



Evolution plio-quaternaire et implications tectoniques du piémont nord des monts des Kbdana (Nord Est du Maroc) Plio -Quaternary evolution and tectonic implications of the northern piemont of Kbdana Mountains (northeastern Morocco):

Sbai Abdelkader^{1*}, Saidi Abdelouahid¹

Université Mohamed I^{er}, Faculté des Lettres et SH, Département de Géographie, Oujda, Maroc

* Auteur correspondant: E-mail : Sbaiabdelkader59@gmail.com

Abstract

On the northern piedmont of Kbdana Mountains, very thick continental deposits down from this massif. The piedmont slope stretched out, composed of irregular alternations of angular limestone gravel and red silts, all covered with a thick calcrete. These glacis are truncated in active cliffs by the sea all along the coast of Kbdana. The height of the cliff decreases gradually from east to west, from 69m to zero at Arekmane.

To the west of Arekmane, the fine silt of recent Quaternary arrives directly at Nador lagoon. This sector is in a subsiding area, as evidenced by the thick continental series and disappearance in the current sea of their successive baseline levels. When, at the pediment, we see reappearing bedrock glacis, there is no interposed marine Quaternary. Subsidence is probably currently pursuing the right of the Plain of Bou Areg; according to the sketch of the marine Quaternary sequences at Melilla.

Key-words: Quaternary deposits, piedmont, glacis, Kbdana, northeast Morocco.

Résumé

Sur le piémont nord des Kbdana, des dépôts continentaux très épais descendent de ce massif. Il s'agit de glacis formés d'alternances irrégulières de cailloutis calcaires anguleux et de limons rouges, le tout recouvert d'une croûte calcaire épaisse. Ces glacis sont tronqués en falaises vives par la mer sur tout le littoral des Kbdana. La hauteur des falaises diminue progressivement d'Est en Ouest, passant de 69m au zéro à Arekmane. A l'ouest d'Arekmane, les limons fins du Quaternaire récent arrivent directement à la lagune de Nador. Ce secteur correspond à une zone subsidente, comme en témoignent les épaisses séries continentales et la disparition sous la mer actuelle de leurs niveaux de base successifs. Lorsqu'on voit, au pied de la montagne, réapparaître le substratum des glacis, il n'y a pas de Quaternaire marin interposé. La subsidence se poursuit sans doute actuellement au droit de la plaine de Bou Areg; elle est confirmée par la disposition du Quaternaire marin à Melilla.

Mots clés : Dépôts quaternaires, piémont, glacis, Kbdana, Maroc nord-est.

Abridged English version

Kbdana's mountains lie at the eastern edge of the plain of Bou Areg and at the lower Moulouya west bank. This is an anticlinal ride spilled southward; it is formed of a material belonging to the Rif foreland (Jurassic dolomitic limestone, limestones and marls) which are retained shreds of intra rifan nappe (Senhadja). Kbdana northern piemont is in contact with the Mediterranean and the Marchica. It has a real wealth of landforms and deposits.

Tertiary folding gave rise to a very active attack of secondary structures caused by erosion. They fed, in successive stages, abundant detrital sedimentation.

The **Tortonian** is the most difficult cycle to highlight. It outcrops in the southwestern part of the piedmont into the depression of El Maouadine. It starts with breccias and conglomerates and continues with marls locally indurated with interbedded ironstone and sometimes with conglomeratic levels when approaching the Kbdana massif.

The **Messinian** is the best represented Neogene sedimentary cycle. Its outcrops are located near the bedrock of Kbdana. They are represented by a reef margin and marl with cineritic horizons and shelly limestone.

The **Villafranchian** is a particularly complex period; it should be divided into three distinct episodes:

- The lower Villafranchian is characterized by a lacustrine episode found in most basins of the eastern Rif as marl and lacustrine limestone white to yellowish (Sebra Valley near Moulouya, eastern end of the plain of Gareb...).
- The Middle Villafranchian (II) has clear clastic facies. The great extension of this second facies is remarkable seeing that all the basins of northeastern Morocco possess outcrops. These thick detrital accumulations of 30 to 80 m in some cases

still have a red or orange color. Their relatively monotonous appearance is also characteristic. These spreading out deposits are made up of alternating silty-sandy beds scattered elements and heterometric rubble beds roller slightly blunted. These important detrital accumulations cut-and-fill or cover the Messinian marine sediments. On the coast, they are cut in active cliffs by the sea and furrowed by the Moulouyen detrital deposits. The vertical cliffs offer over 50 m excellent sections unfortunately quite inaccessible due to steepness and the low resistance of materials.

- The Upper Villafranchian (III) particularly coarse remains attached to the mountain fronts. These deposits are individualized by their heterometry with blocks at or above cubic meter. These torrential cones particularly stocky and short hem the piemont where they give a line of hills with heavy forms. This episode could match the peak of the tectonic crisis. This suggests that it results of differential tectonic movements, lifting chains in horst and lowering subsident basin.

The Moulouyen is a morphological episode clearly distinguished from previous ones. This is the period of development of vast encrusted glacia. These glacia are seated at the upstream of the upper Villafranchian cone and the calcareous crust that fossilizes them and also coats blocks and pebble on the lower cone. By its sedimentological aspects, the Moulouyen seems well to be an independent morphological episode with a new dynamic flow. Interfluves slope down slowly towards the sea.

These ablation glacia have a detrital cover with variable thickness but distinguishes from substrates in which they were hacked. A calcareous crust, 40 to 50 cm thick, covers glacia. Paleo ravines filled in the eastern piedmont of aeolian sands partially cemented fit into this scheme. Paleo ravines, filled in the eastern part of piedmont by aeolian sands partially cemented, fit into this scheme. Unlike that of the Neogene and Villafranchian, quaternary geomorphological evolution has mainly consisted in the gradual release of atlasic leveled structures. This release is the result of a general steep-sidedness of the river system, itself conditioned by the recess of the basins in the mountains. It was accompanied by the formation of a new system of slopes in clastic formations. This new stage in the geomorphic evolution began in the last phase of morphogenesis high surfaces with the shaping moulouyen glacia. It ended with the formation of a low terrace along the main wadis and an embankment in the plain of Bou Areg. It is likely that the larger plan developed in the northwest of Kebdana has the same age. It seems to stay within a synclinal trough in which we can see, in consideration of a few sections, that the Moulouyen itself is vigorously distorted. The sharp cliff that lies between the mouth of Irhzer Aïfer and that of Irhzer Lekhemis gives a fairly accurate idea of the layout of detrital formations relative to each other. The main visible accumulation to a height of 15 m consists essentially of red silt with some pebble levels. It covers and cut-and-fill, as it can be seen in a small river, the moulouyen coarse and angular deposits with a characteristic crust breccia. This important encrusted silt deposition is, in its turn, furrowed by Holocene channels of the two major wadis that constructed powerful stony terraces of a dozen meters. Their originality lies here in their almost exclusively conglomeratic nature. Silty levels are rare and badly blunted pebbly liassic limestone gives them a bluish tint dark, especially along Irhzer Lekhemis. Silty levels are rare and poorly blunt of liassic limestone pebbles gives them a bluish tint dark, especially along Irhzer Lekhemis.

Thus, during the middle Quaternary, extensive spreading fluvial or very flattened coalescing cones blocked depressed areas. Their chronological attribution is uncertain because we don't always see a relation with alluvial terraces. However, and in both regions, these deposits predate a terrace often conglomeratic with banded films which seems to characterize the last alluvial formation of the middle Quaternary likely "Tensiftien". Some major valleys, incised within the sequence, have narrow alluvial terraces, in the valley floor, incised by current wadis.

In the northwest part of the chain of Kebdana, terraces of Oued Bou El Khenafès, take more importance while further north, presumably because of the existence of a flexure, topographic levels disappears abruptly. There is then a long plan regularly inclined towards Marchica where outcrop essentially pink or red silts. These very recent deposits were exploited by the irrigated perimeter of the Bou Areg because the work is easier in deep soils while the southern encrusted surfaces remain the area of rainfed cultivation.

In the northeastern part of Kebdana (Irhze Aich – Cap de l'Eau), the shape of moulouyen glacia is masked by aeolian sands which are the main component of the landscape.

On the seafront remain important indured eolianites that consolidate the coast, which explains the salient of the coast of Ras Kebdana. In this sector, the topography is characterized by alternating ridges and closed depressions or internal drainage with W-E direction.

Unlike the Mediterranean coast west of Nador lagoon and Trois Fourches Cape, the cliff of Kebdana piedmont, observed over 30 km, does not present any witnesses of quaternary paleo shoreline. The pebble beaches, fueled by the wadis and the dismantling of the cliffs, are recent. The pebble beaches, supplied by the wadis and by the dismantling of the cliffs, are recent.

On the north side of the chain of Kebdana, a piedmont is developed, which slopes gradually towards the Mediterranean Sea. However, there are two main areas of both sides of Irhzer Lekhemis (Fig.1).

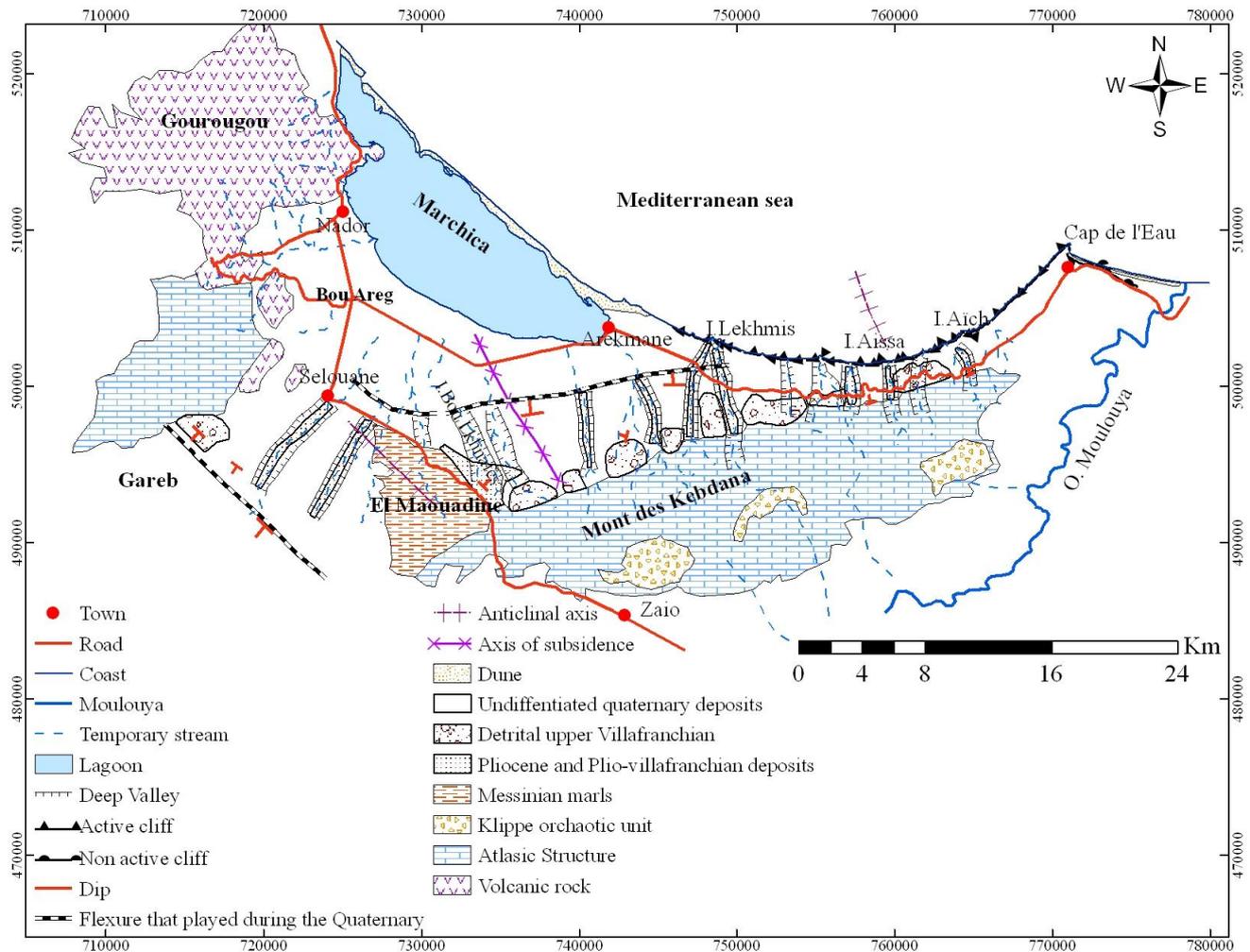


Fig.1. Likely stretch of the piedmont of Kebdana

- The eastern part of Piedmont experienced a trend of elevation during the Quaternary;
- The western part is characterized by a convexity and a gutter.

The regional distribution of landforms seems conditioned by a tectonic activity of Plio-Quaternary. After the sedimentation period of Messinian, a first tectonic crisis individualizes domes and basins where Pliocene or lower Villafranchian formations are deposited. New movements usually smooth, cause the replay of the previous structures.

Locally, some panels previously high by tectonic can fade to trap abundant clastic cover of the upper Villafranchian. Thereafter, more brutal deformations occur but they took place before the development of a higher glaciais of old Quaternary. Further evolution is characterized by overall movements relatively smooth may take locally the form of flexures that define great recent subsidence areas.

Introduction

Le piémont nord du massif des Kebdana présente une région intéressante parce qu'elle se situe en bordure d'une chaîne de montagne et en contact avec la mer Méditerranée et la lagune de Nador dite « Marchica ». De plus, ce secteur se trouve placé à la lisière de la plaine de Bou Areg à l'ouest et la basse Moulouya à l'est. Il renferme des formations néogènes et quaternaires abondantes dans lesquelles nous avons levé plusieurs coupes géologiques. Les données lithologiques et morphologiques montrent que depuis le Villafranchien se sont succédés des épisodes de comblement et d'érosion, principalement commandés par des fluctuations climatiques. Les épisodes de creusement ont mis en relief les glacis, les moyennes et basses terrasses tout comme les sédiments éoliens et les croûtes calcaires sont liées aux périodes sèches. La répartition régionale des paysages se calque assez étroitement sur la trame tectonique élaborée au Pliocène et au Quaternaire. Une étude tectonique et une analyse structurale fine doivent être faites pour mieux comprendre les implications tectoniques.

1. Cadre géographique et géologique

Le piémont septentrional des Kebdana est formé d'unités de relief ayant des altitudes de 20 à 200 m. Il est fortement incisé par le réseau hydrographique qui provient de la chaîne de montagne (Fig.1). Quant au massif, il culmine à 920 m à Tamezzoukht. Ces plateaux et vallées sont essentiellement entaillés dans un substratum constitué de formations continentales. Les cours amont recourent des calcaires et des marnes du Jurassique.

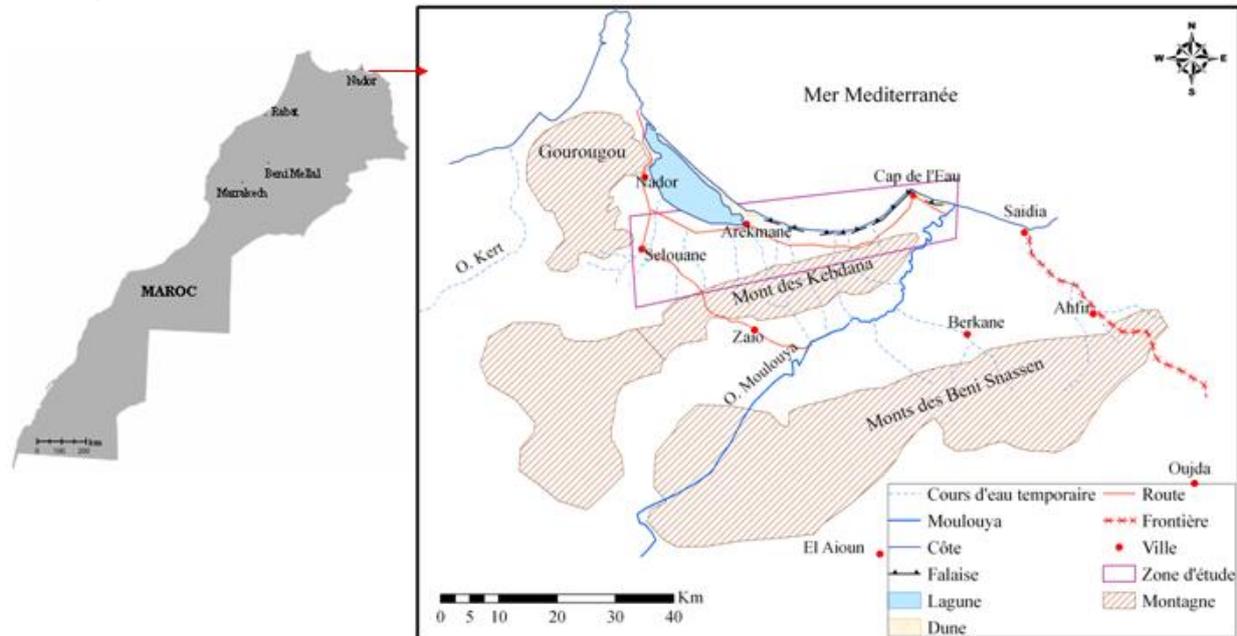


Figure 1: Localisation de la zone d'étude

Le massif des Kebdana est formé d'un bâti à matériel de l'avant-pays sur lequel sont conservés des lambeaux de nappes intrarifaines (Senhadja) (De Luca, 1978, 1984; Suter, 1980; Hervouët et De Luca, 1980). Les séries post-nappes masquées par le remplissage récent de la lagune, au nord, s'élèvent progressivement, au sud, jusqu'au contact du chaînon des Kebdana.

Le piémont nord des Kebdana présente une réelle richesse de formes et de dépôts. On peut donc établir une stratigraphie fondée essentiellement sur des différences de faciès car les autres éléments de datation font malheureusement défaut. Plusieurs unités géomorphologiques s'individualisent (Fig.2):

- Les cônes torrentiels au pied du massif,
- Les glacis de haut niveau, en contrebas des cônes torrentiels.
- La basse terrasse, parfois dédoublée, occupe le fond des vallées.

2. Les formations néogènes

Les plissements tertiaires ont suscité une attaque très active des structures secondaires par l'érosion. Ils ont alimenté, par phases successives, une abondante sédimentation détritique, dont les roches à faible cohérence jalonnent l'ensemble de la région. Ces formations sont vraisemblablement néogènes et villafranchiennes. Les formations néogènes, très discrètes, et les dépôts quaternaires empâtent le massif des Kebdana. Ce secteur a fait l'objet de travaux de Barathon (1974, 1989) et de Guillemain (1976). Nous fonderons notre étude litho-stratigraphique et morphologique de ces séries détritiques sur plusieurs coupes caractéristiques.

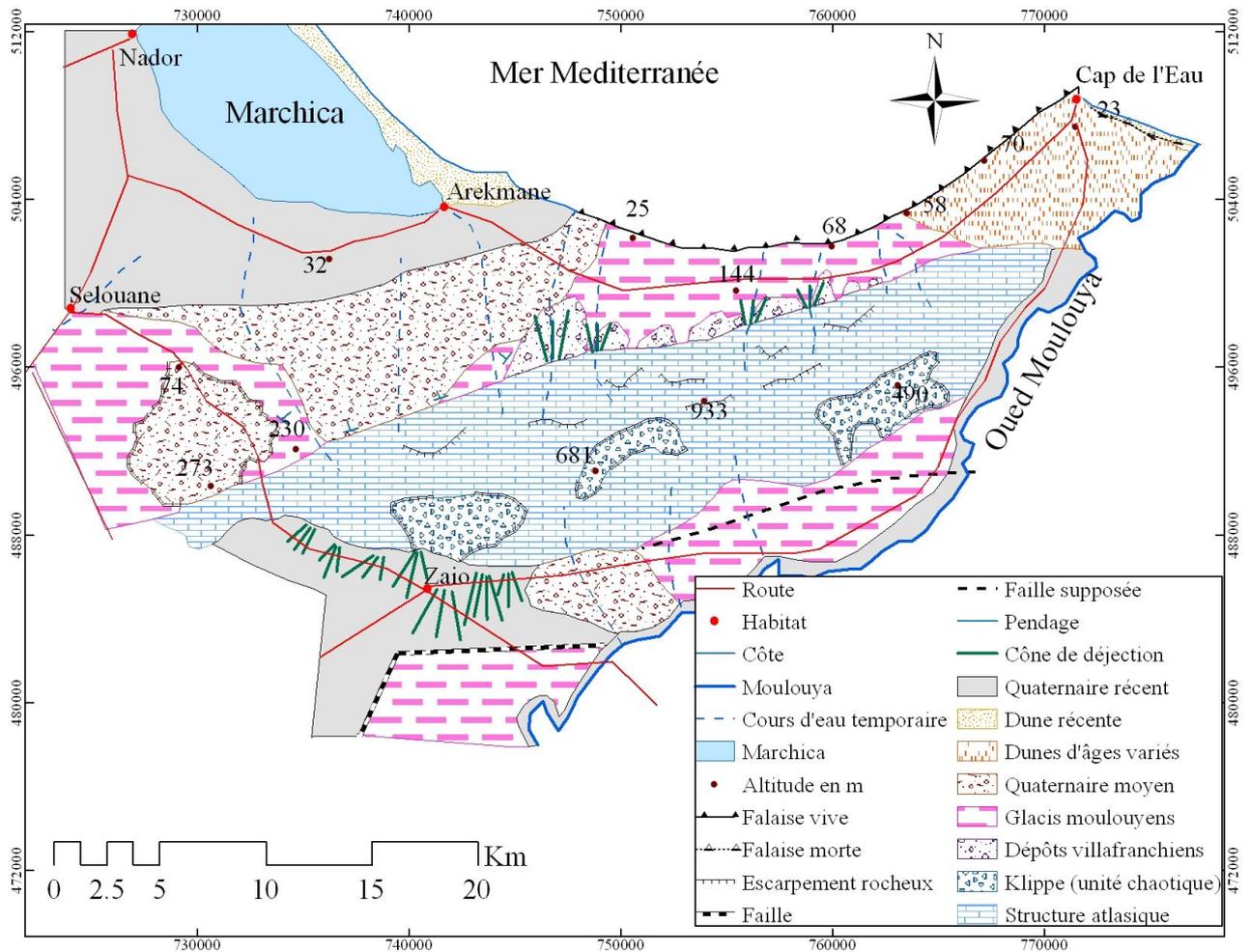


Figure 2: Carte géologique schématique des Kebdana (Carte géologique Oujda 1/500000, Barathon, 1989)

2.1. Le Tortonien

Comme dans le bassin de Mellila (Azdimousa et Bourgois, 1993; Guillemin et Houzay, 1982), c'est le cycle le plus difficile à mettre en évidence. Il affleure dans la partie sud-ouest du piémont des Kebdana dans la cuvette d'El Maouadine où les rapports stratigraphiques avec le substrat ne sont pas visibles. Ce Tortonien débute par des brèches et des conglomérats; il se poursuit par des marnes parfois indurées à intercalations de grès ferrugineux et parfois à passées conglomératiques à l'approche des Kebdana. Les foraminifères planctoniques prélevés dans les faciès tendres appartiennent plutôt à la zone à *Globorotalia acostaensis* BLOW, soit le Tortonien supérieur (Guillemin 1976).

Sur le piedmont des Kebdana, le Tortonien est également plissé. Ainsi, à la base du jbel Lambignat, le Tortonien très redressé dessine des plis à plans axiaux verticaux de direction N105 à N120 compatibles, avec une compression sensiblement N-S. Des déformations à grand rayon de courbure et un jeu de failles normales, délimitant des moles et des fossés, dirigent la paléogéographie des bassins messiniens largement transgressifs par rapport à ceux du Tortonien.

2.2. Le Messinien

Les affleurements sont localisés aux abords du substratum des Kebdana (Koudiet Mouha Belhouari et Charaoui à l'ouest; Iberkenene à l'est). En s'éloignant du massif, les dépôts néogènes disparaissent en grande partie sous les épandages continentaux quaternaires. Le Messinien est représenté, aux abords même du chaînon, par une marge récifale (Chennouf et al., 1996; Cornée et al., 2000), en se déplaçant vers le nord, par des marnes

à horizons cinéritiques et des calcaires coquilliers. L'érosion, tronquant ces niveaux, ne permet pas d'observer les faciès régressifs.

Dans le secteur occidental du piémont des Kibdana, la série messinienne comprend (Guillemin 1976):

- Un conglomérat de base constant reposant sur les marnes tortoniennes ;
- Une série marine de sables, cinérites et grès constituent les dernières couches du Messinien qui débordent sur le substratum; ces bancs du sommet passent latéralement vers l'est à des édifices récifaux.

Le Messinien est le cycle sédimentaire néogène le mieux représenté. La proximité des zones émergées et l'influence du volcanisme sont les causes d'une grande variation de faciès. La microfaune planctonique présente caractérise parfaitement le Messinien. Le volcanisme est synchrone de la sédimentation messinienne.

Sur le piedmont des Kibdana, les formations messiniennes forment un monoclinal penté de 10 à 15° vers le Nord. Ce pendage est dû, pour une grande part, à l'influence de la subsidence côtière. Aucun accident cassant majeur n'affecte ce monoclinal.

3. Le Villafranchien : essai de stratigraphie et conditions climatiques et tectoniques

Cette période est particulièrement complexe; elle doit être subdivisée en trois épisodes bien distincts.

3.1. Le Villafranchien inférieur (I)

L'épisode lacustre se rencontre dans la plupart des bassins du Rif oriental. Des marnes et des calcaires lacustres blancs à jaunâtres ont été signalés dans la vallée de Sebra près de la Moulouya (Raynal, 1961; Barathon, 1982). Dans l'extrémité orientale de la plaine du Gareb, des dépôts tout à fait semblables ont été décrits par Derrekoy et Mortier (1961). Cet épisode inaugure la crise villafranchienne. Les lacs du Villafranchien inférieur (I) sont nés de la conjonction de deux phénomènes. Il est probable que des mouvements tectoniques aient créé des conditions structurales favorables à la constitution de cuvettes lacustres. L'épisode lacustre est aussi le résultat d'une crise climatique qui se marque par une nette humidification. Cette période est cependant complexe puisque les dépôts lacustres voient alterner des sédiments très divers. On peut supposer que des oscillations climatiques tantôt plus sèches tantôt plus humides se sont succédées tout au long de cet épisode favorisant pour un temps les altérations chimiques ou au contraire l'agressivité de l'érosion sur les versants. Ces contrastes climatiques paraissent s'opposer à la grande stabilité du Villafranchien II (Barathon 1982).

3.2. Le Villafranchien moyen (II)

La grande extension de ce second faciès est remarquable puisque tous les bassins du nord-est du Maroc en possèdent des affleurements. Ces accumulations détritiques épaisses de 30 à 80 m dans certains cas présentent toujours une coloration rouge ou orangée. Leur aspect relativement monotone est aussi caractéristique.

Sur le piémont nord des Kibdana, on retrouve de très importantes accumulations détritiques qui ravinent ou recouvrent les sédiments marins messiniens. Sur la côte, elles sont entaillées en falaises vives par la mer. Les escarpements verticaux ainsi créés offrent sur plus de 50 m d'excellentes coupes malheureusement très peu accessibles en raison de la pente et de la faible résistance des matériaux. Il est cependant possible de décrire quelques coupes de ces falaises.

Dans l'embouchure de l'oued Qroun, la falaise sur la rive gauche présente la coupe suivante (Fig.3):

- On trouve des limons et des cailloutis de base qui sont très consistants et ravinés par la masse alluviale sus-jacente.
- Sur ces dépôts, vient une formation hétérométrique qui présente des aspects différents. Elle se compose surtout de galets et des blocs très grossiers, dont quelques uns se trouvent aussi disséminés dans la formation sous-jacente. Ces dépôts ont certainement une origine fluviale et s'ils résultent d'apports latéraux de solifluxion, ils ont été plus ou moins lavés et stratifiés ensuite par les cours d'eau.
- Vers le haut, on passe souvent brutalement sans transition à un limon encroûté. Ces limons qui contiennent des niveaux de galets et de graviers sont durs et bien stratifiés. Ils présentent des intercalations de lits sableux et graveleux. Ces petits "lits" de cailloutis marquent des interruptions dans le dépôt de ces limons.
- Au-dessus, on remarque une autre formation hétérométrique semblable à celle d'en bas. Elle présente des niveaux peu épais de paléosols, de limons et des encroûtements. Le tout est couvert par une croûte calcaire.

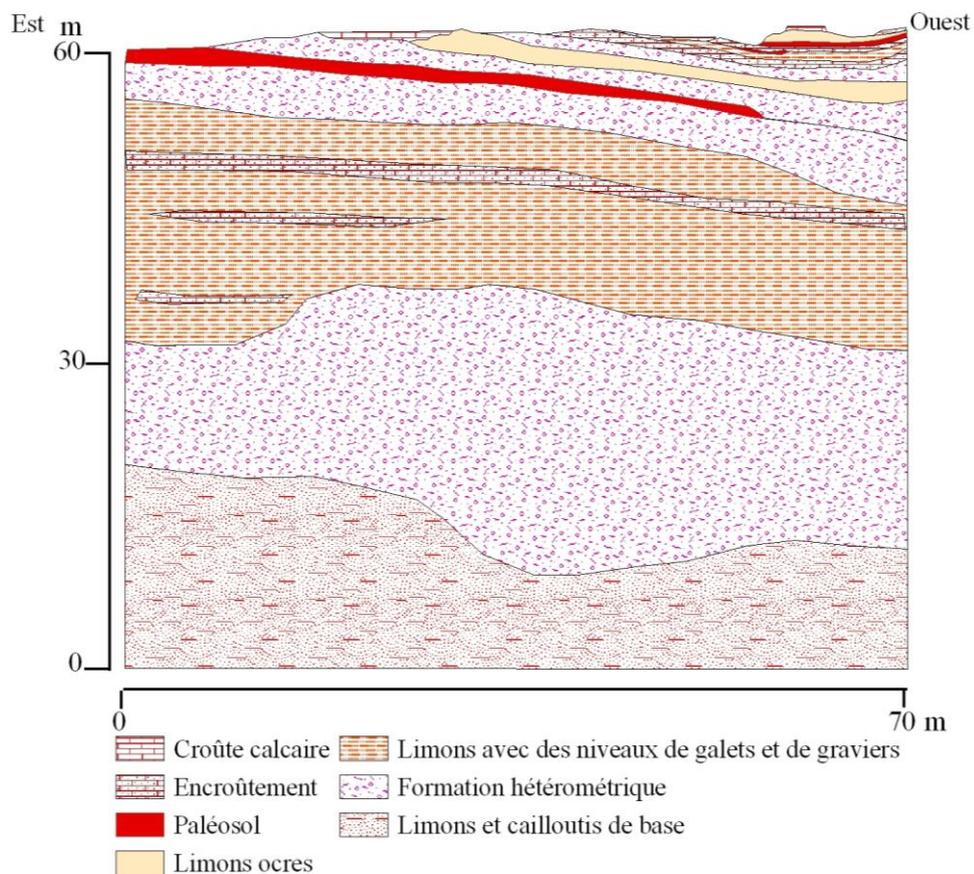


Figure 3: Coupe stratigraphique de la falaise vive sur la rive gauche de l’oued Qroun

Sur la rive droite, on peut voir en allant du bas vers le haut (Fig.4):

- Des limons et des cailloutis de base. Cet ensemble contient des niveaux de galets et de blocs.
 - La formation hétérométrique se compose de galets et de blocs calcaires empaquetés dans une matrice sableuse.
 - Des limons indurés très massifs avec des niveaux de galets et de graviers surmontent la formation hétérométrique. Les petits lits de granules de calcaire roulé montrent un litage très net.
 - Une autre formation hétérométrique très grossière avec des niveaux à galets et blocs et des limons ocres. Sa composition rappelle la formation hétérométrique du niveau supérieur de la rive gauche. Une vigoureuse reprise de l'érosion accompagnée d'une nette aridification du climat précède la mise en place des limons et des cailloutis.
 - Des limons et des cailloutis
 - Une formation hétérométrique composée de nombreux éléments de roches diverses.
- On note un changement rapide de faciès : limons, cailloutis, blocs... Ceci indique des conditions climatiques différentes.

Sur la rive gauche de l’embouchure d’Irhzer Aissa, plusieurs unités lithostratigraphiques, ont été reconnues. Chaque assise renferme un grand nombre de niveaux; soit du bas vers le haut (Fig.5):

- Des limons et des cailloutis de base. La base de cette assise se marque par des limons incorporant des niveaux à galets et blocs. Il s'agit d'un limon remanié par ruissellement et mélangé à des sables et des galets voire même des blocs.
- Ce dépôt passe vers le haut à une formation hétérométrique grossière renfermant des blocs, des cailloux, des graviers, des lentilles de sable...

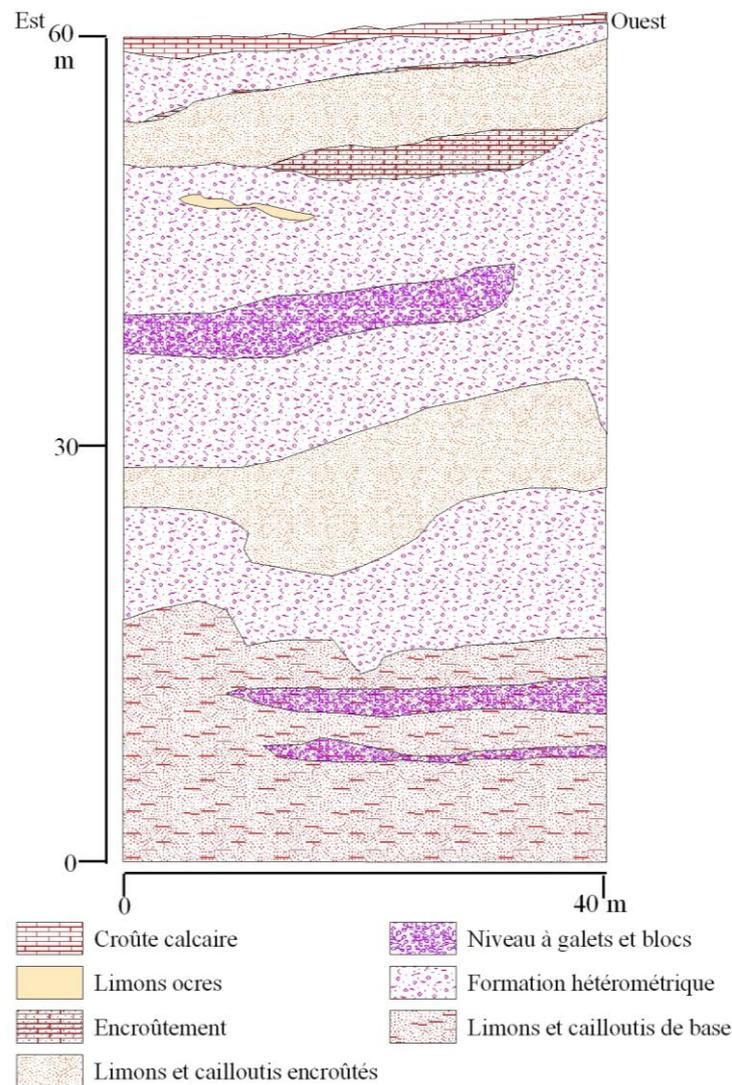


Figure 4: Log stratigraphique de la falaise vive sur la rive droite de l'oued Qroun

- La formation hétérométrique est surmontée par une assise de limons sableux stratifiés avec des encroûtements qui témoignent de la persistance des conditions chaudes au cours du dépôt. Un paléosol termine la série. Il correspond à une phase de stabilisation associée à une altération et à une dissolution du matériel. La nature de l'argile rouge suggère une pédogenèse développée sous un épisode climatique de type méditerranéen.

- Le sommet de la coupe correspond à une alternance de dépôts hétérométriques et des niveaux de limons ocres et des encroûtements.

Les nappes de cailloutis et les lentilles sableuses ont probablement été déplacées en vrac sous la forme de coulées au cours des épisodes de forte dynamique fluviale.

Sur la rive droite de l'embouchure d'Irhzer Aissa, l'assise des limons et des cailloutis de base est partout présente à la base des coupes, avec des épaisseurs variant de 3 à 6 m; elle est principalement représentée ici par un limon argileux avec des niveaux caillouteux (Fig.6).

Ce dépôt passe vers le haut à une formation hétérométrique renfermant des blocs, des cailloux et des graviers ainsi que des limons encroûtés et un paléosol.

Cette succession de formation hétérométrique grossière renfermant des blocs, des cailloux, des graviers..., limon encroûté et un paléosol se répète vers le haut quatre fois. Le tout est recouvert par une croûte calcaire.

On peut attribuer le dépôt des limons à l'érosion et au remaniement des sols antérieurs, ceci en raison de l'augmentation progressive de la fraction fine du sédiment vers le haut. Le caractère aride du dépôt est suggéré par le type de sédimentation qui nécessite une végétation clairsemée. La pédogenèse du limon sous-jacent indique que l'on se trouve en face d'une interruption prolongée dans l'apport fluviale.

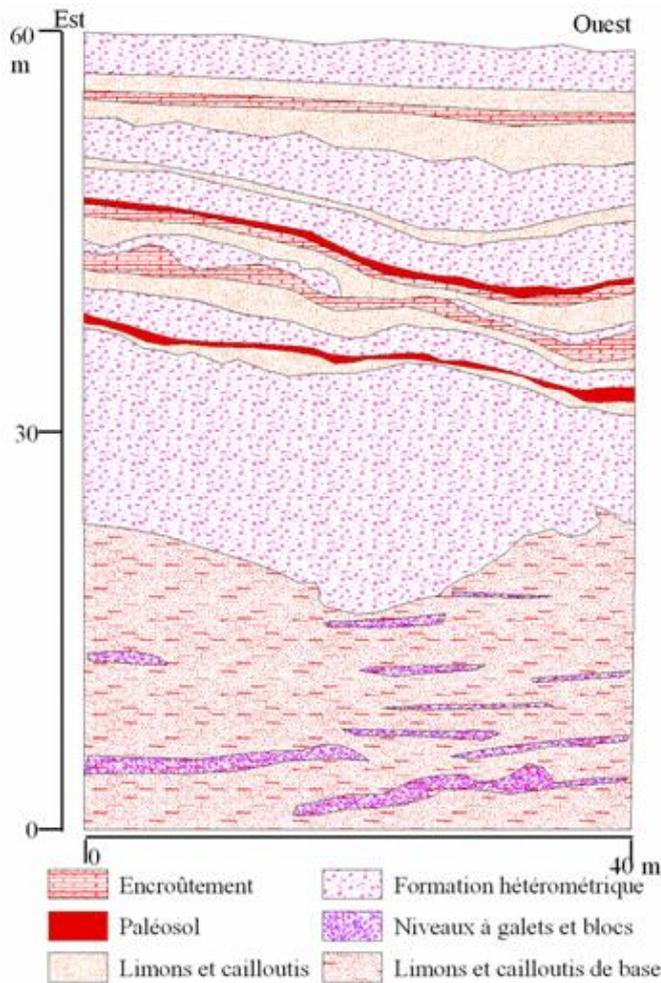


Figure 5: Log stratigraphique de la falaise vive sur la rive gauche d'Irhzer Aissa

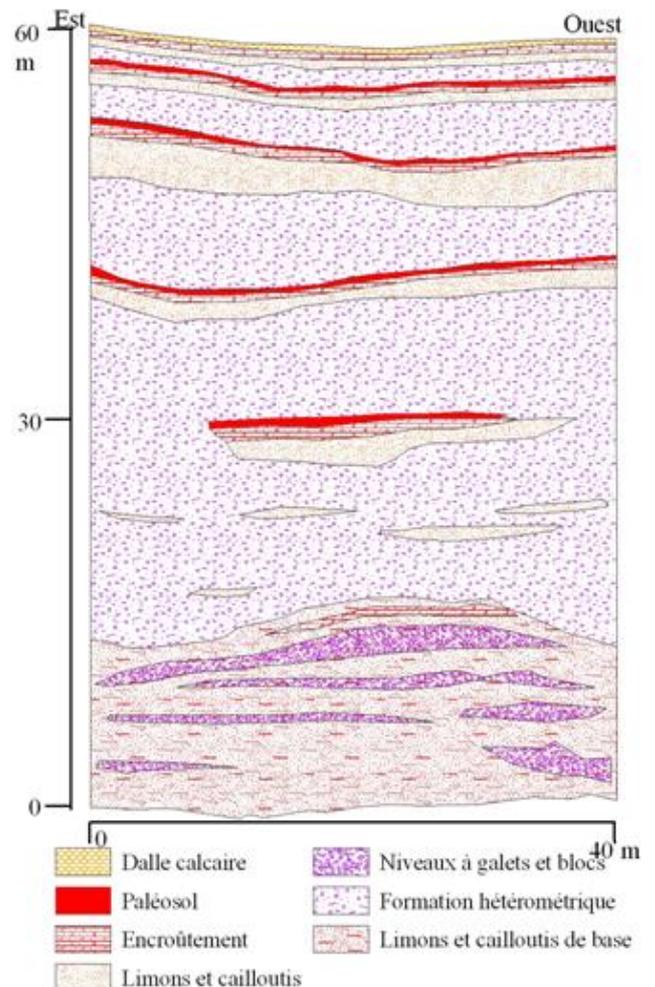


Figure 6: Log stratigraphique de la falaise vive sur la rive droite d'Irhzer Aissa

En ce qui concerne le contexte chronostratigraphique, nous pouvons rapporter l'ensemble des coupes au Villafranchien moyen. Le Villafranchien II se caractérise par une remarquable stabilité des conditions bioclimatiques. L'épaisseur des formations que l'on peut lui attribuer, la relative homogénéité des sédiments et leur disposition en bancs plus ou moins alternés indiquent le maintien pour un temps sans doute assez long des mêmes conditions. L'aspect peu émoussé des matériaux et leur plus grande variété pétrographique semblent prouver qu'un stock nouveau est mobilisé. La taille fine des débris montre aussi que l'altération a été assez poussée. Enfin, la rubéfaction intéresse toute la formation. On peut penser à la suite de Maurer (1968) et Ruellan (1971) qu'un climat chaud à saisons pluviométriques tranchées de type méditerranéen devait régner sur le Maroc oriental à cette époque.

3.3. Le Villafranchien supérieur (III)

Le Villafranchien supérieur constitue une formation originale dont l'extension reste toujours limitée et dont le faciès grossier demeure le trait le plus caractéristique (30 à 50 m). Ces dépôts s'individualisent par leur hétérométrie avec des blocs atteignant ou dépassant le mètre cube. Ces cônes torrentiels particulièrement trapus et courts ourlent le pied de la montagne où ils donnent un alignement de collines aux formes lourdes.

Ces cônes torrentiels ont été datés du Villafranchien supérieur, car ils recouvrent ou ravinent les formations détritiques rouges très épaisses classiquement attribuées au Villafranchien (Barathon, 1989). De plus, ces cônes torrentiels sont encroûtés et leurs blocs sont enrobés de dalle calcaire. On peut remarquer que cet encroûtement correspond à la première génération de dalle bréchique. En revanche, le glacis moulouyen

s'emboîte très nettement dans ces cônes. Il leur est donc postérieur et les accumulations torrentielles appartiennent nécessairement à un Villafranchien supérieur.



Photos.1-2 : Collines formant le piémont nord des Kebdana. Ces collines sont constituées essentiellement des dépôts du Villafranchien supérieur (Sbai, septembre 2015).

La structure du dépôt est visible le long de la route de Ras El Ma – Arekmane. Cette formation est constituée de blocs et de galets très hétérométriques, pris dans une matrice sablo-limoneuse ocre-rouge et fortement consolidés par un ciment carbonaté. La dimension moyenne du matériel grossier diminue du sud vers le nord. C'est ainsi que les blocs de volume supérieur à 1 m³ sont beaucoup moins nombreux en allant vers le nord. Sa composition pétrographique révèle une large prédominance des calcaires. Les blocs et les galets sont le plus souvent enveloppés d'un enduit carbonaté, qui leur reste de leur ancienne consolidation.



Photos.3-4 : Dépôts hétérométriques du cône torrentiel du Villafranchien supérieur (Sbai, septembre 2015).

Le Villafranchien III pourrait correspondre au paroxysme de la crise tectonique. Il existe des preuves de mouvements tectoniques durant le Villafranchien. Un argument supplémentaire est fourni par la taille exceptionnelle des matériaux déplacés jusque sur les piémonts où la brutale rupture des systèmes de pentes a favorisé leur dépôt immédiatement au pied du front montagneux. On peut donc penser que ce Villafranchien III résulte essentiellement de mouvements tectoniques différentiels, soulevant les chaînons en horsts tandis que des phénomènes de subsidence affectaient les bassins (Barcos et al., 2014).

4. Le Moulouyen constitue un épisode morphologique nettement distinct des précédents

Le Moulouyen est la période d'élaboration de vastes glacis encroûtés. Ces glacis viennent s'appuyer à l'amont aux cônes du Villafranchien III et l'encroûtement calcaire qui les fossilise enrobe aussi les blocs et les

galets de l'aval des cônes. Ce fait permet de conclure que l'élaboration du glacis est plus récente que le dépôt des cônes.



Photos 5-6 : Vue générale des glacis moulouyens Le glacis moulouyen s'appuyant à l'amont aux cônes du Villafranchien supérieur (En amont de la commune d'El Berkaneine) (Sbai, septembre 2015).



Photos.7-8 : Dalle calcaire sur le glacis moulouyen. L'érosion éolienne par affouillement de l'horizon limoneux carbonaté de base, dégage l'horizon supérieur encroûté (Sbai, septembre 2015).

Par ses aspects sédimentologiques et par ses rapports avec le Villafranchien, le Moulouyen paraît bien constituer un épisode morphologique indépendant possédant une nouvelle dynamique des écoulements.

Dans la partie centrale du piémont septentrional des Kibdana, les glacis recourent les accumulations villafranchiennes constituées de graviers, de sables, de limons et d'argiles. Ces glacis peuvent d'ailleurs être retenus comme exemple en raison de la régularité de leur forme.

Entre Irhzer Iefli et Irhzer Qroun, le piémont septentrional des Kibdana présente un relief caractéristique. La chaîne de montagne se dresse avec vigueur vers le sud où ses barres calcaires subverticales culminent à plus de 900m. Au pied de cette muraille, se développe un piémont relativement étroit puisque la mer se situe entre 2 et 4 km du front montagneux.

Le relief de ce piémont connaît une organisation relativement simple. Au sud, le pied de la montagne est ourlé d'une zone de collines convexes constituées de conglomérat du Villafranchien supérieur. Ces anciens cônes torrentiels ne s'avancent qu'à quelques centaines de mètres vers le nord tout au plus un kilomètre. Ils dominent de 50 à 100 m un grand plan à profil tendu dont la régularité est remarquable. La valeur de sa pente demeure à peu près constante et est de l'ordre de 3 à 4%. Vers l'amont, le plan se raccorde aux anciens cônes torrentiels par un versant concave mais, le long des vallées le glacis s'emboîte dans ces cônes et pénètre légèrement à l'intérieur de la montagne. Il forme alors un replat au niveau du « foug », étroite banquette perchée à une cinquantaine de mètres au-dessus du lit actuel de l'oued. On ne constate jamais dans ce cas la présence d'un glacis-cône, sans doute en raison de la nature meuble des roches du substratum. L'absence de ces

topographies doucement bombées est confirmée d'une part par l'organisation très élémentaire du réseau hydrographique disposé en branches le plus souvent parallèles et, d'autre part, par la disposition des courbes de niveau, régulièrement espacées, parallèles entre elles et au front montagneux. Ces vallées étroites et profondes découpent le plateau doucement incliné en de nombreuses lanières protégées par le puissant encroûtement calcaire rapporté au Moulouyen.

Les interfluvés très plans s'abaissent doucement en direction de la mer. Ces vastes surfaces régulières présentent des pentes longitudinales faibles. Ces glacis d'ablation possèdent une couverture détritique d'épaisseur variable mais distincte des substrats dans lesquels ils ont été entaillés. Ils résultent donc bien d'un épisode morphologique original possédant ses propres dynamiques et il y a lieu de le distinguer des autres épisodes villafranchiens.

Sur le piémont septentrional des Kebdana, les assises limono-argileuses du Villafranchien moyen sont ravinées par les venues détritiques du Moulouyen (Fig.7). On note en particulier que les limons du substratum ont dans un premier temps connu une évolution pédologique avec la formation d'un sol brun-rouge. Dans un second temps, ce sol a été tronqué et même raviné par des chenaux larges de 2 à 3 m et profond de 1,3 m environ. La topographie fossilisée par les formations moulouyennes est donc ici doucement vallonnée mais il s'agit de formes de détail.

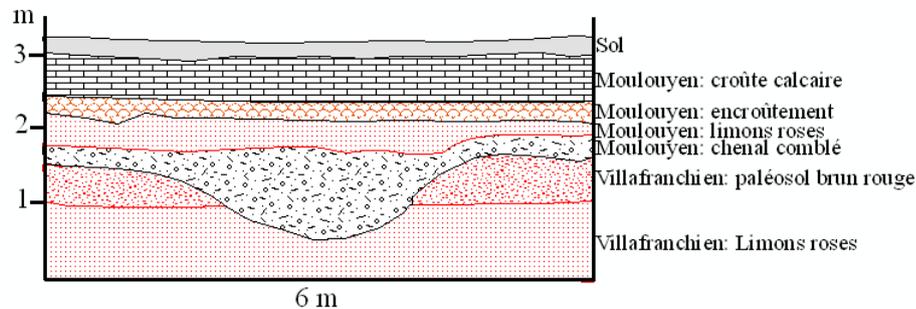


Figure 7: La couverture des glacis moulouyens

Il faut aussi rappeler que certains glacis présentent deux ou trois croûtes superposées. Sur le piémont des Kebdana, la dalle bréchiq ue est assez constamment dédoublée à l'aval du glaciaire. Ces véritables carapaces calcaires protègent efficacement les couvertures détritiques des glacis d'ablation dont les structures verticales caractéristiques sont bien conservées.

Le Moulouyen constitue une véritable rupture géomorphologique puisqu'aux phénomènes d'accumulation se substituent des processus d'aplanissement en roche tendre. Les couvertures peu épaisses des glacis montrent que les formations détritiques de la base ont été mises en place par des mécanismes de type solifluxion. En revanche, les niveaux supérieurs de ces couvertures ont, en partie du moins, une origine éolienne, ce qui traduit un assèchement climatique. Un tel saupoudrage de poussières carbonatées reprises ensuite par des ruissellements diffus peut aussi rendre compte de la position difficilement explicable de la croûte moulouyenne, en particulier au sommet de certaines croupes conglomératiques. Cette hypothèse d'une aridification durant le Moulouyen a d'ailleurs été proposée par Ballais et Vogt (1979) et Tihay et Vogt (1979) en Algérie orientale.

5. Les principaux aspects de la morphogénèse post-moulouyenne

A l'inverse de celle du Néogène et du Villafranchien, l'évolution géomorphologique quaternaire a consisté principalement dans le dégagement progressif des structures atlasiques arasées. Ce dégagement est issu d'un encaissement général du réseau hydrographique, conditionné lui-même par l'évidement des bassins en montagne. Il s'est accompagné de la constitution d'un nouveau système de pentes dans les formations détritiques. Cette nouvelle étape de l'évolution géomorphologique a commencé dès la dernière phase de morphogénèse des hautes surfaces, avec le façonnement d'un premier glaciaire, le glaciaire "Moulouyen". Elle s'est achevée sur la formation d'une très basse terrasse le long des principaux oueds et par un remblaiement dans la plaine de Bou Areg.

La détermination des différents niveaux pose un problème, en l'absence de critères de datation sûrs, comme l'outillage. Nous nous sommes donc ralliés, pour présenter les niveaux, à celle qu'a adoptée

Barathon (1989) et qui consiste à classer les formes et formations selon une chronologie à caractère général (Quaternaire ancien, moyen, récent).

5.1. Les grands glacis d'accumulation du Quaternaire moyen

L'aspect de glacis caractérise ces épandages puisque les pentes longitudinales sont faibles : de l'ordre de 25 m par km au nord-ouest des Kibdana. La surface de ces vastes plans à profil tendu est puissamment encroûtée. Une dalle de croûte épaisse de 10 à 15 cm forme une carapace continue. Elle se débite naturellement en moellons, ce qui facilite l'épierrement de ces régions livrées parfois récemment à la céréaliculture sèche. Néanmoins, ces encroûtements ont assuré une protection suffisante aux formations détritiques sous-jacentes. La nature et la structure de ces dépôts ne sont pas toujours aisées à connaître en raison de la faible dissection de ces reliefs tabulaires. Cependant, quelques vallées importantes fournissent des coupes relativement continues. C'est ainsi qu'Irhzer Aïfer et Irhzer Lkhemis au nord-ouest des Kibdana permettent de faire des observations.

Il est probable que le vaste plan développé au nord-ouest des Kibdana ait un âge identique. Il paraît se loger à l'intérieur d'une gouttière synclinale dans laquelle on peut voir, à la faveur de quelques coupes, que le Moulouyen lui-même est déformé de façon vigoureuse. La falaise vive qui se situe entre l'embouchure d'Irhzer Aïfer et celle d'Irhzer Lkhemis (Fig.8) donne une idée assez précise de l'agencement des formations détritiques les unes par rapport aux autres. L'accumulation principale visible sur une hauteur de 15 m est constituée essentiellement de limons rouges avec quelques passées de galets. Elle recouvre et ravine comme on peut le voir dans un petit oued les dépôts assez grossiers et anguleux du Moulouyen à dalle de croûte bréchique caractéristique. Cet important dépôt limoneux encroûté est à son tour raviné par les chenaux holocènes des deux grands oueds qui ont construit des terrasses caillouteuses puissantes d'une douzaine de mètres. Leur originalité réside ici dans leur nature presque exclusivement conglomératique. Les passées limoneuses y sont rares et les galets mal émoussés de calcaire liasique leur confère une teinte sombre bleutée.

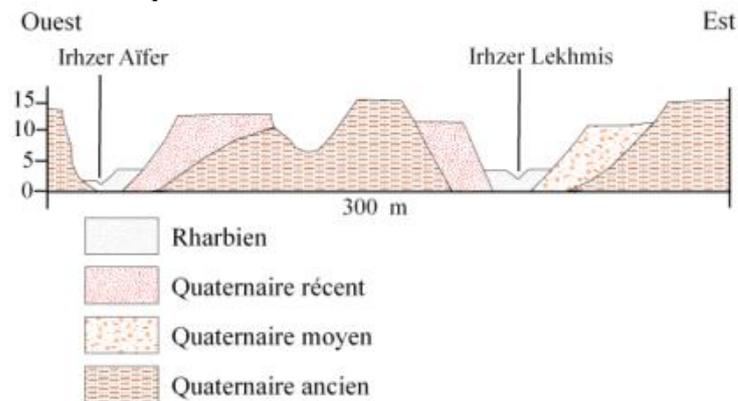


Figure 8: Coupe entre l'embouchure d'Irhzer Aïfer et celle d'Irhzer Lkhemis

Ainsi durant le Quaternaire moyen, de vastes épandages fluviaux ou des cônes coalescents très aplatis ont colmaté des zones déprimées. Leur attribution chronologique n'est pas certaine car on ne voit pas toujours de rapport avec des nappes alluviales soit plus anciennes soit plus récentes. Cependant, et dans les deux régions, ces dépôts sont antérieurs à une terrasse souvent conglomératique à encroûtement zonaire qui paraît bien caractériser la dernière formation alluviale du Quaternaire moyen sans doute « tensiftienne ».

5.2. Les terrasses de l'Oued Bou El Khenafès

Oued Bou El Khenafès est issu de la partie nord-ouest du massif des Kibdana. Dans sa partie supérieure, il se caractérise par une vallée étroite et encaissée. La zone du piémont se présente sous forme de collines composées de sédiments marins messiniens surmontés de dépôts continentaux du Villafranchien. C'est à environ 2 km au nord-ouest du douar Oulad Kaddour ou Hamed que les niveaux quaternaires prennent de l'ampleur alors que plus au nord, vraisemblablement en raison de l'existence d'une flexure, l'étagement topographique disparaît brutalement. On a alors un long plan régulièrement incliné vers la Marchica où affleurent essentiellement des limons roses ou rouges. Ces dépôts très récents ont été mis à profit par le périmètre irrigué du Bou Areg car le travail est facile dans des sols profonds alors que les surfaces encroûtées méridionales restent le domaine de la culture bour.

C'est donc aux alentours de la butte qui porte la borne 121 (Carte topographique de Nador à 1/50000 : X=735.1 ; Y=497.3) que les conditions sont les plus propices pour observer les différents niveaux quaternaires (Fig.9). Comme l'indique la coupe (Fig.10), la vallée s'est établie sur le flanc occidental d'un vaste synclinal qui affecte les sédiments marins et continentaux du Messinien et du Villafranchien ainsi que le glacis moulouyen qui recoupe ces assises. La butte a été isolée des plateaux occidentaux par l'incision de l'oued Bou El Khenafès. Dans la vallée large ici de 300 à 400 m s'étagent les nappes alluviales les plus récentes alors que vers l'est s'étend de façon très uniforme un vaste plateau dont la surface voit affleurer une croûte calcaire à dalle tuffeuse. Ce grand plan très régulier s'emboîte topographiquement en dessous de la butte portant la borne 121.

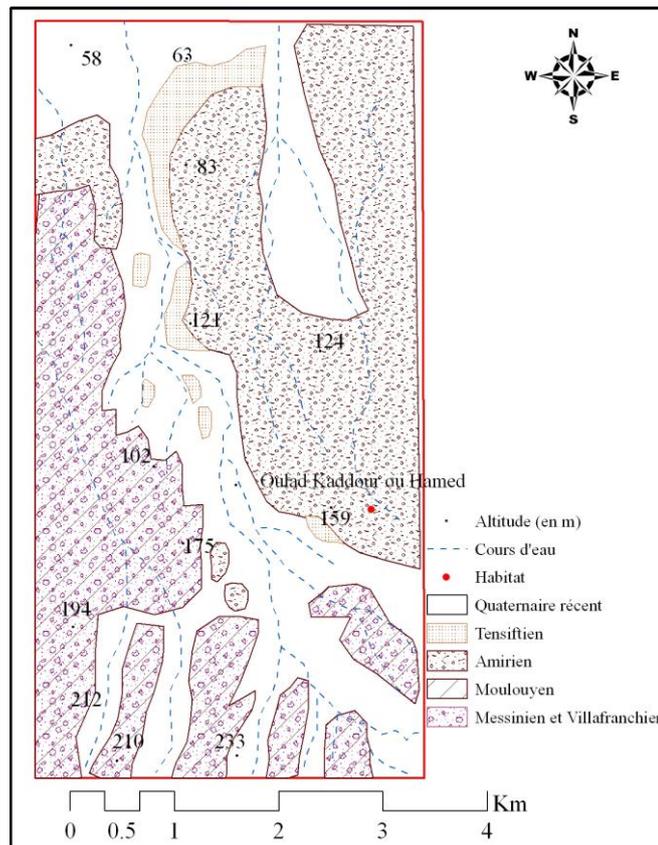


Figure 9: Répartition des formations quaternaires d'Oued Bou El Khnafès près de la côte 121

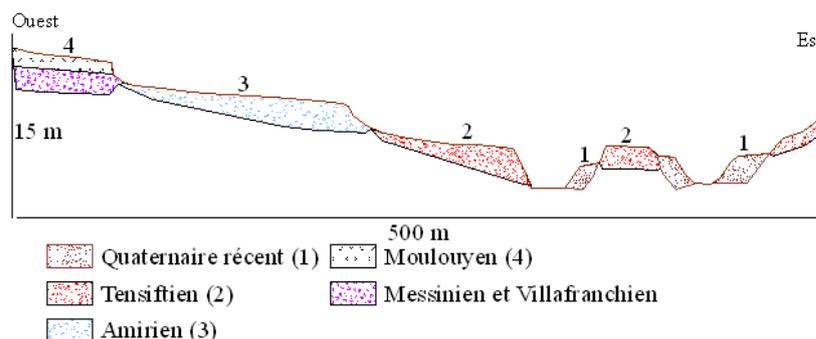


Figure 10: Etagement des formations quaternaires d'Oued Bou El Khnafès près de la côte 121

Ce plan constitue aussi la surface fondamentale de toute la région orientale. Par sa position par rapport aux plateaux moulouyens de l'ouest, il doit être rapporté à un épisode morphologique ultérieur soit au Quaternaire moyen, peut-être à l'Amirien. Les formations détritiques que l'on trouve sous sa surface sont difficiles à observer. Cependant, pour autant que l'on puisse en juger, il s'agit de dépôts à structures

lenticulaires où alternent galets, cailloutis, sables et limons roses. Ces derniers prédominent vers le haut de l'épandage dont on ne connaît pas l'épaisseur. Etant donnée l'extension latérale de la forme sur plusieurs kilomètres, résultat vraisemblablement de la coalescence de nombreux cônes fluviaux, ce niveau fondamental du Quaternaire moyen peut-être interprété plus comme un glaciaire d'accumulation que comme une simple terrasse alluviale.

A l'opposé, les nappes alluviales plus récentes n'occupent qu'un espace très restreint. Il s'agit tout d'abord d'une basse terrasse dont la base présente sur un mètre environ une alternance de lentilles de galets peu émoussés. Les deux mètres supérieurs essentiellement limoneux peuvent être lardés de quelques passées caillouteuses. Cette basse terrasse est dominée par une autre nappe alluviale dont le sommet légèrement encroûté se situe à environ 1 m au-dessus de la formation précédente. Le plus souvent la base de cette terrasse est masquée par le niveau à limons roses récents. Cependant, quelques coupes permettent de penser que cette nappe est essentiellement composée de galets et de graviers. Il faut enfin remarquer l'absence d'une banquette alluviale récente au bord du chenal d'écoulement de l'oued.

A l'aval de la butte 121, on voit la vallée s'élargir progressivement et la nappe à galets peu encroûtée s'étaler tandis que la basse terrasse à sommet limoneux toujours étroite semble se dédoubler. En effet, un replat large de quelques mètres s'interpose entre le sommet de la nappe et le lit de l'oued Bou El Khenafès. Ce niveau intermédiaire n'est pas un niveau construit mais il s'agit d'une banquette d'érosion aménagée dans les limons de la basse terrasse. Ce replat correspond donc à une phase de répit durant l'incision récente de la terrasse. Aux processus de creusement se sont substitués pour un temps des processus favorisant l'élargissement du talweg. Ce fait n'est d'ailleurs pas isolé et on peut observer des exemples comparables dans la partie centrale du piémont des Kbdana. En fait, une certaine diversité des situations peut exister dans l'agencement des dépôts récents traduisant ainsi la complexité des dernières étapes de l'évolution (Barathon, 1989).

5.3. Evolution du compartiment nord-est des Kbdana (Irhze Aich – Cap de l'Eau)

A partir d'Irhzer Aich, en direction du nord-est, la morphologie des glaciaires moulouyens est masquée par des sables éoliens qui constituent la composante principale du paysage. Sur le front de mer subsistent d'importantes éolianites lapidifiées qui consolident le littoral, ce qui explique le saillant de la côte de Ras Kbdana.

Dans ce secteur, la topographie est caractérisée par une alternance de buttes et de dépressions fermées ou à drainage endoréique de direction W-E. Dans la partie ouest de ce secteur, le piémont est drainé par des cours d'eau saisonniers (Irhzer Maâd, Irhzer Oumedyaz (Plage rouge), Irhzer n'Tbount (Ibouarfaten), Irhzer Aich). Ils ont entaillé le substrat géologique et surtout les apports continentaux, qui constituent en bordure du littoral, des falaises vives.

Les sables constituent le faciès dominant des formations superficielles. Le modelé présente un relief dunaire dont les buttes les plus élevées se trouvent proches du piémont en direction de l'oued Moulouya tels Laâri Ijerthal (158 m), Bouyarhdne (130 m), Agherrabou (88 m) et Lfid (75 m). Plus au nord, les plus hauts sommets sont armés de sables grésifiés et stratifiés et s'alignent selon une direction SSW-NNE presque au bord du littoral : Ayeddim (83 m), Dahar Taâffant (96 m), un peu vers le nord-est, la butte de 75 m... En direction du nord et de l'est, les buttes ne présentent aucune consolidation apparente à leur sommet. Ce sont des sables vifs qui se déplacent sous l'effet des vents. A l'approche de la Moulouya, le relief résulte de l'accumulation de sables éoliens consolidés ou non et s'atténue à l'approche de l'embouchure de la Moulouya.

La coupe stratigraphique de la Plage rouge montre une succession de dépôts différents entrecoupés de paléosols et d'éolianites et complétés par des apports latéraux plus grossiers dus à des phénomènes de solifluxion qui se produisent lors de réchauffements saisonniers (en périodes pluviales).

Sur la rive gauche, on trouve, sur 25 m, de bas en haut (Fig.11):

- A la base une formation hétérogène d'origine continentale (limons rouges et cailloutis de base) présentant, dans sa partie sommitale, une croûte calcaire.
- Des limons rouges et des cailloux ravinent la série sous-jacente.
- On passe insensiblement à des limons ocre correspondant à un épandage continental.
- Un paléosol sablo-limoneux, rubéfié, constant surmonte toute la série.
- Une éolianite compacte de couleur beige-ocre, constituée de sables et de fragments de coquilles.
- Des limons d'épandage de couleur ocre.
- Une éolianite consolidée.

- Des épandages limoneux de versant de couleur ocre.
- Une surface d'érosion couverte par une épaisse éolianite constituée de sables grossiers riches en fragments de coquilles d'origine marine, entrecroisés et consolidés, de couleur beige-ocre. Un paléosol rouge mince caractérise cette formation.

Sur la rive droite (Fig.12), on perçoit d'abord, assez facilement, la formation de base (limons et cailloutis) scellée d'une croûte calcaire.

Cette formation est ravinée par des limons ocre et des cailloux.

Une couche mince de paléosol mais constante surmonte cet épandage.

Une succession d'éolianites consolidées et de limons d'épandage ocre semblent "s'empiler" régulièrement. Ce sont là des dépôts éoliens de particules grossières véhiculées en période sèche à partir de zones proches soumises à une forte érosion du vent. Les limons marquent des interruptions dans le dépôt de ces éolianites.

Une surface d'érosion surmontée d'une importante masse d'éolianite.

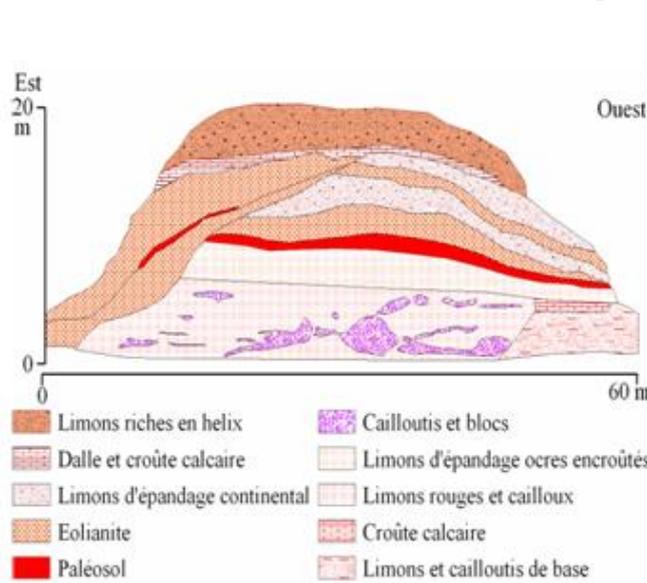


Figure 11: Coupe stratigraphique de la falaise vive sur la rive gauche de la Plage rouge

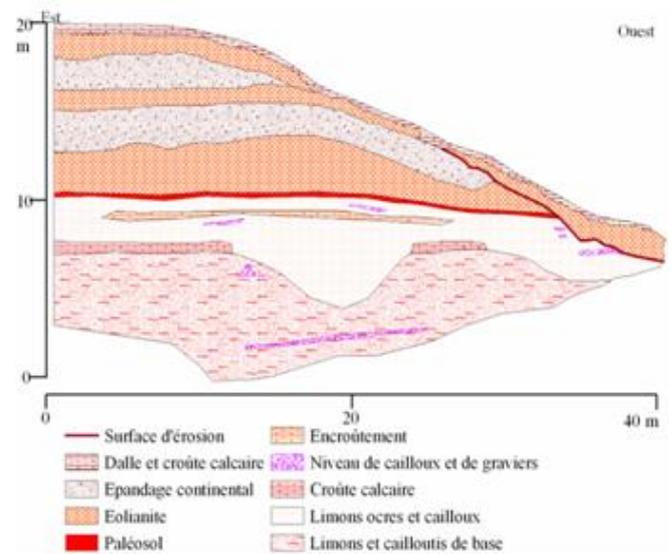


Figure 12 : Coupe stratigraphique de la falaise vive sur la rive droite de la Plage rouge

L'analyse de ces coupes, qui se limite volontairement aux grands ensembles, permet de reconstituer une chronologie relative de ces différentes formations.

- La formation de base (limons et cailloutis) qui se généralise presque tout le long de la falaise peut être attribuée au Quaternaire ancien.

- Les limons d'épandage avec des cailloutis et des concrétions calcaires témoignent de période de pédogenèse sous un climat humide. Barathon (1989) les attribue au Pré-Soltanien et Boumeaza (2002) les rapporte à l'Amirien.

- La succession d'éolianites et de limons d'épandage et de paléosols pourrait être attribuée au Tensiftien et au Soltanien.

5.4. Quelques exemples de la diversité de l'évolution récente

5.4.1. La coupe d'Irhzer Aïfer : un vestige d'une terrasse limoneuse soltanienne

Irhzer Aïfer est le premier oued que l'on rencontre à l'est de Kariat Arekman, à l'extrémité orientale du périmètre irrigué de Bou Areg. La route de Ras Kebdana le franchit par un radier profond de 5 m. Ses berges permettent d'observer les différentes formations alluviales.

Deux coupes ont été relevées en amont et en aval du radier (Fig.13).

A l'ouest, on observe à la base une dalle calcaire bréchiq ue qui appartient sans doute au Villafranchien supérieur ou au Moulouyen. Elle est surmontée par une nappe de cailloutis et de limons (Quaternaire ancien ?). Cette série supporte une autre séquence sédimentaire à limons ocre et cailloutis scellée par une croûte calcaire

de 20 cm. Une dernière unité stratigraphique constituée de limons présente une autre croûte. Elle est à son tour recouverte par des limons rouges du Soltanien. S'agit-il d'une croûte dédoublée ou bien on peut attribuer les deux séries à l'Amirien et au Tensiftien ?

A l'est de l'oued, on rencontre les mêmes séquences. Une terrasse soltanienne ravine ce dépôt fluvial ; elle-même est ravinée par une terrasse rharbienne.

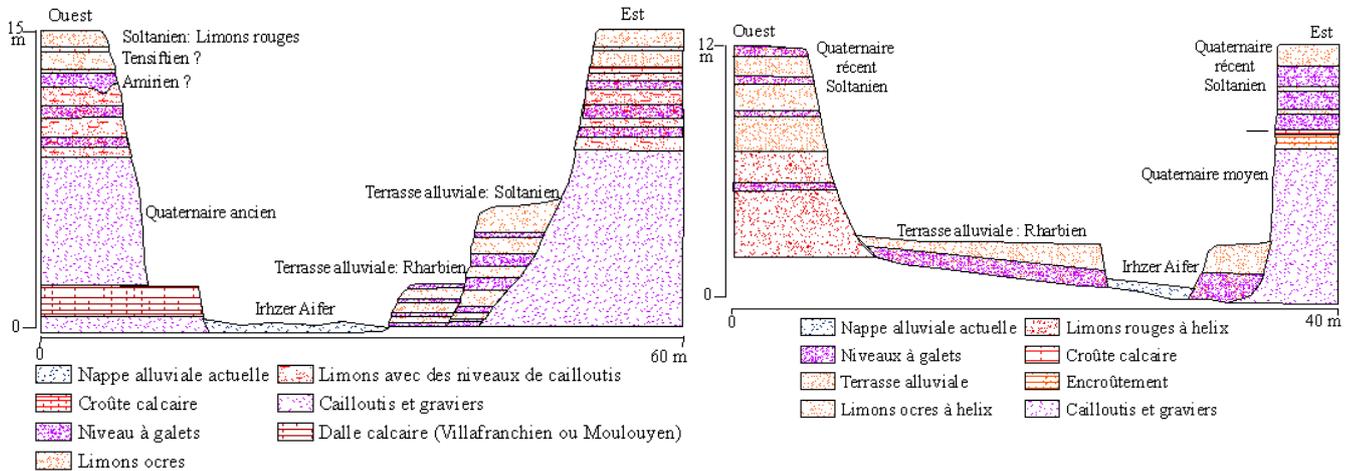


Figure 13 (à gauche) : Les nappes alluviales d'Irhzer Aifer, coupe en amont du radier de la route de Nador-Ras El Ma. **Figure 14** (à droite) : Les nappes alluviales d'Irhzer Aifer, coupe en aval du radier de la route de Nador-Ras El Ma

La coupe réalisée en aval du radier montre que les limons rouges sont entaillés par la nappe holocène. A l'est de l'oued, la formation soltanienne surmonte la nappe alluviale tensiftienne encroûtée (Fig.14).

5.4.2. Le cas d'Irhzer Aissa

L'oued Irhzer Aissa prend sa source dans le flanc nord de la chaîne des Kibdana vers 570m d'altitude. A l'amont de la route Nador – Ras Kibdana, sa vallée est une véritable gorge. A sa sortie de la chaîne, il s'encaisse profondément dans les dépôts détritiques villafranchiens. Une coupe a été relevée à 200 m de la plage au niveau du puits (Fig.15). Elle débute avec des dépôts villafranchiens scellés d'une dalle calcaire.

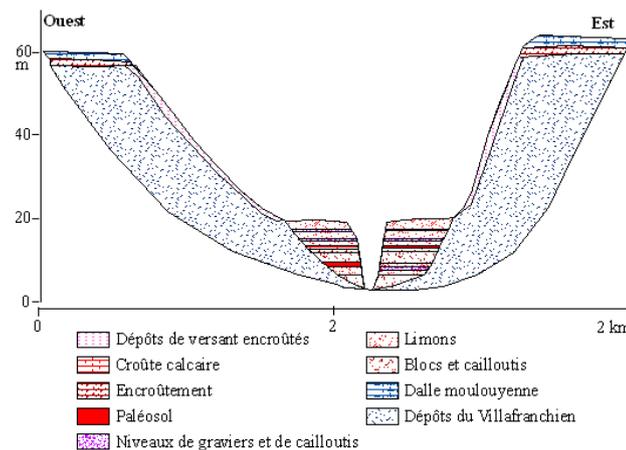


Figure 15 : Formations alluviales dans la vallée d'Irhzer Aissa

Ces dépôts sont ravinnés par une nappe alluviale constituée d'une alternance de blocs et cailloutis et des limons. Un paléosol et un encroûtement caractérisent cette nappe alluviale. Le tout formant une levée de 20 m environ. Cette formation appartient sans doute au Quaternaire moyen. Viennent ensuite des dépôts de versant encroûtés. Les formations alluviales récentes (Soltanien et Rharbien) apparaissent en suivant le cours d'eau vers l'amont.

6. Les variations entre les compartiments

Sur le flanc septentrional de la chaîne des Kibdana se développe un piémont qui s'abaisse progressivement en direction de la mer Méditerranée. On peut distinguer deux grands domaines de part et d'autre d'Irhzer Lekhmis (Fig.1). Cette répartition régionale des paysages est fonction du cadre morphotectonique plio-quadernaire.

6.1. La partie orientale du piémont

Depuis la région de l'oued Lekhmis jusqu'à Cap de l'Eau, le piémont devient plus court. Il se présente sous forme d'un glacis profondément entaillé par les lits d'oued. La côte dessine un grand rentrant arqué et les falaises vives dominent la mer d'une cinquantaine de mètres. Le matériel continental qui les constitue est en général meuble sauf près de Cap de l'Eau où se développent de puissants grès dunaires. En fait, la monotonie des paysages masque la complexité structurale de ce domaine. La montagne se rapproche de la mer et en certains points elle n'en est plus qu'à 2 km. Cette partie orientale du piémont a connu une tendance à l'exhaussement durant le Quaternaire et un recul rapide de la côte.

6.2. La partie occidentale

A l'ouest, au contraire, ce piémont s'allonge démesurément et l'extrémité orientale de la Marchica se trouve à 12 km environ du front de la montagne. Les paysages sont aussi plus variés. Les plateaux lanierés se développent encore au pied des Kibdana mais l'ensemble s'abaisse progressivement vers la plaine de Bou Areg. Au sud-ouest, une dépression grossièrement circulaire (El Maouadine) s'interpose entre la montagne et la plaine (Fig.16). A l'extrême ouest enfin, apparaît la plaine du Gareb.

Cette dépression grossièrement circulaire de 5 km de diamètre se développe dans des assises marneuses. Ses bordures escarpées se resserrent vers le nord où elles s'appuient sur de petits volcans andésitiques. A l'intérieur de cette cuvette topographique parfaitement définie s'étagent trois niveaux de glacis et de terrasses du Quaternaire. L'étude des bordures de ce bassin permet d'en retracer l'évolution récente.

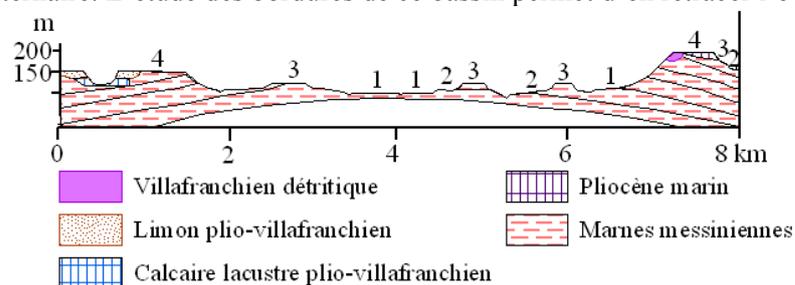


Figure 16 : Coupe dans la dépression d'El Maouadine (1, 2, 3, 4 : Niveaux quaternaires (glacis et terrasses), 1 étant le plus bas donc le plus récent

A l'est de la dépression d'El Maouadine, se développe une vaste gouttière synclinale qui s'ouvre sur la plaine de Bou Areg. Le piémont est disséqué aux abords de la montagne. A la sortie de la montagne, les oueds ont plus ou moins incisé leurs cours. Les coupes naturelles ainsi fournies montrent que la structure synclinale qui a affecté les sédiments tertiaires a vraisemblablement continué à fonctionner au Quaternaire. Les pendages NE et NW qui ploient des assises que Barathon (1974) attribue au Pliocène permettent de situer l'axe de cette gouttière. Au niveau de la charnière de cette structure synclinale, les vallées peu incisées présentent des systèmes de terrasses emboîtées, ce qui témoigne d'une certaine permanence de la subsidence.

A l'est, les sédiments pliocènes disparaissent brusquement alors que de puissantes accumulations villafranchiennes reposent directement sur le substratum montagneux. Un nouveau domaine structural commence ici.

Dans la partie amont, seule la basse terrasse limoneuse jalonne assez régulièrement le cours des oueds. Vers l'aval, on voit se multiplier les systèmes de terrasses qui s'emboîtent pour un temps puis se superposent.

Enfin, le bas niveau limoneux non encroûté s'étale largement dans la plaine du Bou Areg. Selon Derekoy et Mortier (1961), la majeure partie du Bou Areg doit être constituée de limons du Quaternaire récent, car la croûte feuilletée du Quaternaire moyen disparaît par flexure au nord de Selouane. L'argument invoqué ne semble pas suffisant car on ne peut attribuer une valeur stratigraphique véritable à la croûte calcaire.

En définitive, la trame structurale de la moitié occidentale du piémont des Kibdana s'organise selon deux grandes directions SW-NE et SE-NW de la manière suivante :

- Près de la montagne et dans la partie SW, un bombement à moyen rayon de courbure aujourd'hui évidé en dépression.

- à l'est de cet anticlinal surbaissé, une vaste gouttière s'interpose entre la montagne et la plaine.
- enfin, et recoupant les unités précédentes de façon orthogonale, une flexure récente limitant vers le sud la plaine de Bou Areg.

Conclusion

Après la période de sédimentation messinienne, une première crise tectonique individualise des dômes et des cuvettes où se déposent des formations pliocènes ou villafranchiennes inférieures. De nouveaux mouvements le plus souvent souples, provoquent le rejeu des structures précédentes. Localement, certains panneaux soulevés antérieurement peuvent s'affaisser pour piéger une abondante couverture détritique du Villafranchien supérieur. Par la suite, des déformations plus brutales se produisent mais elles prennent place avant l'élaboration d'un haut glacis du Quaternaire ancien. L'évolution ultérieure se caractérise par des mouvements d'ensemble relativement souples pouvant prendre localement l'aspect de flexures qui délimitent de grandes aires de subsidence récente.

La période plio-villafranchienne se situe à un tournant de l'histoire géologique du Rif oriental. La mer pliocène a touché à peine les régions actuellement littorales, à l'exception du bassin de la basse Moulouya, où se développait un véritable golfe dans lequel la sédimentation marine s'est accumulée durant le Tabanien.

Le Villafranchien moyen est détritique, avec des limons ocres ayant connu des évolutions pédologiques mais souvent ravinés par des formations grossières. La période s'achève par la construction, au pied de certains chaînons, d'énormes cônes torrentiels à blocs « cyclopéens » suite sans doute à une crise tectonique vigoureuse. Enfin, de vastes glacis d'ablation moulouyens s'emboîtent dans ces cônes.

Ainsi, la répartition régionale des paysages se calque assez étroitement sur la trame tectonique élaborée au Pliocène et au Quaternaire. Les régions en cours d'exhaussement lent durant le Quaternaire ont connu une évolution assez comparable. La dépression d'El Maouadine est une boutonnière dans laquelle s'étagent des systèmes de glacis. Le littoral oriental présente aussi une sorte d'inversion de relief puisque l'érosion marine particulièrement agressive a fait reculer la partie centrale d'un bombement quaternaire. Le piémont se réduit alors à un haut plateau laniéré dont la topographie très régulière correspond au grand glacis du Quaternaire ancien. Les régions subsidentes présentent d'importants dépôts détritiques superposés. Le piémont d'accumulation présente aussi une topographie très régulière qui masque en fait une genèse bien différente.

Une étude tectonique et une analyse structurale fine doivent être menées pour mieux comprendre les implications tectoniques au cours du Néogène et du Quaternaire.

Références

1. Azdimoussa A & Bourgois J. J., *Afr. Earth Sci.*, 17, 2, (1993) 233-240.
2. Ballais J.L. et Vogt T., *Recherches Géographiques à Strasbourg*. 12 (1979) 23-34.
3. Barathon J.J., *Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens*. C.E.G.E.R.M., V (1976) 87-90.
4. Barathon J.J., C.N.R.S., *Travaux de la RCP*. 249-2 (1974) 3-11.
5. Barathon J.J., *Colloque « Le Villafranchien méditerranéen »*. (1982) 321-332.
6. Barathon J.J., *Etudes méditerranéennes*. CIEM. Univ. Poitiers. 13 (1989) 531p.
7. Barcos L, Jabaloy A Azdimoussa A, Asebriy A, Gómez-Ortiz D, Rodríguez-Peces M.J, Tejero R, Pérez-Peña J.V *Journal of African Earth Sciences*. 100 (2014) 493-509.
8. Boumeaza T., *Thèse de Doctorat ès-sciences*. Université de Liège. (2002) 339 p.
9. Cornée J.J. et al., XIth RCMNS Congress, Fès, (2000), abstract.
10. De Luca P., *Bull. Soc. Géol. France*. 7, XX, 3 (1978) 339-343.
11. De Luca P., *C.R.Acad.Sc. Paris*. T.299, II, 7 (1984) 331-336.
12. Derrekoy A.M. et Mortier F., *Mines et Géologie*. 14 (1961) 83-91.
13. Guillemin M. *Thèse de 3^{ème} cycle*. Université d'Orléans. (1976) 219p.
14. Guillemin M. & Houzay J.-P. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 314 (1982) 7-239.
15. Hervouët et De Luca, *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXII, 3 (1980) 305-310.
16. Maurer G., *Thèse. Editions marocaines et internationales*. Tanger. (1968) 499p.
17. Raynal R., *Thèse*. Paris. (1961) 618 p.
18. Ruellan A., *Mémoire ORSTOM*, Paris. 54 (1971).
19. Suter G. *Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc*, Rabat, n° 245a (1980).
20. Tihay J.P. et Vogt T., *Recherches Géographiques à Strasbourg*. 12 (1979) 35-44.

Actes du colloque RQM8 de Nador, 2015

NB. Article accepté après avis des Professeurs Houari M.Rachid (FS, Oujda) et Azdimoussa Ali (FPN, Nador), membres du comité de lecture des actes de la RQM8 (RQM8 : Huitième Rencontre des Quaternaristes Marocains).