

# Le système de dépressions fermées de la côte nord atlantique de Tanger (Maroc) : formation et évolution

# The system of closed depressions of the North Atlantic coast of Tangier (Morocco): formation and evolution

#### Jamal Eddine EL ABDELLAOUI\*

**Résumé** : L'histoire géologique quaternaire de la côte atlantique de Tanger est marquée, pour l'essentiel, par un régime tectonique extensif. La géomorphologie de la zone se caractérise par la présence d'un système de dépressions fermées organisé le long de la côte selon un axe quasi-N-S. On a dénombré 23 dépressions de tailles variables allant de quelques mètres à deux kilomètres. La plus interne des dépressions se situe à 10 km à l'intérieur des terres à une altitude de 74 m. Le substrat géologique dans lequel se forment les dépressions présente une variabilité lithologique : grès acides, grès calcaires et marnes. Les analyses géomorphologiques et géologiques plaident en faveur d'une origine tectonique des dépressions et qui a été exploitée plus tard par l'action fluvio-marine et par l'activité éolienne.

Mots clés : dépressions fermés, côte atlantique, hydrodynamique, activité éolienne, tectonique.

**Abstract :** The quaternary geological history of the Atlantic coast of Tangier is marked, for the most part, by an extensive tectonic regime. The geomorphology of the area is characterized by the presence of a system of closed depressions organized along a quasi-N-S axis. There were 23 depressions of varying sizes ranging from a few meters to two kilometers. The innermost depressions are 10 km inland at an altitude of 74 m. The geological substratum in which depressions are formed presents lithological variability: acid sandstone, calcareous sandstone and marl. The geomorphological and geological analyzes favor a tectonic origin of the depressions and which was exploited later by the fluvio-marine action and the aeolian process.

Key words: closed depressions, Atlantic coast, hydrodynamic, aeolian process, tectonic.

# **INTRODUCTION**

Plusieurs facteurs sont évoqués pour expliquer l'origine des dépressions fermées, à savoir : l'activité tectonique, l'activité éolienne, la dissolution, l'action hydrodynamique et l'action de la neige. Ainsi BARRIERE *et al.* (1965) retiennent une origine tectono-salifère aux dépressions de la vallée de l'Aude sur la côte méditerranéenne française. D'autre part, AMBERT (1974 et 1981) voit dans ces dernières l'œuvre d'une activité nivéo-éolienne où l'action du gel-dégel aurait produit une microfragmentation du substrat calcarénitique, le résidu aurait été ensuite pris en charge par le vent. Au Sahara marocain, MITCHELL & WILLIMOT (1974) citent trois facteurs responsables de l'évolution morphologique des dayas arides : la dissolution karstique, l'action de la déflation et l'action des eaux météoritiques. En Afrique du Sud, WASTON (1986) note le rôle de la dissolution minérale accompagnée d'une lente subsidence. Sur la façade atlantique marocaine, à 45 km à l'est de Casablanca, DESTOMBES *et al.* (1957) notent que les dayas sont les reliques d'un modelé nivo-périglaciaire du Quaternaire ancien, résultant d'une évolution climato-morphologique complexe avec une succession de facteurs hydrologiques, de mouvements épirogéniques, de gélivation, de solifluxion et d'activité éolienne. DAVID & CAROZZA (2013) notent que l'analyse géomorphologique du Languedoc central et du Roussillon révèle deux groupes de dépressions d'origines distinctes, le premier d'origine hydro-éolienne et le second d'origine diapirique.

<sup>&</sup>lt;sup>\*</sup>Université Abdelmalek Essaadi, Faculté des Sciences et Techniques, B.P 416 Tanger. Maroc <u>masgeoinfo@yahoo.fr</u>

Dans ce travail on étudiera en premier lieu les caractéristiques géomorphologiques du système de dépressions fermées situé le long de la côte atlantique de Tanger (fig.1), on discutera en second lieu son origine probable et les facteurs qui contrôlent son évolution.



**Figure 1.** Situation géographique et cadre géologique de la zone d'étude. 1. Unité de Tanger externe. 2. Nappe des flyschs numidiens. 3. bassins mollassiques post-nappes. 4. Nappe de Habt. 5. Quaternaire. 6. Contact anormal. (Cartes géologiques d'El Manzla (DURAND-DELGA *et al.*, 1985) et de Ksar-Sghir modifiées (Service géologique du Maroc, 1984)).

## **METHODE DE TRAVAIL**

La méthode de travail a consisté dans un premier lieu, à la réalisation d'une analyse géomorphologique et géologique par photo-interprétation en utilisant des photographies aériennes (missions de 1981 et 1994), des images Corona déclassées (mission de 1972) et des images satellites Ikonos à très haute résolution (2002, 2007). Dans un deuxième lieu, la collecte des données sur le terrain a été une étape décisive pour confronter les observations réalisées sur les images aériennes à la réalité du terrain d'une part, et pour compléter l'information par l'observation et des mesures directes d'autre part.

Une campagne de mesure de la conductivité des eaux de l'ensemble des puits et des sources sur le pourtour de la surface d'abrasion marine de Dhar-Meriem a été réalisée, soit 47 mesures au total. Nous avons utilisé un conductivimètre de terrain. Les coordonnées des points de mesure ont été déterminées par un GPS de terrain. L'objectif de ces mesures est de détecter d'éventuelles contaminations des eaux de la nappe aquifère par d'anciens restes de sels.

### **GEOLOGIE DE LA ZONE D'ETUDE**

La zone d'étude constitue la limite occidentale de la chaîne rifaine, cette dernière est constituée par un empilement de nappes résultant pour l'essentiel d'une tectonique compressive polyphasée d'âge oligo-miocène (DURANT-DELGA *et al.*, 1960-62; GLANGEAU *et al.*, 1967; (MARÇAIS & SUTER, 1966 et 1972; MATTAUER, 1963 et 1964; ANDRIEUX, 1971; LEBLANC, 1975) dans RAMPNOUX *et al.*, 1977)). La plupart des hypothèses admettent que l'arc de Gibraltar résulte de la poussée vers l'ouest du bloc interne d'Alboran. De la sorte que, le matériel des flyschs crétacés-paléogènes aurait été expulsé et empilé, spécialement dans la zone de Détroit (DURANT-DELGA, 1995). Une tectonique cassante a conditionné la naissance, au Pliocène, du détroit de Gibraltar (DURANT-DELGA, 1995).

La côte atlantique de Tanger présente trois principales unités géologiques (fig.1) :

- L'unité de Tanger externe formée essentiellement par des marnes argileuses du Crétacé supérieur, surmontées par des terrains marneux d'âge paléogène à miocène inférieur.

-La nappe des flyschs numidiens constituée par une alternance de gros bancs de grès grossiers et des couches d'argile. Elle présente un caractère de fluxo-turbidites d'épaisseur kilométrique. Les grés numidiens d'âge aquitanien surmontent en continuité des argiles versicolores d'âge oligocène (le sous-Numidien). L'ensemble repose en charriage sur le Rif externe.

- Les formations post nappes d'âge postérieur à la mise en place des nappes de flyschs. Elles sont présentées par deux formations distinctes. D'une part, la série sédimentaire du bassin subsident de Charf-Okab dont l'âge va du Tortonien supérieur au Pliocène inférieur (CHOUBERT *et al.*, 1966; MEDIONI & WERNLI, 1978), et d'autre part le Pliocène de la région d'Asilah formé par des sables marneux.

# GEOMORPHOLOGIE DES PRINCIPALES DAYAS DE LA COTE ATLANTIQUE

La côte atlantique entre le Cap Spartel et l'oued Tahadart se caractérise par un système de dépressions fermées (dayas) qui sont disposées tout au long de la côte entre le cap Achakkar et l'embouchure de l'oued Tahadart (fig. 2). On a dénombré 19 dépressions de tailles variables, allant de quelques dizaines de m<sup>2</sup> à 1,2 km<sup>2</sup> de superficie. Les plus importantes sont reprises dans le tableau 1. La forme des dayas varie d'une forme ovale à circulaire (fig. 2). Les dépressions les plus élevées sont localisées sur la surface d'abrasion marine de Dhar Meriem à plus de 75m d'altitude.

Au cours des saisons d'hiver et de printemps, les dayas sont le siège d'accumulation d'eaux pluviales constituant ainsi des plans d'eau des stations temporaires pour les oiseaux migrateurs. D'autre part, les eaux douces des dayas ont été utilisées pour la réalimentation artificielle de la nappe aquifère de Charf Okab.

	Superficie (km <sup>2</sup> )	Lithologie du substrat	Altitude (m)
Daya S <sup>i</sup> Kacem	0.65	Argile-Marne	5
Daya Sghira	1.23	Grès calcaire	9
Daya Dydat	1.05	Grès calcaire	13
Daya Meriem-1	0.46	Grès siliceux	74
Daya Meriem-2	0.25	Grès siliceux	75

Tableau 1. Les caractéristiques des principales dayas.

Une des principales caractéristiques du système de dépressions fermées atlantique est la variabilité lithologique du substrat géologique (fig. 2). En effet, au sud les dayas de la surface d'abrasion marine de Dhar Meriem, sont développées dans des grès à faciès numidien. Au centre, les dayas Sghira et de Dydat sont façonnées dans les grès calcaires du bassin subsident de Charf-Okab et enfin, au nord, la daya de Sidi Kacem est incisée dans les marnes de l'unité de Tanger.

#### Formation et évolution des dayas de Charf-Okab

Les sondages géophysiques et les sondages carottés exécutés dans le bassin de Charf-Okab ont montré que le toit du substratum, à l'intérieur duquel se sont déposés les terrains néogènes, a la forme d'une cuvette atteignant 400m de profondeur. Cette dépression a été creusée par subsidence et érosion dès le Tortonien supérieur (MEDIONI & WERNLI, 1978). Elle a constitué un golfe ouvert sur la mer. Dans le fond de ce golfe, une mer de faible profondeur et de haute énergie y a déposé les calcarénites de la formation inférieure, pendant que vers le large, au même moment, se déposaient les « marnes bleues » (fig. 3). Au Messinien, l'enfoncement du bassin diminue sur la bordure W vers l'Atlantique où commence à s'individualiser une zone haute parallèle au littoral actuel. Au Pliocène inférieur, ce phénomène s'accentue et le bassin finit de se combler. Les communications avec le large étant de plus en plus difficile ce qui a pu éventuellement, dans certaines zones, déterminer un début de confinement avec précipitations de sels (MEDIONI & WERNLI, 1978).



**Figure 2.** Les principales dayas et la lithologie du substrat géologique. 1. Marne et argilite de l'unité de Tanger externe. 2. Les grès numidiens acides. 3. Grès calcaire et biocalcarénite de la nappe de Charf-Okab. 4. Les dayas.



**Figure 3.**Carte géologique du bassin de Charf-Okab. 1. Quaternaire. 2. Sable et grès jaune calcaire. 3. Marnes sableuses grises. 4. Marnes bleues du littoral. 5. Biocalcarénites. 6. Failles. 7. Failles supposées. 8. Dayas (à gauche la daya Sghira, à droite la daya Dydat). (MEDIONI & WERNLI, 1978, modifiée).

La structure et la morphologie actuelle du bassin de Charf-Okab, résultent de la conjugaison de faits tectoniques suivants (MEDIONI & WERNLI, 1978) :

- Subsidence par saccades de l'ensemble du bassin entre le Tortonien supérieur et le Quaternaire ancien.

- Permanence d'une zone haute du substratum, orientée SW-NE entre la daya Sghira et la daya de Dydat et ayant réagi à la subsidence généralisée par une fracturation en failles suborthogonales (fig. 3).

- Décrochement et laminage de la formation inférieure au NE du bassin accompagnées d'un basculement du substratum vers l'W et le SW.

- Failles de tassement qui ont affecté l'ensemble de la cuvette.

Les dayas de Charf-Okab sont donc la manifestation en surface de cette subsidence généralisée qui coïncide avec les affaissements de la mer d'Alboran vers l'est.

D'autre part, nous avons noté le basculement vers le nord des grès pliocènes sur la bordure sud-ouest de la daya Sghira (fig. 4). Le pendage des couches est de 45°. Sur la bordure nord de la daya de Dydat le pendage est plus faible. Ce basculement d'origine tectonique est post Pliocène inférieur. Il a permis l'exagération du relief à la limite des dayas.



**Figure 4.** Les grès pliocènes au niveau de la bordure ouest de la daya Sghira. Les bancs sont basculés vers le nord. Les grès dominent en hauteur la surface de la daya. (À droite image satellitaire du 21-5-2002 de Google-Earth).

#### Formation et évolution des dayas de la surface d'abrasion marine de Dhar-Meriem

La surface d'abrasion marine de Dhar-Meriem est façonnée dans les grès de la nappe numidienne. Elle domine du nord, du sud et de l'ouest les vastes plaines de l'oued à méandres de Tahadart (fig. 1 et 2). Vers l'est, elle est dominée par les crêtes gréseuses de Djbel Mediar. Le contact entre le compartiment de Dhar-Meriem et celui de Djbel Mediar est marqué par la présence d'une faille identifiable sur les photographies aériennes et sur le terrain (fig. 5). Cette dernière a joué en faille normale séparant le compartiment de Dhar-Meriem en affaissement de celui de Djbel Mediar. L'âge de cet affaissement est mal connu mais il peut se cadrer dans le schéma d'un secteur en subsidence, observé dans le bassin de Charf-Okab. En d'autres termes, la phase d'affaissement du compartiment de Dhar-Meriem est parvenue, fort probablement, après le charriage de la nappe des flyschs numidiens.

Au nord et à l'ouest du plateau, les versants sont formés par des falaises rocheuses à fortes pentes. Au sud, les versants présentent des vallées étagées en terrasses. Le pied du versant sud est occupé par un bras mort de l'oued Hachef qui a migré vers le sud (fig. 5).

La morphologie en écailles engendrée par l'érosion différentielle est bien développée sur le plateau où les bancs gréseux résistants ont été mis en relief par rapport aux bancs argileux plus tendres. L'ensemble des couches présente un pendage de 15°. Sur les bordures des dayas des bancs de grès dominent les fonds (fig. 6). Le décalage des bancs de grès sur les pourtours des dépressions milite en faveur d'une activité tectonique (fig. 5 et 6). Les fonds de dayas se présentent sous forme de surfaces planes formées par une alternance de bancs de grès et d'argile.

Le Quaternaire est formé par des colluvions à cailloux de grès enrobé dans une matrice limoneuse. À l'ouest du plateau, on rencontre un dépôt sableux d'épaisseur métrique avec des latérites composées par des graviers gréseux et du sable qui sont soudés par des sels de fer. Ces derniers se sont déposés par le battement de la nappe aquifère.



Figure 5. Carte géomorphologique de Dhar Meriem. 1. Puits salés ; 2. Les dayas ; 3. Réseau hydrographique ; 4. Sable. 5. Failles.



Figure6. La bordure nord de la daya de Dhar Meriem1 est limitée par le grès numidien en relief par rapport au fond.

Une campagne de mesure de la conductivité des eaux de l'ensemble des puits et des sources du plateau a été réalisée, soit 47 mesures ont été effectuées au total. L'objectif de cette campagne de mesures est de détecter d'éventuelles contaminations des eaux de la nappe aquifère par d'anciens restes de sels. Ce qui aurait été un témoin géochimique de la communication avec la mer ancienne.

Les résultats de cette campagne de mesures permettent de faire les constatations suivantes :

- La contamination des eaux par le sel n'est pas généralisée à l'ensemble du plateau de Dhar-Meriem.
- Dans les puits à conductivité élevée, les eaux salées proviennent des couches superficielles plioquaternaires.
- Les eaux qui présentent une anomalie positive de salinité se situent sur le versant sud (fig. 5). Ce dernier présente une géomorphologie en terrasses fluviatiles, de tailles restreintes.
- Les sources d'eau, qui se situent en général au niveau du contact argiles versicolores du sous-Numidien et des grès numidiens, ne présentent pas d'anomalies de conductivité.
- On n'a pas identifié de dépôts de sels à l'état de roche au niveau du massif de Dhar-Meriem.

Ces observations militent en faveur d'une origine fluvio-marine des eaux salées de Dhar-Meriem. En fait, les sels ont été piégés dans des terrains plio-quaternaires au cours de l'incision de l'oued Tahadart. Les mécanismes de piégeage et de conservation de ces sels sont mal connus, quoique le cas de la coupe de Marj présente un scénario qui satisfait les réalités du terrain. En fait, le creusement d'un puit au niveau de la plaine alluviale de « Marj » (fig. 2), à 8 km de la ligne de côte et à 15m d'altitude, a montré que la source du sel est une couche formée de sable grossier à galets et coquilles fines et riche en matière organique. L'épaisseur de celle-ci est de 2m. Elle est surmontée par une couche d'argile noirâtre riche en matière organique de 4m d'épaisseur. La série se termine par une couche de sable fin de 3m d'épaisseur et dont les eaux sont douces. Les eaux salées ont été piégées sous forme d'une nappe captive entre le substratum argileux de l'unité de Tanger et la deuxième couche. Après une phase relativement agitée, concomitante très fort probablement à une phase transgressive, il y a eu dépôt des galets de base et de graviers. Un début du confinement du milieu est marqué par la présence de coquilles fines de lamellibranches et par l'enrichissement en matière organique. Les vases noirâtres de la deuxième couche montrent que le confinement s'est accentué. La série a été recouverte par du sable fin continental.

#### Formation et évolution de la daya de Sidi-Kacem

La daya de Sidi-Kacem est taillée dans les marnes blanches du Paléocène-Eocène de l'unité de Tanger externe. Elle est limitée au nord par la plaine de l'oued Boukhalef, au N-E par une colline de marnes blanches du Paléocène-Eocène de 24m d'altitude, au sud et à l'est par le grès numidien de Djbel Touissi, à l'ouest par des cordons littoraux (fig. 7).

L'évolution de la géomorphologie de l'oued Boukhalef présente un cas d'isolement d'une dépression fluvio-marine et sa transformation en dayas. Comme la montre les images satellites, les photographies aériennes et les observations de terrain, l'oued Boukhalef a migré vers le nord au cours de son évolution (fig. 8). La daya de Sidi Kacem a constitué dans le temps la plaine fluvio-marine de l'oued Boukhalef. Après le retrait des eaux marines au cours de la glaciation post-ouljienne, le lit de l'oued a migré vers le nord. En d'autres termes la daya a fonctionné comme un estuaire, et fort probablement comme lagune par la suite, au cours de la transgression de l'Ouljien (Tyrrhénien).

La terrasse marine à biocalcarénite et galets roulés d'âge MIS 5e (EL ABDELLAOUI et *al.*, 2016) qui se situe à 5-6m d'altitude au nord de la daya témoigne de cet ancien niveau marin (fig. 9). En effet à 3 km au sud de la terrasse marine d'Achakkar, on a découvert une terrasse marine à l'intérieur de la muraille de l'aérodrome. Elle a été dégagée suite au creusement d'un drain qui a servi pour dévier les eaux pluviales suite à l'extension de l'aérodrome (fig. 9). Le substratum est formé par les marnes blanches du Paléocène-Eocène de l'unité de Tanger. Il est limité par une surface d'abrasion marine quasi horizontale. La terrasse marine est composée par deux faciès distincts. Le premier est formé par une biocalcarénite à coquilles et galets. Le second est formé par des galets marins et du sable grossier non induré. Ces faciès témoignent de deux phases transgressives distinctes du sousstade isotopique 5e. Ces observations concordent avec les conclusions tirées sur la rive du détroit de Gibraltar où deux pulsations transgressives ont été enregistrées au sous-stade isotopique 5e. L'altitude de la terrasse milite en faveur d'une origine eustatique pour les deux pulsations transgressives.

L'isolement progressif de la daya s'est accompagné par sa fermeture à l'ouest par un cordon littoral soltanien (Würm) et à l'est par un recouvrement sableux dunaire de même âge (Soltanien) (fig. 7) (DURAND-DELGA *et al.*, 1985). La communication avec la mer, qui se faisait par le chenal principal de l'oued, a cessé progressivement. Au fur et à mesure que la mer reculait et que les lits des oueds s'enfonçaient et que l'action éolienne construisait des barrières de sable en s'isolant ainsi définitivement de la mer. La daya matérialise donc une ancienne terrasse fluvio-marine et par-là une ancienne ligne de côte.



**Figure 7.** Contexte géologique de la daya de Sidi-Kacem. 1. Dépôts de pente. 2. Dunes et sables côtiers actuels. 3. Dunes du Soltanien. 4. Sables et limons à galets du littoral. 5. Actuel continental. 6. Soltanien (Würm): Dunes vives ou fixes et sables rubéfiés. 7. Quaternaire moyen ou ancien non précisés. 8. Grès numidiens. 9. Unité de Tanger-externe : des argiles du Sénonien et des marnes blanches du Paléocène-Eocène (Cartes géologiques d'El Manzla (DURAND-DELGA *et al.*, 1985, modifiée)).



**Figure 8**. Migration de l'oued Boukhalef vers le nord. a : photographie aérienne de 1963; b: photo de la terrasse fluviale de l'oued comme indiqué sur l'image "a"; c: la terrasse est formée par du sable fin.



**Figure 9** .Terrasse marine de l'aérodrome au nord de l'oued Boukhalef. Elle présente deux pulsations. 1: marne blanche du Paléocène-Eocène; 2: première phase transgressive formée par une biocalcarénite à galets; 3: deuxième phase transgressive formée de galets marins et de sable grossier; 4: sol argileux.

## DISCUSSION

Les dépressions fermées de la côte atlantique de Tanger sont édifiées sur des substrats de lithologies variables, allant des argiles et des marnes de Tanger, aux grès à ciment siliceux de la nappe des grès numidien en passant par les grès à ciment calcaire et les biocalcarénites du bassin de Charf-Okab. Cette variabilité du substrat ne milite pas en faveur d'une relation de cause à effet, entre la genèse des dayas et la lithologie des terrains. En fait, on n'a pas identifié de dépressions ailleurs, ni sur les grès numidiens ni sur les argiles et marnes de l'unité de Tanger. Mais un rôle secondaire de la dissolution, engendrée par la circulation des eaux, est fort probable, notamment dans les roches calcaires. D'autre part, l'éventualité d'une relation de cause à effet entre les dayas et la dissolution de sels messiniens (crise du sel) est improbable. En effet, la mise en place de la nappe des grès numidiens est antérieure au Messinien. Les dayas de Dhar-Meriem ne se situent donc pas sur des dépôts messiniens. C'est le cas de la daya de Sidi-Kacem qui est taillée dans les marnes blanches du Paléocène-Eocène. Concernant les dayas de Charf-Okab, on peut imaginer que la dissolution d'éventuels dépôts salés messiniens, aient joué un rôle dans l'affaissement des grès calcaires du Pliocène inférieur. Mais des éléments géomorphologiques et géologiques laissent penser que le rôle de la dissolution reste limité. En effet, la nappe de Charf-Okab elle-même s'est déposée dans une cuvette qui a été formée avant le Messinien. En d'autres termes, la fracturation et l'affaissement de la biocalcarénite du Tortonien supérieur, ne peut pas être le résultat de la dissolution des sels messiniens car elle est plus ancienne. La dissolution ne peut pas provoquer la fracturation des couches sous-jacentes.

L'organisation spatiale des dayas présente des caractéristiques particulières qui méritent d'être discutées, car elle livre quelques éléments d'interprétation sur la genèse et l'évolution du système de dépressions fermées. En effet, deux particularités ressortent de l'analyse spatiale :

- La première est que le système des dayas de la côte atlantique présente une organisation spatiale selon un axe NNW-SSE (fig. 10). Ce dernier fait un angle de 45° avec la ligne de côte actuelle. Si on considère que cet alignement n'est pas aléatoire, cela signifie d'une part, que l'existence des dayas est le résultat d'un phénomène local et non ponctuel. D'autre part, cela signifie que le facteur génétique à l'origine des dépressions et la fluctuation eustatique du niveau de la mer ont évolué indépendamment. En d'autre terme, s'il n'y avait pas de rôle tectonique dans la genèse des dayas, on s'attendrait à une série de dayas qui s'organiseraient, à chaque niveau marin, parallèlement à la ligne de côte.



**Figure 10.** Les dayas sont orientées selon un axe de subsidence NNW-SSE. La distance des dayas par rapport à la ligne de côte actuelle est variable. Les dayas sont des témoins de paléorivages plio-quaternaires.

Sachant enfin que, l'ébauche des dayas de Charf-Okab est la manifestation de la subsidence tortonopliocène (RAMPNOUX *et al.*, 1977; MEDIONI & WERNLI, 1978), l'organisation du système des dayas selon un axe NNW-SSE, montre que l'envergure de cette subsidence a été ressentie au sud et au nord de Charf-Okab sur une distance de 18 km. Le maximum de subsidence est centré sur le bassin de Charf-Okab.

La deuxième particularité, est que la hauteur des dayas, par rapport au niveau actuel des mers, est proportionnelle à la distance par rapport à la mer. C'est à dire, les dayas les plus internes (les plus distantes à la mer) sont les plus élevées (fig. 10). En d'autres termes, si l'action fluviomarine a joué un rôle dans le modelage des dépressions, comme c'est le cas de la daya de Sidi-Kacem, l'âge de cette action est donc de plus en plus ancien en allant vers l'intérieur des terres. Par conséquent, la position des dayas, par rapport à la ligne de côte actuelle, indique d'anciens paléorivages (fig. 10). Le plus ancien se situe sur les bordures des dayas de Dhar-Meriem, il est d'âge plio-quaternaire fort probablement. En fait, le Pliocène d'Asilah, qui se trouve à 5 km au sud

de Dhar Meriem, montre que la mer pliocène a pénétré à plus de 12 km à l'intérieur du continent en face de la ville d'Asilah (fig. 1). La base de la série pliocène atteint au maximum 50 à 60 m d'altitude, et son sommet dépasse 100 m en certains endroits. Ces éléments sont corrélables avec ceux de la surface d'abrasion marine de Dhar Meriem, qui a évolué entre 50 et 90 m d'altitude. Le paléorivage le plus récent, d'âge ouljien, se situe au niveau de la daya de Sidi-Kacem. Les paléorivages intermédiaires se situent sur les bordures ouest des dayas Kbira et Sghira de Charf-Okab. À l'ouest de la daya Sghira, on note la présence d'un placage de galets à matériel numidien. Ils sont rencontrés à des cotes atteignant 20m. Les galets sont, en général, roulés et bien calibrés. Ils sont souvent emballés dans une matrice sablo-limoneuse noirâtre dont l'épaisseur est faible (fig. 11). Ces galets de base présentent une phase transgressive anté-ouljienne.

L'action du vent sur l'évolution géomorphologique des dayas se traduit notamment par l'exagération du relief sur les bordures en y construisant des recouvrements sableux de quelques mètres de hauteur, donnant ainsi aux dépressions leurs formes définitives. Les cordons dunaires côtiers ont contribué, entre autre, à l'isolement des dayas en formant des barrières aux eaux marines.

Enfin, sachant que le niveau glacio-eustatique des mers n'a pas dépassé 20m au cours des derniers 500 000 ans (ROHLING *et al.*, 1998), l'existence des eaux salées à plus de 80m d'altitude, au niveau de la surface d'abrasion de Dhar-Meriem, montre qu'au cours du Quaternaire des parties des zones de l'avant pays ont connu un possible soulèvement. Ce dernier est fort probablement contemporain de la phase compressive plioquaternaire enregistrée au nord du bassin du Gharb au sud de la zone d'étude (fig. 1) (RAMPNOUX *et al.*, 1977). D'autre part, ACHAGRA (1999) perçoit dans le pendage de 70° qui a affecté les couches de la biocalcarénite à la limite sud est du bassin de Charf-Okab, une éventuelle phase compressive.



**Figure 11**. Transgression antérieure à l'Ouljien. 1: Biocalcarénite du Tortonien altérée. 2: Faciès transgressif formé par des galets roulés et du sable. 3: Sol limoneux à matière organique. (À droite image satellitaire du 21-5-2002 de GoogleEarth).

En terme d'aménagement de la frange côtière de la zone, il est utile de prendre en considération son histoire tectonique. En effet, celle-ci étant de type extensive, elle a engendré une côte basse essentiellement meuble sur la façade atlantique. Cette géomorphologie facilite la pénétration des eaux marines à l'intérieur du continent en cas de houles exceptionnelles et d'ondes de tsunamis. Il est très utile donc de prendre en considération ces éléments dans les plans d'aménagement en interdisant de construire au niveau des couloirs à basse topographie. Ces derniers pourront constituer de réelles voies de pénétration des eaux marines vers les dépressions et les plaines alluviales de l'arrière-pays (fig.12). D'où l'intérêt de les libérer pour atténuer le flot en période d'inondation. En d'autres termes, l'entravement de ces couloirs va accentuer l'effet de l'onde sur les autres parties de la côte. D'autre part, le système de cordons dunaires d'une telle côte joue un rôle très sensible dans les conditions extrêmes d'où le grand intérêt de le protéger et de le renforcer. Sa fragilisation exposera les

zones internes aux effets d'éventuelles inondations. En effet, en période de fortes tempêtes, l'eau de mer dépasse le pied du premier cordon littoral.



Figure 12. Les zones vulnérables aux ondes marines exceptionnelles. Les flèches indiquent les zones basses qui seront empruntées par des eaux marines en cas d'inondation. La couleur orange indique les zones qui ont été bâties en 2012-2013.

#### CONCLUSIONS

La côte atlantique de la province de Tanger appartient à la classe des côtes basses bordant des plaines alluviales à caractère estuarien (EL ABDELLAOUI et *al.*, 2005). La ligne de côte présente un trait rectiligne de 35 km de longueur. Cette géomorphologie est le résultat de l'histoire géologique et néotectonique de la zone, en effet après le charriage définitif des nappes de flysch sur les zones externes, la côte nord atlantique entre Tanger et le Gharb a connu une subsidence généralisée de direction NE-SW (RAMPNOUX *et al.*, 1977; MEDIONI & WERNLI, 1978; MORLEY, 1992). Elle a fonctionné entre le Tortonien supérieur et le Pliocène.

Entre le cap Achakkar et Asilah, l'envergure de la subsidence a été enregistrée selon un couloir orienté NNW-SSE avec un maximum probable au niveau du bassin de Charf-Okab. En surface, cette tectonique extensive, s'est manifestée par un système de dépressions. L'évolution de la géomorphologie de ces dernières et leur façonnement a été repris par l'action fluvio-marine et par l'activité éolienne.

En allant de l'intérieur du continent vers la côte, la position des dayas présente un témoin d'anciennes lignes de rivages. La plus ancienne se situe aux alentours du plateau de Dhar Meriem et la plus récente au niveau de la daya de Sidi Kacem, en passant par des positions intermédiaires sur les bordures ouest de la daya Dydat et ensuite celle de la daya Sghira. Un probable soulèvement des parties internes de la côte pourrait expliquer l'altitude des dayas de Dhar Meriem.

#### REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet PPR2 : OGI-Env., PPPR2/2016/79 avec le support du MESRSFC et du CNRST.

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

ACHAGRA L. (1999). Relations statistiques entre les paramètres hydrodynamiques et géoélectriques et l'analyse géohistorique de la subsidence dans le bassin de Charf El Okab. Diplôme d'Etudes Supérieures, Faculté des Sciences, Tétouan, Maroc, 119p.

AMBERT P. (1974). Les dépressions nivéo-éoliennes de basse Provence. C. R. Acad. Sc. Paris, 279 : 727-729.

AMBERT P. (1981). L'âge de l'érosion éolienne en Languedoc et en Provence. C. R. Acad. Sc. Paris, 293 : 783-786

BARRIERE J., BOUTEYRE G., DE LUMLEY H., RUTTEN P. & VIGNERON J. (1965). Relations entre deux surfaces rissiennes, une plage tyrrhénienne et des industries paléolithiques en Languedoc méditerranéen (Montels, Hérault). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VII : 981-997.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A., HOTTINGER L. & LECOINTRE G. (1966). Le prétendu Pliocène de Charf el Okab et d'âge Tortonien. *Notes Service géologique du Maroc.* 27, 198 : 29-33.

DAVID, M. & CAROZZA, J.M. (2013). Les dépressions fermées du Languedoc central et du Roussillon : inventaire, caractérisation géomorphométrique et essai de typologie. *Géomorphologie : relief, processus, environnement,* 19 – 4 : 407-424.

DESTOMBES J., JEANNETTE A. & RAYNAL R. (1957). Rôle des processus périglaciaires dans la formation des dayas de la région de Boulhaut (Meseta côtière marocaine). *C. R. Acad. Sc. Paris*. 245 : 1734-1736.

DURAND-DELGA M. (1995). Etapes des interprétations géologiques et géodynamiques dans l'arc de Gibraltar. IV Coloquio International sobre el enlace fijo del estrecho de Gibraltar, Sevilla. *SECEG*, Madrid. 195-204.

DURAND-DELGA M., DIDON J., SUTER G., MEDIONI R. & WERNLI R. (1985). Carte géologique d'El Manzla. Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc, 294.

EL ABDELLAOUI J. E., PETIT F., GHALEB B. & OZER A. (2016) « Sea-level fluctuation during MIS 5e and geomorphological context on the southern coast of the Strait of Gibraltar (Morocco) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement,* 22 – 3 : 287-301.

EL ABDELLAOUI J. E. & OZER A. (2005) : Apport des images satellitaires à haute résolution spatiale pour l'étude des cordons d'avant-côte sur le littoral atlantique de Tanger (Maroc). *Télédétection*, 5, (1-2-3) : 81-94.

MEDIONI R. & WERNLI R. (1978). Etude géologique du bassin post-nappe mio-pliocène du Charf-el-Akab( Province de Tanger, Maroc). Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc, 40, 275 : 107-133.

MITCHELL C. W. & WILLIMOT S. G. (1974). Dayas of the Moroccan Sahara and other arid Regions. *Géographical journal*, 140 : 441-453.

MORLEY C. K. (1992). Tectonic and sedimentary evidence for synchronous and out-of-sequence thrusting, Larache-Asilah area, Western Moroccan Rif. *Journal of Geological Society*, London, 149 : 39-49.

RAMPNOUX J. P., ANGELIER J., COLLETTA B., FUDRAL S., GUILLEMIN M. & PIERRE G. (1977). Les résultats de l'analyse structurale au Maroc. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3 : 594-599.

Rohling E. J., Fton M. Jorissen F. J., Bertrand P., Ganssen G. & Caulet J. P. (1998). Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500 000 years. *Nature*, 394 : 162-165.

Service géologique du Maroc (1984). Carte géologique de Ksar Sghir. Ministère des mines et d'énergie. Notes et Mémoires, 295.

WASTON A. (1986). The origin and geomorphological significance of closed depressions in the Lubombo moutains of Swaziland. *The geographical Journal*, 152, 1 : 65-74.

## Webographie

- googleearth.com, novembre 2018.