficile, est relayé plus au nord par celui du Jbel Kourati qui traverse la route P2202 menant à la Zaouia d'Akermoud puis à Essaouira. C'est cette route que nous empruntons au carrefour d'El Kouat situé au point 31°45'24"N ; 09°23'07"W ; pour atteindre le cœur du pli 4 km à l'ouest.

Arrêt 14 : Anticlinal de Kourati

31°45'41"N ; 09°25'54"W ; alt. 340 m

Le cœur de l'anticlinal est une combe creusée dans les argilites rouges salifères et les basaltes triasiques (fig. 3.16), perchée entre deux crêtes jurassiques dissymétriques, celle du flanc SE étant moins basculée que celle du flanc NW : le pli à noyau diapir est déversé au NW. Il en va de même du J. Hadid (fig. 3.15). Les deux anticlinaux se relaient au-dessus de la rampe latérale de la faille nord-Jbilet (fig. 3.2), dans le prolongement des plis les plus septentrionaux du domaine plissé offshore (Haut Atlas du Cap Tafelney ; Hafid, 2006). Ils témoignent de l'importance de la tectonique atlasique ainsi que du rôle du sel dans le décollement. Les profils sismiques montrent la structure profonde sous les anticlinaux, suggérant la présence et l'inversion d'une ancienne faille normale triasique (*cf.* fig. 3.4).



FIG. 3.15 : Image satellitaire oblique (Google earth) du J. Hadid (premier plan) et du J. Kourati (arrière plan).

FIG. 3.15 : Oblique satellite image (Google Earth) of J. Hadid (front) and J. Kourati (background).

Deuxième partie : La partie nord-orientale du bassin : les Mouissate

(M.S. BOUAOUDA, F. MEDINA & E.M. ETTACHFINI)

C'est la marge interne du bassin d'Agadir-Essaouira, dans le plateau des Mouissate, qu'on parcourt dans cette dernière partie de l'excursion (fig. 3.1). Au-dessus du socle paléozoïque des Jbilet, la série mésozoïque est sensiblement différente de ce qu'on a observé au cours de la première journée. Il ne subsiste qu'un témoin restreint des dépôts du Trias, le bassin de Sidi Chiker, enclavé dans les Jbilet occidentales. La série du Jurassique montre des faciès particuliers, dominés par des évaporites qui sont exploitées depuis longtemps pour le gypse (Mazéas & Nataf, 1967). Quant à la série du Crétacé-Eocène, que l'on retrouvera seulement à Chichaoua, elle s'amincit et se caractérise par les faciès phosphatés du Maestrichtien- Paléocène.

Route : Après la visite du J. Kourati, on retourne sur la N1

et poursuit vers le NE pour quelque 40 km, jusqu'à Sebt Gzoula. Nous quittons alors la N1 et prenons la route P2317 menant à Chichaoua par Tleta d'Ighoud. La route traverse d'abord la plaine en direction du SE (8 km), puis pénètre dans les collines du Plateau des Mouissate en franchissant la « flexure de la Meseta » (Gigout, 1951), passant ainsi d'une altitude de 200 m à une altitude moyenne de 500 m. Cette « flexure » est un élément morphologique majeur de la Meseta côtière (jusqu'à la région de Settat, 200 km plus au NE) qui semble dériver du recul du miroir de failles du système de la marge atlantique du fait de l'érosion marine pendant le Quaternaire ancien.

Le Plateau des Mouissate est une région de structure tabulaire, mis à part quelques plis peu importants (Huvelin, 1973). Les affleurements, peu dégagés, sont constitués de dolomies et de gypses du Jurassique supérieur, souvent exploités en carrière.



FIG. 3.16 : Vue depuis la route vers Akermoud des argilites triasiques au cœur de la combe de l'anticlinal du Jbel Kourati (regard vers le NNW). Voir la section sismique 3.4 (a)
 FIG. 3.16 : View from the road to Akermoud of the Triassic mudstones at the core of the Jbel Kourati anticline (view to the NNW). See the seismic section in figure 3.4 (a).

Arrêts 15 A, B : La base du Jurassique des Mouissate

A : 31°56'03"N ; 08°53'21"W

Une première coupe (arrêt 15A) s'observe juste après le col d'Iguaguen (530 m) au début de la descente vers le Paléozoïque des Jbilet, qui apparaît ici 150 m plus bas, en boutonnière sous la couverture jurassique. L'entaille de la route permet de voir quelques niveaux de gypses, marnes et calcaires (fig. 3.17) qui ont livré une microfaune attribuée au Jurassique supérieur (Bouaouda, 2007). Le détail de la coupe est donné en continuité avec celle observée 9 km plus au sud, près de Tleta Ighoud.

Route : Du col Iguaguen vers Tleta Ighoud, la route arrive au croisement avec la P2327 que nous prenons à droite ; elle s'oriente au SE puis au sud. On voit bientôt apparaître sur la gauche le Jbel Ighoud, crête de calcaires cambriens que l'on examinera sur son autre versant après le arrêt 15B. L'agglomération de Tleta Ighoud (Irhoud) est située à la pointe sud de la crête cambrienne.

La deuxième coupe (arrêt 15B) se situe sur la piste qui part de Tleta Ighoud vers l'ouest, à 1 km de l'agglomération (31°51'48"N ; 08°53'39"W). On y observe la base même des formations du Jurassique (fig. 3.18), dont la discordance jusque sur le Paléozoïque est particulièrement remarquable. L'ensemble des deux coupes permet de décrire ainsi la série jurassique des Mouissate, (fig. 3.19).

A Tleta Ighoud, sur un ensemble conglomératique (3 à 3,5 m), rattaché à la Fm Ameskrout du Bathonien, se dépose une unité lithologique qui peut atteindre 30 à 35 m. Il s'agit d'une série sédimentaire mixte qui peut être subdivisée en 3 ensembles :

Ensemble argilo-dolomitique

Il s'agit d'une alternance de calcaires dolomitiques, d'argiles rouges et de marnes évaporitiques (10 à 12 m).

- ▶ 1 à 1,5 m de dolomies et de calcaires dolomitiques gréseux (dolomicrosparite à sparite gréseuse), surmontés par des marnes évaporitiques jaunes (0,5 à 1 m) ;
- ▶ 1 à 2,5 m de calcaires bioclastiques très riches en oursins, couronnés par une surface ferrugineuse ; ce sont des biomicrites wackestone où l'on trouve les premières sections de *Pseudocyclammina maynci* ;
- ▶ 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 wackestone à fragments de lamellibranches, gastéropodes et oursins ; la biophase comprend *Pseudocyclammina maynci*, *Pseudoeggerella elongata*, coprolithes (*Favreina* sp.) et les premières sections de *Praekurnubia crusei* ; cet ensemble se termine par un banc de calcaire dolomitique (0,40 à 0,60 m) 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.

Ensemble carbonaté inférieur

Cet ensemble de 10 à 12 m, qui forme le sommet de la colline surplombant Tleta Irhoud, 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 rares brachiopodes et céphalopodes (nautilus) ; le microfaciès est une biomicrite wackestone à fragments de bioclastes et à nombreux microfossiles dont *Megaporella boulangeri*, *Sarfatiella dubari*, *Terquemella* sp., *Paleopfenderina cf. gracilis*, *Pseudocyclammina* sp., *Pseudocyclammina maynci*, *Praekurnubia crusei*, de rares sections de *Praekurnubia-Kurnubia*, *Kilianina*, des Valvulinidae et des lenticulines.
- ▶ 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 pseudomorphoses de gypse, de texture wackestone 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. lu-*



FIG. 3.17 : La base des formations mésozoïques des Mouissate au col d'Iguaguen. Vue vers le NW depuis la route Sebte Gzoula-Chichaoua.

FIG. 3.17 : The base of the Mouissate Mesozoic formations at Iguaguen Pass. View to the NW from the Sebte Gzoula-Chichaoua road.



FIG. 3.18 : Vue de la base des formations mésozoïques de Tleta Ighoud depuis la piste vers l'ouest de Tleta Ighoud.

FIG. 3.18 : View of the base of the Tleta Ighoud Mesozoic formations from the track west of Tleta Ighoud.

geoni, *Megaporella boulangeri* (rare) et *Favreina* sp.

- 0,80 m de marnes vertes et de calcaires à abondantes *Pseudocyclammina* sp. et *Pseudocyclammina maynci*.

Au col d'Iguaguen, la suite de la coupe, masquée à Tleta Irhoud, se complète par la succession suivante :

- 3 à 3,5 m de marnes et de calcaires lumachelliques à abondants bioclastes de lamellibranches, gastéropodes, oursins et brachiopodes. Il s'agit d'une biomicrite wackestone à foraminifères dont *Kurnubia variabilis*, *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

rhomboédres de dolomite et à fragments de macrofossiles (lamellibranches, gastéropodes et de rares oursins et annélides). Les microfossiles sont représentés par *Pseudocyclammina* sp. (très abondante), *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, couronnée par une surface ferrugineuse.

Ensemble carbonaté supérieur (10 à 12 m)

Il s'agit d'une alternance de calcaires bioclastiques généralement dolomitisés 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 ou des biomicrosparites, de texture wackestone à pack-

Figure illisible sur le CD

FIG. 3.19 : Coupe composite de la base des formations mésozoïques des Mouissate (échantillons R, Tleta Ighoud ; échantillons C, col d'Iguaguen), d'après Bouaouda (2007).

FIG. 3.19 : Composite section of the base of the Mesozoic formations of Mouissate (samples R, Tleta Ighoud; samples C, Iguaguen pass), after Bouaouda (2007).

stone, à débris de coraux, lamellibranches, gastéropodes, oursins, et algues rouges (rares). Certains niveaux calcaires ont livré l'association micropaléontologique suivante : *Flabellocyclolina* sp.; (détermination J.P. Bassoullet, 1994), *Paleopfenderina* sp., *Pseudocyclamina* sp., *P. maynci*, *Cylindroporella* cf. *arabica*, *Sarfatiella dubari*, *Acicularia* sp., Valvulinidae, Mesoendothyridae et les dernières représentantes de *Megaporella boulangeri*. Vers le milieu de cet ensemble s'intercale un niveau de calcaires graveleux à surface ferrugineuse et à abondantes sections de *Pseudocyclamina* 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 wackestone et à abondants bioclastes vers le sommet (lamellibranches, oursins et coraux). La microfaune est représentée par *Kurnubia* gr. *palastiniensis* *Alveosepta jaccardi*, *Praekurnubia*-*Kurnubia*, *Pseudocyclamina maynci*, *Paleopfenderina* sp. et de nombreuses sections de coraux dont *Cladocoropsis mirabilis*.

La coupe se termine par une alternance de dolomies calcaires bioclastiques à lamellibranches, échinodermes, gastéropodes, et de dolomies à litage parallèle et à abondantes vacuoles de dissolution. Les microfossiles, généralement épigénisés, correspondent à des fantômes de Lituolidés et d'algues dasycladales (3 à 4 m).

En somme, l'ensemble argilo-dolomitique et les ensembles carbonatés inférieur et supérieur, constituent une seule unité lithologique. Ils correspondent à l'installation de sédiments argileux, marneux, calcareux et dolomitiques. Cette unité se corrèle parfaitement du point de vue lithologique et biostratigraphique, avec la Fm Oumssissène dans la région d'Imi n'Tanout.

Biostratigraphie

De la base au sommet, plusieurs assemblages de microfossiles, ont été identifiés au sein de la Fm Oumssissène :

- Biozone à *Pseudocyclamina maynci*, attribuée au Bajocien supérieur-Bathonien moyen. Cette biozone a été mise en évidence dans des sédiments marins d'âge Bajocien supérieur – Bathonien moyen.
- Biozone à *Praekurnubia crusei*, attribuée au Bathonien supérieur.
- Biozone à *Megaporella boulangeri*, attribuée au Callovien inférieur.
- Biozone à *Kurnubia variabilis*, rapportée au Callovien moyen *p.p.* (sous la Zone à *Coronatum*).
- Biozone à *Valvulina lugeoni* et *Nautiloculina* sp., qui peut être attribuée à l'intervalle Callovien moyen *p.p.* – Callovien supérieur, en se basant sur les indications des biozones encadrantes.
- Biozone à *Cylindroporella arabica*, d'âge Oxfordien inférieur.
- Biozone à *Alveosepta jaccardi*, attribuée à l'intervalle Oxfordien moyen *p.p.* – Oxfordien supérieur.

Route : On quitte Tleta Ighoud vers le SE en direction de Sidi Chiker. Dès le début de la route (**arrêt optionnel**), on découvre le versant oriental du J. Ighoud (fig. 3.20A). Ce massif, souvent présenté comme un pli anticlinal hercynien à armature de calcaires du Cambrien inférieur, est plutôt un demi-anticlinal, émergeant du Cambrien moyen qui le couvre à l'ouest, coupé à l'est par une faille de chevauchement, et où les calcaires cambriens sont intensément plissés et affectés par une schistosité pénétrative à fort pendage vers l'est (Mayol, 1987 ; fig. 3.20B, C). Le massif

est recoupé par deux failles transverses qui ont, semble-t-il, contrôlé une minéralisation en barytine de type karsitique, exploitée depuis longtemps. Selon Valenza *et al.* (2000), cette minéralisation, présente également dans les formations triasiques voisines, est liée à la phase d'ouverture de l'Atlantique Central. Cependant, Jebrak *et al.* (2011) conclut qu'il s'agit vraisemblablement de la remobilisation d'une minéralisation primaire d'âge Cambrien inférieur-moyen, liée au volcanisme bimodal qui caractérise la Meseta occidentale à cette époque.

Le Jbel Irhoud est également célèbre suite à la découverte d'ossements humains dans ses grottes karstiques. L'Homme d'Ighoud, d'abord supposé être un Néanderthalien (en partie à cause de son industrie lithique de type moustérien), appartient en fait à un type humain de transition vers l'Homme moderne, vieux « seulement » de 120-100 000 ans, alors que *Homo erectus* est présent sur le littoral marocain depuis plus de 400 ka (Zouhri, 1999 ; Plaziat *et al.*, 2008, avec réf.).

On poursuit vers le SE et on arrive à l'arrêt 16 au bout de 7 km, parcourus sur des schistes cambriens.

Arrêt 16 : Paléofaille triasique en bordure du bassin de Sidi Chiker

31°50'15,08"N 8°47'59,30"W

Le bassin triasique de Sidi Chiker est un demi-graben triasique limité à l'ouest par la faille des Dehahna, qui est scellée par les formations jurassiques (fig. 3.1) : c'est donc une paléofaille datant du rifting triasique. Sa direction N20 est héritée des structures hercyniennes. Les formations triasiques (grès, argilites et basaltes) atteignent 700 m d'épaisseur dans le bassin, sous la discordance jurassique. Ce demi-graben se situe dans le prolongement de ceux d'Argana et de Meskala, celui-ci étant connu en subsurface (fig. 3.4, coupe 4b).

L'arrêt est situé sur la faille, entre les schistes cambriens à l'ouest et les argilites rouges et basaltes à l'est (fig. 3.21). Ces derniers dessinent un pli synclinal ouvert, lié au jeu normal de la faille. Sous le pont, à Aïn Zerga, s'observe le contact entre les basaltes et les schistes.

Route : On continue vers le SE pendant ~10 km, en roulant sur les terrains triasiques, dominés au sud par la corniche calcaro-dolomitique du Jurassique.

Arrêt 17 : Intrusions jurassiques dans le bassin de Sidi Chiker

31°46'46,23"N ; 8°43'11,66"W

Un premier arrêt, au croisement avec la route R201 Chichaoua-Chemaia (coordonnées ci-dessus), au cœur du bassin triasique, permet d'observer 1,5 km à l'est, une corniche dont la forme en plan est arrondie d'un côté, rectiligne de l'autre (fig. 3.22). Elle délimite un sill dolé-

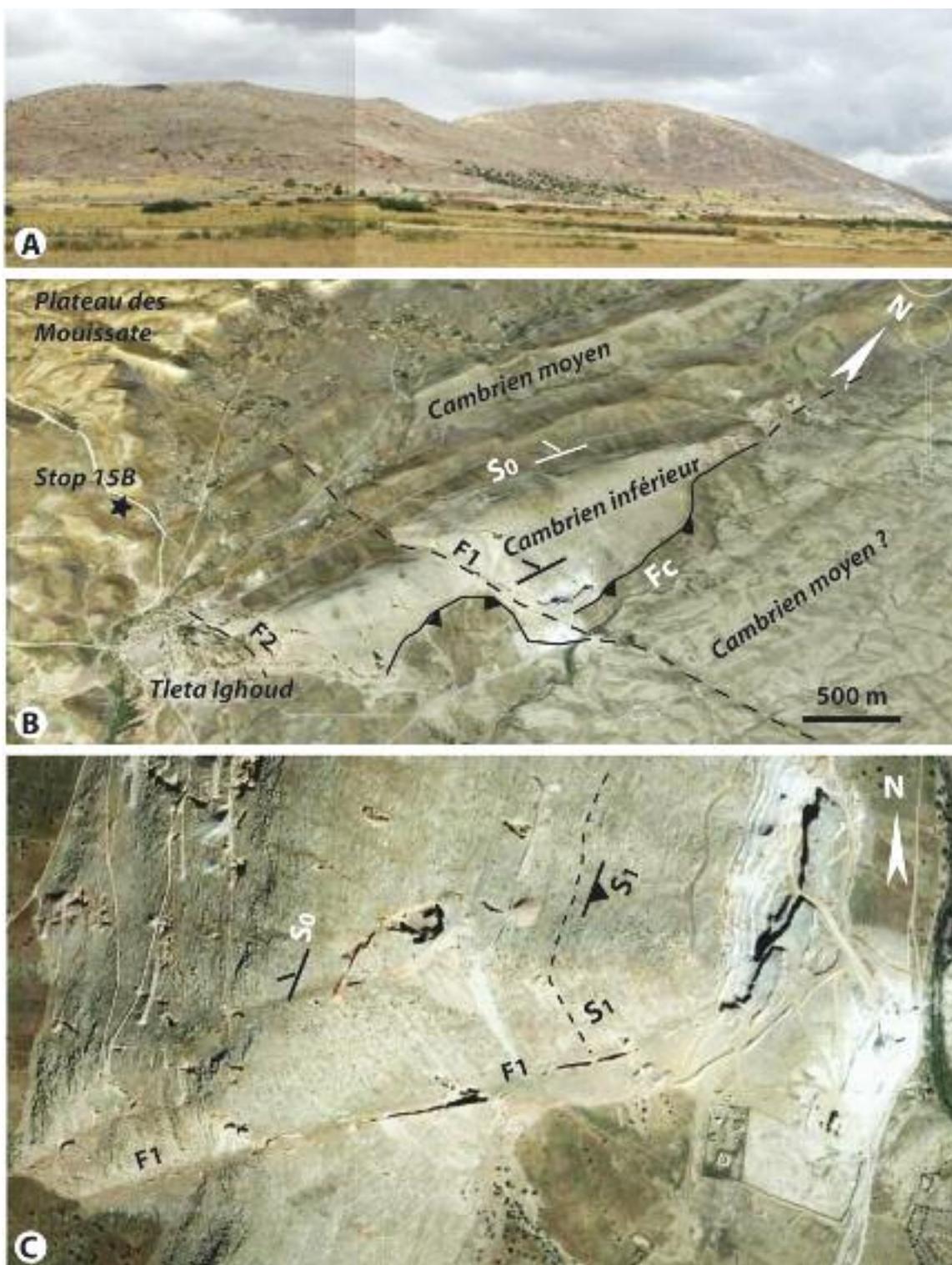


FIG. 3.20 : Le Jbel Ighoud (Cambrien inférieur).- A : Vue du versant oriental depuis la route de Tleta Ighoud vers Sidi Chiker et Chichaoua.- B : Vue verticale Google earth du massif calcaire qui s'enneie à l'ouest sous le Cambrien moyen ; les calcaires sont limités à l'est par une faille inverse Fc et recoupés par les failles F1 et F2.- C : Zoom sur les calcaires au niveau de la faille transverse principale F1 ; la stratification reste invisible à cette échelle, elle est occultée et transposée par une forte schistosité à pendage ESE (Mayol, 1987).

FIG. 3.20 : The Jbel Ighoud (Lower Cambrian limestones).- A : View of the eastern slope from the road from Tleta Ighoud to Sidi Chiker and Chichaoua.- B : Google Earth vertical view of the massif bounded to the east by the reverse fault Fc and crosscut by faults F1 and F2.- C : Enlarged view of the of the transverse fault F1 area; The strongly folded bedding is transposed in the conspicuous east-dipping cleavage (Mayol, 1987).



FIG. 3.21 : La faille des Dehahna vue depuis la route Sebti Gzoula-Chichaoua. Au premier plan, les schistes du Cambrien; au fond, les argilites triasiques sommitales et les basaltes, surmontés par les calcaires dolomitiques jurassiques (crêtes).

FIG. 3.21 : The Dehahna fault from the road Sebti Gzoula-Chichaoua. Foreground : Cambrian metapelites; background, uppermost Triassic mudstones and basalts overlain by Jurassic dolomitic limestones.



FIG. 3.22 : Dyke et sill doléritiques jurassiques au nord de Sidi Chiker (image Google earth oblique).

FIG. 3.22 : Jurassic diabase dyke and sill intrusion north of Sidi Chiker (Google Earth oblique image).

tique attribuable à l'événement jurassique déjà rencontré au sud d'Argana. Le sill est lié à un dyke qui fait partie d'un système traversant le bassin et le Paléozoïque des Jbilet, système localement daté aux alentours de 140 Ma par K-Ar (Manspeizer *et al.*, 1978).

Un deuxième arrêt, au pont de la route de Chichaoua sur le Tensift (31°45'01"N 8°44'07"W), permet d'observer les basaltes doléritiques en contact faillé avec la base des couches jurassiques (fig. 3.23).

Route : Du pont de Tensift jusqu'à Chichaoua, nous traversons sur une trentaine de kilomètres les formations du

Jurassique et du Crétacé inférieur en partie couvertes par les dépôts néogènes. A l'entrée de Chichaoua, on retrouve la butte témoin (31°33'30,89"N ; 8°44'55,92"W) étudiée au passage le premier jour, avec son entablement du Maastrichtien-Eocène, puis on tourne vers l'est sur la route de Marrakech.

Remerciements : Nous remercions S. Bogdanoff pour la traduction du texte de la deuxième partie de la journée J1. Nous remercions également notre chauffeur Mohamed Jouadi (Institut Scientifique, Rabat) pour sa patience et sa disponibilité lors de la préparation de la journée J3.



FIG. 3.23 : Au pont du Tensift, sur la route Chemaia-Chichaoua, vue vers l'ouest du contact abrupt par faille entre des basaltes triasico-liassiques et les sédiments liassiques.

FIG. 3.23 : At the Tensift Bridge on the road from Chichaoua to Chemaia, view to the west of a sharp fault contact between the Triassic-Liassic basalts and the Liassic sediments.

Références

- AÏT CHAYEB E.H., YOUBI N., EL-BOUKHARI A., BOUABDELLI M. & AMRHAR M. (1998) : Le volcanisme permien et mésozoïque inférieur du bassin d'Argana (Haut Atlas occidental, Maroc) : un magmatisme intraplaque associé à l'ouverture de l'Atlantique central. *J. Afr. Earth Sci.*, 26, 4, 499-519.
- AMRHAR M. (1995) : Évolution structurale 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 Doct. Etat, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 235 p.
- AMRHAR M., BOUABDELLI M & PIQUÉ A. (1997) : Les marqueurs structuraux et magmatiques de l'extension crustale dans le Haut Atlas occidental (Maroc) au Dogger, témoins de l'évolution de la marge orientale de l'Atlantique central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 324, 119-126.
- ANDREU B. (1991) : *Les ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien) le long d'une transversale Agadir – Nador (Maroc)*. Thèse Doct. Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse et *Strata*, sér. 2, 14, 2 tomes, 765 p.
- BASSE E. & CHOUBERT G. (1959) : Les faunes d'ammonites du "Céno-mano-Turonien" de la partie orientale du domaine atlasique marocain et de ses annexes sahariennes. *XX Congr. Geol. Inter. Mexico*, 1956, *Symp. Cretácico*, 59-82.
- BOUAOUA M.-S. (2007) : Lithostratigraphie, biostratigraphie et micro-paléontologie des formations du Lias au Kimméridgien du bassin atlantique marocain d'El Jadida – Agadir (Maroc). *Trav. Inst. Sci.*, Rabat, sér. *Géol. & Géogr. Phys.*, 22, 175 p.
- BOUATMANI R., MEDINA F., AÏT SALEM A. & HOEFFNER CH. (2003): Thin-skin tectonics in the Essaouira basin (western High Atlas, Morocco): evidence from seismic interpretation and modelling. *J. Afr. Earth Sci.* 37, 1-2, 25-34.
- BROUTIN J., FERRANDINI J. & SABER H. (1989): Implications stratigraphiques et paléogéographiques de la découverte d'une flore permienne euraméricaine dans le Haut Atlas occidental (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, sér. II, 1509-1515.
- BROWN R.H. (1980): Triassic rocks of Argana valley, southern Morocco, and their regional structural implications. *AAPG Bull.*, 64, 988-1003.
- CHOUBERT G. (1948): Essai sur la paléogéographie du Mésocrétacé marocain. vol. jubilaire 1920-1945, Société Sciences Naturelles, Maroc, p. 307 à 329.
- CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1960-1962) : Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, tome 1, *Soc. géol. Fr.*, Mém. h. s., 447-527.
- DE KONING G. (1957) : Géologie des Ida-ou-Zal (Maroc). Stratigraphie, pétrographie et tectonique de la partie SW du bloc ancien du Haut Atlas. *Leidse Geol. Mededelingen*, 23, 210 p.
- DEENEN M.H.L., RUHL M., BONIS N.R., KRIJGSMAN W., KÜRSCHNER W.M., REITSMA M. & VAN BERGEN M.J. (2010) : A new chronology for the end-Triassic mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 291, 113-125.
- DU DRESNAY R. (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. Afr. Earth Sci.*, 7, 2, 385-396.
- DUFFAUD F. *et al.* (1970a) : Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Tamanar. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 201.
- Duffaud, F. *et al.* (1970b) : Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille El Khemis des Meskala. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 202.
- DUFFAUD, F. *et al.* (1971) : Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Taghazoute. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 204.
- DUFFAUD, F. *et al.* (1981) : Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Imi n'Tanout. *Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc*, 203.
- DUFFAUD F., BRUN L. & PLAUCHUT B. (1966) : Le bassin sud-Ouest Marocain. In : Reyre, D. (ed.), Bassins sédimentaires du littoral Africain. *Publ. Assoc. Serv. Géol. Afric.*, 1, 5-26.
- DUTOUR A. (1985) : Formations alluviales et terrasses du Quaternaire moyen dans le Haouz de Marrakech (Maroc). *Physio-Géo*, 14/15, 103-116.
- DUTUIT, J.M. & HEYLER, D. (1983) : Taphonomie des gisements de Vertébrés triasiques marocains (couloir d'Argana) et paléogéographie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXV, 4, 623-633.
- EINSELE, G. (1982): Cretaceous coastline-connected mass movements, southern Morocco. In : Von Rad, U. , Hinz, K. , Sarnthein, M. & Seibold, E. (eds) : Geology of the Northwest African continental margin, Springer-Verlag, pp. 415-426.
- EL HACHIMI H., YOUBI N., MADEIRA J., BENSALAH M.K., MARTINS L., MATA J., BERTRAND H., MARZOLI A., MEDINA F., MUNHÁ J., BELLIENI J., MAHMOUDI A., BEN ABBOU M. & ASSAFAR H. (2011) : Morphology, internal architecture, and emplacement mechanisms of lava flows from the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) of Argana basin (Morocco). In : Van Hinsbergen D.J.J., Buiter S., Torsvik T.H., Gaina C. & Webb S. (eds) : *Out of Africa - a synopsis of 3.8 Ga of Earth History*. The Geological Society of London Special Publication (sous presse)
- EL KAMALI N. (1990) : Le Céno-mano-Turonien du bassin d'Agadir (Haut Atlas occidental, Maroc) : biostratigraphie, sédimentologie et essai de caractérisation des séquences de dépôt. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 128 p., 50 fig., 12 pl.
- ETTACHFINI EL M. (1993) : Le Vraconien, Cénomaniens et Turonien du Bassin d'Essaouira (Haut Atlas occidental). Thèse Doct. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 1992, publié dans *Strata*, 2, 18, 1-247.
- ETTACHFINI E.M., EL KAMALI N. & BILOTTE M. (1989) : Essai de caractérisation bio et lithostratigraphiques des séquences sédimentaires de la région d'Imi n'Tanout (Haut Atlas occidental, Maroc). *Sciences Géologiques*, Strasbourg, Mém., 84, 71-81.
- FERRANDINI J., AMRHAR M., BONHOMME M.G., CORNÉE J.J. & VIVIER G. (1991) : Premières données sur un magmatisme et des altérations hydrothermales au Jurassique moyen et supérieur dans le Haut Atlas occidental du Maroc (analyses K-Ar). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, sér. II, 1351-1357.
- GIGOUT M. (1951) : Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Trav. Inst. Sci. Chérif.*, sér. *Géol. Géogr. Phys.* 1, tome 1, 507 p., tome 2, 27 pl., 1 tab.
- HAFID M (2006) : Styles structuraux du Haut Atlas de Cap Tafelney et de la partie Septentrionale du Haut Atlas Occidental : tectonique salifère et relation entre l'Atlas et l'Atlantique. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 465, 174 p.
- HAFID M., AÏT SALEM A. & BALLY A.W. (2000) : The western termination of the Jbilet High Atlas system (Offshore Essaouira Basin, Morocco). *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 431-443.
- HUVELIN P. (1973) : Mouvements pré-atlasiques, atlasiques et récents dans les Jbilet et leur pourtour. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 249, 83-124.
- ISHIGAKI S. (2009) : Trampled ground and extremely narrow gauge trackway of Jurassic sauropod dinosaur from Western High Atlas mountains, Morocco. 1st Intern. *Congr. North African Vertebrate Palaeont.*, Marrakech, 25-27 May 2009, abstract vol., p. 25.
- JALIL N. (1996) : Les Vertébrés permien et triasiques de la Formation

- d'Argana (Haut Atlas occidental) : liste faunique préliminaire et implications stratigraphiques. *In* : Medina, F. (éd.) : Le Permien et le Trias du Maroc : état des connaissances. *Pumag, Marrakech*, 227-250.
- JALIL N. & JANVIER, P. (2005). Les pareiasaures (Amniota, Parareptilia) du Permien supérieur du Bassin d'Argana, Maroc. *Geodiversitas*, 27, 1, 35-132.
- JÉBRAK M., WARTITI M.E., MARCOUX E. & ZAHRAOUI M. (2011) : The Bouznika Cambrian barite deposit (Morocco), an early mineralization on the Iapetus margin. *J. Afr. Earth Sci.*, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2011.02.001
- JONES D.F. (1975) : Stratigraphy, environments of deposition, petrology, age, and provenance of the basal redbeds of the Argana Valley, western High Atlas Mountains, Morocco. Ms. thesis, New Mexico Inst. *Mining & Technology*, 148 p.
- KENT D.V. & TAUXE L. (2005) : Corrected Late Triassic latitudes for continents adjacent to the North Atlantic. *Science*, 307, 240-244
- KLEIN H., VOIGT S., HMINNA A., SABER H., SCHNEIDER J. & HMICH D. (2010) : Early Triassic Archosaur-dominated footprint assemblage from the Argana Basin (Western High Atlas, Morocco). *Ichnos*, 17, 1-13.
- LUND J.J. (1996) : Palynologie der tieferen Bigoudine Fm., Ober-Trias, Marokko. *A.P.P. Tagung*, Bonn, 17-19 mai 1996, 14-15.
- MANSPEIZER W., PUFFER J.H. & COUSMINER H.L. (1978) : Separation of Morocco and eastern North America : a Triassic-Liassic stratigraphic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 901-920.
- MARZOLI A., BERTRAND H., KNIGHT K.B., CIRILLI S., BURATTI N., VÉRATI C., NOMADE S., RENNE P.R., YOUNI N., MARTINI R., ALLENBACH K., NEUWERTH R., RAPAILLE C., ZANINETTI L. & BELLINI G. (2004) : Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, 32, 973-976.
- MAZÉAS J.P. & NATAF M. (1967) : Le gypse de la région de Safi : gisements, utilisations, marché. *Rev. Géogr. Mar.*, 12, 91-112.
- MEDINA F. (1991) : Superimposed extensional tectonics in the Argana Triassic formations (Morocco), related to the early rifting of the Central Atlantic. *Geol. Mag.*, 128, 5, 525-536.
- 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 d'Etat, Fac. Sci. Rabat, 272 p.
- OLSEN P.E., KOEBERL C., HUBER H., MONTANARI A., FOWELL S.J., ET-TOUHAMI M. & KENT D.V. (2002): Continental Triassic-Jurassic boundary in central Pangea : Recent progress and discussion of an Ir anomaly. *In* Koerberl, C. & MacLeod, K.G. (eds.)- Catastrophic events and mass extinctions : impacts and beyond. *Geol. Soc. Am. Sp. Paper*, 356, pp. 505-522.
- OLSEN P. E., KENT D. V., ET-TOUHAMI M. & PUFFER J. H. (2003) : Cyclo, magneto-, and bio-stratigraphic constraints on the duration of the CAMP event and its relationship to the Triassic-Jurassic boundary, *in* Hames W.E., McHone J.G., Renne P.R & Ruppel C. (eds.)- The Central Atlantic Magmatic Province : insights from fragments of Pangea, *Geophys. Monogr. Ser.*, 136, pp. 7-32.
- OURRIBANE M., CHELLAI E.H., EZAIDI A. & IÇAME N. (1999) : Un complexe récifal à stromatoporiés, coraux et microbialites : exemple du Kimméridgien de Cap Guir (Haut Atlas atlantique, Maroc). *Géol. Méditer.*, 26, 79-88.
- PLAZIAT J.C., ABERKAN M., AHMAMOU M. & CHOUKRI A. (2008) : The Quaternary deposits of Morocco. *In* : Michard A., Saddiqi O., Chalouan A., Frizon de Lamotte D. (Eds.). *Lect. Notes Earth Sci.*, 116, Springer Verl, Berlin, Heidelberg, 359-376.
- REY J., CANÉROT J., ROCHER A., TAJ-EDDINE K. & THIEULOY J.P. (1986) : Le Crétacé inférieur sur le versant nord du Haut Atlas (région d'Imi-N-Tanout et d'Amez Miz) : données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. *5^{ème} conf. Sci. intern. PICG.-UNESCO 183*, Marrakech, 393-411.
- REY J., TAJ-EDDINE K., AADJOUR M., ANDREU B., AOUTEM M., BEN ABBES TAARJI R.B., BILOTTE M., CANÉROT J., EL KAMALI N., ETTACHFINI E.M., ETTACHFINI M., GHARIB A., IBNOUSSINA M. ROSSI A. & WITAM O. (1993) : Le Crétacé inférieur et moyen du Haut Atlas occidental : essai de synthèse. *Intern. Assoc. Sedimentology, 14th Regional Meeting, Marrakech*, 27-29 April, Abstracts volume, pp. 279-280.
- TAHIRI A. (1983) : Lithostratigraphie et structure du Jebel Ardouz, Maroc hercynien. *Bull. Inst. Sci. Rabat*, 7, 1-16.
- TARI G., MOLNAR J. & ASHTON P. (2003): Examples of salt tectonics from West Africa: a comparative approach. *In* Arthur T.J., MacGregor D.S. & Cameron N.R. (eds)- *Petroleum Geology of Africa : New Themes and Developing Technologies. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 207, 85-104.
- TIXERONT M. (1973) : Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères stratiformes, syngénétiques et familiaires des formations détritiques permo-triasiques du couloir d'Argana, Haut Atlas occidental (Maroc). *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 33, 249, 147-177.
- TIXERONT M. (1974) : Carte géologique et minéralisations du couloir d'Argana. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 205.
- TOURANI A., LUND J.J., BENAOUISS N. & GAUPP R. (2000) : Stratigraphy of Triassic synrift-deposition in western Morocco. *In*: Bachmann, G.H. & Lerche, I. (eds) : *Epicontinental Triassic. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1193-1216.
- TOURANI A., BENAOUISS N., GAND G., BOURQUIN S., JALIL N.-E., BROU-TIN J., BATAIL B., GERMAIN D., KHALDOUNE F., SEBBAN S., STEYER J.-S. & VACANT R. (2010) : Evidence of an Early Triassic age (Olenekian) in Argana Basin (High Atlas, Morocco) based on new chirotheriid traces. *Comptes Rendus Palevol*, 9, 5, 201-208.
- VALENZA K., MORITZ R., MOUTTAQI A., FONTIGNIE D. & SHARP Z. (2000) : Vein and karst barite deposits in the Western Jbilat of Morocco : fluid inclusion and isotope (S, O, Sr) evidence for regional fluid mixing related to Central Atlantic rifting. *Economic Geol.*, 95, 587-606.
- WHITESIDE J.-H., OLSEN P.E., KENT D.V., FOWELL S.J. & ET-TOUHAMI M. (2007) : Synchrony between the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–Jurassic mass-extinction event ? *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 244, 345-367.
- ZOUHRI S. (1999) : L'ère quaternaire au Maroc. *In* : Maroc, mémoire de la Terre. Ed. *Muséum Nat. Hist. Nat. Paris*, 210-213.