

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/322554322>

LE MASSIF DES BENI-SNASSEN CENTRAUX Approche morpho-pédologique d'une moyenne montagne méditerranéenne (Maroc oriental).

Thesis · September 1985

CITATIONS

2

READS

2,404

1 author:



Taieb Boumeaza

Université Hassan II de Casablanca

19 PUBLICATIONS 48 CITATIONS

SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Project

Environnement littoral Marocain face aux changements climatiques [View project](#)



Project

GEOSPATIAL TOOLS FOR PREVENTION OF URBAN FLOODS [View project](#)

Institut de Géographie Daniel Faucher
CIMA - UA 366-CNRS
109 bis Rue Vauquelin.31058 Toulouse Cedex



LE MASSIF DES BENI-SNASSEN CENTRAUX
Approche morpho-pédologique d'une moyenne montagne méditerranéenne (Maroc oriental).

Thèse de doctorat 3^{ème} cycle présentée par : Taieb BOUMEAZA
Composition du jury:

- Président: Georges BERTRAND, Professeur de Géographie
 Université de Toulouse-le Mirail
- Rapporteur: Jacques HUBSCHMAN, Professeur de Géographie
 Université de Toulouse-le Mirail
- Gérard .HERAIL, Maître-assistant de Géographie,
 Université de Toulouse-le Mirail
- Jean Jacques LAGASQUIE, Maître-assistant de Géographie
 Université de Toulouse-le Mirail

27 septembre 1985

A mes parents

AVANT PROPOS

J'exprime ma grande reconnaissance à tous ceux qui, avec leur appui moral ou matériel, ont permis de mener à terme ce travail.

Je dois beaucoup à mon professeur Jacques HUBSCHMAM. C'est grâce à son enseignement, à ses orientations que j'ai pu réaliser ce travail. C'est grâce à lui aussi que j'ai pu cerner avantageusement la cartographie des sols lors d'un stage au département des sciences du Sol à l'Ecole Supérieure d'Agronomie de Montpellier en octobre 1982. Qu'il trouve ici ma grande reconnaissance et ma profonde gratitude.

Je n'oublie pas l'accueil chaleureux que Monsieur G. BERTRAND m'a réservé depuis mon arrivée en France 1981 et son appui ont été constants. Il a bien voulu aussi accepter de présider le jury, je l'en remercie vivement.

Je tiens à exprimer ma vive gratitude à Monsieur J.J. LAGASQUIE qui m'a accueilli chaleureusement chaque fois qu'un problème géomorphologique ou cartographique se posait et a eu la gentillesse de lire soigneusement mon manuscrit. A Monsieur G.HERAIL qui m'a toujours accueilli chaleureusement.

Mes remerciements vont également à Madame Claude BERTRAND, ingénieur au CNRS pour son amabilité et sa disponibilité à mon égard, qu'elle trouve ici mon respect total.

Au Maroc, j'ai trouvé une aide très précieuse qui m'a permis de surmonter beaucoup d'obstacles. A Monsieur SALHI, Ingénieur des eaux et forêts à la subdivision de Berkane, Monsieur BOUHAMI à Taforhalt et son équipe d'agents forestiers je leur exprime ma profonde reconnaissance.

A l'ORMVAM de Berkane, j'ai pu réaliser la majorité des analyses, je tiens à remercier vivement Monsieur HMAMOU El Khamar ingénieur pédologue ainsi que les adjoints et agents techniques de son service.

Toute ma gratitude à ma femme Saidi Jamila pour son appui moral.

Enfin à mes parents que je dédie ce travail, sans leur appui, je ne serais pas venu continuer mes études en France.

Quelles que soit les difficultés rencontrées au cours de cette étude, je ne peux que retenir la satisfaction de l'avoir faite, et les enrichissements scientifiques et humains que j'en ai tirés.

INTRODUCTION

Les moyennes montagnes des Béni-Snassen, situées au nord-est du Maroc oriental, offrent une originalité conforme à leur site au sein des régions circuit-méditerranéennes. Par rapport à d'autres montagnes du pourtour méditerranéen les Béni-Snassen ne constituent qu'une petite frange qui n'a fait l'objet que d'un petit nombre d'études approfondies.

Les premières prospections géologiques furent entreprises en 1908, avec L. Gentil. Cette étude resta longtemps et pour beaucoup de chercheurs, une référence efficace.

A partir des années cinquante, l'aménagement des plaines de la basse Moulouya a suscité une série d'études pédologiques à vocation agronomique, avec notamment Bryssine (1946), Gaucher (1947), Chevron-Villette, Heusch et Massoni (1960-62). A la même époque, des études hydrogéologiques ont été menées par H. Faure (1950), L. Monition et Derekoy A. M. dans les années soixante. Ces dernières ne., concernent que le flanc nord des Béni-Snassen, entre Ahfir et Berkane.

Dès cette époque, apparaissent également des études pédologiques approfondies prenant en considération le rôle de la géomorphologie et de l'évolution des sols, notamment avec A. Ruellan (1963) et J. Hubschman (1967). Ces auteurs ne se sont pas limités aux plaines, mais aussi aux montagnes qui les dominent, et qui constituent le milieu majeur qui a fourni tous les matériaux de remblaiement.

Ces deux études sont restées les plus importantes références pour les chercheurs s'intéressant à l'environnement de la basse Moulouya. Toutefois, la part consacrée aux Béni-Snassen dans ces travaux reste modeste, compte-tenu de l'accent mis par les auteurs sur la genèse et l'évolution des sols de plaines.

Les recherches géomorphologiques en cours de A. Laouina, englobent le massif des Béni-Snassen, mais à une échelle régionale (1/250 000). Des études géologiques plus fines ont commencé avec G. Cattaneo (1982-84), pour la détermination exacte des faciès lithologiques et paléogéographique de l'ensemble des Béni-Snassen. Mais, pour l'instant, aucune carte détaillée, géologique, géomorphologique, ou pédologique n'a pu être élaborée.

Dans ce contexte du massif des Béni-Snassen, délaissé par les podologues depuis la fin des années soixante, nous avons consacré notre travail à une cartographie conjointe, géomorphologique et pédologique, à l'échelle du 1/ 25 000 d'une partie du massif. Ce type de travail, relativement rare à une échelle pour l'étude des milieux montagnards au Maroc, a pour but de mieux individualiser les unités morfo-pédologiques et d'identifier les différents types de formations superficielles en liaison avec les couvertures pédologiques et le modelé quaternaire.

Ce choix a porté sur les Béni-Snassen centraux, à la fois pour des raisons de commodité (accessibilité) et, aussi et surtout, en ce que ce secteur constitue une zone de transition au sein même du massif, donc plus variée.

Tout au long de l'élaboration de ce travail, nous nous sommes heurtés à un certain nombre de problèmes dont nous ne retiendrons que les principaux :

- Le massif des Béni-Snassen centraux ne porte aucune carte géologique détaillée à grande échelle, à part celle au 1/500 000. On a donc été amené à établir un croquis lithologique détaillé au 1/50 000 en se référant aux études de G. Cattaneo. Les travaux d'A. Ruellan et J. Hubschman, malgré leur faible résolution spatiale concernant le massif des Béni-Snassen centraux, représentent pour nous des ouvrages de base auxquels nous nous sommes fréquemment référés.

- Les difficultés rencontrées sur le terrain, très accidenté, ont posé beaucoup de problèmes d'accessibilité, qui ont ralenti le rythme des levés de terrain.

- Parmi les documents pleinement exploités, figurent essentiellement les photographies aériennes au 1/20 000 (mission de 80, l'O.R.M.V.A.M. de Berkane), puis les cartes topographiques de Berkane, Ahfir, Sidi Bouhouria et Béni Oukil au 1/50 000. L'agrandissement au 1/25 000 de la carte topographique de Berkane au 1/50 000 a été utilisée comme fond pour les cartes géomorphologiques et des sols, hors-texte.

- D'un point de vue plus concret, l'accessibilité aux formations, l'homogénéité des sols d'une part et la consolidation prononcée des dépôts de l'autre, ont limité le prélèvement des échantillons. Notre choix s'est basé sur l'échantillonnage des profils les plus représentatifs, vu que toutes les analyses possibles pour les sols se sont avérées difficiles et coûteuses au laboratoire des sols de l'ORMVAM de Berkane où beaucoup d'analyses ont été faites.

Notre travail peut être considéré comme un commentaire détaillé des cartes géomorphologiques et des sols au 1/25 000 des Béni-Snassen centraux. On a visé la plus grande objectivité possible dans la description des sols, et la délimitation des unités de sols. En fait, la double approche, pédologique et géomorphologique, a semblé fondamentale pour comprendre l'évolution des milieux montagnards dans les Béni-Snassen centraux. Si la roche mère commande en grande partie la répartition des types de sol, la nature du modelé intervient constamment, en liaison avec l'exposition et l'étagement bioclimatique.

Notre travail est organisé de la façon suivante :

- La première partie correspond à une présentation sommaire de l'environnement naturel des Béni-Snassen centraux, avec un aperçu général du cadre

structural et lithologique, des grandes unités morphostructurales, puis, en fin, une approche bioclimatique du massif.

- La deuxième partie, qui constitue le corps de ce travail, porte sur les différents types de modelés, les formations superficielles et les sols qui s'y attachent, dans chaque unité morphostructurale, avec une caractérisation plus détaillée des différents types de sols.

- Dans une conclusion générale, en fin, on s'efforcera de dégager les principaux rapports qui lient le modelé, les formations superficielles et les sols.

PARTIE 1 :
L'ENVIRONNEMENT NATUREL DES BENI-
SNASSEN CENTRAUX

CHAPITRE 1: LE CADRE GEOGRAPHIQUE DES BENI-SNASSEN CENTRAUX

Introduction

Compris entre la frontière algérienne à l'est et la terminaison orientale rifaine à l'ouest, les plaines et montagnes du bassin inférieur de la Moulouya constituent une étroite frange méditerranéenne du Maroc oriental. Elles se caractérisent par la diversité de ses paysages naturels.

La montagne a une grande importance par son extension et le rôle qu'elle joue dans l'évolution des paysages qui l'entourent. Le massif des Béni-Snassen constitue le principal élément de cet environnement. Il surgit au dessus de deux grandes unités géographiques déprimées situées de part et d'autre, au nord et au sud. L'unité septentrionale est à la fois un grand synclinal et une dépression d'effondrement ; ce sont les plaines des Triffa et Zébra. Au sud, c'est le couloir d'Oujda-Taourirt. Cette frange sud est plus élevée que la dépression des Triffa et du Zébra. Entre ces deux unités, selon un axe E-W, se dresse le massif des Béni-Snassen dont les altitudes atteignent 1535 m, avec une moyenne de 900 à 1000 m au centre et à l'est et moins de 900 m à l'ouest.

Considéré dans son ensemble, le massif des Béni-Snassen constitue une individualité, aussi bien du point de vue naturel et orographique qu'ethnologique. Il est habité par des peuplades berbères divisées en 4 tribus (les Béni-Khaled, les Béni-Mengouch, les Béni-Attig et les Béni-Ourimech) qui, bien retranchées dans le massif ont, à travers les siècles, profondément marqué leur milieu. Après l'indépendance, le massif a connu un grand exode vers les villes proches et l'étranger et, actuellement, des douars entiers sont presque totalement désertés.

Proches de la Méditerranée, les Béni-Snassen sont, bioclimatiquement, une moyenne montagne méditerranéenne. Au nord et au sud du massif, la transition vers les plaines et plateaux proches se fait sous la forme d'éléments de piémonts, anciens et bien structurés.

1. Les plaines des Triffa

Les Béni-Snassen sont limités au nord par les vastes plaines des Triffa situées sur la rive droite de la Moulouya. En fait, la rive droite est composée de 3 unités géographiques distinctes. De l'ouest à l'est on rencontre :

- la plaine de Chouihya, entre l'oued Moulouya et les Béni-Snassen occidentaux.
- la plaine de Boughriba, très vaste, située entre l'oued Cherrâa, la Moulouya

et les Béni-Snassen occidentaux et centraux.

- la plaine des Triffa s'étend entre l'oued Cherrâa à l'ouest, le Kiss à l'est et les collines des Ouled Mansour au nord. Elle est considérée comme une cuvette de remblaiement quaternaire tapissée de formations issues en majorité des zones qui dominent la cuvette au sud, en particulier, des Béni-Snassen orientaux et centraux.

2. Le couloir d'Oujda-Taourirt

C'est une vaste dépression sédimentaire avec des épointements jurassico-liasiques qui jouent un rôle important dans l'organisation des paysages géomorphologiques. Ceux-ci s'ordonnent en 2 unités géographiques majeures :

- La bordure sud-est des Béni-Snassen, constituée par les plaines des Angads. Celles-ci sont très ouvertes vers le sud-est jusqu'à la chaîne des horsts avec une topographie plane vers le nord et ondulée vers le sud. Des coulées volcaniques récentes, très répandues au sud, modifient légèrement la topographie. Des formations miocènes et quaternaires tapissent cette dépression ; elles sont très encroûtées. Les altitudes varient entre 400 et 600 m. Les collines jurassico-liasiques s'élèvent à 700 m et 800 m et dominent le reste de la topographie (fig. 1).

- La bordure sud est connue sous le nom des "Bessara". C'est une dépression située juste à la retombée des assises calcaires jurassiques et tapissée de formations miocènes et quaternaires. Son drainage est semi-endoréique, sauf vers l'ouest où un affluent de l'oued Bourdim perce le système collinaire pour aller rejoindre l'oued Ksob puis la Moulouya à l'aval. L'altitude est de 550 à 600 m. Le contact avec le massif s'effectue sous forme de longs glacis de front, à l'amont de Sidi Bouhouria, anciens, très épais et encroûtés.

3. Le massif des Béni-Snassen : caractères généraux

Le massif des Béni-Snassen, avec ses trois grandes unités structurales représente le relief le plus élevé du Maroc nord-oriental. C'est le prolongement de la charpente moyen-atlasique vers le nord-est. Son orientation suit un axe W.S.W. à E.N.E. Tous les anticlinaux et synclinaux qui composent sa structure suivent cette orientation.

A l'est du col du Guerbous, la montagne se prolonge par les monts des Felloussène et les Traras, en Oranie occidentale (Algérie).

Le massif des Béni-Snassen s'étend sur 100 km de longueur, de la frontière algérienne à l'est, aux gorges de la Moulouya à l'ouest. Sa largeur est très variable. Elle est de 20 km dans le secteur oriental et de 15 km à l'ouest. Aux cols du Guerbous, et de Taforhalt, elle ne dépasse pas 6 km.

La moyenne des altitudes se tient entre 900 et 1000 m. Toutefois, il existe des altitudes plus élevées : les points culminants sont, le Ras foughal, 1535 m et Jebel Bouzaabel, 1435 m. Hormis ces deux sommets, les crêtes, en majorité calcaires culminent à des altitudes assez homogènes, voisines de 1000 m. Parmi elles, on peut citer : le Jebel Bouhamed 1050 m, le Jebel Béni Ouaklane, 990 m, le Jebel Irhermaouène, 1145 m, le Jebel Tamejout, 1065 m et le Jebel Tichouchaï, 1206 m. Vers l'ouest, le relief perd de son ampleur, surtout à Trhasrout où la nature pétrographique marneuse et marno-calcaire et les accidents tectoniques, ont favorisé un démantèlement et un abaissement du relief. L'altitude s'abaisse alors jusqu'à 600 m. Une grande faille, orientée N.W.-S.E., isole la vaste structure synclinale jurassique des Béni-Snassen occidentaux du reste du massif, situé à l'est. Elle passe par la vallée de Titililla, Tizi ou Zemmour puis Ouled Ali Ben Yassine au sud, dans la large vallée des Béni-Amyr et affecte le grand versant monoclinal de J. Tichouchaï. Le synclinal perché de Taforhalt conserve une altitude qui varie entre 700 et 1176 m. Les principales crêtes, qui sont en même temps les hauts sommets de revers : le Jorf el Abiod, 1151 m, le Jebel Tamejdamt, 1176 m, le Jebel Achouen, 991 m et le Jebel Israne, 864 m. Vers l'ouest en se rapprochant des gorges de la Moulouya, le relief devient moins élevé et son altitude avoisine 550 m. D'une manière générale, l'altitude des Béni-Snassen décroît ainsi de l'est vers l'ouest.

Au nord et au sud, la transition entre les Béni-Snassen et les plaines est assurée par de grands versants monoclinaux, à l'exception de la zone située à l'ouest du Jebel Bou Beker ou Khellouf où les assises jurassiques des Béni-Snassen occidentaux dominent le piémont par de grands escarpements et des corniches vigoureuses, au nord. Au sud, le piémont de Bled Eddir est dominé par les crêtes rocheuses du Jebel Tamejdamt.

La montagne des Béni-Snassen est constituée de 3 grandes unités géographiques et structurales distinctes. Chacune d'elles a ses caractères topographiques et lithologiques. On distingue :

- Les Béni-Snassen orientaux,
- Les Béni-Snassen centraux,
- Les Béni-Snassen occidentaux.

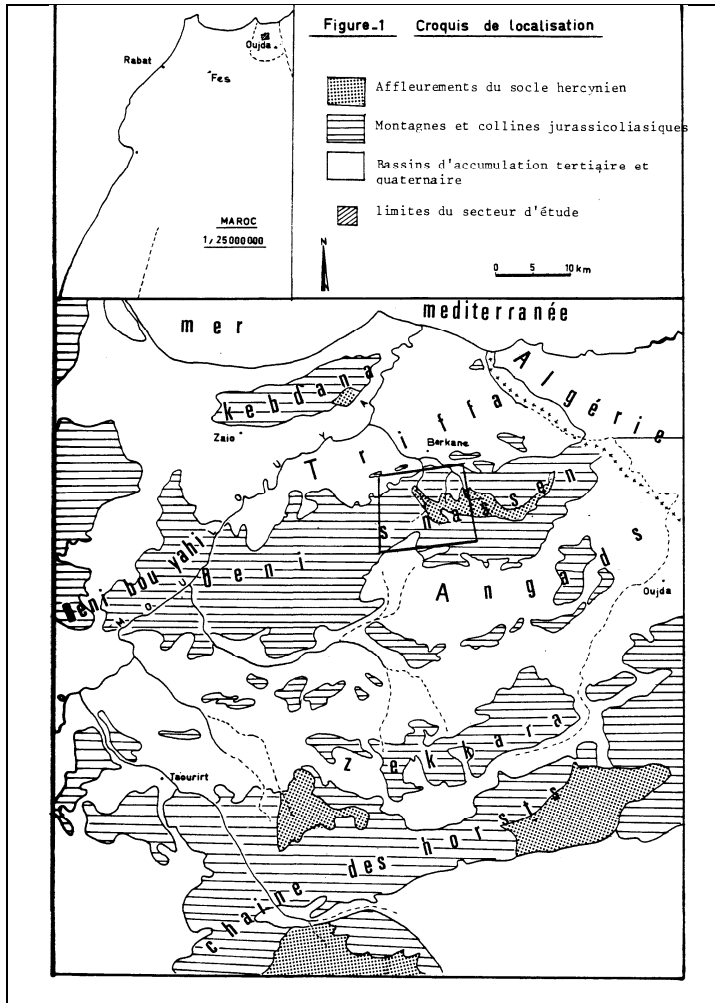


Fig.1. Localisation de la zone d'étude

3.1. Les Béni-Snassen orientaux

Leur structure majeure se présente sous forme d'un bombement elliptique où dominent des formations anciennes, schistes-quartzitiques, basaltiques et un batholite granitique (fig. 2a & b). Ils sont limités, à l'Est, par le col du Guerbus. Un système parallèle d'anticlinaux et synclinaux de direction E.W. souligne l'allure des grands mouvements tectoniques. Ils représentent le relief le plus culminant de tout le massif avec des altitudes de plus de 1400 m et d'autres d'environ 1000 m. Les vallées qui en descendent sont endoréiques sur le flanc sud et sont affluents de l'oued Kiss sur le

flanc nord.

Une série de horsts, due à la tectonique cassante, s'est développée sur le flanc nord dont le plus important est celui de Hassi Zerga à l'amont d'Ain Reggada. D'autres failles sillonnent, sur une grande distance, les assises schisteuses et calcaires dolomitiques d'une direction E.W. et S.W.-N.E.

3.2. Les Béni-Snassen centraux

C'est la partie située au sud de Berkane. Sur le flanc sud, elle est limitée par les Bessara et Bled Eddir. Son cadre correspond, grosso-modo, aux limites de la carte topographique de Berkane au 1/50.000 (carte IGN). Elle est caractérisée par une hétérogénéité des formations lithologiques, qui vont des schistes primaires jusqu'aux grès et marnes flyschoides du Jurassique supérieur.

En fait, les Béni-Snassen centraux constituent le large bassin versant de l'oued Cherrâa et de son plus important affluent, l'oued Zegzel. C'est un bassin très calcaire par sa pétrographie avec des formes karstiques de grand développement. Les altitudes moyennes varient entre 700 et 1200 m. Le point le plus bas est à 450 m, tandis que le Jebel Tanezert culmine à 1236 m. La topographie est marquée par la puissance des dénivelles. Là où les assises calcaro-dolomitiques sont dominantes, se dressent ainsi de grands escarpements rocheux interrompus par de profondes vallées en gorges. C'est surtout le pourtour du massif ancien qui présente cette diversité des paysages morphologiques. A Trhasrout, au centre, le modelé taillé dans les marnes est tranché par de profonds vallons et talwegs, affluents du haut Zegzel. La nature pétrographique des marnes-calcaires accélère l'érosion superficielle, surtout le ravinement. A l'ouest de Trhasrout, ce sont des assises gréseuses carbonatées et marnes flyschoides intercalées de bancs de grès et de calcaire oolithique, qui forment l'armature du synclinal perché, Celui-ci est drainé par l'oued Tazemmourt, affluent du Zegzel.

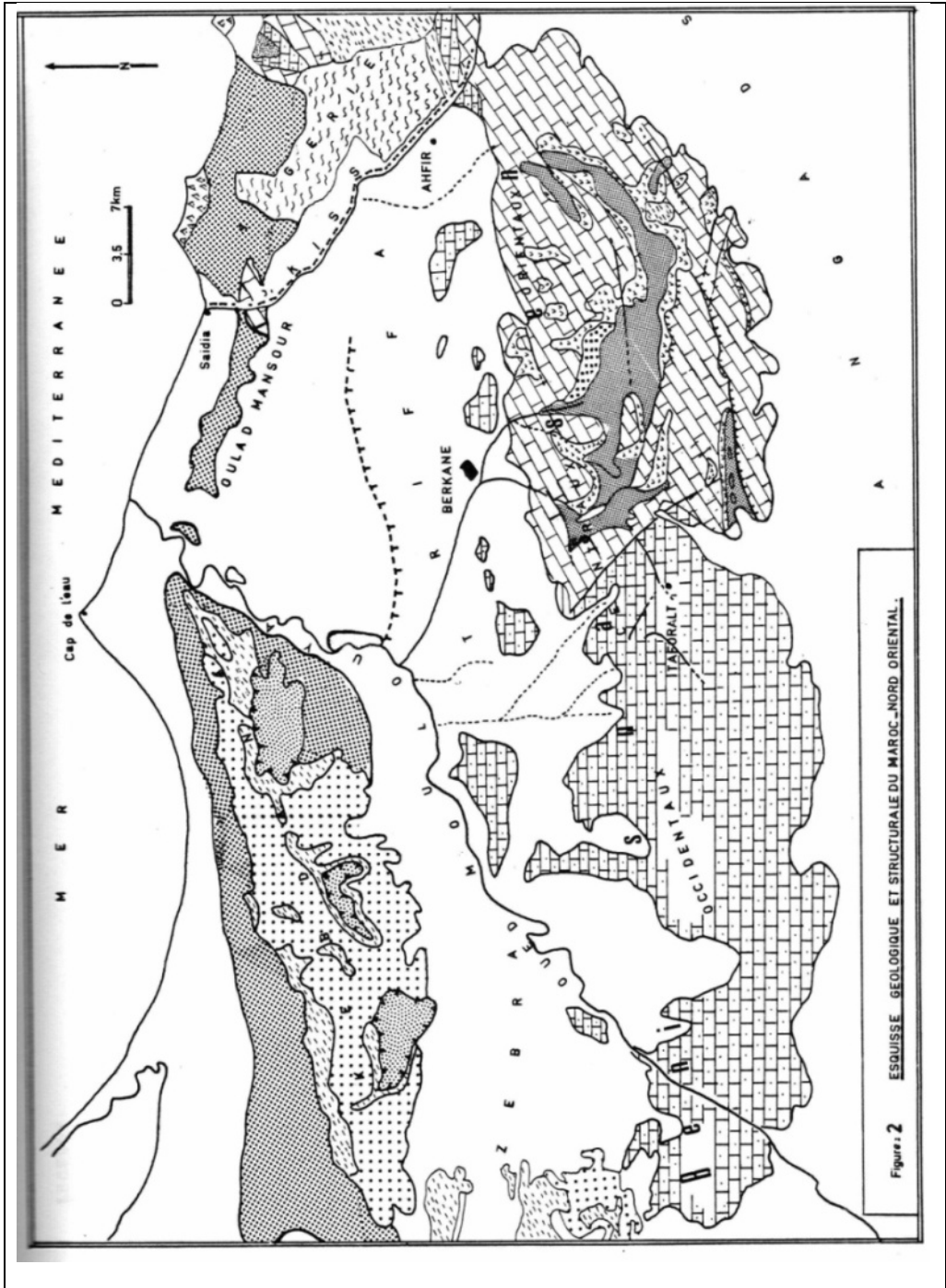


Figure 2 ESQUISSE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE DU MAROC-NORD-ORIENTAL.

Fig. 2a. Esquisse géologique et structural du Maroc nord oriental

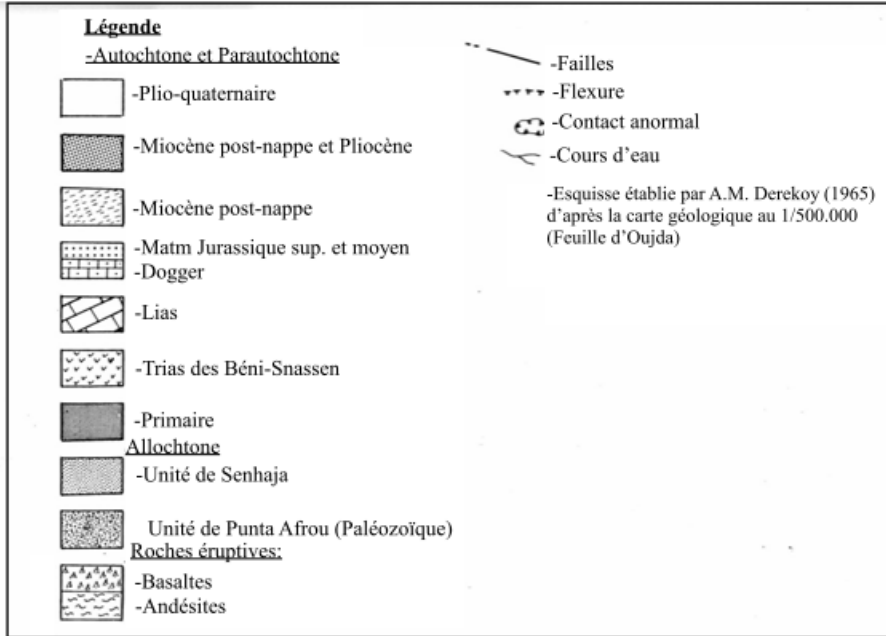


Fig. 2b. Légende de l'esquisse géologique et structurale.

3.3. Les Béni-Snassen occidentaux

C'est toute la partie du massif située à l'ouest de Taforhalt qui reçoit cette appellation. Elle peut même être limitée à partir de la grande faille de Tizi ou Zemmour. En fait, il existe une grande différence au niveau stratigraphique et lithologique, entre ce secteur et les deux secteurs plus orientaux. La majorité des sédiments datent ici du Jurassique supérieur et sont ployés en structure synclinale perchée. L'altitude passe de 1000 m environ à Taforhalt à 400-550 m près de la Moulouya. A l'aval, les Béni-Snassen occidentaux dominent la plaine par de grands escarpements rocheux.

CHAPITRE II: LES BENI-SNASSEN CENTRAUX : ORGANISATION GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

1. Les grands traits structuraux des Béni-Snassen centraux

Les Béni-Snassen font partie des avants pays africains de la chaîne tello-rifaine, avec cependant une nature et un comportement tectonique différents de celle-ci. Ils sont parmi les avant-pays para autochtones, plissés et écaillés de type atlasique qui bordent l'Atlas tunisien au nord et qui se trouvent en avant des hauts plateaux des confins algéro-marocain, monts des Traras, les Felloussène et les Béni-Snassen (Wildi. W. 1983).

Le domaine des avants pays est orienté suivant la direction S.W-N.E. Cette direction a été respectée par la subsidence et la sédimentation au cours du mésozoïque et, à peu d'exceptions près, par des plissements au cours du Tertiaire. Les phases des déformations se poursuivent d'après G. Cattaneo 1982, dans les avant-pays atlasiques, pendant tout le Mésozoïque et le Tertiaire jusqu'au fini Miocène et Plio-quadernaire.

Le massif des Béni-Snassen offre une structure qui doit beaucoup aux fortes reprises des plissements les plus récents, surtout fini-tertiaires. L'héritage tardi-hercynien va influencer la sédimentation jurassique mais aussi l'histoire tectonique tertiaire et quadernaire (G. Cattaneo 1982).

L'évolution des Béni-Snassen, du Trias à la base du Lias, est marquée par les premières transgressions qui, d'après G. Cattaneo 1982, s'effectuent sur un soubassement paléozoïque imparfaitement pénéplaine. La remobilisation en régime distensif des accidents du socle hercynien entraîne la dislocation de la plate-forme et conduit à l'ouverture d'un sillon subsident parsemé de quelques îles et de hauts fonds stables, où les mers liasiques et jurassiques se sont largement étendues. Au Tertiaire, notamment à la fin de l'Eocène, s'est manifesté le grand soulèvement général de type Alpin des pays atlasiques. Les Béni-Snassen ont connu ce soulèvement, suivi par d'autres au Miocène et au Plio-quadernaire. L'aération du relief s'accuse beaucoup vers l'ouest, qui offre une trame simple de synclinaux perchés, tandis qu'à l'Est de la faille majeure de Tizi ou Zemmour, on trouve une alternance d'anticlinaux et de synclinaux du nord au sud.

Ils sont parallèles, dissymétriques et affectés par des failles orientées généralement W.E à W.N.W à E.S.E. La plus importante a une orientation N.W.-S.E. Elle limite le domaine à sédimentation terrigène de l'ouest et le domaine à sédimentation carbonatée liasique à l'est. Les anticlinaux sont bâtis en majorité dans les schistes et quartzites primaires et les calcaires-dolomitiques du Lias, qui alternent avec des synclinaux masqués par des chevauchements ou totalement détruits. Ces anticlinaux s'élèvent vers l'est jusqu'à 1535 m au Ras Foughal.

2. La mise en place des grands ensembles lithologiques.

2.1. Les formations anciennes :

- Au centre des Béni-Snassen centraux, affleure un massif ancien schisteux attribué au carbonifère (Ben Abdallah 1952). Sa structure a l'allure d'un bombement elliptique. Il est constitué par des schistes intercalés de grès siliceux, argileux et ardoisiers, noirs et chargés de matières charbonneuses. Les quartzites s'intercalent avec les schistes à la base.

Le massif ancien couvre une vaste superficie et constitue les parties les plus élevées, excepté le Ras Foughal, avec notamment le sommet de Jebel Bouzaabel, 1435 m (fig. 3). Les bassins versants de Béni-Ouaklane et d'Ouartas sont schisteux de même que le grand versant de soulane de Béni-Bouyala. Sur ses facettes nord, il est encadré par de grands escarpements et corniches calcaires et dolomitiques.

Ces sédiments schisteux qui couvrent la région au Primaire, sont, lors de la phase tectonique Dévonienne, traversés par un batholite granitique, dont l'affleurement n'occupe qu'une faible surface dans la partie orientale de notre secteur d'étude.

- Au Trias se met en place la première coulée de basaltes. Elle est révélée en surface par une terre vert clair ou jaunâtre très friable. L'affleurement est en moyenne de 50 m et parcouru de minces filonets de calcédoine. Les basaltes des Béni-Snassen montrent une grande ressemblance avec ceux décrits dans le moyen Atlas.

En lame mince, (J. Hubschman, 1967), Le basalte altéré révèle les éléments suivants :

- des feldspaths plagioclases
- de l'olivine altérée.
- des pyroxènes : augites altérées diopsides.
- des minéraux opaques : fréquemment de l'oligiste qui peut former l'ensemble de la pâte où sont noyés des cristaux de plagioclases à texture doléritique.

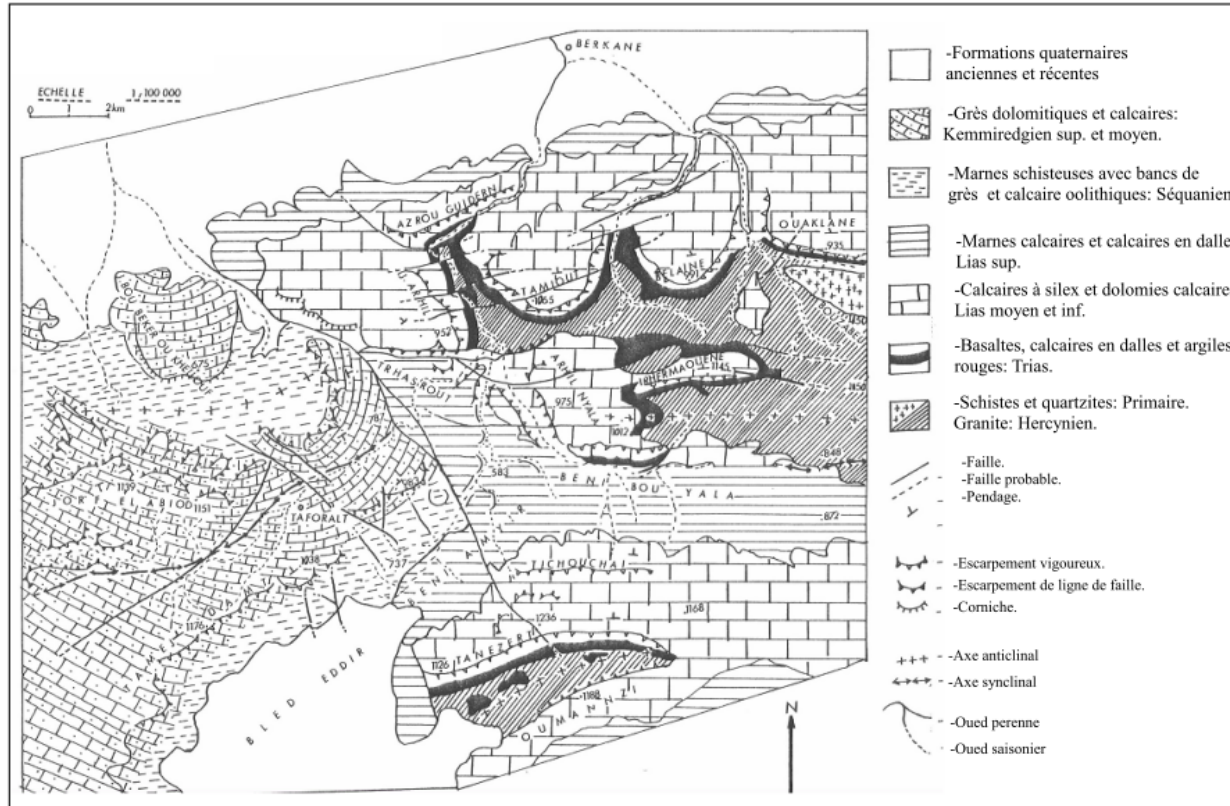


Fig.3. Morphostructures des Béni-Snassen Centraux et de ses bordures

Un banc calcaire dolomitique est interstratifié entre la première coulée basaltique et la deuxième qui est plus altérée que la précédente. Elle se signale par une arène ou terre-verte et quelques blocs mouchetés de gros "pois verts" composés d'un minéral phylliteux. L'altération en boules est fréquente (H. Faure 1950). Sa puissance, généralement faible, se réduit parfois à quelques mètres sur d'anciens hauts fonds, ce qui est du à une érosion après son épanchement ou a un amincissement sur un ancien massif. Ces terrains triasiques affleurent sous forme de bandes séparant les terrains anciens des terrains secondaires.

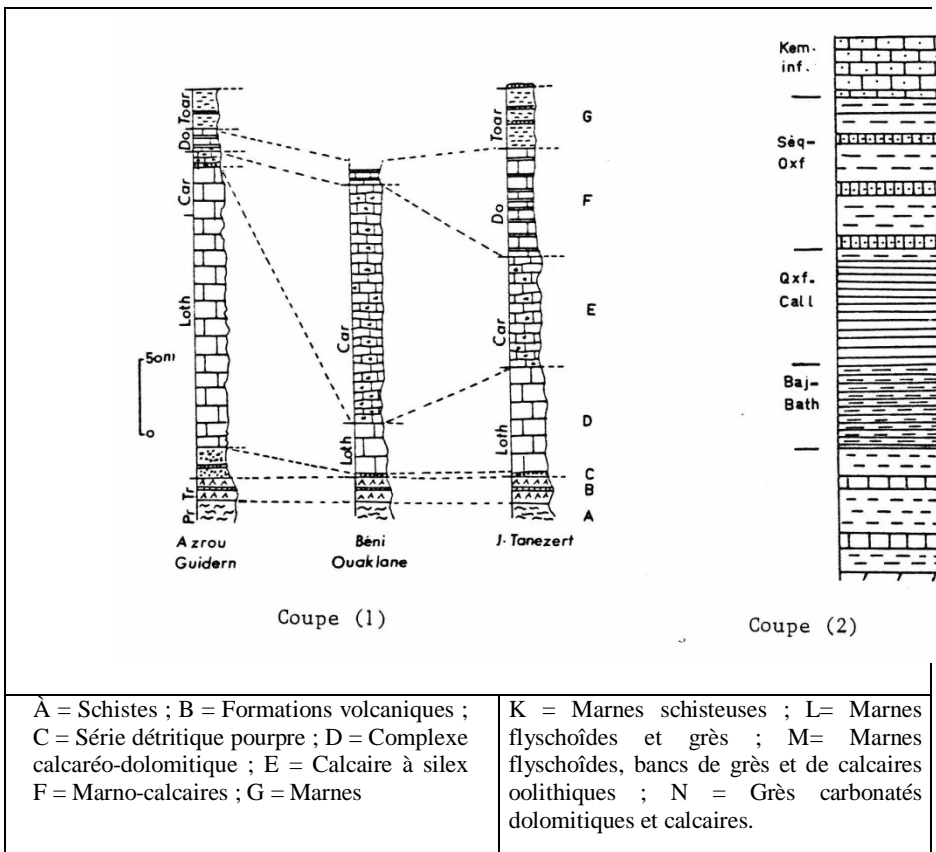


Fig. 4 Coupes lithostratigraphiques du Lias et du Jurassique dans les Beni-Snassen centrales (d'après G. Cattaneo 1982 - 84).

2.2. La couverture du Secondaire.

- Sur le flanc nord, une série détritique pourpre d'une épaisseur de 15 à 20 m repose sur les basaltes. Elle s'amincit et passe progressivement

à des argilites rouges à Azrou Guidern. Cette série est constituée par deux séquences sédimentaires identiques qui comprennent : (fig. 4)

- Un conglomérat rubéfié à galets de socle peu roulés. La matrice est constituée de fragments de quartz, de quartzites, de micas et d'argile.

- Un niveau de grès de 5 m, grossiers à la base et fins au sommet, à ciment dolomitique.

Cette série représente l'amorce de la transgression liasique.

- Les formations liasiques débutent avec un complexe calcaréo dolomitique rapporté au Lotharingien et des calcaires à silex rapportés au Carixien et qui correspondent à des sédiments de milieu infratidal de mer ouverte. Ces séries lotharingiennes et carixiennes bâtissent tous les versants de revers de la bordure du massif ancien et l'anticlinal de Jebel Tanezert, tout comme les grandes formes structurales tels les escarpements et les corniches rocheuses et les vallées taillées en gorges importantes. Leur épaisseur varie entre 10 m à Azrou Guidern, à 50 m à Béni-Ouaklane.

En lame mince (J. Hubschman 1967), on note une abondance de quartz en cristaux. L'altération superficielle donne naissance aux sols rouges fersiallitiques caractérisant ce type de substrat.

Les principaux faciès liasiques et jurassiques sont les suivants :

- Le Domérien est marqué par l'apparition de calcaires micritiques et marnes grises à *Arietoceras* sp. (G. Cattaneo. 1982). L'épaisseur est également variable, de quelques mètres à Azrou Guidern à une centaine de mètres à l'est du Jebel Tichouchaï.

- Le Toarcien est présent dans la zone médiane de Trhasrout et sur le flanc nord où il n'a que 25 m d'épaisseur, représenté par des "marnes ver-sicolores années de bancs calcaires rougeâtres à très nombreuses ammonites" (G. Cattaneo 1982), dans la vallée des Beni-Amyr, les marnes sont grises, d'une épaisseur de l'ordre de 50 mètres.

- L'Aalénien est marno-calcaire et se termine généralement par une série de calcaires durs en dalles d'une puissance de 20 m en moyenne. Il forme avec le Toarcien un complexe marno-calcaire très dégradé. Sur les versants monoclinaux, les marnes sont vite dégradées et les bancs calcaires dominent les versants sous forme de gradins, comme à l'aval du versant nord de Jebel Tichouchaï à Béni Amyr et Béni

Bouyala.

- Le Jurassique moyen, (Bajocien), est présent en marnes grises, dures, schisteuses, intercalées de blancs de calcaires marneux gris ou noirâtre également schisteux (L. Gentil 1908). La puissance visible de cette assise est d'environ 60 m.

- Le Bathonien - Callovien est sous forme de complexe marno-schisteux, d'une puissance de 30 m.

- L'Oxfordien, le Séquanien et le Jurassique supérieur occupent surtout les Béni-Snassen occidentaux, à l'ouest de la faille majeure de Tizi ou Zemmour. L'évolution tectono-sédimentaire est différente de celle de la zone centrale et orientale. La coupe de la figure-4 à travers les Béni-Amyr, montre une série de pelites schisteuses intercalées de bancs de grès siliceux brunâtre (G. Cattaneo 1984). L'épaisseur de la formation peut atteindre 250 m. Elle sous-tend les versants des Jebel Achaouen au sud, ainsi que tout le versant d'exposition sud de Béni Amyr. A l'ouest de la route Secondaire Taforhalt - Sidi Bouhouria, elle est recouverte par les formations quaternaires de Bled Eddir. Le versant nord de Jorf El Abiod est bâti lui aussi dans ces formations polithiques (marno-flyschoïdes).

Vers les sommets s'intercalent des bancs de calcaires oolithiques dans les marnes flyschoïdes avant qu'ils ne soient couverts par des assises grés-dolomitiques calcaires à siliceuses du Kimméridgien inférieur, qui forment la surface externe du Synclinal perché de Taforhalt.

3. Les mouvements tectoniques :

Les mouvements orogéniques qui ont affecté le massif des Béni-Snassen s'inscrivent dans l'évolution orogénique des avant-pays atlasiques.

Au Trias et pendant le Lias, les accidents du socle hercynien entraînent l'ouverture d'un sillon subsident : c'est le sillon nord-atlasique. Au Dogger, s'amorce un approfondissement généralisé qui, au cours de l'Oxfordien, va se combler peu à peu et au Kimméridgien s'installe une plate-forme carbonatée.

Au tertiaire se sont manifestés les grands mouvements de structurations des Béni-Snassen qui comportent au moins 5 stades successifs (G. Cattaneo, 1982).

"A l'Eocène moyen, les mouvements de compressions ont engendré les structures plissées majeures, suivis d'une phase en distension à l'Oligocène. Du Burdigalien à la fin du Miocène moyen, se sont produits de grands décrochements, suivis au fini-Pliocène, par des mouvements de chevauchements locaux et des plis disharmonique" (G. Cattaneo, 1982).

4. Les grandes unités morphostructurales :

Quatre grandes unités sont à distinguer :

- Le massif ancien
- Les bordures calcaires et dolomitiques du massif ancien.
- Le synclinal perché de Taforalt et ses piémonts.
- Les bassins et vallées du moyen Zegzel.

4.1. Le massif ancien :

Il constitue l'ossature des Beni-Snassen centraux et orientaux. Il est orienté E-W à W-N-E. Il s'allonge sur plus de 15 Km avec une largeur de 4 à 5 Km. Il présente un vaste affleurement primaire. Il culmine à 1435 m à Jebel Bouzaabel. Il est encadré par des crêtes rocheuses et escarpements calcaréo-dolomitiques. On peut citer Jebel Beni-Ouaklane, Jebel Tamejout, Jebel Irhermaouène et Jebel Belaïne. Il affleure aussi au fond des vallées en gorges où l'entaille des couches calcaréo-dolomitiques est spectaculaire. Au sud, dans la vallée des Beni-Bouyala, il est limité par les assises calcaires et dolomitiques en l'absence des basaltes triasiques. Par contre au nord et à l'ouest dans la vallée du moyen Zegzel, les schistes sont surmontés de coulées de basaltes puis viennent les assises calcaires et dolomitiques.

Le paysage schisteux est assez ondulé avec des interfluves en dôme. Des vallées, vallons et talwegs encaissés sont taillés suivant les zones où les schistes ont une schistosité moyenne à forte mais aussi suivant les zones accidentées de failles mineures qui ne guident pas le réseau hydrographique fortement encaissé vers le nord-est. La présence de bancs quartzitiques interstratifiés dans ces schistes donnent de minces crêtes résiduelles ou des "mini-barrages" le long des oueds fortement encaissés.

Des plis et failles de faible ampleur affectent la structure des schistes. La morphologie actuelle de ce massif, avec des versants qui ne supportent qu'un manteau de sols discontinu, confirme que, durant les différentes périodes du Quaternaire, le massif schisteux a été très exposé à l'érosion différentielle. Les dépôts quaternaires qui tapissent la cuvette des Triffa en témoignent. Ils sont riches en fragments schisteux (Hubschman J. 1967-1971). La majorité des versants montrent des pentes modérées à fortes, entre 15% et plus de 50%. Les versants à pente inférieure à 15% sont situés surtout à l'aval, tandis que ceux supérieurs à 15% et 50% sont situés à l'amont et dans les vallées fortement encaissées tel Bouzaabel Tamzirt, Béni-Bouyala, Quartas et la vallée du moyen Zegzel. Les dénivellations dépassent fréquemment 200 m à plus de 500 m à Jebel Bouzaabel.

4.2. Les bordures calcaires et dolomitiques du massif ancien (fig. 5) :

Elles encadrent le massif ancien par des escarpements rocheux et des versants de revers à longue pente structurale. Elles dominent le piémont nord par des versants monoclinaux séparés par des vallées en gorges. Les versants sont eux-mêmes recoupés par des vallons et talwegs karstifiés. Leur pente varie entre 20 et 40%. Proches du piémont, ils sont couverts de formations marno-calcaires et plongent sous les formations quaternaires du piémont et des plaines.

A l'amont d'Arougène, les couches calcaires et dolomitiques sont énergiquement taillées en gorges par une surimposition des oueds Moulay Driss, Ferrouj et du haut Zegzel entre Trhasrout et Arougène. Les dénivelés peuvent atteindre plus de 200 m. L'allure de ces bordures est très accidentée, Des failles, de grands décrochements déterminent des escarpements de lignes de failles de direction E.W à S.W-N.E. La vallée du moyen Zegzel est la plus accidentée de tout le massif montagneux des Béni-Snassen centraux et elle est dominée par les escarpements et corniches rocheuses les plus importants des Béni-Snassen centraux.

Ces bordures, de nature pétrographique calcaire et dolomitique, offrent des formes Karstiques évoluées, qu'elles soient majeures ou mineures. Quelques formes témoignent aussi de l'impact des retouches à caractère périglaciaire des périodes quaternaires froides, comme on le verra plus tard.

L'altitude des sommets varie entre 750 m et 1065m. Les pentes sont plus accusées sur les versants nord, des Jebel Béni-ouaklane, Jebel Belaine, Jebel Tamejout, Jebel Irhermaouène et Jebel Arhil qui sont très disséqués. Les formations superficielles qui existent ont été tronquées et ne subsistent plus qu'entre les diaclases et les fentes profondes d'origine karstique. En revanche, sur les Jebels Arhil Nyaala et Arhil Acham, où la topographie est plus calme résultant du chevauchement, on note un meilleur développement des formes karstiques et une couverture pédologique moins discontinue.

Les versants en position dominée par les corniches et escarpements rocheux sont couverts de colluvions très caillouteuses dont les plus anciennes sont très consolidées et occupent des positions élevées. Ces formations témoignent des morphogénèses actives qu'ont connues ces versants pendant les différentes périodes quaternaires. Les plus importantes formes et formations sont localisées sur les versants de la large vallée du moyen Zegzel, à la base du grand escarpement du Jebel Tamejout et du Jebel Arhil.

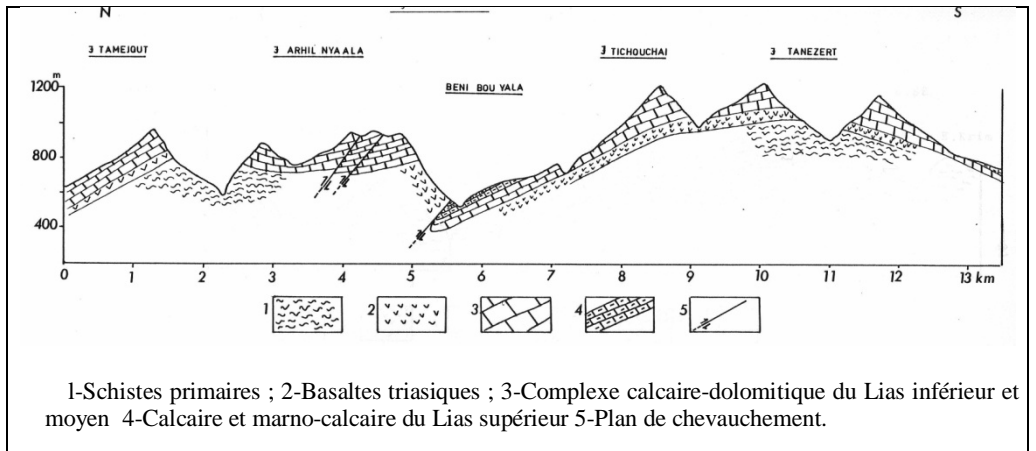


Fig.5a Coupe géologique à travers les Béni-Snassen centraux à l'Arhil Nyaala(N S).

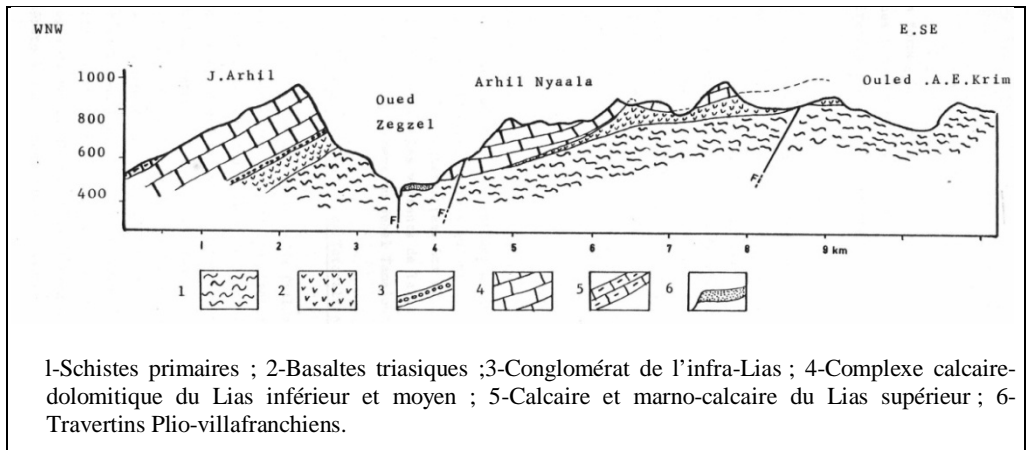


Fig.5b ; Coupe géologique à travers la bordure du massif ancien.

4.3. Le synclinal perché de Taforalt et ses piémonts (fig. 6) :

Situé à l'ouest de la faille de Tizi ou Zemmour, le synclinal de Taforalt constitue le relief le plus important des Béni-Snassen occidentaux à l'Est. Il est très ouvert à l'ouest de Taforalt avec une largeur de 5 Km tandis qu'à l'est, il est rétréci et défoncé par l'oued Tazemmourt, principal affluent du haut Zegzel à l'amont de Thrasrout. Il est très faille à Taforalt et sur son front sud qui domine Bled eddir et la vallée des Béni-Amyr. A l'est de la localité de Taforalt, un décrochement horizontal important, parallèle à la grande faille de Tizi ou Zemmour, a produit un abaissement de la structure synclinale de près de 50 m par rapport à l'ouest de Taforalt. La morphologie du synclinal permet de distinguer : le haut bassin de Tazemmourt qui débute à Sidi Jebbar, puis la plaine ou bassin d'érosion de Taforalt, unité perchée qui

domine le bassin de Kahf Lahmam (bas Tazemmourt), par une grande lanière travertineuse épaisse de plus de 25 m.

Tout le synclinal est emprunté par la vallée de Tazemmourt. Les versants qui la dominent sont réguliers, à pente modérée à faible. Les altitudes des hauts sommets dépassent 1000 m ; Jorf el Abiod 1151 m, Jebel Metchich 1105 m, Jebel Tamejdamt 1176 m et Jebel Islane ou lahmar 1038 m.

Le fond du synclinal est à 860 m à l'amont, 800 m dans la plaine d'érosion de Taforalt et 633 m à l'aval, au débouché sur Trhasrout. La section aval est dominée par des altitudes de 864 m au Jebel Israne et 991 m au Jebel Achaouen.

A l'ouest de Sidi Jebbar, les vallées qui s'y trouvent, drainent la Moulouya. Les versants en position dominée par les crêtes rocheuses de Jorf El Abiod au nord sont très encaissés par des vallons et talwegs appartenant aux bassins-versants des oueds Tagma et Béni-Attia. Les affleurements des bancs gréseux et de calcaires oolithiques interstratifiés dans les marnes flyschoides, donnent aux versants une morphologie en gradins avec des pentes fortes. Ces pentes s'affaiblissent à l'aval au contact du piémont. Ce dernier est caractérisé par des formes d'épandage anciennes, se traduisant par des cônes de déjections et des glacis dont les plus importants sont le cône des Béni-Attia et le cône de Tagma.

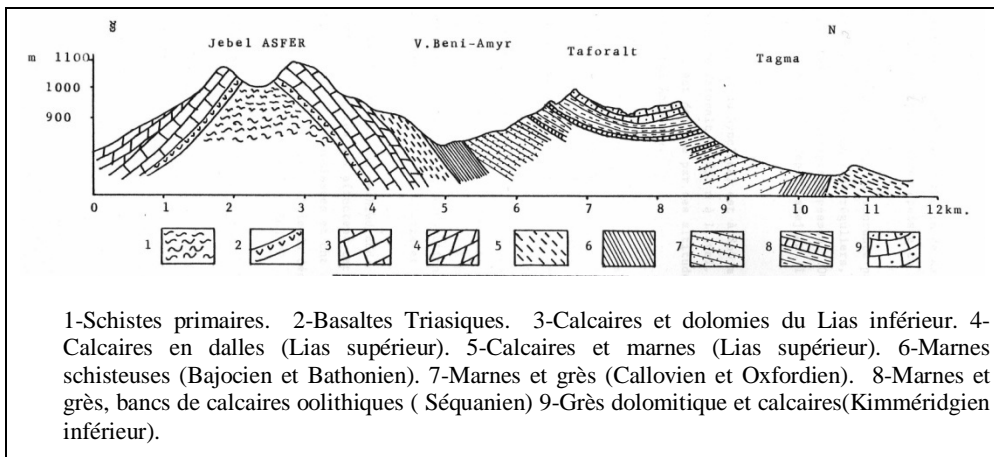


Fig. 6 ; Coupe géologique à travers la vallée des Béni-Amyr à l'ouest de la grande faille de Tizi ou Zemmour

Sur le versant sud de Bled Eddir, dominé par la crête de Jebel Tamejdamt, les failles qui affectent cette façade ont été exploitées par les eaux qui s'y sont encaissées

et ont créé un modelé en boutonnières. Cet encaissement a été responsable du dégagement des matériaux qui couvrent actuellement les glaciers de Bled Eddir.

4.4. Vallées et bassins du moyen Zegzel

L'oued Zegzel est alimenté par des bassins-versants larges situés au sud et au sud-ouest. Les plus importants sont :

- les vallées des Béni-Amyr et Béni-Bouyala
- le bassin versant de Trhasrout (ou du haut Zegzel)
- le bassin versant du moyen Zegzel.

4.4.1. Les vallées de Béni-Amyr et Béni-Bouyala

Elles sont alimentées par des vallons qui descendent depuis le versant monoclinale de Tichouchai. Ce sont des bassins calcaires et marno-calcaires à écoulement saisonnier. Les formations alluviales qui accompagnent leurs oueds sont très dégradées et vite décapées lors des crues où l'apport solide est très important. A l'aval, les oueds de Moulay Driss et Ferrouj sont caractérisés surtout par l'ampleur de leur encaissement dans les assises calcaires et dolomitiques avant leur confluence avec le moyen Zegzel à Arougène. Cet encaissement dépasse 300 m à M Driss et 100 m environ pour l'oued Ferrouj.

4.4.2. Le bassin de Trhasrout

C'est un large bassin bien encaissé dans les assises marneuses et marno-calcaires du Lias moyen et supérieur. Il est drainé par le haut Zegzel qui prend la relève de l'oued Tazemmourt à l'aval, à la sortie du synclinal de Taforhalt. Avant sa confluence avec le moyen Zegzel à Arougène, la pétrographie du bassin devient calcaire et la rivière suit des gorges profondes. L'encaissement dépasse alors plus de 200 m.

Les formations alluviales sont très rares, tandis que les accumulations travertineuses abondent, colmatées par des galets. Parfois, elles fossilisent des surfaces post-pliocènes et reposent en discordance sur les marnes schisteuses et calcaires du Bajocien.

Depuis l'amont jusqu'à la confluence avec le moyen Zegzel, le haut Zegzel a un dénivelé de 200 m pour 8 kms de trajet. Parfois, il coule sous forme de petites cascades, à 2 kms à l'amont d'Arougène.

4.4.3. Le bassin du moyen Zegzel

C'est un grand bassin de réception, très large. Il se situe à la confluence des vallées en gorges, le haut Zegzel, le Ferrouj et le Moulay Driss. Sa confluence se caractérise par un immense gradin travertineux à passé de galets. Des formations alluviales anciennes et récentes sont abritées sur les bords des méandres. Jusqu'à Takerboust, la vallée du moyen Zegzel demeure assez large. Les bas de versants concaves correspondent à des terrasses limoneuses récentes. Après Takerboust, l'oued coule en position cataclinale et la vallée se resserre en gorge. C'est sur les versants de ces gorges que se sont développés des dépôts de pente à matrice rouge et encroûtée, fossilisant parfois des dépôts de ferrasses sableuses (Tazarhine), qui seront évoqués dans la seconde partie de ce travail.

CHAPITRE III : APPROCHE BIOCLIMATIQUE DES BENI-SNASSEN CENTRAUX

1. Aperçu sur le climat du Maroc oriental.

1.1. Caractères climatiques généraux

La vaste région comprise entre la méditerranée, le Rif oriental, le moyen Atlas, le haut Atlas saharien et la frontière algérienne, est soumise principalement aux influences de la méditerranée et du Sahara. Les courants aériens atlantiques ne s'y font sentir que pour une courte durée de l'année. Aussi existe-t-il un contraste bien marqué entre le climat du Maroc atlantique et celui du Maroc oriental.

Aux différences dues à l'éloignement de l'océan et aux barrières dressées par les reliefs, viennent s'ajouter les influences continentales et sahariennes favorisées par la présence des hauts plateaux orano-marocains largement ouverts à l'est et au sud sur les régions sahariennes. C'est pourquoi il existe un contraste entre le nord, proche de la mer et le sud, continental à caractères steppiques. L'influence océanique est peu sensible au Maroc oriental. Les courants humides franchissent difficilement le couloir de Taza. Par ailleurs, les flux d'origine méditerranéenne sont bloqués par les Béni-Snassen et les monts des Zekkara. La répartition des précipitations et des températures au Maroc oriental porte avant tout la marque de la continentalité et de l'aridité :

- Les précipitations sont inférieures à 400 mm. Les sommets au-dessus de 1000 m reçoivent une moyenne annuelle de 500 à 600 mm. Les régions situées plus au nord reçoivent des moyennes comprises entre 300 et 400 mm. Le nombre de jours de pluie décroît du nord au sud. On enregistre 50 à 60 jours de pluie par an au nord contre moins de 40 au sud.

- Les températures très élevées en été et très basses en hiver dans le domaine continental, sont plus tempérées au nord des Béni-Snassen,

- Les vents, connus sous le nom du Chergui, provenant des zones sahariennes sont secs et chauds en été et froids en hiver, toujours poussiéreux et sableux. Ils soufflent essentiellement en été et à l'automne. Les flux humides de secteur nord et nord-ouest caractérisent surtout la saison froide.

1.2. Les types de climats du Maroc nord oriental

Les zones climatiques du Maroc nord-oriental s'enchaînent du nord au sud suivant la latitude et l'altitude. On y distingue les types suivants : (fig. 7)

- a- Le climat littoral méditerranéen assez comparable à la variété septentrionale du climat littoral atlantique du Maroc occidental mais moins pluvieux que ce dernier.

b- Un climat méditerranéen semi-aride, à tendance tempérée vers l'est, règne sur les plaines des Triffa et les premières pentes du flanc septentrional du massif des Béni-Snassen. Les hivers sont généralement doux, les étés chauds. La proximité de la mer limite la fréquence des gelées en hiver et entretient une atmosphère relativement humides pendant l'année.

c- Un climat méditerranéen subhumide intéresse les hautes altitudes du massif. Il est relativement froid en hiver et a des étés modérément chauds (moyenne annuelle de 15°C). L'amplitude annuelle M-m atteint 26°C. Les précipitations atmosphériques sont relativement abondantes sur les principaux versants du massif et l'enneigement y est fréquent pour une durée limitée de l'année au-dessus de 1200 m.

d - Un climat méditerranéen semi-aride, plus franchement sec, à tendance continentale à été très chaud et hiver assez froid, intéresse surtout le couloir de Taourirt-Oujda, au sud des Béni-Snassen.

2. Les Béni-Snassen centraux : un climat méditerranéen de moyenne montagne

Avec son allure de moyenne montagne orientée est-ouest, le massif des Beni-Snassen forme une barrière qui reçoit d'une manière directe les perturbations humides et pluvieuses du secteur nord-ouest. Eloigné de la mer d'une vingtaine de kms, aucun obstacle ne se dresse entre lui et les perturbations, sinon les monts des Kbdana (900 m) qui accentuent la sécheresse dans les plaines de Sebra, Boughriba et le piémont des Béni-Snassen occidentaux. Ces reliefs influencent la trajectoire des perturbations et les dérivent faiblement vers l'est et le sud-est. Ainsi les secteurs orientaux des plaines et du massif sont plus arrosés que ceux situés à l'ouest, notamment les versants situés au dessus de 900 mètres. De ce point de vue, le massif des Béni-Snassen a donc tous les caractères d'une moyenne montagne méditerranéenne à saisons thermiques tranchées et à pluviosité concentrée pendant la période froide de l'année.

3. Les grands étagements bioclimatiques des Béni-Snassen centraux

Trois étages peuvent être distingués dans les Béni-Snassen centraux :

- l'étage méditerranéen subhumide,
- l'étage méditerranéen semi-aride tempéré,
- l'étage méditerranéen semi-aride à caractères steppiques.

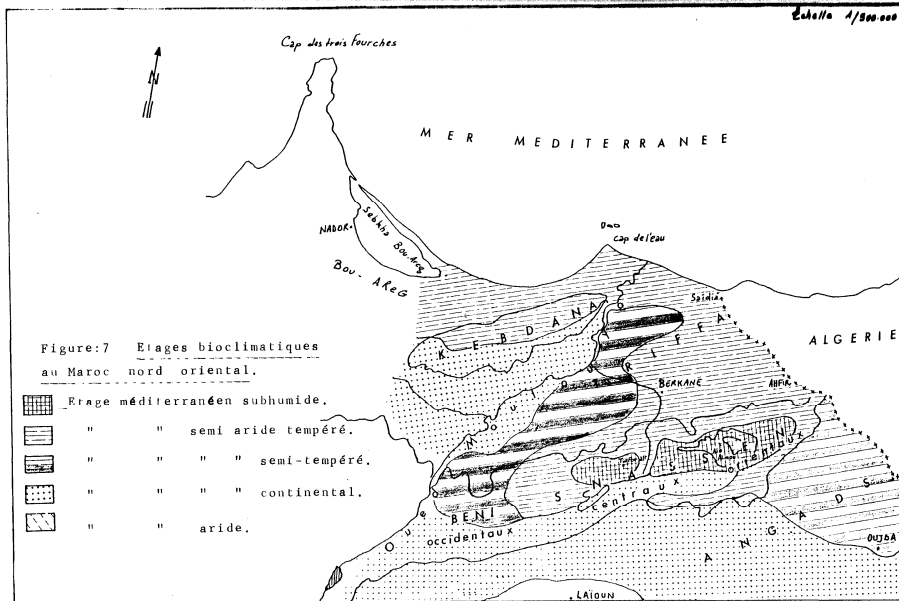


Fig. 7 Etages bioclimatiques au Maroc oriental

3.1. L'étage méditerranéen subhumide de moyenne montagne

Avec ses altitudes qui dépassent souvent 1000 m, l'étage subhumide se présente dans les Béni-Snassen centraux, sous forme d'îlots essentiellement localisés sur le massif ancien et les bordures calcaro-dolomitiques, avec leurs versants de revers et leurs crêtes, et dans le synclinal perché de Taforhalt.

Bio-géographiquement, c'est l'étage à *Quercus Ilex*, *Juniperus oxycedrus*, *Quercus Coccifera* et *Arbutus unedo*.

Deux stations météorologiques appartiennent à cet étage :

Taforhalt à l'ouest, à 850 m d'altitude et Aïn Almou à l'est, à 1350 m d'altitude. La limite inférieure de cet étage se tient, en règle générale, entre 800 et 900 m. L'exposition, le relief environnant et l'ouverture vers le nord ou le sud, y déterminent une certaine diversité. Ainsi, le synclinal perché de Taforhalt représente un milieu subhumide relativement abrité couvert dans sa majorité par *Quercus Ilex* et *Quercus Coccifera*. Ses piémonts sud offrent une tendance semi-aride steppique masquée, tandis qu'au nord, ils sont à tendance subhumide à semi-aride tempérée. De même, le bassin de Trhasrout, situé entre le massif ancien et ses bordures à l'est et le synclinal perché à l'ouest, offre une nuance plus sèche, transition entre le subhumide et le semi-aride.

3.1.1. Les caractères du climat

3.1.1.1. Les précipitations

Instabilité, variations des moyennes annuelles et mensuelles, abondance de pluies brutales concentrées pendant l'hiver, tels sont les caractères des précipitations dans les Béni-Snassen.

La totalité des précipitations tombe en hiver d'une façon assez irrégulière, fréquemment sous forme d'averses orageuses. La saison d'été est complètement sèche et dure plus de 4 mois (fig. 10).

- A Ain Almou 1350 m (fig. 8), la moyenne annuelle établie sur une durée de 15 ans, est de l'ordre de 600 mm. Les totaux annuels varient le plus souvent entre 650 et 550 mm. Mais la variabilité interannuelle est de règle. L'exemple des années 1967-68 et 1968-69 est particulièrement net à cet égard (Tableau 1).

Années	Total annuel (mm)	Mois le plus arrosé Mai (mm)
1967-1968	1100	406
1968-1969	581	46,2

Tableau 1 ; Variation et irrégularité des précipitations annuelles et mensuelles (à Ain Almou 1350 m)

On remarque que pendant le mois de mai de 1967-1968, il est tombé plus des 3/4 du total de l'année de 1968-1969.

- A l'ouest, Taforhalt 850 m (fig. 9), compte une moyenne annuelle de 550 mm qui intègre de fortes variations annuelles et mensuelles, tout comme à Ain Almou.

- L'enneigement, bien que modeste est plus net dans la partie orientale plus élevée. Un manteau de neige, de presque 20 cm peut subsister pendant plus de 2 semaines, sur les plus hauts sommets (plus de 1200 à 1300 m). Ainsi, par exemple, en janvier 1960 : il y avait plus de 43 cm à Ain Almou, 65 cm à Jebel Ras Foughal et plus de 20 cm à Taforhalt. La couche neigeuse à subsisté pendant plus de 2 semaines au dessus des sommets de 1400 m, une semaine entre 1200 et 1400 m et moins d'une semaine entre 1000 et 1200 m.

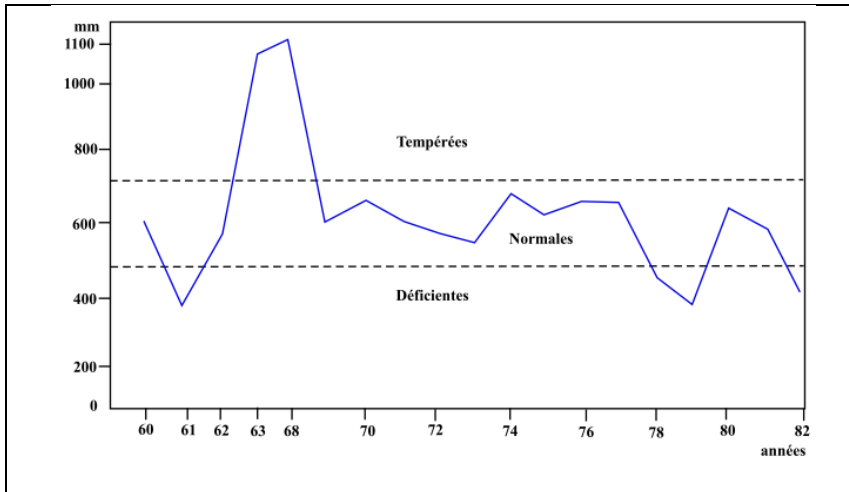


Fig.8 Oscillations des précipitations à in Almu sur 19 as d'observations

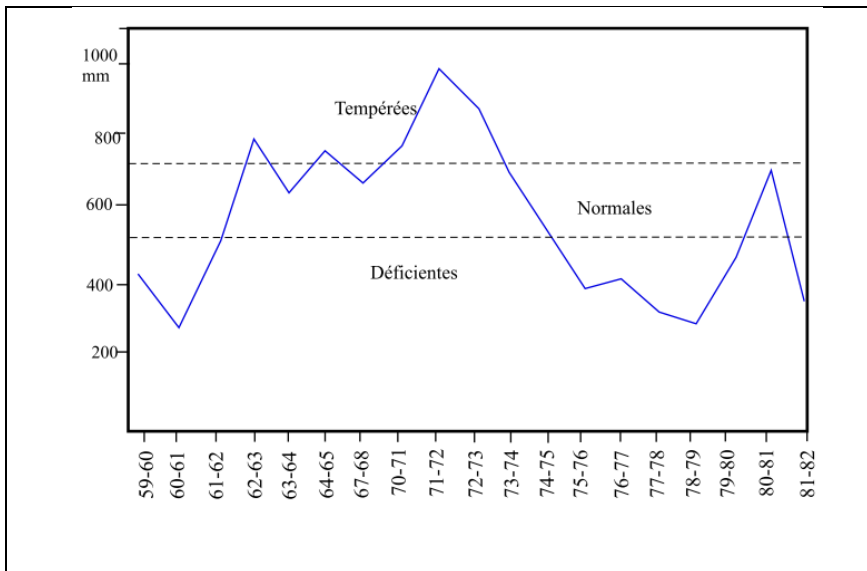


Fig. 9 Oscillations des précipitations à Taforhalt, observations faites sur 19 ans.

3.1.1.2. Les températures

Les moyennes mensuelles et annuelles sont stables et régulières. Les moyennes des maxima mensuelles sont d'environ 30°C, enregistrées en juillet et août. La moyenne annuelle varie entre 17 et 18°C. Les températures hivernales sont assez basses et les minima absolues descendent à moins 5°C en janvier et février. Leur moyenne mensuelle oscille entre 2,8°C et 2,5°C à Taforhalt, située à 850 m. Par contre à Aïn Almou située à 1350 m, d'après certaines estimations, les minima absolues descendraient en hiver jusqu'à -10°C, avec une moyenne mensuelle comprise entre 0°C et 1,6°C. De ce fait, les gelées sont fréquentes pendant une période de plus de 2 mois.

Le quotient pluviothermique d'Emberger, appliqué à Taforhalt, atteint 58,2, ce qui permet de classer cette station dans l'étage méditerranéen subhumide.

3.1.2. Le couvert végétal : une chênaie méditerranéenne très dégradée

Il est difficile de se faire une idée de la végétation climacique des Béni-Snassen en étudiant la végétation actuelle. Une formation forestière "naturelle" n'existe que sur quelques surfaces très limitées, aux environs d'Aïn Almou, encore est-elle bien dégradée.

Ce milieu subhumide est dominé par une végétation ligneuse, qui va du matorral dense arboré à *Quercus Ilex* au maquis arbustif à *Quercus Coccifera*, en passant par le matorral clair ou la garrigue à *Quercus Coccifera* et quelques callitraits claires arbustives. Sur le massif ancien et dans le synclinal perché de Taforhalt subsistent les restes d'une *Illicièie* autrefois sans doute très bien développée. Aux chênes se mêle le pistachier lentisque très répandu en milieu subhumide. Le synclinal se distingue du massif ancien par l'abondance de l'Alfa qui colonise les versants à *Quercus Coccifera*. C'est là un trait qui dénote l'influence steppique du sud du massif. En l'absence de la chênaie, domine soit une callitrait clair sur les versants de revers où en position dominée par des crêtes, soit un Erme à *Chamaerops humilis* surtout sur les versants de revers.

Partout la trace des actions, anthropiques est manifeste. Sur le massif ancien, presque tout le couvert de *Quercus Ilex* a connu une forte destruction depuis Bled Tizi Ourine jusqu'à Jouahra due à l'intervention de l'homme, directement ou indirectement. Cette intervention se résume par la mise en culture et le défrichement des versants aptes à être exploités pour les productions vivrières.

3.2. L'étage méditerranéen semi-aride tempéré : la retombée nord et les vallées internes

Les vallées internes, l'aval des versants de revers et le piémont nord peuvent être considérés comme appartenant à l'étage semi-aride tempéré, dans sa modalité de

transition vers le subhumide. Leur exposition au nord favorise la pénétration des flux frais et humides. Les vallées, à l'abri des grands escarpements et des crêtes, en représentent une nuance plus sèche.

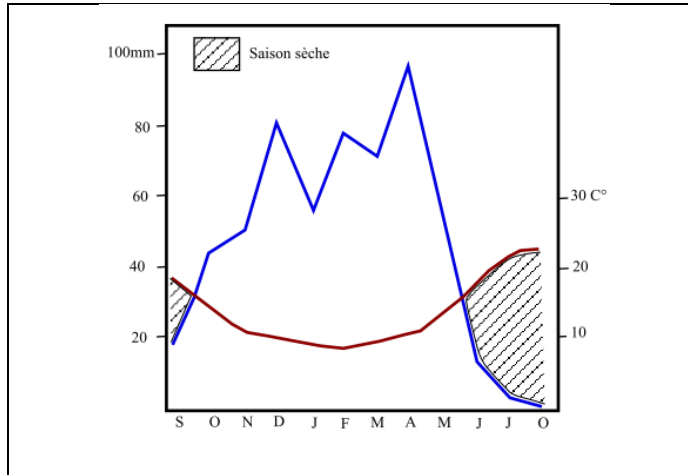


Fig. 10 ; Diagramme ombrothermique de Bagnouls-Gaussen de Taforhalt (850m)

La couverture végétale dominante est formée essentiellement par une callitriche arbustive dégradée et claire ou un Erme à Doum sur les versants à forte anthropisation.

3.2.1. Les éléments du climat

3.2.1.1. Les précipitations

Elles manifestent une grande irrégularité suivant les années. Deux stations météorologiques situées à proximité immédiate de la retombée nord sont prises comme repères de cet étage : Berkane et Ahfir. Leur pluviométrie moyenne annuelle n'atteint pas 450 mm. La saison sèche comporte au minimum 5 mois, du mois de juin jusqu'à mi-septembre.

- Ahfir, à l'est, compte une moyenne annuelle de 437 mm calculée sur 23 ans. Le mois de septembre comporte de faibles précipitations et la saison pluvieuse-début vers la mi-octobre jusqu'au mois de mai.

La variabilité interannuelle est également forte : 816 mm en 1967-1968, 418 mm en 1968-1969 et 396 mm en 1970-1971. Ahfir est plus humide que Berkane (360 mm/an) située plus à l'ouest.

De l'est vers l'ouest, le climat devient en effet de plus en plus sec, ainsi, la station de Boughriba, située à l'ouest de Berkane, enregistre une moyenne annuelle moins élevée que celle de Berkane et d'Ahfir.

3.2.1.2. Les températures

Elles s'adoucissent de l'ouest vers l'est. Le mois de janvier qui est le plus froid compte une moyenne mensuelle de 11,6°C à Berkane. Par contre, le mois d'août, mois le plus chaud, a une moyenne mensuelle de 26°C, avec une moyenne des maxima de 35°C.

Les gelées matinales en hiver sont très rares. Les basses températures sont toutefois enregistrées lorsque l'air polaire du nord gagne la Méditerranée en hiver.

3.3 L'étage méditerranéen semi-aride à caractère steppique : la retombée sud

Les caractères climatiques les plus marquants de la retombée sud, sont la sécheresse et l'amplitude thermique entre l'été et l'hiver. L'air chaud des hauts plateaux steppiques règne pendant tout l'été, les influences marines sont stoppées au nord par les sommets des Béni-Snassen.

Le couvert végétal est dominé par des xérophiiles, tel l'Alfa et l'Armoise, deux espèces caractéristiques des steppes du Maroc oriental.

3.3.1. Les éléments du climat

3.3.1.1. Les précipitations

L'aridité s'exprime par l'indigence des précipitations annuelles que reçoit le couloir Taourirt-Oujda. La moyenne annuelle est comprise entre 350 mm aux Angads (fig. 11) et 290 mm à Taourirt.

Les contrastes topographiques, l'ampleur des dénivelés et les différences d'expositions créent des conditions climatiques variées dans cette retombée. Ainsi le flanc nord des monts de Zekkara et Boukhouali, dans la chaîne des horsts, est plus humide que le couloir. La tendance à l'aridité se manifeste au dessous de 750 m d'altitude sur le flanc sud des Béni-Snassen. Au sud des horsts, les steppes à Alfa et Armoise règnent sans partage.

3.3.1.2. Les températures

Aux Angads la moyenne des minima du mois de janvier est de 2,6°C et les gelées matinales sont très fréquentes pendant les mois de janvier et février. Les influences continentales et steppiques sont responsables de ces faibles valeurs et de ces gelées. Elles expliquent aussi la moyenne des maxima du mois d'août, qui dépasse 38°C à 40 °C. C'est la période pendant laquelle l'air chaud continental et saharien remonte vers la Méditerranée.

PARTIE 2 :
MODELÉS, FORMATIONS SUPERFICIELLES
ET SOLS

CHAPITRE I ; LE MASSIF ANCIEN SCHISTEUX

Introduction

Le massif ancien est un vieux socle hercynien comportant essentiellement des schistes intercales de bancs quartzitiques et des granités. Ces derniers affleurent à l'est des Béni-Snassen centraux et ne font pas partie de notre secteur d'étude.

Il forme la partie centrale et orientale des Béni-Snassen centraux et possède le relief le plus élevé de notre secteur, avec 1435 m au Jebel Bouzaabel. Les terrains anciens affleurent essentiellement dans les bassins versants de Béni-Ouaklane et Ouartas. Leur axe anticlinal, actuellement détruit passe par le versant sud dominant la vallée des Béni-Bouyala, avec une direction W.-N.E.

Au dessus des schistes reposent des coulées basaltiques du Trias qui sont en nombre de deux séparées par des bancs de calcaire/» en dalle de 5 m d'épaisseur. Les Basaltes, puissants de 50 m, sont caractérisés par leur structure friable. Leur étendue n'est pas assez importante pour engendrer des formations superficielles intéressantes. Aussi les a-t-on intégrés dans ce chapitre.

En général le massif ancien est caractérisé par la variété de sa topographie marquée par de fortes dénivellations, avec de larges vallées bien encaissées. Ce fait semble indiquer que ce massif a subi un dégagement important de ses matériaux qui ont été entraînés vers les plaines.

I . Le massif schisteux.

1.1. Les conditions de l'évolution des versants et des sols

1.1.1. Structure et pétrographie des schistes

Les schistes constituent l'ossature structurale du massif des Béni-Snassen. Ils sont intercalés de bancs quartzitiques à faible épaisseur. Ces schistes sont grossiers au centre à Jebel Bouzaabel et à faciès ardoisier phylliteux dans le reste du massif.

Leur nature pétrographique est généralement phylliteuse avec des intercalations de grès siliceux (L. Gentil. -1908). Ils sont noirs, ardoisiers et argileux, avec une faible abondance de quartz.

Les quartzites qui s'intercalent au sein des schistes en bancs de faible épaisseur, sont sombres et compacts ; en lame mince, ils sont constitués de vastes plages de matières amorphes, de quartz, des muscovites et biotites (J. Hubschman. 1967).

Les minéraux argileux des schistes (fraction inférieure à 2 microns) sont

dominés par l'illite à 50%. Les 50 % sont des édifices interstratifiés composés surtout de chlorites-vermiculites avec des traces de Kaolinites (A. Ruellan 1971).

La morphostructure du massif schisteux se présente en grand bombement anticlinal atteignant des altitudes assez élevées, résultant de l'exhaussement qui a donné au massif montagneux son allure actuelle et entraîné l'érosion notable des affleurements calcaires et dolomitiques du lias. Cet exhaussement est rapporté aux mouvements tectoniques affectant le massif à maintes reprises depuis l'Eocène et du Burdigalien et fini-miocène jusqu'à la fin du Pliocène. Ces mouvements répétés ont affecté la cohésion des schistes et les ont exposés à une forte érosion qui s'est prolongée pendant tout le quaternaire. Les vallées, encaissées avec des versants raides, témoignent de l'ampleur de cette érosion.

1.1.2. Les types de modelés

Les grands types de modèles dans le massif ancien sont dans la dépendance des grands types de pentes qui commandent les formations superficielles et de l'exposition. Ainsi, on peut distinguer trois grands ensembles de versants :

- Les versants d'ombrée face au nord ; la soulane exposée au sud et les versants dominés.

- Les grands versants d'ombrée de Béni-Ouaklane et Quartas:

- Vallées et vallons dissymétriques en "V", avec des versants raides ;

- Replats à pente faible, à Aïn Tijjent et Abassen ;

- Versants à pente faible et interfluve de Bled Tizi Ourine ;

Versants à pente moyenne et modérée.

- Le grand versant de soulane de Béni-Bouyala ;

- versants à pente modérée à forte, généralisée ;

- Vallons dissymétriques;

- Les versants schisteux en position dominée par des crêtes :

- Versants de Jebel Tamejout et Arhil dans le Moyen Zegzel.

1.2. Les formations superficielles et les sols

1.2.1. Les versants d'ombrée de Béni-Ouaklane et Quartas

Ce sont des versants exposés au nord très disséqués par des vallées, vallons et talwegs dissymétriques de direction sud-nord. Leurs altitudes varient entre 1435 m à Jebel Bouzâabel, 1049 m à Bled-Tizi Ourine et 988 m à Tizi Oulal. Le pied des

versants peut descendre jusqu'à 350 m à Ajdir, à la confluence des affluents qui drainent l'oued Béni-Ouaklane.

A Ouartas, l'affleurement des schistes suit l'encaissement des affluents qui drainent l'oued Ouartas.

Les caractères bioclimatiques sont variables suivant l'altitude. Au dessous de 800 m, c'est l'étage semi-aride tempéré qui domine. Les précipitations varient d'une manière approximative entre 400 et 500 mm. Au-dessus de 800 m, c'est l'étage subhumide à combinaisons végétales dominées par le chêne vert, avec des précipitations supérieures à 550 mm/an. En hiver, la neige peut subsister pendant 2 semaines au dessus de 1300 m surtout à Jebel Bouzâabel.

Aux types de modelés caractérisant les versants d'ombrée, sont associées les principales catégories de sols suivants :

- Les régosols des versants raides ;
 - Les sols rouges fersiallitiques modaux des versants à pente modérée ;
 - Les sols sur altérites d'interfluve de Bled Tizi Ourine ;
 - Les sols fersiallitiques à caractères hydromorphes de Bled Ain Tijjent et Abassen ;

1.2.1.1. Les versants raides à couverture régosolique

Ce sont des versants à forte pente où les phyllades schisteuses/desserrées, sont des proies faciles pour l'érosion surtout mécanique. Le couvert végétal est fonction de la morphologie de ces versants. Le versant le plus caractéristique est celui de Jebel Bouzâabel, caractérisé par un colluvionnement grossier important en forme de couloir d'éboulis issu des parois raides.

1.2.1.1.1. Le grand versant de Jebel Bouzâabel

C'est un versant d'exposition sud-ouest, raide dans sa moitié aval au sud et raide de haut en bas à l'amont de l'affluent qu'il domine.

L'inclinaison des pentes dépasse 50 %. La structure est subverticale à verticale. Ici le substrat n'a subi ni schistosité ni broyage. Ainsi, sa cohésion se traduit par des reliefs aigus, parfois sous forme de murailles ruiniformes dressées par les bancs quartzitiques et les ardoises compactes. Lorsque les pentes diminuent le versant est jonché de couloirs d'éboulis guidés par les talwegs et ravins (planche 1 photo 2). En leur présence, la couverture pédologique se résume à des régosols très caillouteux en plaques et plaquettes (fig. 12). L'intervention du gel et du dégel dans la désagrégation du matériel schisteux est bien marquée et la cohérence entre les

phyllades favorise leur glissement en paquets. La couverture végétale, sur ce versant, est dominée par des touffes de pistachier lentisque et de chênes kermès. Sur les pentes localement plus modérées où le couvert végétal et la topographie permettent une certaine stabilité, le versant est alors couvert par un sol pelliculaire. Ce sont des régosols squelettiques à texture grossière, avec des limons, sables et peu d'argiles. Leur profondeur dépasse rarement 30 cm. Le défrichement de versant et sa mise en culture ont engendré un brutal décapage de ces régosols (planche 1, (photo 1)).

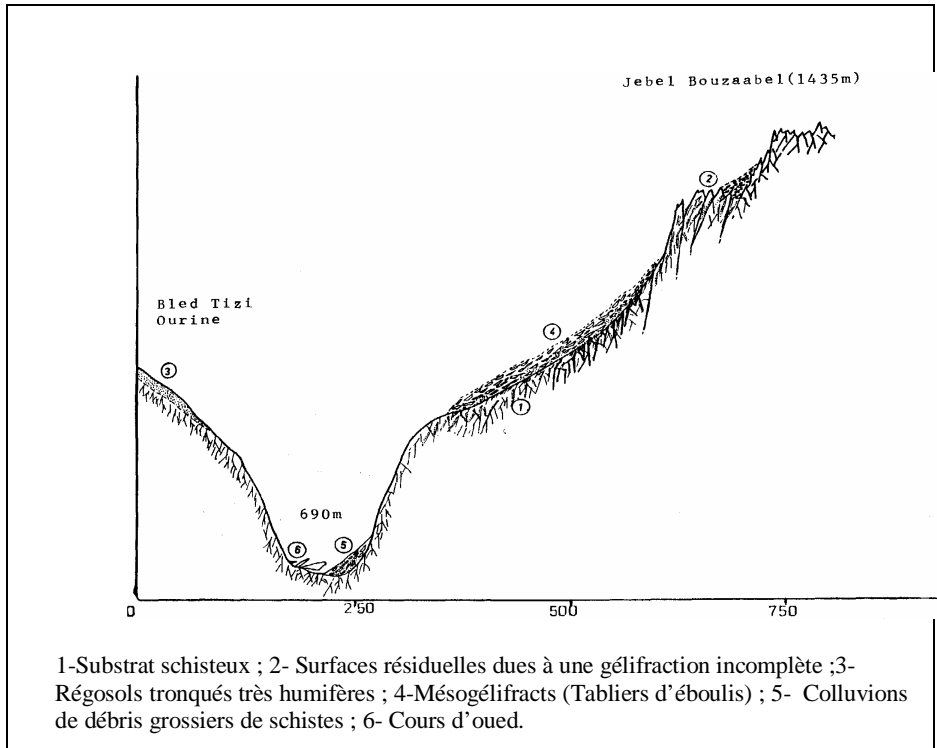


Fig. 12. Dépôts de versants sur J. Bouzâabel et Bled Tizi Ourine

1.2.1.1.2. Le cas particulier de l'aval de Bled Tizi Ourine : des régosols très humifères

Ces types de sols sont très localisés sur les pentes à forte densité de couvert végétal, où l'humidité ambiante est préservée. L'inclinaison des pentes varie entre 20 et 35 % (fig.12). Ces régosols sont caractérisés par leur teneur élevée de matière organique, comme l'indique ce profil prélevé tout à fait à l'aval.

Profil. P.7.31. x = 787,5 y == 475,5 altitude : 620 m

Exposition : Nord ; Pente : 30 7 ; Etage climat; semi-aride tempéré

Végétation : Matorral bas dense à chêne kermès, pistachier lentisque et arbuste,

0-12 cm <i>A11</i>	Brun sombre à gris, 5 YR 2,5/2 (code Munsell) à brun rouge sombre, très organique, fibreux, humide et caillouteux. Sa texture est sableuse à sablo-limoneuse peu argileuse. La structure est grumeleuse. Activité biologique importante. Limite progressive (Ech: P1)
12 - 50 cm <i>A12</i>	Brun, clair, moins organique et moins fibreux. Texture sableuse à sablo-limono-argileuse, caillouteux. Structure grumeleuse. Activité biologique moyenne. Limite progressive (Ech. P2)
50-140 cm <i>A13</i>	Plus caillouteux et gris clair. Texture sableuse à sablo-limoneuse. Très organique. A l'état humide, la couleur tend vers le gris foncé (Ech.P3)

Ech	Prof cm.	GRANULOMETRIE %					Fer %		
		A	L.F	L.G	S.F.	S.G.	T.	L.	L/T
P1	0-12	8,9	24,9	11,4	14,9	42,4	4,79	3,01	62
P2	35-50	19,6	19,2	9,2	14,7	37,4	5,13	3,18	61
P3	60-75	9,8	18,8	10,6	14,7	47,1	4,29	2,06	48

pH eau	MATIERE ORGANIQUE			
	C.O.	N.	C/N	M.O%
7,23	4,38	0,44	9,9	7,55
7,90	0,37	0,08	4,6	0,64
6,94	3,33	0,34	9,7	5,74

Tableau 2 ; Caractères analytiques du profil P.731.

Ces sols sont caractérisés par une forte charge grossière liée au décapage de l'amont du versant en pente forte.

Leur texture est dominée par d'importantes proportions de sables et de limons, tandis que les argiles se présentent en proportions très variables (tableau 2).

Les p.H évoluent entre 7 et 8. L'horizon A₁₂, à cet égard, est le plus basique et en même temps le moins organique.

Les teneurs en matières organiques sont importantes et atteignent 7,55 % en surface. Ainsi des teneurs élevées peuvent être remarquées en profondeur dans l'horizon A₁₃ tandis que ces taux sont faibles dans l'horizon A₁₂ intermédiaire. Le même rythme est observé pour le carbone organique, l'azote et le rapport C/N. Cette configuration suggère que l'horizon A₁₃ a été enterré par un colluvium dans lequel se sont développés les horizons A₁₁ et A₁₂.

Les teneurs en fer total et fer libre sont moyennes avec des taux qui varient entre 4,29 % et 5,13 % pour le fer total et 2 % et 3,18 %, pour le fer libre. Les rapports F.L./F.T., oscillent entre 48% et 62% valeurs plutôt faibles en domaine fersiallitique, qui traduisent bien l'ambiance localement fraîche et humide de ce biotope.

1.2.1.2. Les sols rouges fersiallitiques des ombrées à pente modérée:

Ils tapissent les versants à pente modérée et faible. On les rencontre à Bled Tizi Ourine à l'aval des altérites, à l'amont d'Abassen, au Bled Aïn Tijjent, à Béni-Ouachkrad et à Jouahra à Quartas. Leur évolution est favorisée aussi par leur exposition au nord face aux influences fraîches. Ils se présentent soit formés sur la roche en place soit développés dans des dépôts soliflués. Lorsqu'ils sont dominés par un amont calcaire, ils tendent à être légèrement carbonates.

Leurs horizons de surface comportent une charge grossière moyenne. A première vue, ils évoquent les régosols. Mais, en profondeur, ils ne sont pas tronqués et conservent des horizons d'altération à couleur jaune. Leur profondeur dépasse rarement 80 cm et l'horizon (B) est difficile à distinguer.

Par rapport aux régosols qui dominent largement les sols rouges fersiallitiques n'occupent que les topographies abritées où existe un couvert végétal relativement dense favorable à la stabilité des versants.

Profil 0,7.32 x = 786 y = 475,3 ; Altitude : 700 m ;

Exposition : nord ; Pente : 15% à 20% ; Etage Climat: Semi-aride tempéré ;
Végétation : Matorral moyennement dense à chênes Kermès pistachier lentisque et thuya.

0-27 cm A1	Rouge jaune 5 YR. 4/6, très friable. Sablo-limono-argileux et caillouteux. Enracinement faible et moyennement organique. Présence de quelques plaquettes schisteuses altérées qui donnent une couleur proche du jaune. Activité biologique faible. Limite graduelle (Ech.Q1)
27 - 43 cm B	Rouge. 10R3/6 à partir de 30 cm. Texture argilo-sablo-limoneuse. Enracinement moyen, structure. (B) finement grenue Peu caillouteux. Activité biologique faible. Limite graduelle (Ech. Q2)
47-60 cm (B)C	Rouge sombre 10R 3/6. Très caillouteux. Texture sablo-limono-argileuse. Enracinement faible. Activité biologique faible. Non calcaire. Limite distincte. (Ech. Q3).
+60 cm C	Schistes du substrat.

Ech	Prof. cm	Granulométrie					pH. eau	Fer %		
		A	LF	LG	SF	SG		T	L	L/T
Q1	0-27	18,5	17,9	18	16	29,2	7,66	5,79	3,01	51
Q2	27-47	36	16,2	17,2	14	16,6	7,82	6,13	4,18	68
Q3	47-60	22,3	15,5	19	22,3	20,9	7,18	5,29	3,06	57

Tableau 3 : Caractères analytiques du profil 7.32 Q.

Suivant les données analytiques citées au tableau (3) on constate une texture intermédiaire où dominent fréquemment les sables. La proportion d'argile est relativement élevée dans l'horizon (B) tandis que dans les horizons A, de surface et celui de profondeur (B)C, ces proportions sont faibles par rapport à celles des limons et des sables. La nette différenciation texturale du (B) avec un taux d'argile presque double de celui du A₁ pourrait être celle d'un horizon B_t, mais sa structure est celle d'un (B) cambique.

Les teneurs en fer total et en fer libre sont importantes, avec des valeurs

comprises entre 5 et 6 %, pour le fer total et 3 à 4 % pour le fer libre. Mais le rapport FL/FT, qui varie entre 50 et 70 %, n'est pas très élevé.

Les minéraux argileux (fig.13, tableau 4), de la fraction inférieure à 2 microns sont dominés par l'Illite en forte proportion et la kaolinite. L'Illite et la Kaolinite, on l'a vu, sont hérités de la roche mère schisteuse. Dans l'horizon (B), le pic des vermiculites (à 14 A°) s'exprime faiblement. On note aussi des proportions faibles d'édifices interstratifiés soit (I.S), soit (I.V.), plus probablement des (I.S.) car, à basse altitude, ces sols sont plus rubéfiés et peu lessivés.

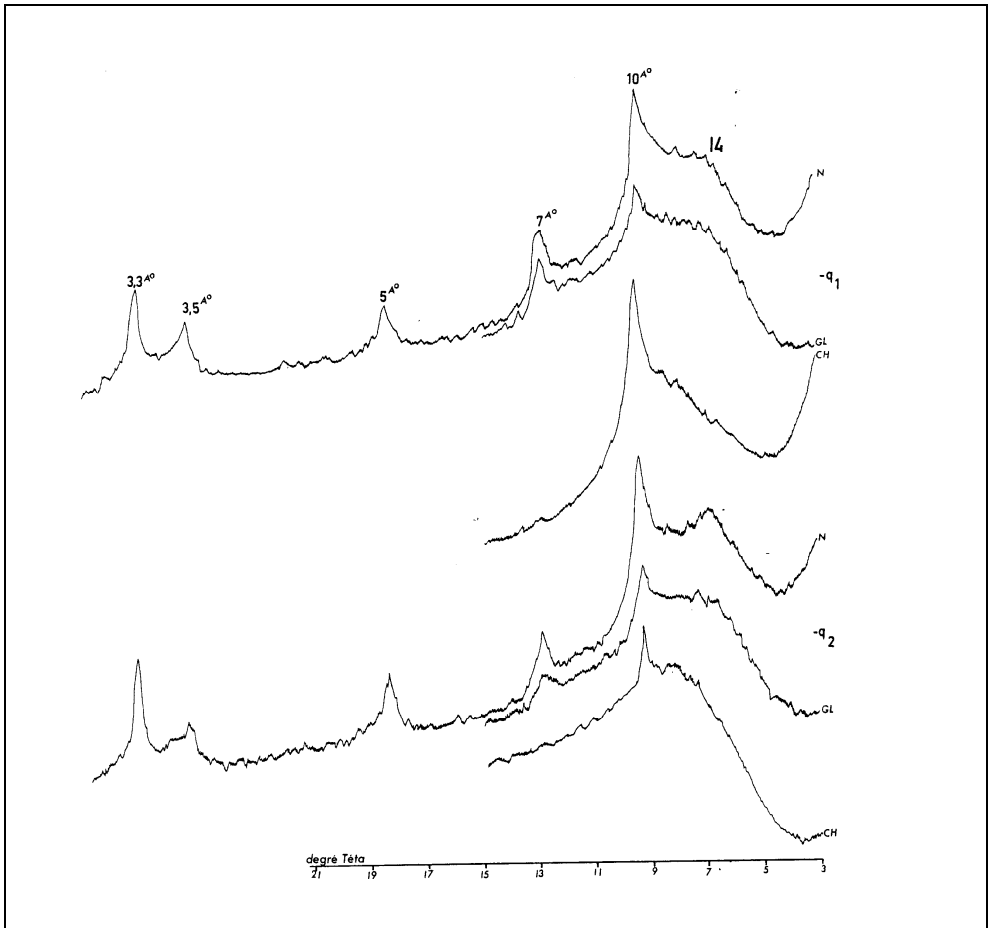


Fig.13 Diffractogramme des minéraux argileux du profil Q

Ech.	Illites	Kaolinites	vermiculites	Interstratifiés	
				(I-V)	(I-C et C-V)
Q1	+++	++	+	+	+
Q2	+++	++	+	+	+

Tableau 4 : Les minéraux argileux du profil 7.32 Q.

+++ forte ; ++ moyenne ; + faible ; - trace.

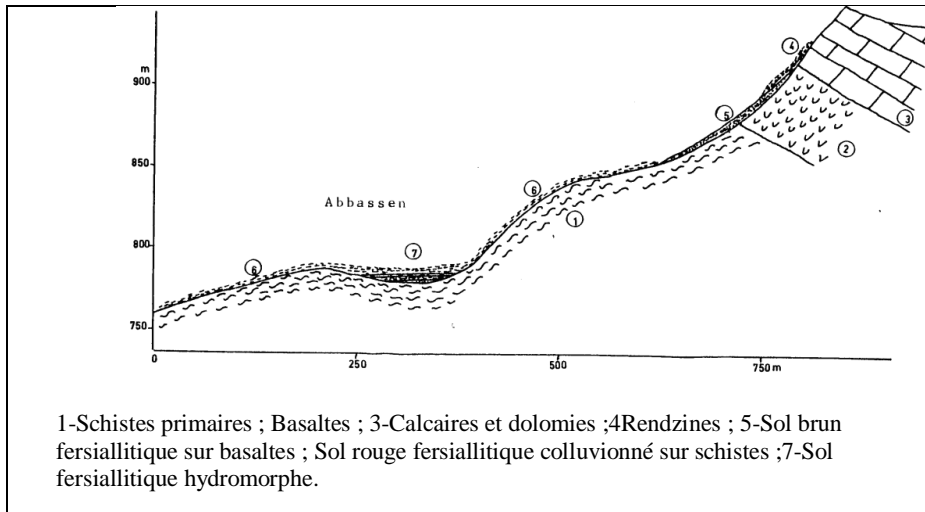


Fig. 14 .Sols fersiallitique hydromorphe dans un topo séquence de sols sur schistes le versant « d'ombrée » de Béni-Ouaklane (coupe N-S).

1.2.1.3. Aperçu sommaire sur les altérites d'interfluve de Bled Tizi

Ourine

Elles sont situées au sommet de Bled Tizi Ourine, où elles couvrent la ligne de partage des eaux, entre le bassin versant de Béni Bouyala au sud et celui de Béni Ouaklane au nord. Elles reposent sur une topographie de dôme schisteux, à une altitude de 1050 m environ. La superficie qu'elles occupent est très limitée. Leur épaisseur ne dépasse pas 1 m20 cm et en général, il s'agit d'une couverture moyenne 4e 90 cm. Vers Tizi Oual, à l'ouest la stabilité de ces altérites est très menacée par le décapage déclenché par les incendies répétés de ce secteur, alors qu'auparavant la densité du couvert végétal préservait relativement leur stabilité face à l'érosion.

Leur couleur est rouge jaune (planche 1, photo 3). Leur texture est argileuse sur tout le profil, avec une abondance maximum en profondeur, et une tendance limono-argileuse à sableuse en surface. Des débris de schistes se mêlent à l'ensemble du profil. Il est possible que ces altérites soient relativement anciennes, peut-être du quaternaire moyen ou ancien, mais en fait rien ne permet de le prouver.

1.2.1.4. Les sols fersiallitiques à caractères hydromorphes des topographies en replat

Ils sont très localisés (fig.14) et se déploient essentiellement sur des replats ou dans des secteurs creux, généralement a. l'aval des versants, au fond des vallons où existe un suintement des eaux pendant une période assez prolongée de l'année. L'engorgement par l'eau dans les schistes est dû à la structure compacte des phyllades en profondeur, qui ne permet pas une infiltration suffisamment importante des pluies tombant en averses. L'absence d'une strate herbacée dense augmente l'effet du "splash", ce qui diminue la porosité structurale et augmente l'écoulement superficiel en nappe. Ces sols ont tendance à être polyphasés très superficiellement lorsque des colluvions calcaires et dolomitiques et basaltiques d'amont viennent localement les recouvrir à l'aval. Dans ce cas, ils deviennent franchement calcaires.

La pente de l'amont favorise la circulation latérale et le lessivage oblique des solutions carbonatées vers l'aval. Le battement de la nappe et sa persistance dans les sols, détermine l'imprégnation irrégulière des horizons du sol par le calcaire, surtout en profondeur. Ce type de soi est localisé essentiellement à Aïn Tijjent.

Profil 0 6.31 x = 784,6 y = 476,2 Altitude : 750 m

exposition : nord Pente : 2 à 8 7 ; Etage climat. : semi aride tempéré

Végétation : Matorral peu dense à chênes kermès et pistachier lentisque.

0 - 20 cm (A)	Rouge brun sombre 5YR 4/6, brunifère. Texture argilo limoneuse. Calcaire. Structure polyédrique à grumeleuse. Enracinement moyen. Charge grossière faible. Activité biologique et porosité moyennes. Limite graduelle (Ech. 01)
20 - 40 (B ₁)	Rouge brun à rouge sang de bœuf 5iR 4/4/.Texture argileuse avec des revêtements argileux de types "cutanés". Présence de quelques nodules calcaires. Limite distincte. Structure massive fragmentaire. (Ech. O2)

40 - 70 (B ₂)	Brun rouge foncé 5YR 3/2 avec trace d'humus. Texture argileuse. Calcaire. Structure cubique grossièrement fragmentaire et massive. Porosité et activité biologiques moyenne. Limite distincte (Ech. 03)
70 - 106 (B ₃)	Jaune mêlé de rouge, très argileux, avec des grains de pisolithes de fer. Calcaire. Faciès à pseudo-gley moyennement exprimé. Activité biologique moyenne, porosité faible. Limite graduelle à distincte (Ech 04)
106 – 200 cm C	Schistes broyés en débris phylliteux

Ech.	Prof cm	GRANULOMETRIE					pH eau
		A	LF	LG	S.F.	S.G.	
01	0-20	52	18,5	8,5	10	11,8	8,13
02	20-40	57,4	14,4	9,5	8,1	10,5	8,53
03	40-70	53,8	15	15,1	8,7	7,4	8,81
04	70-90	48,4	20,6	10,9	10,6	11,9	9,02

pH eau	Caco Co3%	Salini- té E.A 1/5g/kg	M. O %				Fer %		
			CO	N	C/N	MO	T	L	L/T
8,13	0,84	0,8	1,17	0,12	9,7	2,01	5,46	3,68	67
8,53	0,81	0,9	0,41	0,05	8,2	0,70	5,58	2,95	52
8,81	1,23	0,4	0,48	0,06	8,0	0,80	5,63	3,40	60
9,02	2,33	1,2	0,20	0,5	4	0,34	4,40	2,51	57

Tableau 5 ; Caractères analytiques du profil 0.6.31

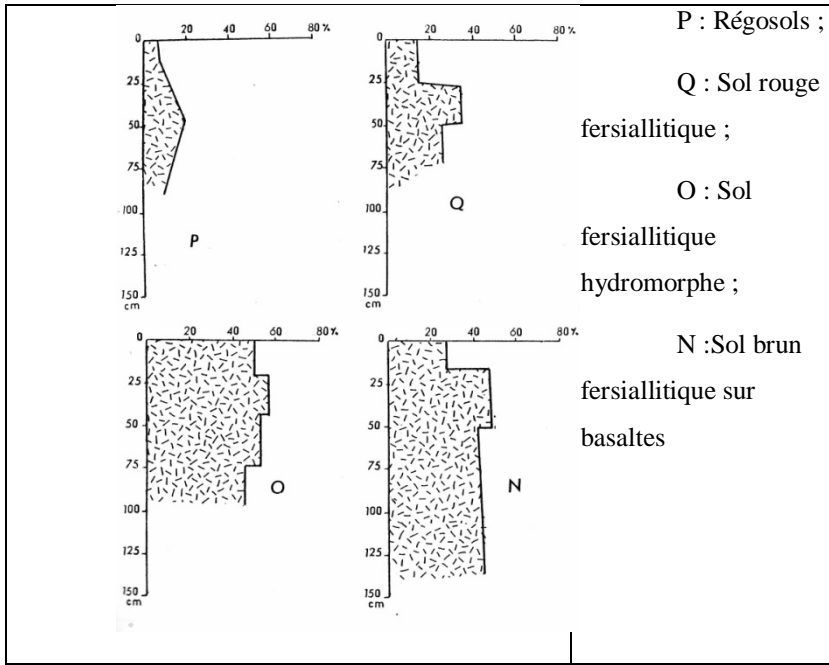


Fig.15. Répartition des argiles dans les profils des sols du massif ancien

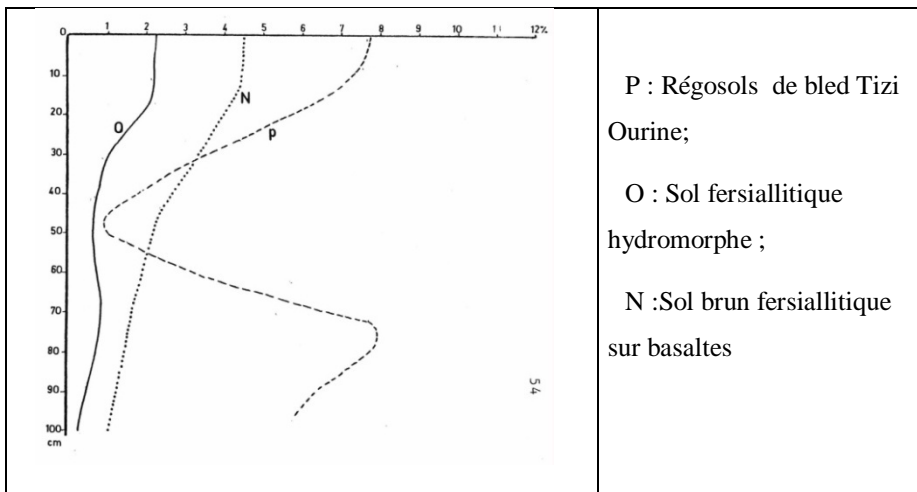


Fig. 16 Répartition de la matière organique dans les profils des sols du massif ancien

D'après le tableau 5, on constate que la texture de ces sols est argileuse avec des proportions supérieures à 55%. Elles **sont** dues soit à l'altération in situ soit à un apport colluvial de zones amont.

- Les pH évoluent entre 8 et 9, Les horizons de profondeur (B2) et (B3) deviennent très basiques de même que leur réserve calcique.

- Les teneurs en matière organique sont faibles et diminuent en profondeur comme l'azote et le rapport C/N (fig. 16).

- Les taux de sel augmentent aussi avec la profondeur ainsi que les carbonates. Tous deux sont liés à l'hydromorphie.

- Les teneurs en fer total et fer libre sont moyennement importantes. Le fer total oscille entre 4,401 et 5,60 % tandis que le fer libre, varie entre 2,57, et 3,7%. Le rapport FL/FT compris entre 50 % et 67 % n'est pas très élevé même dans l'horizon marqué par l'individualisation du fer sous forme de concrétions pisolithiques.

Les minéraux argileux (Tableau 5 et fig. 17)

Dans le O1, l'illite domine en fortes proportions avec les kaolinites. Le reste est formé par les interstratifiés du type illite - vermiculite.

Dans le O2, dominant l'illite, la kaolinite, les smectites associées aux vermiculites et des édifices interstratifiés du type (I.V.), (I.M.) et (7.M.). Le pic des smectites (montmorillonites) s'exprime bien au glycol en glissant vers 17 Å°.

Dans le O3, dominant l'illite, la kaolinite et la vermiculite avec des interstratifiés du type (I.V.) et (I.M.), En effet les montmorillonites sont faibles.

Dans le O4, en plus de l'illite et la kaolinite, les smectites réapparaissent associées aux vermiculites Les édifices interstratifiés sont de type (I.V.) (I.M.)¹

¹ I : Illite, V : Vermiculite, M : Montmorillonite

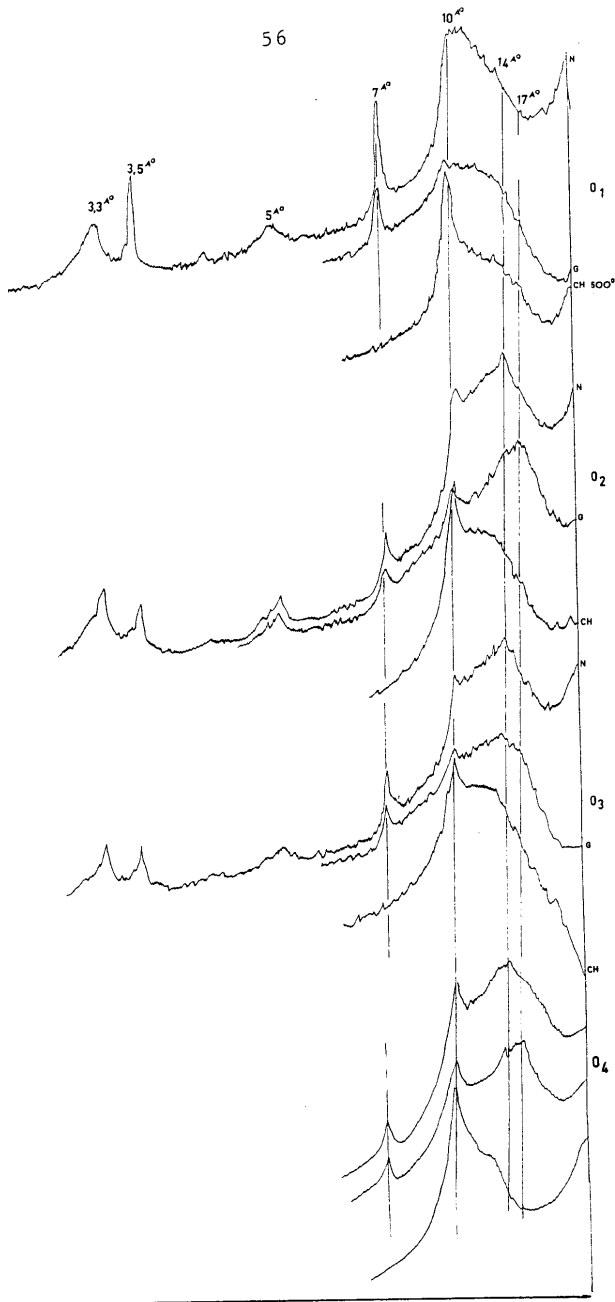


Figure 17 : Evolution des minéraux argileux dans le profil "0" 631

A. Ruellan et AL. 1969, différencient deux milieux d'évolution des argiles suivant l'altitude sur schistes. A partir de 1000 m, le climat subhumide favorise l'évolution des sols bien lessivés et les minéraux argileux qui existent, l'Illite et la Chlorite, donnent des interstratifiés du type Illite - Vermiculite et chlorite vermiculite,. A basse altitude, où la rubéfaction augmente, les sols sont peu lessivés, l'Illite ouverte est accompagnée d'interstratifiés de type Illite - montmorillonite.

Ech.	Illite	Kaolinite	Vermiculite	Montmorillonite	Interstratifiés (I.V.-IM) (V.M.)
O1	+++	++	+	-	+
O2	++	+	++ / +++	+++	++
O3	++	+ / ++	+++	++	++
O4	++	+	++ / +++	+++	++

+++ forte ++ moyenne + faible - trace

Tableau 6 ; Les minéraux argileux dans le profil 0.631

1.2.2. Le grand versant de "soulane" des Béni-Bouyala

Mis à part l'interfluve de Tizi Ourine qui le domine à l'Est, le versant de soulane de Béni Bouyala est dominé topographiquement à l'ouest par des affleurement calcaréo-dolomitiques du Lias et les basaltes du Trias. Les formations superficielles issues de ces affleurements se mêlent aux schistes et influencent d'une manière directe les profils des sols schisteux. Ainsi, ils tendent à être polyphasés, surtout ceux qui ont pu être localisés à Ouled A.E. Krim, à caractères hydromorphes.

Le couvert végétal actuel est très dégradé. Il est dominé par des touffes de Chênes kermès et de Pistachier lentisque, qui ne permettent pas une grande conservation des couvertures pédologiques, face aux effets de la pluie et du ruissellement.

1.2.2.1. Les régosols décapés²

² Aucun prélèvement n'a. été effectué sur ce versant où les sols sont identiques à ceux décrits sur le Jebel Bouzâabel.

Le versant de Béni-Bouyala est recouvert par une pellicule pédologique à caractères régosolique très décapée. La surface est très caillouteuse. Les résidus fins subsistent entre les intercalations phylliteuses et conservent une couleur rouge jaune due à la libération des oxydes de fer. Les taux de matière organique sont très faibles sauf très localement en fond de ravins. Ces régosols recouvrent les versants à forte pente qui forment la plus grande part de ce versant de Béni-Bouyala.

1.2.2.2. Les sols à caractères hydromorphes de Ouled A.E. Krim.

Ils se déploient au fond de quelques vallons et talwegs larges et sont en rapport étroit avec les zones de suintement d'eau dans les schistes. Ils sont moins argileux et moins épais que ceux localisés sur le versant nord. L'influence de la crête de Jebel Irhermaouène qui les domine avec des bancs calcaréo-dolomitiques et affleurements de basalte, les rend polyphasés et plus calcaires. La charge grossière est importante dans ces sols. Généralement peu de différences sont notées entre ces sols et ceux localisés sur le versant nord.

1.2.3. Les versants schisteux en position dominée par des crêtes dans le Moyen Zegzel:

Les schistes primaires affleurent dans la vallée du Zegzel sur les deux versants mais leur étendue est plus importante sur le versant de J. Tamejout que sur le Jebel Arhil. A l'aval du moyen Zegzel, l'affleurement du socle primaire résulte du sapement des berges et de l'encaissement vertical de l'oued. Les accidents tectoniques ayant affecté la vallée ont bouleversé les niveaux d'affleurement des basaltes et des schistes. Ainsi des affleurements basaltiques sont rencontrés proches de l'oued tandis que les schistes sont très élevés.

En comparaison avec le bassin versant de Béni-Ouaklane, la vallée du moyen Zegzel présente un relief assez découpé et une vallée assez élargie. Les pentes douces sont rares. Les crêtes calcaréo-dolomitiques et les basaltes triasiques dominants ces affleurements schisteux ont joué un rôle important dans la fossilisation du substrat schisteux soit par des tabliers d'éboulis à lithosols et rendzines soit par des nappes bréchiennes très consolidées.

1.2.3.1. Versants caractérisés par une mosaïque de régosols lithosols et rendzines calcaires très caillouteuses

La dégradation des crêtes calcaréo-dolomitiques du Lias a fourni des matériaux le plus souvent grossiers, sous forme de blocs ou de cailloux dans lesquels la proportion des matériaux fins est faible, car ceux-ci ont été vite dégagés par le

ruissellement vers l'aval. Ces éboulis s'organisent en tabliers dont l'épaisseur varie suivant les pentes et l'alimentation de l'amont, ou en couloirs d'éboulis assistés le long des talwegs et ravins canalisant leur mouvement,

Ces accumulations, lorsqu'elles sont proches des escarpements, sont recouvertes de lithosols sans matrice. Au fur et à mesure que l'on va vers l'aval, des sols deviennent des rendzines calcaires très caillouteuses masquant ainsi le substrat schisteux et colmatant les régosols qui en dérivent. Le colmatage devient, lorsque les pentes le permettent, une véritable fossilisation par des dépôts de brèches, consolidées, datant des périodes froides du Quaternaire ancien et moyen à caractères périglaciaires.

Photo-1- Vue du versant de J. Bouzâabel (sud-ouest) et son état actuel après le défrichement intense. Les sols qui le tapissent sont de type régosolique très discontinus.

Photo-2- Les couloirs d'éboulis sur les pentes fortes à raides de J. Bouzâabel (1435m).

Photo-3- Coupe du profil des sols d'altérites sur le dôme de Bled Tizi Ourine à (1050m).

Photo-4- Les sols bruns sur Basaltes à caractères rendziniformes ; sur le front sud de J. Irhermaouène.

PLANCHE 1

Une telle hétérogénéité du substrat, du relief et des apports entre le haut et le bas des versants, a favorisé cette diversité dans la couverture pédologique. Toutefois, là où l'intensité de ces escarpements est moindre des régosols affleurent sur les schistes sans colmatage allochtone, mais généralement très décapés.

1.2.3.2. Fossilisation des colluvions et du substrat schisteux par des accumulations encroûtées

Cette fossilisation s'exprime par une consolidation discontinue au sein des éboulis anciens, surtout en surface. L'épaisseur de ces dépôts fossilisant est variable. Elle varie entre 2 à plus de 5 m. Bien entendu dans ce dernier cas, la cimentation ne concerne que la surface, sur 1 à 1.50 m d'épaisseur. Ces formations englobent des cailloutis dont l'allure reflète un faible déplacement et transport sur le versant, comme on le verra plus en détail dans le chapitre II.

En conclusion, on doit souligner que les relations modelés-sols, sur substrat schisteux, sont très étroites. En effet les conditions topographiques qui individualisent les types de modelés, influencent beaucoup la répartition spatiale des différents types de sols, puisqu'elles intègrent également l'influence de la roche mère. La distinction entre versant de soulane et versant d'ombrée nous invite également à prendre en compte le facteur exposition et le rôle qu'il joue dans l'organisation morphologique des sols du substrat schisteux du massif ancien.

2 – Les affleurements basaltiques

Le Trias du massif des Béni-Snassen est constitué par des basaltes intercalés de bancs calcaires en dalles. Ils reposent sur de minces placages d'argiles rouges. Les bancs calcaires en dalles s'interstratifient entre deux coulées rapportées au même âge. Leur épaisseur ne dépasse pas 50 m.

Ces basaltes marquent la transition entre le socle Hercynien et les formations secondaires calcaréo-dolomitiques. Leur affleurement n'est pas généralisé dans tout le massif. Ils présentent une lacune sur le versant de Béni-Bouyala où le Lias repose directement sur les schistes primaires. Sur la bordure du Jebel Irhermaouène, leur affleurement est plus étendu. Par rapport aux schistes et aux calcaires dolomitiques, les basaltes affleurent sous forme de bandes souvent masquées par des dépôts de versants à crêtes surplombantes.

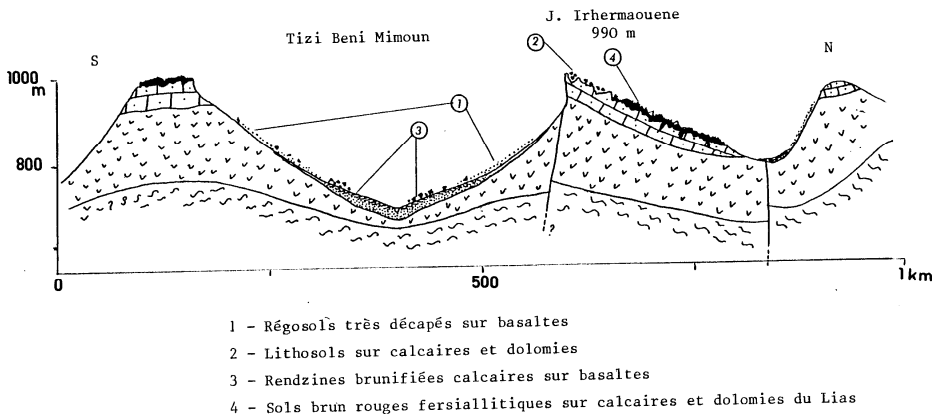


Fig. 18. Séquence de sols à travers Tizi-Béni Mimoun et Jebel Irhermaouène

Les basaltes du Trias sont, à l'échelle des Béni-Snassen comme à celle du Maroc, caractérisés par leur friabilité. Leur altération (J. Hubschman 1971) se traduit par un matériel peu évolué, de texture limoneuse à sablo-limoneuse, de couleur brun clair à brun verdâtre. Sur le versant de Jebel Tamejout près d'Azrou Azizar et à l'aval proche de l'oued Zegzel entre Arougène et Takerboust, les basaltes sont lardés de filons calcitiques et de quartzs fumés sous forme de minuscules filonnets discontinus. Ils jouent le rôle d'une roche peu cohérente et peu résistante. Les versants ravines sont très fréquents sur les basaltes. Les sols qu'engendrent les basaltes sont soit des régosols, des rendzines calcaires brunifiées ou des sols bruns fersiallitiques. Chaque type de sol est caractéristique d'un type de modelé particulier.

2.1. Les régosols des versants à forte pente assistés par ruissellement de Tizi Béni-Mimoun

Ils se déploient sur les affleurements des basaltes à l'est d'Arhil Nyâala et sur le front sud du Jebel Irhermaouène. Leur superficie est importante par rapport à d'autres zones d'affleurement de basaltes. La couche altérée est vite soumise à une érosion sélective. Ceci est dû à leur nature texturale limoneuse à sablo-limoneuse et peu argileuse, qui facilite les agressions mécaniques liées aux précipitations brutales. De même leur structure granulaire favorise leur désagrégation.

Les profils sont de type A₁C. L'épaisseur varie suivant la pente topographique et ne dépasse en général pas plus de 20 cm. Actuellement, la mise en culture de ces versants par les Béni-Mimoun, les expose au ravinement sous ses formes diffuses ou en rigoles. Vers l'aval, l'épaisseur augmente et les sols ont tendance à devenir des rendzines brunifiées calcaires (fig.18).

2.2. Les sols bruns fersiallitiques d'ombrée, à pente modérée de Jouahra et du Jebel Irhermaouène :

Ils n'occupent que les topographies dont la pente-modérée a permis la conservation des sols. Ils sont très sensibles à la solifluxion. On les trouve à l'amont de Douar Jouahra et le long de la piste qui mène à Ain Almou. Ils couvrent aussi l'extrémité ouest de Tizi Oulal.

Leur couleur est brune, 5 YR 3/3/ et cette brunification est liée à la matière organique et à l'état du fer. Un profil type peut être décrit.

Profil N 5.31 $x = 782$ $y = 475,7$ Altitude : 750 m ; Expo ; Nord ;
pente ; 12 à 25 % ; Etage climatique : semi aride tempéré a. subhumide ;
Végétation : boisement de pin d'Alep ;

0-20cm A1	Brun clair 5 YR 3/3, peu caillouteux, enracinement moyen non calcaire et humifère. Texture limono-sablo-argileuse. Structure grumeleuse. Présence de grains de basaltes. Activité biologique importante et porosité moyenne à forte. Limite graduelle (Ech. N2).
20-50 cm A/(B)	Brun foncé, caillouteux surtout calcaires, matrice non calcaire. Peu humifère. Texture argilo-limoneuse. Structure finement polyédrique. Enracinement moyen ainsi que l'activité biologique. Porosité moyenne à faible. Limite graduelle (Ech. N 2).
50cm -100 cm (B)	Rouge brun argileux. Présence de débris de basaltes donnant une couleur jaune, surtout granules très altérées. Non calcaire. Structure prismatique. Activité biologique faible. Limite graduelle (Ech.N3,)
100 cm	Roche-mère altérée de couleur vert brun.

Le profil textural de ces sols traduit un fort déficit d'argile de l'horizon A_2 probablement lié à un entraînement sélectif des fractions fines. Aucune trace de B_t argillique n'est décelable. En surface (A_1) la texture est équilibrée avec dominance des sables et des limons. Au contact de la roche-mère, la proportion des sables remonte, nourrie par la décomposition des basaltes.

- Le pH oscillent entre 7,60 et 8, les horizons de profondeur tendent à être

basiques surtout l'horizon de milieu qui dépasse 8.

- Les teneurs en matière organique sont très élevées, même en profondeur : il y a là comme un effet isohumique, que l'on peut attribuer à la fois aux remaniements sur la pente et à la forte activité biologique que l'on peut rapprocher de l'exposition en ombrée plus fraîche et plus humide.

- Les rapports FL/FT sont très faibles et varient entre 13 et 15 ‰ Les rapports confirment la faible altération au sein de ces sols et leur faible évolution.

Ech.	Prof cm	Granulométrie %				
		A	LF	LG	S.F.	S.G.
N1	0-20	26,6	13,4	21,3	17,8	20,9
N2	20-50	43,4	19,6	13,9	11,9	10,9
N3	50-100	38	12,4	12,4	14,3	24,0

pH eau	Caco Co3%	Salinité E.A 1/5g/kg
7,62	0,8	0,1
8,04	0,9	0,1
7,98	0,4	0,4

Matière organique%				Fer %		
CO	N	C/N	MO	T	L	L/T
2,61	0,27	9,6	4,50	6,9	1,0	14%
1,54	0,16	9,6	2,60	6,9	0,9	13%
0,76	0,09	8,4	1,30	7,7	1,1	15%

Tableau 7 : Caractères analytiques du profil N. 531.

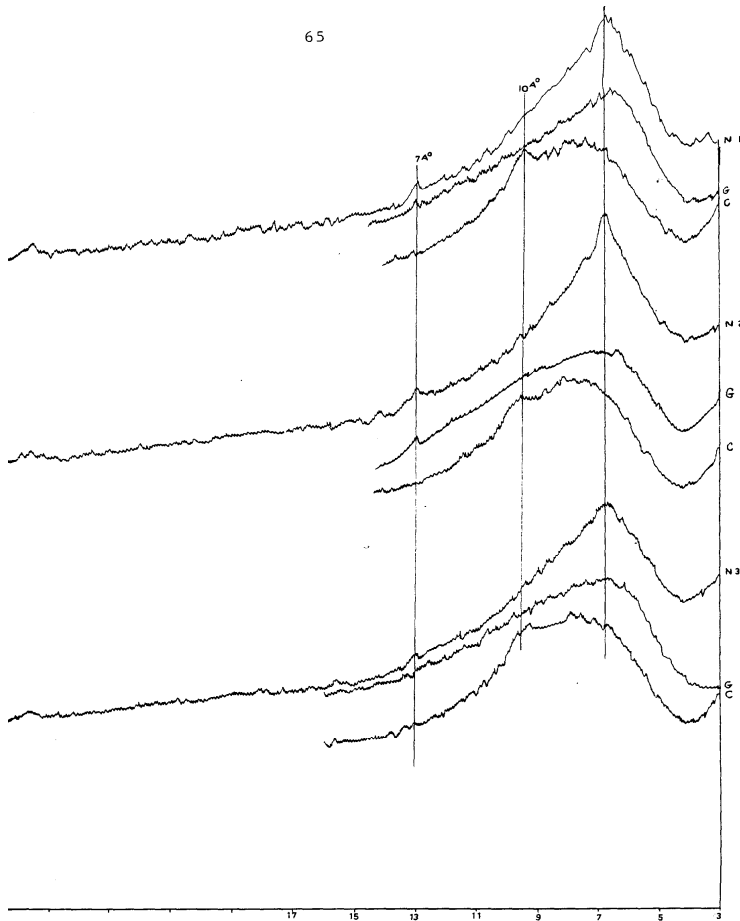


Fig..19 Evolution des minéraux argileux dans les sols bruns fersiallitiques sur Basaltes; profil N.531

Les minéraux argileux

D'après la figure (19), les minéraux argileux à 14° et leurs interstratifiés dominent largement : vermiculite, chlorite et interstratifiés (I - C) et (I - V).

Dans les horizons (A/CB) et B apparaissent des traces plus ou moins nettes d'interstratifiés gonflants. La kaolinite existe en très faibles proportions et les micas-Illites pratiquement absents. Cette prépondérance des minéraux à -14° et de leurs interstratifiés est remarquable compte tenu de la faible évolution macroscopique des basaltes. Elle contraste nettement avec le complexe d'altération des sols sur schistes où l'Illite domine.

2.3. Les rendzines brunifiées calcaires ou à encroûtement calcaire sur versants à pente moyenne

Elles se déploient autour de Jebel Irhennaouène en suivant l'affleurement des basaltes et sur les topographies favorables à ces types de rendzines. Généralement, elles se présentent avec un horizon A, peu épais et calcaire qui repose sur la roche-mère. Elles sont très calcaires et peuvent montrer un encroûtement feuilleté en position de (B) ca (planche 1, photo 4). Mais en fait, cet encroûtement a été favorisé par la nature granulaire des basaltes altérés et ne constitue pas un vrai(B)ca, car l'horizon superficiel repose directement sur la roche mère peu altérée. Ce type de profil n'est localisé qu'à Ouled A.E. Krim.

Leur teneur en matière organique est moyenne, mais les teneurs en carbonates sont assez élevées. Elles sont très exposées au ravinement sur les versants où la couverture végétale est très dégradée.

3. Conclusions

En conclusion, on remarque que dans le massif ancien, les rapports substrat modelé - sol sont très étroits. Ceci s'exprime par la grande diversité de la mosaïque pédologique qui s'intègre, bien dans le système morphogénétique de chaque modelé. Ainsi, les régosols sont en liaison étroite avec les versants raides ou a. forte pente et les hautes altitudes. Les sols fersiallitiques en liaison avec les pentes faibles à modérées. Mais, outre le modelée la nature du substrat ou des apports colluviaux, les nuances introduites par l'étagement bioclimatique et l'exposition interviennent largement, dans un contexte profondément marqué par la pression anthropique et pastorale, qui a conduit à une dégradation générale de la couverture végétale.

CHAPITRE II : LES BORDURES CALCAREO-DOLOMITIQUES DU MASSIF ANCIEN

Introduction

Les bordures constituant le massif ancien sont constituées par un vaste complexe calcaréo-dolomitiques du Lias inférieur et moyen. Ce dernier constitue la majorité des surfaces structurales de toute la bordure, dominé à l'aval, proche du Piémont, par des calcaires et marnes du Domérien supérieur avant de plonger sous les formations quaternaires des piémonts et plaines.

- Les mouvements tectoniques à l'Eocène moyen (G. Cattaneo, 1980) qui ont engendré les structures plissées, ont été suivis par une phase en compression responsable des décrochements majeurs du Burdigalien à la fin du Miocène moyen, puis une autre phase en compression au fini Pliocène, se traduisant par des chevauchements locaux à Arhil Nyâala et des plis disharmoniques dans la couverture. Au Quaternaire, une phase, en distension, donne l'essentiel du relief actuel. Mais, les mouvements fini-Miocène ont été majeurs dans l'individualisation de la structure actuelle de tout I. 'avant-pays atlasique dont les Béni-Snassen font partie.

" Les mouvements fini-Miocène moyen et fini-Pliocène, qui ont soulevé les Béni-Snassen en leur donnant leur structure finale ont donné naissance à une série de failles en relais à direction W.E. et W.N.E., dont la majorité aurait déclenché par la suite un mécanisme de forte désagrégation et fissuration des couches et généré de vigoureux escarpements de faille. Les fracturations résultant de ces mouvements ont joué un rôle important dans la vallée du moyen Zegzel.

Ces mouvements, puis les conditions climatiques quaternaires ont accentué l'exhumation de grands escarpements qui ont été à leur tour retouchés par les phénomènes de nivation. Tous les versants en position dominée par des crêtes sont recouverts par un matériel provenant de la dégradation de ces crêtes rocheuses couronnant les escarpements.

Le réseau hydrographique installé est alors un réseau de surimposition qui est très encaissé. Cet encaissement est très prononcé et favorise par la facilité de la karstification des assises calcaréo-dolomitiques qu'il traverse. Il se traduit par de profondes vallées en gorges dominées par des crêtes et corniches rocheuses et donne naissance ainsi à des versants rectilignes (vallée de Moulay Driss, section aval du haut Zegzel et section du moyen Zegzel entre Takerboust et Tazarhine).

- Cet encaissement du réseau hydrographique a engendré des versants de

revers distincts qui sont ; le versant du J. Béni-Ouaklane J. Belaine, Tamejout ,Jebel Irhermaouène et Jebel Arhil constitués tous par les assises calcaréo-dolomitiques. Le versant de Jebel Arhil Nyâala est constitué d'une structure chevauchante réduite par les mécanismes karstiques à topographie faiblement ondulée et très karstifiée

- Les formes structurales majeures évoluées dans la bordure sont :

- ✓ les escarpements rocheux de nivation ou de faille
- ✓ les versants de revers
- ✓ les versants convexo-concaves en position dominée par des crêtes et les versants rectilignes des vallées en gorges,

Les conditions bioclimatiques sont variées. La bordure comporte deux étages climatiques importants : le semi-aride au-dessous de 900 m et le subhumide au-dessus. Les hauts versants exposés au nord sont plus arrosés : ils reçoivent un minimum de 500 mm et conservent une couverture végétale herbacée assez régulière, mais sont généralement colonisés soit par une Erme à Chamaerops humilis soit par une callitriaie dégradée. Vu leur altitude qui ne dépasse pas 1100 m, ils ne sont pas touchés par la neige mais le gel y est très fréquent en hiver. En été, c'est la sécheresse totale : les températures sont élevées mais les versants à exposition nord conservent une certaine humidité, comparés à ceux exposés au sud.

Généralement, sur ces bordures, deux grands types de modelés sont à distinguer :

-Les versants de revers en position monoclinale

-Les versants en position dominée par des escarpements et crêtes rocheuses.

Nous étudierons successivement ces deux grands domaines

I – Les grands versants de revers : formes, formations superficielles et sols

Ce sont des versants à structure -monoclinale avec des pentes variables entre 20 et 30%. Ils comportent des surfaces karstifiées. Ils sont très disséqués par des vallées et vallons très encaissés. La roche calcaréo dolomitique est très fissurée et diaclasée. Les formations de surface deviennent moins stables quand les pentes sont assez fortes et la couverture végétale assez dégradée. Généralement, les sols qui s'y trouvent sont caractérisés par leur discontinuité liée au décapage. Dans l'ensemble, ces sols ont une structure et une texture identique puisque issus du même substrat. Les différences entre les versants tiennent surtout au facteur pente, qui détermine l'épaisseur de ces sols sur chaque versant. C'est donc ce dernier facteur qui nous conduit à distinguer 4 grandes unités pédologiques qui sont :

- Les lithosols des hauts sommets à pente forte.
- Les sols rouges fersiallitiques très décapés et tronqués, des pentes modérées à fortes avec leur variante représentée par les sols de remplissage karstique, anciens.
- Les sols fersiallitiques lessivés et à horizon B_{ca} des versants à pente modérée.

Tous ces sols couvrent une grande étendue où le substrat quand il' affleure, est jonché de formes karstiques. Il s'agit d'un karst très peu spectaculaire comparé à celui du Moyen Atlas. Mais les conditions topographiques, le pendage des couches structurales et la nature pétrographique des calcaires sont à l'origine d'une certaine variété de formes.

- Les rendzines calcaires brunifiées des versants abrupts, au sein des grands versants de revers.

Avant d'aborder ces 4 ensembles de couvertures pédologiques, on passera rapidement en revue les caractères de l'évolution karstique de ces grands versants de revers.

Les phénomènes karstiques.

Les bordures calcaréo-dolomitiques offrent un échantillonnage abondant de types de modelés de dissolution. Il s'agit d'un karst de surface évolué suivant la masse calcaréo-dolomitique et son étendue. On rencontre des formes externes de surface et des formes souterraines liées aux circulations des eaux en profondeur. Parmi les formes évoluées, s'observent des formes mineures de lapiés et champs de pierres. Tandis que les formes majeures sont des dolines semi-couvertes de moyenne dimension, des grottes souterraines vastes et très profondes, des cavernes. Les Avens et ouvalas sont inconnus ici.

L'évolution des différentes formes karstiques (de surface surtout) est liée en premier lieu à l'allure du pendage des assises calcaréo-dolomitiques, ainsi qu'aux mouvements de fracturation et à la densité des diaclases dans ces assises. Les valeurs de pendage sont rarement faibles sauf à Arhil Nyâala (fig. 20) où la surface topographique est nivelée par la karstification qui achève la transformation de ces plans de chevauchements des assises calcaréo-dolomitiques. Ces faibles valeurs de pendage expliquent le nombre élevé de dolines moyennes, généralement à fond couvert par des sols rouges fersiallitiques, - terra rossa - décarbonatés et une vallée sèche perchée.

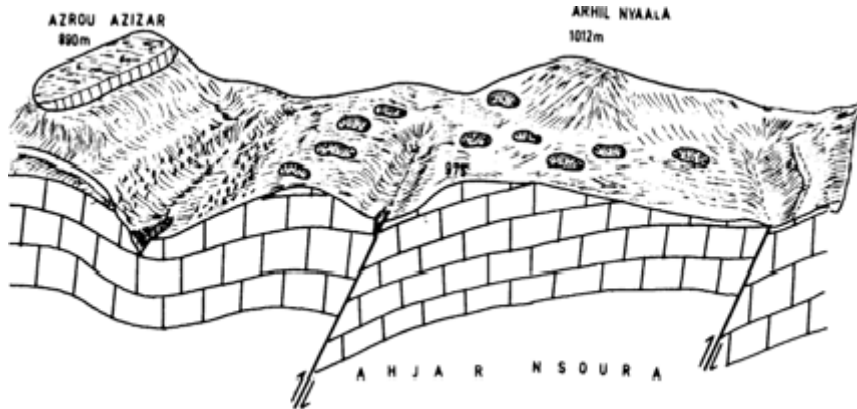


Fig. 20. Formes karstiques et dolines en surface de la structure chevauchante d'Arhil N'Nyâala.

Sur les autres versants de revers de la bordure, les valeurs de pendage sont - modérées à fortes et les formes karstiques évoluées sur les assises sont en général limitées à des formes mineures: ciselures de détail, champs de pierres, petits puits et microalvéoles.

Les mouvements tectoniques ont produit une intense fracturation des couches calcaréo-dolomitiques, permettant ainsi la pénétration des eaux de pluies en profondeur. En surface, ces fracturations et diaclases sont élargies en lapiès de fissures.

A Arhil Nyâala, les lignes de failles et de fractures sont des facteurs importants dans le développement de quelques vallons secs perchés. En effet les lignes de failles (fig.20) correspondent à des zones de broyage tectonique de la roche ;-qui, de ce fait, est plus sensible à la corrosion et à l'érosion mécanique que la roche saine.

1.1. Formes karstiques mineures

Les formes karstiques mineures sont des formes de détail sculptées dans les roches, à l'échelle millimétrique et dé cime tri que les formes de détail accrochent mieux le regard que d'autres formes plus amples, les grottes exceptées.

1.1.1. Ciselures de détail (Lapiés) et champs de pierre

Les eaux sculptent en surface des cannelures verticales et parallèles qui se terminent par des arêtes et pointes aiguës. Ce sont des formes évoluées à l'air libre par dissolution pelliculaire. Elles sont communes sur tous les terrains calcaires .

Les champs de pierres et les épandages de blocailles sont localisés à des altitudes élevées et sur des pentes assez fortes. On les rencontre au-dessus de 800 m respectivement sur les versants du Jebel Belaine et Jebel Arhil où la structure des assises calcaréo-dolomitiques domine en dalles. Il s'agit de champs de pierres qui sont dus à la démolition in situ des lames de lapiés, des dalles ou des chicots de roches. Ces cailloux sont caractérisés par une forme anguleuse ou à faible émousé chimique. Leur mise en place résulte d'un transport à faible distance. Il doit s'agir en tout cas d'un apport/très récent (planche 2 photo 3).

Parmi les autres formes, on rencontre aussi les microalvéoles, des petits puits au sein de la roche calcaire d'une profondeur de 30 à 300 c-m. Les chicots rocheux sont par contre abondants sur un substrat à dominance dolomitique. On les rencontre sur l'extrémité est du Jebel Arhil Nyâala et du Jebel Irhermaouène où affleurent les dolomies de base du Lias. Ils sont détectés sur les sommets de Jebel Tichouchai. Sur les parois en roche dolomitique apparaissent des -micro-taffonis en "nid d'abeilles".

1.2. Formes karstiques majeures

Les formes majeures rencontrées sont les dolines, les grottes et les vallons perchés.

1.2.1. Les dolines semi-couvertes

Elles se situent essentiellement sur le versant d'Arhil Nyâala où le pendage des couches est faible et les plans de chevauchements laissent apparaître des croupes. Sur ces croupes, se sont développées des dolines de moyenne dimension à fond en cuvette, colmatées de dépôts fins. Elles ont entre 6 et 10 m de diamètre et 3 à 2 -m de profondeur. La plus grande doline se localise à Tizi Béni Hassane où elle fait plus de 100 m de diamètre et 20 m de profondeur.

Les dépôts de colmatage sont des "terra-rossa" totalement ou partiellement décarbonatées. Ce sont des dépôts anciens, très peu fournis en débris caillouteux. Mais ces derniers quand ils existent montrent des arêtes émousées et arrondies bien qu'ils résultent généralement de la gélifraction encore active aujourd'hui à cette altitude de 1000 m sous ce climat subhumide.

1.2.2. Les grottes et cavernes

Dans les assises de la bordure se sont développées de très belles grottes et cavernes. Ces dernières sont même présentes sur les fronts d'escarpements de failles. La plus importante grotte du massif est celle du chameau. La karstification souterraine y est très évoluée avec de belles stalactites et stalagmites. La grotte fait plus de 300 m de long et communique avec une autre grotte située au-dessus d'elle à plus de 50 -m.

1.2.3. Vallée et vallons secs perchés d'Arhil Nyâala

Ces formes se sont élaborées à partir d'une karstification prononcée sur une roche très sensible à la dissolution. La plus large vallée est celle dominée par l'Azrou Azizar. Elle coule en cascade sur le front d'escarpement de faille de l'Azrou Azizar ; son écoulement, très saisonnier se produit seulement quand les précipitations sont abondantes, permettant un écoulement continu pour une durée très limitée. En effet les fissurations et les diaclases favorisent beaucoup l'infiltration des eaux en profondeur.

Les autres vallons secs perchés suivent l'axe de failles de chevauchements sur l'Arhil Nyâala où les zones de broyage ont été vite approfondies par la corrosion et l'érosion mécanique (fig. 20).

2. Les formations superficielles et les sols.

2.1. Les lithosols des hauts sommets de revers

On les rencontre soit, entre les lapiés où s'établit un sol sous forme de coussinets pierreux dû à la démolition in situ des cannelures et des arêtes pointues, soit en champs de pierres où leur épaisseur atteint 20 à 30 cm.(planche 2 photo 1). La roche mère calcaréo-dolomitique est fissurée. Le milieu, avec son exposition nord, est suffisamment humide pour permettre l'installation d'une végétation herbacée entre les diaclases. Quand les pentes sont assez fortes, les surfaces calcaires sont exemples de pavage. Au-dessous d'une certaine valeur de pente, au contraire, la surface est riche en cailloux calcaires. La taille de ceux-ci varie entre 5 cm et 20 cm. Ils sont arrondis par la dissolution, les arêtes de cassures ou de gélifractions sont émoussées. Si on admet que l'émoussé s'acquiert surtout au contact de la terre fine, ce serait l'indice qu'auparavant existait une couche de terre fine qui a été décapée ultérieurement.

Ces lithosols classés comme sols litho-calciques (P. Bottner 1977) sont peu calcaires (moins de 6 % dans la matrice) ; par contre le taux de matière organique y est relativement élevé (planche 2 (photo 2)). Ils sont particulièrement étendus sur les versants du Jebel Belaine, Jebel Tamejout et Jebel Arhil.

Photo-1- Champs de pierre alimentant des lithosols sur les hauts sommets calcaréo-dolomitiques de la bordure; Vue prise sur le versant de J. Arhil à 930m d'altitude

Photo-2- Profil des Lithosols sur calcaires et dolomies à caractères litho-calciqie ; photo prise sur J. Tamejout à 1060 m d'altitude.

Photo-3- Vue sur le versant de J. Tichouchai très dénudé au niveau végétation et sa répercussion sur la stabilité des sols qui s'y trouvent ,surtout des lithosols et des sols fersiallitiques très décapés Le versant est exposé au nord.

Photo-4- Vue panoramique de J. Arhil Nyâala et la vallée perchés d'Azrou Azizar. En premier plan on remarque le grand escarpement de faille qui sépare la couverture secondaire du primaire. Vue vers le S-E

PLANCHE 2

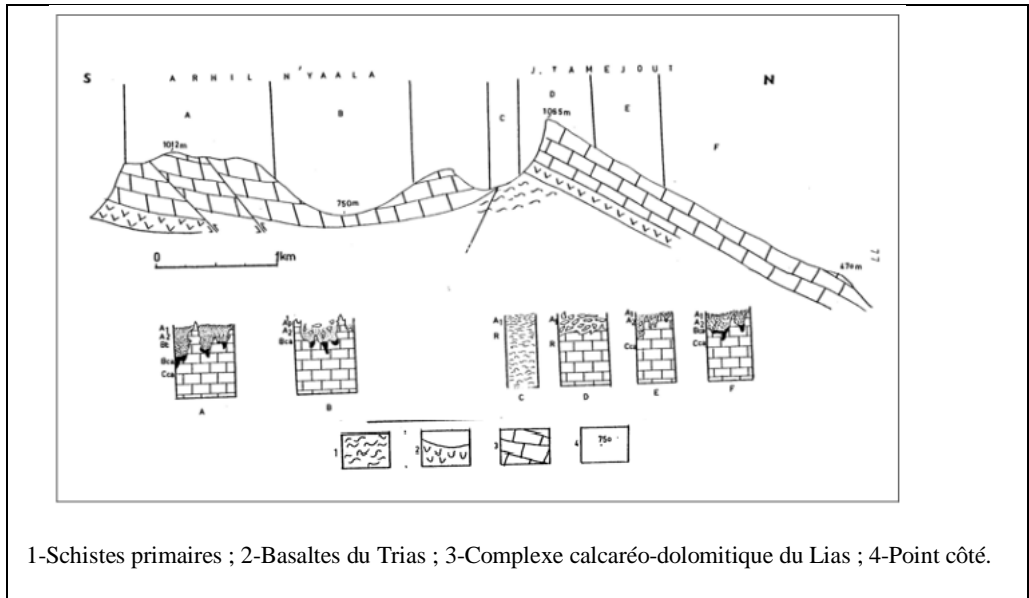


Fig. 21. Séquence des sols N-S, sur calcaires et dolomies de la bordure.

2.2. Les sols rouges fersiallitiques découpés et tronqués des versants à pente forte à modérée

Ils se déploient sur tous les versants où les pentes ne permettent pas une stabilité des formations superficielles. En effet, ils correspondent aux vestiges de la couverture pédologique qui, piégées dans les diaclases et les fissures ont été épargnés par le décapage. Généralement, ils recouvrent des surfaces à formes karstiques, mineures très évoluées. Sur ces versants, la roche mère calcaréo-dolomitique affleure à plus de 75% (planche 2 photo (3)). Ces sols sont peu épais et leur profondeur est très variable suivant la présence ou l'absence, de fissures (fig.21). En fait, ces sols sont d'anciens sols rouges fersiallitiques qui ont été découpés et leur horizon de surface a été très remanié par le ruissellement. Le couvert végétal a joué un rôle important dans cette évolution. En effet, sa dégradation au cours des siècles, a conduit à un amincissement continu des formations résiduelles (fig.22).

Ils sont caractérisés par la décarbonatation partielle des horizons de surface. Une ébauche d'accumulation calcaire est parfois exhumée en surface sous forme de nodules, quand les horizons de surface sont découpés, embryon d'horizon B_{ca} qui repose directement sur le substrat, découvert. Quand les fissurations sont profondes, le B_{ca} gît également en profondeur. Les horizons de surface peuvent être caillouteux, avec une charge grossière importante en surface due à la démolition de la roche

mère.

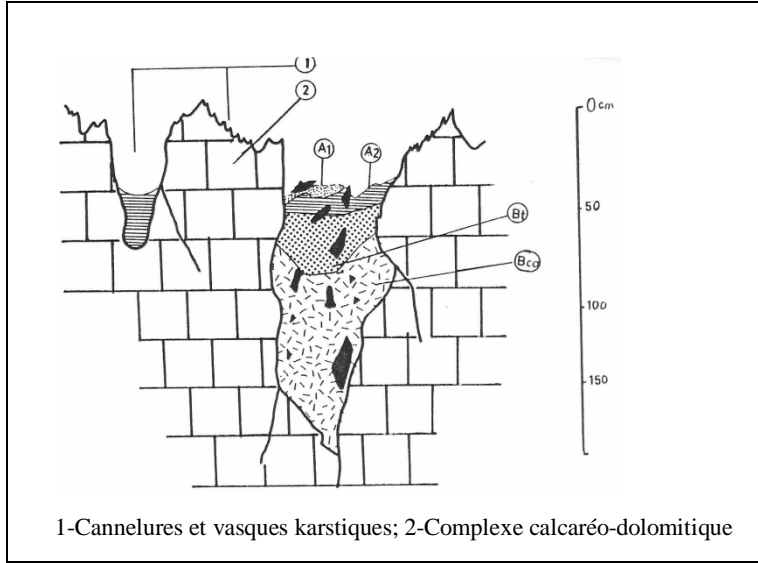


Fig. 22. Coupe schématique du profil des sols fersiallitiques tronqués des versants à forte pente et modérés.

Ces sols sont surtout localisés sur les versants du Jebel Belaine où ils couvrent de grandes étendues. On les trouve aussi sur le Jebel Béni-Ouaklane et le vallon sec perché d'Arhil Nyâala. Ils tapissent également les hauts du Jebel Tamejout à l'aval des lithosols.

2.3. Les sols brun rouge fersiallitiques lessivés à B_{ca}

Ce type de sols fersiallitiques couvrent les superficies les plus importantes. Il suit l'étendue des calcaires dolomitiques du Lias. Ces sols sont soit évolués sur place soit légèrement soliflués. Ils correspondent aux formations longtemps connues sous le nom de "Terra rossa" et de "sols rouges méditerranéens", sont classiquement considérées comme des sols anciens évolués qui caractériseraient certaines périodes de pédogénèse du quaternaire. Nombreux furent les auteurs qui ont traité ce problème de terminologie des sols rouges développés dans un contexte de climat méditerranéen. Ainsi le terme de "terra-rossa", selon AGAFONOFF (1936), serait un terme Italien local utilisé par "Zippe" dès 1853. Généralement il désigne les formations rouges observées sur roches carbonatées en régions à climat

méditerranéen (AGAFONOFF, 1936, KUBIENA, 1953 ; YAALON, 1955 ; DURANT), 1959 ; LAMOUREUX, 1969).

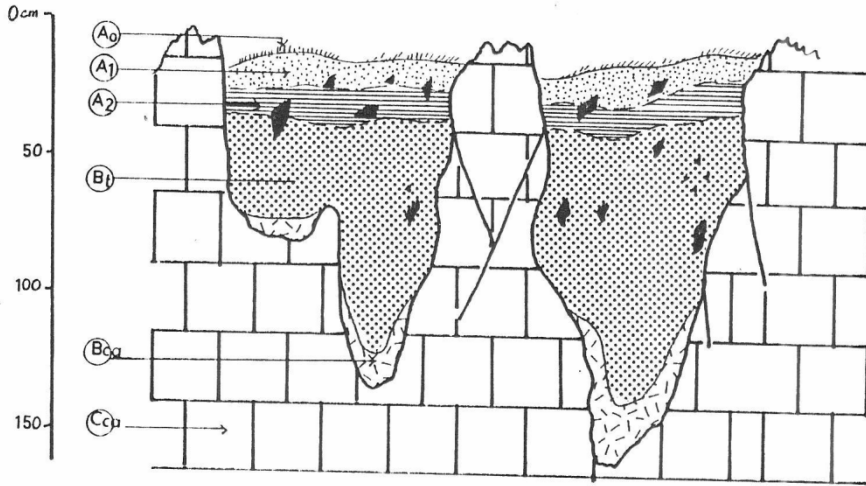


Fig. 23. Coupe schématique du profil des sols rouges bruns fersiallitiques lessivés sur calcaires et dolomies de la bordure du massif ancien. des versants à forte pente et modérés.

Des termes plus généraux comme "terres rouges" ont été utilisés pour désigner un mélange de "terra-rossa" et d'éléments détritiques variés (LAMOUREUX 1971). Mais c'est le terme sol rouge méditerranéen qui était jusqu'aux années 70 le plus utilisé par les pédologues pour désigner l'ensemble des formations rouges observées dans des régions à climat méditerranéen, quelle que soit la roche mère.

Il paraît (M. LAMOUREUX 1971) donc impossible actuellement d'utiliser des termes de couleur assez vagues. Le terme méditerranéen utilisé paraît lui aussi imprécis et correspond suivant des auteurs, à des sols variés. Ces termes furent remplacés par la C.P.C.S. en 1967 par "sols fersiallitiques" et constituent une sous-classe dans la classe des sols à sesquioxydes de fer.

L'âge de ces sols reste fluctuant, mais, généralement, sont considérés comme sols assez anciens et leur évolution nécessite une longue durée et un type de climat favorable et contrasté.

L'épaisseur de ces sols fersiallitiques varie suivant la pente, l'érosion et la profondeur des fissures karstiques au sein du substrat. Hormis les sols localisés sur l'Arhil Nyâala qui sont rouges dès la surface, tous les sols recouvrant les autres

versants sont généralement brunifiés en surface avec une couleur qui se traduit au code Munsell par des valeurs supérieures à 7,5 YR. Ceci est dû surtout au taux de matière organique élevé dans l'étage subhumide et le semi-aride tempéré. Sur les versants où la végétation est trop peu abondante les taux de matière organique sont faibles pour colorer nettement l'horizon de surface.

Ces sols sont caractérisés par l'absence totale de calcaire en surface mais ils peuvent présenter un horizon B_{ca} profond, au contact de la roche-mère, peu évolué, sous forme de petites nodules et poupées non coalescents. Parfois le B_{ca} est très calcaire, armé de nombreux nodules denses, qui donnent un faciès d'encroûtement. Généralement, la décalcarisation superficielle est totale et le calcaire est très lessivé en profondeur.

Un trait fondamental de ce type de sol réside dans la différenciation texturale marquée du profil. Un net B_t apparaît, exprimé par une structure fragmentaire nette, sans qu'un A_2t ne s'observe clairement en surface masqué par la matière organique.

Ce type de sol caractérise surtout les versants du J. Béni-Ouaklane, Irhennaouène, Belaine, Tamejout, Arhil et Arhil Nyâala, parmi tous les versants de revers de la bordure. Un profil type en est donné ci-dessous :

Profil E. 27.10 $x = 776$ $y = 475$ Altitude 760 m. Exposition : Nord et Nord Ouest pente : 10 à 15% Climat : Semi aride tempéré à subhumide. Roche-mère ; calcaire et dolomie. Végétation : Matorral dégradé à callitraie.

0-27 A^1/A_t	Brun organique, argilo-limoneux. Enracinement moyen. Charge grossière faible et peu incorporée dans l'horizon. Les cailloux qui s'y trouvent sont émoussés et arrondis. Pas de calcaire. La structure est grenue. L'activité biologique est importante, porosité moyenne; limite graduelle (Ech. E1)
27 - 40 A^2/B_t	Horizon de transition entre le brun et le rouge. Non calcaire. Peu caillouteux mais très argileux à argilo-limoneux. Faible enracinement et la couleur devienne plus rouge. Structure grenue à finement polyédrique, limite graduelle (Ech.E2)
40 - 63	Rouge, texture argileuse à argilo-limoneuse. Structure polyédrique activité biologique faible. Non calcaire. Présence de petits cailloux à coins émoussés et arrondis. Enracinement faible. Limite graduelle (Ech. E3)

63 - 93	Rouge, légèrement encroûté avec des nodules calcaires et poupées. Texture argileuse a. argilo-limoneuse. Très calcaire au contact de la roche-mère. Structure polyédrique (Ech. E4)
93	Roches mères.
Cca	

Deux profils E 27.10 et F. 17.22 ont fait l'objet d'analyses (tableau 8) Leurs horizons dénotent une différence au niveau de la couleur, de la matière organique et du pH, du calcaire et du fer.

La couleur : Le taux de matière organique affecte la couleur des horizons A¹ qui sont bruns-rouges à sombres. Au fur et à mesure que ce taux diminue, la couleur devient rouge à 5 YR 3/2 à 3/3 puis rouge sang de bœuf en profondeur à rouge ocre au contact de l'horizon Bca (Planche 3 Photo 1).

Ech.	Prof /cm	Granulométrie %					pH eau
		A	LF	LG	SF	SG	
E1	0-20	34,5	33,8	17,1	12	3,9	7,15
E2	30-40	42,9	29,2	10,6	15	3,7	7,51
E3	40-60	48,2	24,7	11	15,1	3,4	7,71
E4	70-90	41	27	10,7	13,4	9,0	8,35
F1	0-18	27	39,4	17,5	11,6	3,7	7,7
F2	25-40	42,1	30,7	14,5	11,8	0,9	7,71
F3	50-80	49,3	27,7	14	9,1	0,6	8,01
F4	80-100	51,6	26,4	13	8,4	0,6	8,24

Ech.	Prof /cm	Ca Co3 %	Fer %			Matière organique			
			L	T	L	L/T	CO	N	C/N
E1	0-20	0	3,7	2,3	61	4,05	0,42	9,6	6,98
E2	30-40	0	4,12	2,9	71	2,03	0,21	9,6	3,5
E3	40-60	0,3	4,24	2,7	65	0,73	0,09	8,1	1,26
E4	70-90	5,95	4,07	2,7	68	0,96	0,10	9,6	1,45
F1	0-18	0	--	--	--	3,82	0,39	9,7	6,58
F2	25-40	0	--	-	-	1,79	0,19	9,9	3,08
F3	50-80	0	--	--	--	1,10	0,12	9,1	1,89
F4	80-100	0	--	--	--	0,74	0,08	9,2	1,27

Tableau 8. Caractères analytiques des profils "E" et "F".

La matière organique et le pH.

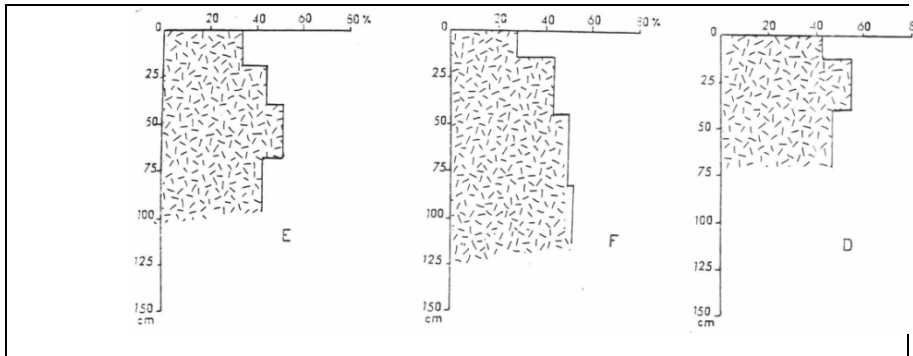
- Quand ils sont couverts continuellement par une couverture végétale continue, surtout herbacée et en exposition nord. Ces sols présentent un taux élevé de matière organique qui atteint 7% en surface. Mais ce taux diminue en profondeur (fig.25) jusqu'à une moyenne de 1 à 1,5 %. L'azote suit la même évolution de haut en bas, ainsi que le rapport C/N. Ceci dit au niveau du profil en étage semi-aride, sur des altitudes moins élevées, ces sols ne comportent qu'une faible teneur de matière organique dès la surface. Les conditions de site à l'échelle bioclimatique jouent un rôle important dans l'abondance de la matière organique.

- le pH de ces sols est généralement supérieur à 7 en surface sur roche mère à dominance calcaire et à 8 sur roche mère à dominance dolomitique. En profondeur il est de plus de 8,30 dans l'horizon Bca et cette augmentation est évidemment liée aux taux de calcaire élevé,

Le profil textural (fig. 24)

L'accumulation d'argile au niveau des B (ou Bca) est particulièrement nette avec des "indices d'entraînement" compris entre 1,5 et 2. Ce phénomène, bien connu dans le domaine des sols fersiallitiques et isohumiques d'Afrique du nord, est général dans les sols de la plaine des Triffa (A. Ruellan, 1971 ; J. Hubschman 1967).

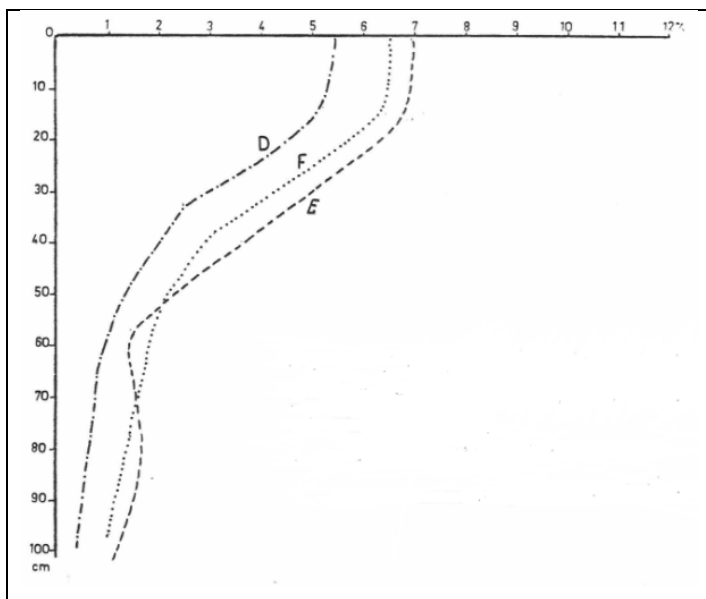
D'après les observations qui en ont été faites, il ne s'agit pas seulement d'une illuviation de particules par lessivage, mais sans doute également d'argilisation in situ et d'appauvrissement sélectif (par ruissellement et lessivage oblique) des horizons superficiels du profil, moins stables (pH neutre, taux de calcaire faible ou nul) que les horizons profonds. Ainsi le profil textural de ces sols témoigne d'une évolution pédologique nette.



E, F : sol brun rouge fersiallitique lessivé ;

D : sol brun rouge fersiallitique encroûté sur dolomie.

Fig. 24. Répartition de l'argile dans les sols fersiallitiques de la bordure.



E, F : sol fersiallitique lessivé ; D : sol brun rouge fersiallitique encroûté.

Fig. 25. Répartition de la matière organique dans les sols fersiallitiques de la bordure calcaro-dolomitique.

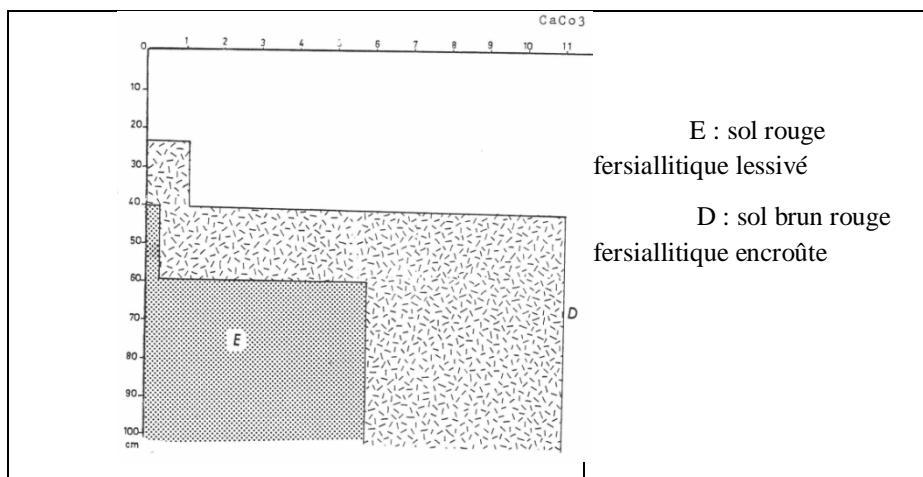


Fig.26 Répartition des carbonates dans les sols fersiallitiques de la bordure calcaréo-dolomitiques.

Le profil calcaire (fig 26)

Il est peu différencié. Les horizons de surface sont décalcarifiés tandis qu'en profondeur ces sols présentent une accumulation carbonatée importante. C'est un horizon Bca à amas friables et nodules. La densité de ce Bca varie suivant les endroits. Il n'y a cependant jamais de croûtes ; seulement, parfois une mince pellicule sous forme tufeuse se développe à la surface du calcaire ou de la dolomie. Cette accumulation est d'autant plus profonde quand on va du semi-aride vers le subhumide ; on ne la voit cependant pas disparaître du sol pour donner (A. Ruellan, 1971) comme dans les régions plus humides du Moyen Atlas ou du Liban, des sols rouges entièrement décarbonatés. Il faut noter aussi que cette accumulation est d'autant aussi plus profonde que la roche mère contient plus de calcaire que de la dolomie. Ainsi quand la roche mère est plus dolomitique que calcaire, l'accumulation des carbonates, partiellement dolomitique, peut se présenter à faible profondeur, surtout en basse altitude ou le lessivage est faible. Dans tous les cas, il s'agit d'un encroûtement peu dense à nodules calcaires et amas friables.

Le fer total et fer libre ;

Les taux de fer total et fer libre ne varient pas beaucoup Le fer total varie dans le profil "E" entre 3,7% et 4,25 %. Le fer libre est inférieur à 4% et supérieur à 2,37. Le rapport FL/FT est relativement peu important, généralement supérieur à 60%.

Les minéraux argileux (fig.27)

La fraction argileuse est constituée essentiellement d'illite, de chlorite et d'interstratifiés (I-C) et (I-V), avec de kaolinite (Tableau 9). Peu d'évolution se manifeste entre les horizons superficiels et ceux de profondeur.

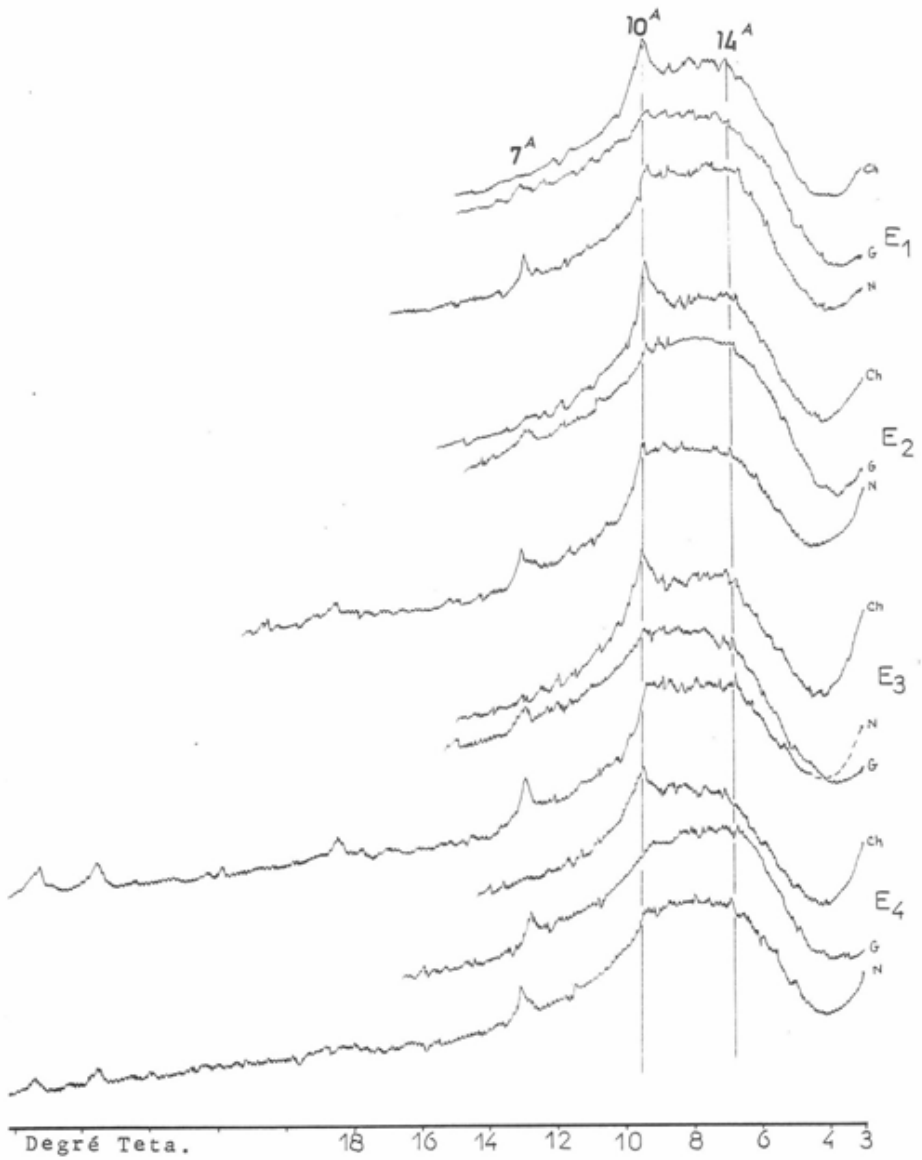


Fig.27 Evolution des minéraux argileux dans le profil E.27.10
(sol fersiallitique lessivé)

Ech.	Illite	Kaolinite	Chlorite	Edifices interstratifiés	
				(I.C)	(I.V)
E1	+++	+	++	++	+
E2	+++	+	++	++	+
E3	+++	+	++	++	+
E4	+++	+	++	++	+

+++ Forte ++ Moyenne + Faible

Tableau 9. Composition minéralogique de la fraction argileuse du profil E.27.10

2.4. Les sols bruns rouges fersiallitiques encroûtés sur dolomie d'Ouartas et Béni-Ouaklane;

Ces sols sont très localisés par rapport aux sols rouges fersiallitiques lessivés. Leur étendue est très réduite et suit les affleurements dolomitiques. On les rencontre à l'ouest de Jebel Irhermaouène et à l'Est de Jebel Arhil Nyâala, à Ouartas et à Béni Ouaklane.

A Ouartas et Béni Ouaklane, ces sols conservent une épaisseur assez stable tandis qu'entre Jebel Irhermaouène et Arhil Nyâala, ils sont soumis à l'érosion et les horizons de surface sont peu à moyennement tronqués. Leur profil se présente ainsi:

Profil D - 281

x = 782 y = 475

Altitude : 830 m

Exposition : nord

Climat : subhumide pente : 30%

Végétation : Erme à Doum.

<p>0 - 26 cm A₁/At</p>	<p>- Brun rouge à brun sombre 10 R 3/2 à texture argileuse et argilo-limoneuse. Structure granuleuse à finement polyédrique. Non calcaire, enracinement moyen avec présence de cailloux dolomitiques dont le cortex est peu altéré. Activité biologique moyenne, porosité moyenne. Limite graduelle.</p>
<p>26 - 35 B_t</p>	<p>-Rouge sombre 10 R 3/4 à rouge. Structure polyédrique et texture argileuse. Enracinement faible. Présence de petits graviers et de quelques nodules calcaires dispersés. Peu calcaire, activité biologique et porosité faible limite graduelle.</p>
<p>35 - 80 B₁ca</p>	<p>-Rouge ocre à rouge 10 R 3/6. Texture argileuse. Structure polyédrique. Très calcaire avec des nodules d'encroûtement sous forme de poupées. Activité biologique faible.</p>
<p>80 - 100 B₂Ca</p>	<p>-Encroûtement noduleux à farineux au contact de la roche-mère dolomitique</p>
<p>100 Cca</p>	<p>- Substrat dolomitique •</p>

Ech.	Prof /cm	GRANULOMETRIE %					pH eau
		A	LF	LG	SF	SG	
D1	00-15	42,6	34,9	10,5	8,3	4,1	8
D2	320-35	57,8	20,6	13,3	6,9	3,5	8,24
D3	440-55	48,8	23,5	10,2	7,4	1,6	8,42

Ech.	Prof /cm	Ca Co3 %		Fer %			Matière organique			
		T	A	T	L	L/T	CO	NN	C/N	MMO
D1	0-15	0	0-	5,1	3,1	61	3,14	0,32	9,8	5,41
D2	20-35	1,15	0-	5,46	3,7	69	1,49	0,16	9,3	2,57
D3	40-55	11,1	05	5,18	3,2	63	0,62	0,08	7,7	1,07

Tableau 10. Caractères analytiques des profils "D" 281

- La surface de ces sols est peu caillouteuse, sauf en altitude à Jebel Irhermaouène où la dégradation des minuscules formes karstiques affectant la dolomie alimente les horizons de surface de ces cailloux.

- La couleur est foncée du brun rouge au rouge sombre. Les horizons ont une couleur de 10 R 3/2 pour le A₁/At et 10 R 3/4 pour le B et 10 R 3/6 pour les horizons de profondeur calcaires (B₁ca) et (B_cca).

La matière organique et le pH :

Les teneurs en matière organique sont importantes en surface avec un taux de 5,4 %, tandis qu'en profondeur, ces taux diminuent rapidement (fig. 25), mais la pénétration de la matière organique en profondeur est toujours importante à comparer avec d'autres sols de basses altitudes. Les rapports C/N sont élevés.

Le pH est de 8 en surface tandis qu'en profondeur il passe à 8,42 suivant le taux de carbonates de calcium élevé en profondeur.

Le profil textural argileux: (Tableau 10)

-[1 domine dans tous les horizons avec des pourcentages dépassant 40% à 57 %. Mais on retrouve, en moins accentué, le profil textural différencié propres aux sols fersiallitiques de la région. Les proportions de la fraction limoneuse restent moyennes, tandis que les sables sont très faibles. (fig. 24).

Le profil calcaire :

Il est caractérisé par son individualisation importante dans ces sols fersiallitiques. Il se présente sous forme d'encroûtement nodulaire avec des amas friables et poudrées calcaires ayant 1 à 2 cm de diamètre. L'encroûtement se présente densément en profondeur sans apparition de véritable croûte calcaire. Les teneurs en calcaire des horizons de surface sont faibles à inexistantes, tandis qu'elles deviennent importantes à partir de 35 cm de profondeur avec un taux de 11 %, pouvant atteindre plus de 20 %. Le calcaire actif est de 5 % (fig. 27).

Le fer total et fer libre

Les teneurs en fer total varient entre 5 et 5,4%. Le fer libre varie entre 3 et 3,7%. Entre les horizons de surface et de profondeur, les variations sont faibles (Tableau 10). Les rapports FL/FT oscillent entre 60 et 69 %. Ce sont des rapports peu élevés, analogues à ceux des sols fersiallitiques lessives.

Les minéraux argileux (fig. 28) de ces sols sont dominés par des proportions importantes de chlorites qui deviennent importantes en profondeur (Tableau 11). À côté des chlorites et des Illites, les kaolinites héritées sont en faibles proportions surtout en surface.

Ces minéraux sont hérités de la roche mère dolomitique à fraction argileuse contenant de fortes proportions de chlorites.

Les édifices interstratifiés (I-V) et (I-C), peu abondants, sont un peu mieux exprimés en surface qu'en profondeur.

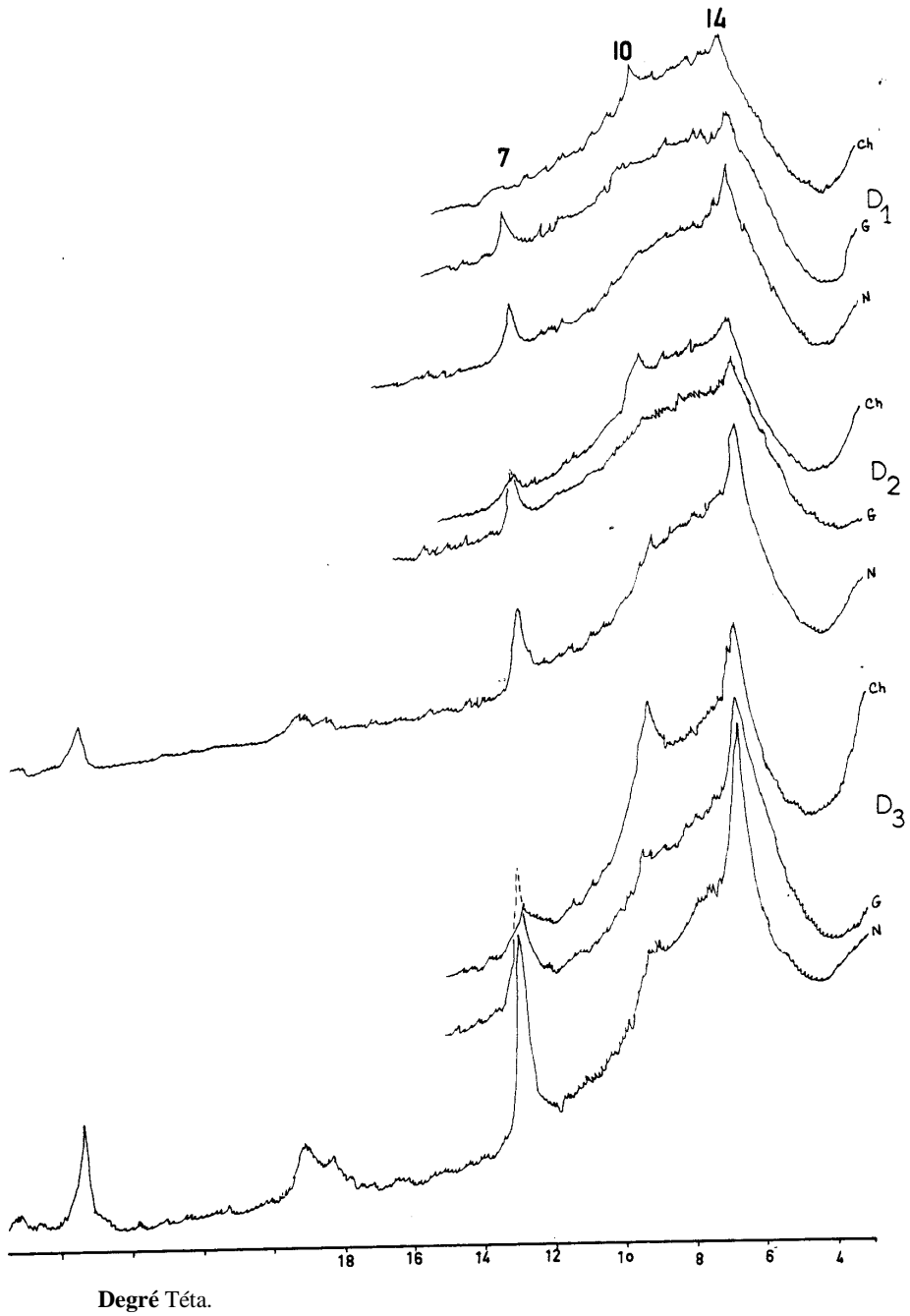


Figure (28) Evolution des minéraux argileux dans le profil D.

Ech.	Illite	Chlorite	Kaolinite	Interstratifiés I-C (10I-14C)
D1	++	+++	+	+
D2	++	+++	+	+
D3	++	++++	+	-

++++ Très fortes, +++ Fortes, ++ moyennes, + faibles, - Traces

Tableau 11 : Composition des minéraux argileux du profil "D" 281

En conclusion, les sols fersiallitiques des grands versants de revers se présentent sous trois faciès moyens :

- des sols rouges fersiallitiques tronqués sous forte pente
- de sols brun rouge fersiallitiques lessivés a. Bca de profondeur
- des sols brun rouge fersiallitiques à encroûtement calcaire peu profond, sur dolomie.

Fondamentalement, il s'agit de formations appartenant à un même ensemble qui s'apparente avec "terra-rossa" décrites dans la littérature classique

2.5. Les rendzines calcaires brunifiées des versants abrupts

Elles se déploient souvent sur les versants abrupts des vallées et des vallons encaissés dans les versants de revers, sur substrat calcaire et dolomitique. Ces sols sont calcaires des la surface et très humifères. L'organisation des horizons superficiels peut être modifiée en fonction des éléments, du milieu, et surtout la valeur de la pente qui commande leur stabilité et leur épaisseur.

Leur texture est plus ou moins grossière mais aussi argileuse et argilo-limoneuse. La structure est grumeleuse à fine ou grenue.

Ces rendzines se présentent assez foncées avec une couleur brun sombre en surface, liée aux fortes teneurs en matière organique qui peuvent dépasser 5%. Tandis qu'en profondeur, la diminution de ces teneurs éclaircit les horizons qui tendent vers le rouge ocre. En profondeur un mince encroûtement calcaire se

développe sous forme nodulaire dense au contact de la roche-mère.

La richesse en calcaire de ces rendzines varie en fonction de la nature et de l'importance de l'amont calcaire, en fonction aussi des mécanismes de pédogénèse et d'érosion qui s'y poursuivent. (A. Ruellan 1971). Les migrations latérales des matériaux et des solutions paraissent importantes dans l'organisation morphologique des profils de ces rendzines. On les rencontre d'une manière abondante sur le versant de Jebel Arhil exposées au nord, sur le versant de Tamejout. Généralement, elles représentent les sols de type calcimagnésiques les plus répandus sur les versants de la bordure.

Aucun profil de ces rendzines n'a fait l'objet d'une étude analytique, mais leur profil se présente de la façon suivante :

<p>0 -10 A₁₁</p>	<p>Brun sombre 10 YR 2/2/ à texture argilo-limoneuse. Enracinement fibreux important. Caillouteux. Structure grenue, très peu calcaire.</p> <p>Porosité moyenne à importante activité biologique importante, couleur moins sombre en profondeur. Limite distincte.</p>
<p>10- 15 A₁₂</p>	<p>Plus clair, brun rouge, caillouteux. Structure grenue à finement polyédrique, sans qu'elle soit atteinte. Présence de nodules calcaires, faciès d'encroûtement qui devient plus dense en profondeur. La couleur tend vers le rouge ocre. Enracinement moyen, porosité et activité biologique moyenne.</p>
<p>15- 2.5 B_{ca}</p>	<p>Encroûtement noduleux dense, de couleur ocre blanche à jaune à l'état humide. Enracinement moyen à faible activité biologique et porosité moyenne à faible.</p>
<p>>25 -C</p>	<p>Roche mère calcaire plus ou moins dolomitique comportant une pellicule tufeuse</p>

Photo-1- Coupe de profil de sol brun rouge fersiallitique Lessivé à Bca sur calcaire-dolomitiques.

Photo-2- Rendzine colluviale et caillouteuse sur le versant du J.Tamejout.

Photo-3- Coupe de la brèche consolidée à caractère périglaciaire du versant de J.Tamejout (altitude 600m),

Photo-4- Coupe des éboulis ordonnés coiffés d'une brèche sommitale concomitante au dépôt; sur le versant de J.Tamejout.

PLANCHE 3

II – Les versants en position dominée par les crêtes calcaro-dolomitiques

I. Aperçu géomorphologique

Ces versants sont très communs dans le paysage calcaréo-dolomitique de la bordure. Ils sont dominés par des crêtes rocheuses vigoureuses suivant l'ampleur de la dissection et de l'exhaussement de la structure calcaréo-dolomitique. Ils dominent de larges vallées encaissées ou en gorges. On différencie ainsi des versants à crêtes concavo-convexes et concaves sur le versant de Tamejout, d'Arhil, d'Ouartas et de Béni-Ouaklane, tandis que les versants rectilignes dominent dans les vallées en gorge, de Moulay Driss, Ferrouj, dans le Moyen Zegzel entre Takerboust et Tazarhine et à l'aval de l'oued Ouartas.

Les crêtes calcaires sont taillées dans les bancs calcaréo-dolomitiques du Lias moyen et inférieur. Elles sont issues soit des phénomènes de nivation, soit d'escarpements de ligne de faille. Elles dominent des versants généralement à forte pente, jonchés d'un matériau très caillouteux provenant de la destruction de ces crêtes. Ces formations de versants sont des dépôts de gravité, éboulis diversifiés suivant la consolidation et l'épaisseur des matériaux.

Parmi ces éboulis, on distingue :

- les plus anciens qui sont très consolidés sous forme de "grèze" périglaciaires témoignant des phases froides du quaternaire ancien (en particulier, le Saletien auquel on rapporte ces éboulis en brèche). Ils sont localisés au pied de la grande crête de Tamejout à une altitude de 550 à 700 m où ils occupent une grande surface.

- d'autres éboulis épais, à brèche sommitale couronnant des matériaux meubles non encroûtés et ordonnés qui sont toujours localisés sur le versant de Tamejout.

- des éboulis récents non ou peu encroûtés jonchent tous les autres versants a. crêtes, avec une épaisseur variable avec l'alimentation d'amont.

Ces dépôts de versants supportent des sols caillouteux d'érosion, généralement des lithosols puis des rendzines colluviales caillouteuses très calcaires. Ils sont localisés sur versants à couverture végétale dégradée dominée par une callitriche arbustive, et à climat de transition situé entre le semi-aride et le subhumide.

2/ Les dépôts de pentes et les sols

2.1. Les éboulis et les dépôts de gravité

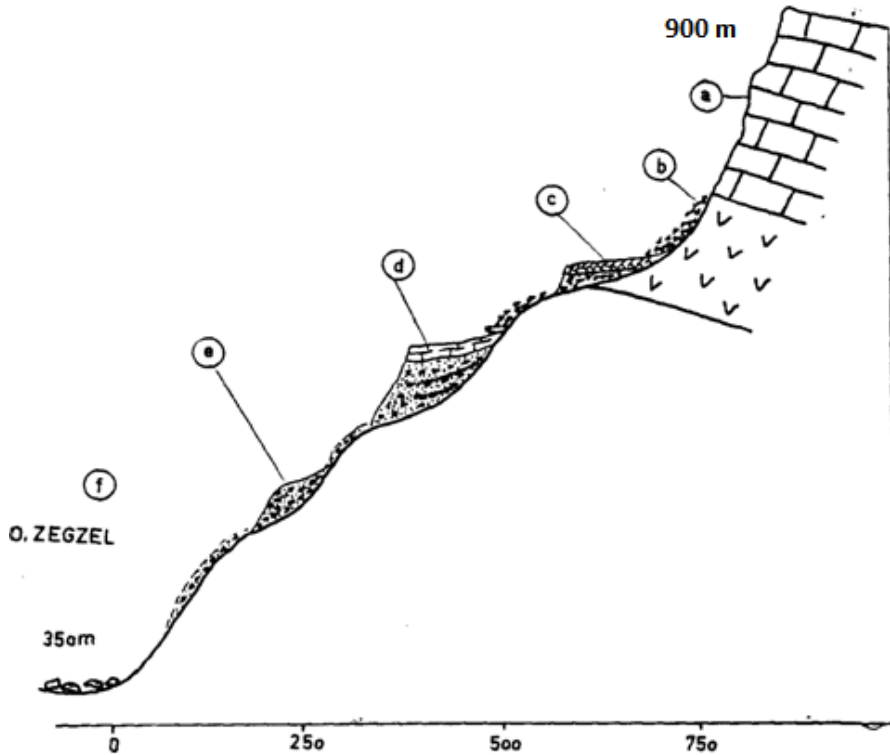
2.1.1. Les éboulis anciens béchiques très consolidés

Ils sont très limités dans l'espace et ne sont visibles qu'au pied de l'escarpement rocheux de Jebel Tamejout. Ils se situent entre 550 et 700 m d'altitude. Ce sont des dépôts béchiques très consolidés à ciment rosé (planche 3 photo 3) d'une épaisseur de plus de 2m. Il s'agit (fig.29) d'éléments très anguleux. D'après les observations faites sur place, l'horizon consolidé englobe des cailloux hétérométriques ne dépassant pas 30 cm de diamètre pris dans un ciment calcaire rose saumon à pellicule rubanée. Au-dessous de cet horizon, la densité des cailloux devient plus importante que celle de la matrice mais toutefois ceux-ci sont consolidés entre eux avec l'existence d'un vide entre les cailloux. C'est un dépôt en vrac ou il n'y a aucun tri ni classement. En dessous on trouve une formation caillouteuse non consolidée à forte matrice calcaire, caillouteuse. Le substrat n'est pas visible mais généralement il s'agit des basaltes triasiques. Le dépôt varie en tout entre 2 et 4 m. La nature des cailloux et leur faible émoussé indique un matériau à faible transport résultant de la gélifraction des roches calcaires et dolomitiques, d'autant plus que la crête de J. Tamejout hérite beaucoup des phénomènes de nivation. L'apport du matériau peut aussi provenir de l'activité sismique, cas que l'on a observé récemment (éboulements).

Dans leur état actuel, la surface de cette brèche présente des formes d'altération et de dissolution chimique, sous forme de minuscules cavités attaquant le ciment calcaire en même temps que les cailloux. Ces formes sont centimétriques.

Ces éboulis consolidés en brèche dolomitique sont liés à des climats très froids où les phénomènes de gel, dégel ont joué un rôle important dans leur genèse comme dans le remodelage des crêtes, au moins dans leurs détails.

Ces éboulis béchiques présentent tout comme les autres éboulis encroûtés un problème de datation mais (J. Hubschman 1967), il est probable qu'ils soient hérités du Saletien, période à climat très marqué par le froid.



a-Front de crête; b-Ébouilis récents de gravité; c-Dépôt à brèche très consolidée ancienne; d-Ébouilis ordonnés coiffés d'une brèche consolidée concomitante au dépôt; e-Ébouilis épais peu encroûtés et rubéfiés; f-Lit d'oued.

Figure.29. Coupe schématique des dépôts de pente du versant de J.Tamejout dominant l'oued Zegzel.

2.1.2. Les ébouilis a. brèche sommitale fossilisant des ébouilis ordonnés

Ces ébouilis sont localisés également sur le versant de Tamejout, Arhil où ils se distinguent parmi les autres ébouilis. Leur étendue est importante sur le Tamejout dominant l'oued Zegzel, grâce à l'ampleur et à la diversité morphologique de son versant taillé dans les calcaires et dolomies liasiques, dans les basaltes triasiques et les schistes primaires.

L'épaisseur des dépôts dépasse 5 m à 7 m en certains endroits fig. (30) (planche 3 photo 4). Ils sont coiffés par une brèche sommitale consolidée à ciment rosé reposant sur une formation moins encroûtés, très calcaire englobant des cailloux subanguleux avec des passées de lits de pierrailles riches en matrice limono-argilo-

sableuses intercalée dans des formations caillouteuses à moyen et petit calibre. Ce dépôt peu encroûté peut dépasser une épaisseur de 6 m vers l'aval.

Sur les autres versants, à Arhil et Azrou Guidera, leur épaisseur est moins importante que pour ceux situés sur le Tamejout. A Arhil, rive gauche du moyen Zegzel, ils sont parfois colmatés par des éboulis récents surtout par les éboulis en filets ou par les éboulis en tabliers et peuvent masquer des formations alluviales comme à Tazarhine (fig. 61).

Les éboulis encroûtés du Tamejout ont fait l'objet d'études analytiques (fig.30). Leur profil se présente de la manière suivante :

0 - 170 cm	Brèche consolidée ancienne, concomitante au dépôt ci-dessous, à ciment rose calcaire
170 - 290	Encroûtement massif, consolidé englobant des cailloux subanguleux calcaires et dolomitiques provenant de la corniche. Les cailloux ont un calibre moyen de 4 à 7 cm.
290 - 490	Dépôt peu encroûté a. blocs et cailloux hétérométriques sous forme de passées caillouteuses, très calcaires, à matrice limono-calcaire, sableuse et peu argileuse.
490 - 610	Passées de cailloux anguleux pris dans une matrice limono-calcaires à limoneuse peu encroûtée.
610 – 750	Dépôt peu à non encroûté à cailloux et limons. Très calcaires riches en poupées calcaires

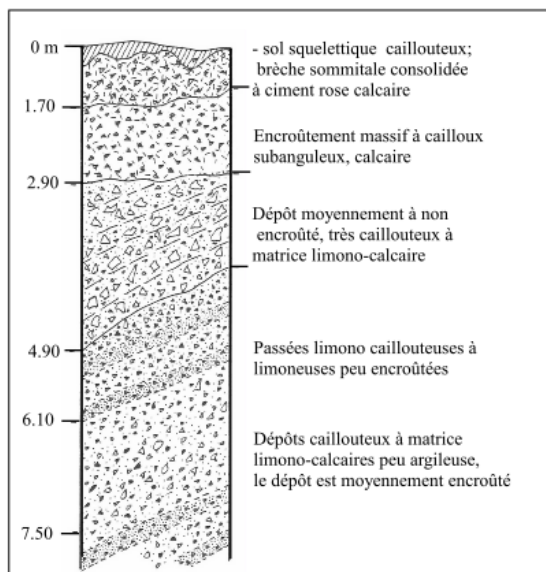


Fig. 30. Coupe schématique des dépôts de pente sur le versant ouest de Jebel Tamejout.

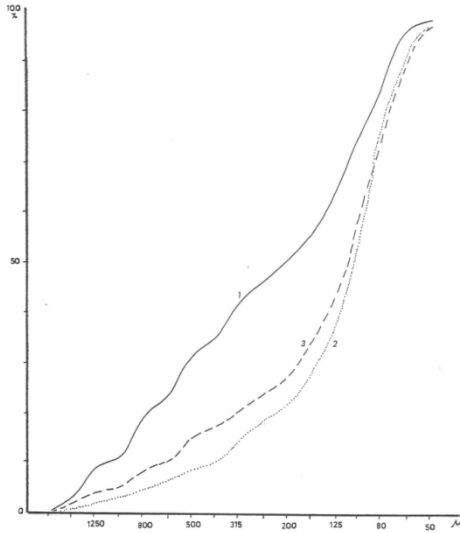
Granulométrie et calcaire (matrice).

Les courbes cumulatives des fractions sableuses sont d'allure semi-logarithmique à hyperbolique. Les fractions inférieures à 0,12 mm sont de tendance sigmoïde avec un bon tri et classement. Cette allure n'exclut pas, un possible apport éolien en sables fins (fig. 31) :

Faciès	Prof. cm	Granulométrie %					CaCO ₃ ,	
		A	LF	LG	SF	SG	total	actif
1	290-490	21	19,5	1-1,7	21,4	26,4	31	11
2	490-610	24	18,2	17,3	30,2	10,5	16,4	5,5
3	610-750	35,5	22,9	16,1	15,4	10,1	20,0	7,0

Tableau 12 : Granulométrie et CaCO₃ de la matrice des éboulis à brèche sommitale

sur le versant de Tamejout (faciès non béchiqes).



1.2.3. Respectivement les niveaux de dépôts de haut en bas en dessous de l'encroûtement sommital.

Figure 31 : Courbes cumulatives des sables des dépôts de versants à encroûtement sommital, sur le versant de Jebel Tamejout dominant l'oued Zegzel :

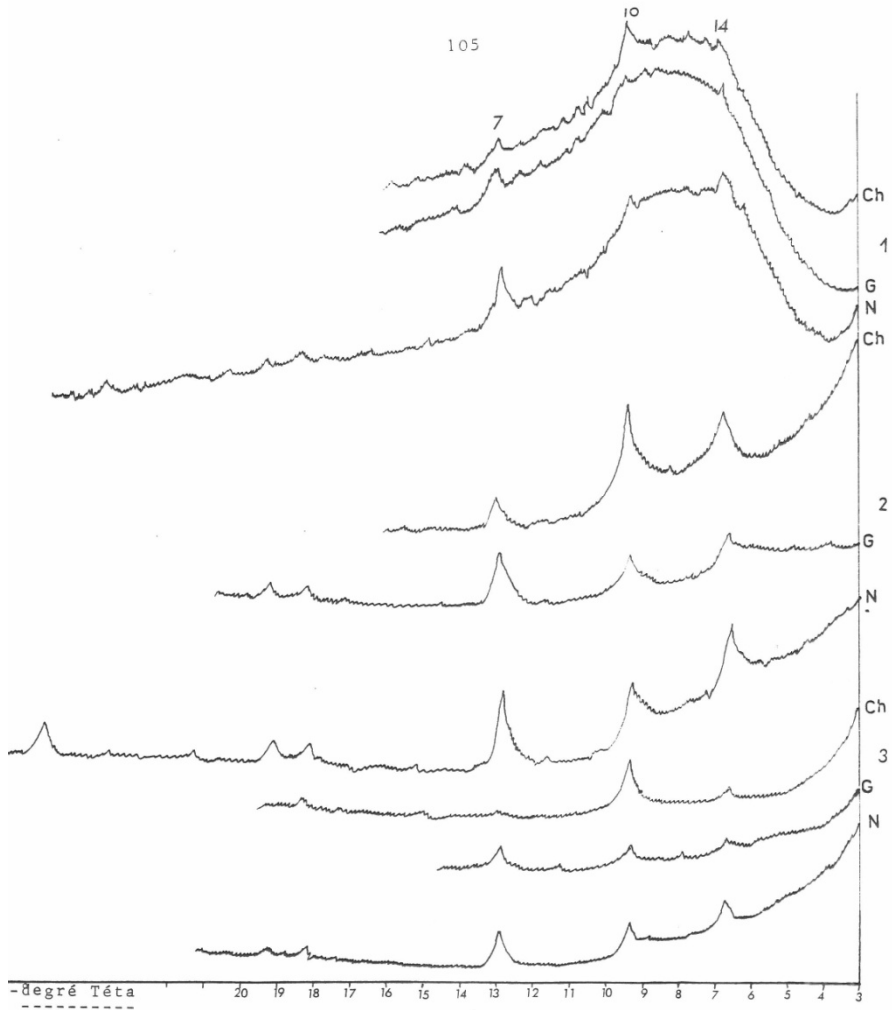


Fig. 32. Evolution des minéraux argileux dans les dépôts de versant de Tamejout, à brèche sommitale.

La matrice de ces dépôts est caractérisée par les proportions élevées de sables et de limons. Le taux d'argile est moyen et ce n'est qu'en profondeur qu'il atteint 35%. Le taux de calcaire est élevé lui aussi, variant entre 16 et 31%. Le calcaire actif est variable entre 5.5. et 11%. D'autres dépôts enregistrent des taux plus élevés allant jusqu'à 40 % de calcaire total.

Composition minéralogique des sables : Tableau (13)

La proportion de la calcite est très élevée. Les débris de schistes phylliteux et des basaltes existent en faible proportion. Les minéraux opaques sont peu abondants et composés généralement par l'hématite. Les quartz existent à l'état automorphe et en quantité faible, tandis que les pseudo-sablés constitués de fins quartz agglomérés existent en quantité moyenne, pris dans un ciment calcaire.

Faciès	Calcite	Quartz %	Pseudo sables %	oxydes de Fer	Schistes phylliteux %	.Basaltes %
1	87,3	1	-	2	3,6	3,3
2	93	1.6	0,6	0,6	1,6	2,6
3	89,5	2	-	0,6	2,3	5,6

Tableau 13 : Composition minéralogique des sables de la brèche de Tamejout

Les minéraux argileux

Ils sont variables suivant les faciès. Dans le faciès 2, les minéraux dominants sont la chlorite à forte proportion suivie de l'illite. Ils sont hérités des roches-mères qui ont fourni ces éboulis. Dans le faciès 3, les minéraux dominants sont l'illite et la kaolinite. La vermiculite est très faible quand elle remplace la chlorite.

2.1.3. Les éboulis récents non à peu encroûtés

2.1.3.1. Les éboulis en tabliers

Ils sont très courants et concernent la plupart des versants en position dominée. Leur étendue et épaisseur dépendent beaucoup des conditions structurales et du degré de dissection des schistes et des basaltes sur lesquels ils reposent, ainsi que des crêtes calcaréo-dolomitiques qui les alimentent. Les processus qui ont en effet, procédé à leur élaboration sont d'ordre climatique et topographique. Leur épaisseur est très variable et dépend davantage de la structure des versants. La dominance des corniches taillées dans un complexe calcaréo-dolomitique ne favorise pas une forte libération de matrice fine d'où la tendance squelettique et caillouteuse de ces éboulis.

Ils sont présents d'une manière discontinue sur le versant du Jebel Tamejout dominant le Zegzel et l'oued Ouartas, ainsi que sur le versant du Jebel Ouaklane. Sur le versant à corniche du Jebel Arhil, l'épaisseur de ces éboulis augmente à proximité de Takerboust où la concavité du versant favorise beaucoup leur accumulation, en même temps qu'elle autorise une matrice fine, plus abondante.

Généralement, ces éboulis tendent à montrer que des signes d'encroûtement et de rubéfaction peu masqués. On les observe surtout à l'aval des versants rectilignes de l'oued Moulay. Driss, où ils se présentent avec des amas et poupées calcaires.

2.1.3.2. Les éboulis en filets

Ils sont très limités dans l'espace. Ils apparaissent sur le Jebel Arhil, peu sur le Jebel Tamejout et dans la section du moyen Zegzel située entre Takerboust et Tazarhine, où la vallée est en gorges.

Ces éboulis sont caractérisés par leur canalisation en couloir dans des ravins qui descendent depuis les parois calcaréo-dolomitiques. Les éléments qui les composent sont hétérométriques, libres et sans matrices. Ils sont très mobiles et aboutissent généralement au fond de l'oued Zegzel comme les ravins qui les canalisent.

2.1.3.3. Les éboulis récents de gravité pure sismique

Ils sont issus des parois rocheuses suite aux fissurations aux diaclases et aux phénomènes d'appel au vide. Les conditions climatiques surtout hivernales favorisant les actions de gel et dégel, ainsi que l'eau des pluies, accélèrent ce mécanisme de chute libre des masses calcaires. Ces éboulis deviennent importants suivant la vitesse de l'usure actuelle des niches.

On les rencontre fréquemment en bas des escarpements des vallées en

gorges, à Moulay Driss, provenant de Hjar Nsoura et dans la section du moyen Zegzel entre Takerboust et Tazarhine où de gros blocs (d'échelle métrique : 3 à 4 m de diamètre) sont arrachés aux parois de l'Azrou Guidern).

Sur le Tamejout et l'Arhil, ils alimentent les éboulis en filets et les éboulis en tabliers.

2.2. Les rendzines colluviales caillouteuses dés éboulis

Elles sont très liées aux dépôts de pentes, surtout les éboulis en tabliers. En effet, a. l'amont des versants proches des parois calcaréo-dolomitiques, les éboulis arrachés *aux* parois pauvres en matrice fine donnent généralement naissance a. des lithosols liés au éboulis de gravité et aux éboulis en filets.

A l'aval, le taux de matrice fine devient important en même temps que les proportions de débris caillouteux et favorise l'évolution des rendzines épaisses et calcaires. L'individualisation des horizons est difficile à mettre en évidence : l'horizon A, et toujours caillouteux, sans cesse remanié par les nouveaux apports d'amont. Les conditions topographiques, surtout les pentes fortes à moyennes, favorisent beaucoup leur alimentation par des apports grossiers de gravite.

Lorsque la matrice est abondante, leur profil tend *a.* devenir rouge-ocre plus ou moins intense, coloration assez uniforme qui affecte tout le dépôt (planche 3, photo 2).

En conclusion

Les bordures calcaires et dolomitiques comportent deux grands types de versants indépendants dans leur évolution. Sur les versants de revers, les processus pédogénétiques restent encore importants malgré le décapage des versants, couverts par des sols fersiallitiques apparentés à la "terra rossa". Au contraire sur les versants dominés par les crêtes, les processus morphogénétiques ont été et sont toujours actifs, ou toutefois, d'importantes consolidations et encroûtements témoignent d'une pédogénèse active passée.

CHAPITRE III ; LE SYNCLINAL PERCHE DE TAFORHALT ET SES PIEMONTS

Introduction

Situé à l'Ouest de la grande faille majeure de Tizi ou Zemmour, (fig.33) le synclinal de Taforalt constitué un val perché dont les altitudes varient entre 700 m et 1176 m. Cette dénivellation explique l'encaissement des cours d'eau. Elle est le résultat de la vigueur du plissement. L'inclinaison des couches est plus importante à l'est de la localité de Taforhalt que vers l'ouest où la topographie générale s'élargit a- Sidi Jebbar, médiane du synclinal entre Jebel Tamejdamt 1176 m et Jorf el Abiod 1156 m.

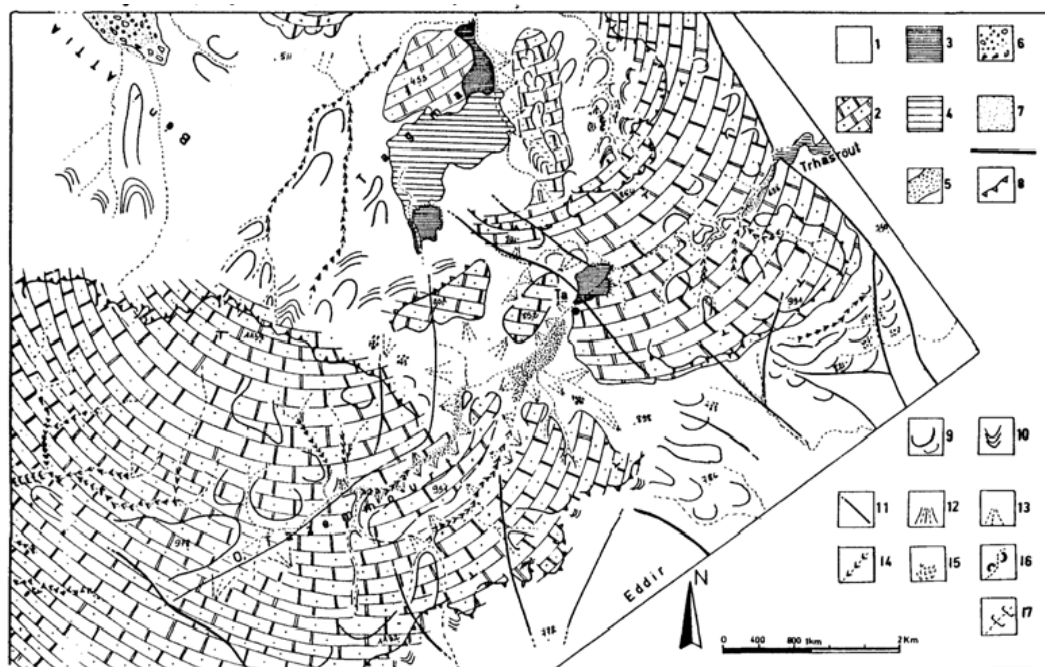
Le synclinal est taillé dans des grès carbonates, et siliceux et marneux. Des accidents tectoniques parcourent ce synclinal et modifient la structure par un soulèvement à l'ouest et un abaissement à l'est.

Il domine de part et d'autre, au nord et au sud, les piémonts par de grands escarpements et versants, à fortes pentes, taillés. dans les grès carbonates et marnes flyschoides. L'ampleur de ces versants est plus importante sur le flanc nord que sur le flanc sud, où de larges vallées se sont encaissées au détriment d'un discret anticlinal, d'axe parallèle au synclinal. L'aval des piémonts, des cônes de déjection et des glacis assurent la transition entre les plaines et la montagne. Ce sont des formes anciennes en majorité.

Trois grands types de modelés sont à distinguer :

- 1 - Le synclinal perché
- 2 - Le piémont nord
- 3 - Le piémont sud.

Dans ces deux derniers ensembles, la cartographie des sols n'a pas été effectuée. On se limitera à une brève reconnaissance des modelés et des formations superficielles.



1- Pelites et marnes calcaires ; 2- Grès dolomitiques calcaires ; 3- Travertins ; 4- Travertins repris sur versant ; 5- Plaine d'érosion ; 6- Cône ancien ; 7- Formation alluviale ; 8- Crête, 9- Versants concaves, 10- Versant en gradin. 11- Faille, 12- Cône-glacier ; 13- Versant régularisé ; 14- Vallée en V ; 15- Boursoufflures 16- niches d'arrachement ; 17- Vallée en auge.

Fig.33. Croquis géomorphologique du synclinal perché de Taforhalt.

I – Les conditions de l'évolution des modelés et des sols

1. Nature pétrographique des grès

Les formations jurassiques, surtout l'Oxfordien - Séquanien et le Kimmiregien inférieur, forment le bâtît du synclinal. Elles sont constituées de marnes flyschoides (pelites) et de bancs de grès et de calcaires oolithiques pour l'Oxfordien et le Séquanien, couvertes de grès carbonates et siliceux du Kimmiregien inférieurs

Les formations du Séquanien forment les versants qui affleurent sur les deux fronts nord et sud, tandis que les grès carbonates à ciment dolomitico-calcaire à parfois siliceux du Kimmiregien inférieur bâtissent la dépression du synclinal et ses crêtes.

"Ces grès sont des arénites bien classées à grains de quartz anguleux de taille

moyenne entre 0,10 et 0,16 mm ne présentant pas de grand classement apparent. Le quartz qui constitue plus de 60% du volume total du sédiment est accompagné de plagioclases fréquemment altérés en sericités (environ 10%), de muscovites, de minéraux lourds (Zircon, tourmaline, sphène) de granules opaques d'oxydes de Fer" (G. Cattaneo, 1984). La matrice est carbonatée ou argilo-siliceuse, partiellement colorée en brun jaunâtre par les oxydes de fer. Cette coloration devient plus rouge quand ces grès sont très oxydés et l'altération très poussée. Les minéraux argileux se différencient suivant la nature du ciment :

- Dans les grès à ciment dolomitique et calcaire, on trouve 80% de Kaolinite et 20% d'illite (A. Ruellan, 1971).
- Quand il s'agit de grès à ciment argilo-siliceux, la fraction argileuse dominante de ces roches (H. Paquet, 1969) est tantôt la kaolinite, tantôt la montmorillonite.
- Les bancs interstratifiés de marnes flyschoides à bancs gréseux et calcaires oolithiques ont une fraction argileuse qui est dominée par l'illite.

2. Structure et conditions bioclimatiques

Le synclinal perché de Taforhalt situé à l'ouest de la grande faille de Tizi ou Zemmour est d'axe Sud-ouest / Nord-est, parallèle à un anticlinal effacé situé au nord.

Il est bâti dans les grès carbonates du Kimméridgien inférieur et les marnes flyschoides à passées gréseuses et calcaires oolithiques de l'Oxfordien et Séquanien. Sur ses deux fronts, le synclinal domine les piémonts par des versants, à crêtes majeures et crêtes mineures en gradins, très entaillés par des vallons et ravins très profonds, surtout les versants situés sur le front nord.

Les pentages sont modérés au sein de la dépression de Tazemmourt qui emprunte l'axe du synclinal, tandis qu'ils sont forts sur les deux fronts, voire très raides quand ils coïncident avec des crêtes en gradins.

L'individualisation du synclinal coïncide avec les grands mouvements tectoniques de compression de l'Eocène moyen au Burdigalien, au Fini-Miocène, puis la phase fini-Pliocène. Le synclinal est assez accidenté par des failles de direction N-ouest Sud-est et d'autres S.W. N-E

L'axe du synclinal est emprunté par l'oued Tazemmourt, composé de 3 grandes sections situées depuis l'amont jusqu'à l'aval ou débouché sur le bassin de Trhasrout.

Les conditions bioclimatiques sont caractérisées par une fraîcheur prononcée liée aux hautes altitudes surtout; en hiver. Les précipitations atteignent

plus de 500 mm, dépassant ainsi le seuil de 400 mm qui sépare le domaine subhumide du domaine subaride. L'été est pratiquement sec. Les températures y sont élevées ; elles peuvent atteindre des maxima moyens de 30°C. Les moyennes mensuelles des minimas absolues de l'hiver oscillent entre 2,9 C° et 2,5 C°. La couverture végétale est variée suivant l'exposition, ainsi sur le front nord de Jorf El Abiod domine un matorral bas dense à "Quercus Coccifera" Arbutus unedo et "Pistacia lentiscus". Au fond du val perche, une chênaie à Quercus lier existe à l'état dégradé. Les hauts versants au sein de la dépression de Tazemmourt sont dominés par une garrigue sur le versant de Jorf El Abiod et un Erme à Chamaerops humilis sur le versant de Tamejdamt. Le front sud est presque dénudé, excepté le reboisement récent en Pin d'Alep sur le versant d'Islane ou Lahmar et Achaouen proche d'Ihoufaïne, les versants sont colonisés par des touffes d'Ampelodesma mauretanica avec quelques plages à Stippa tenacissima.

II. Modelés, dépôts et sols du synclinal de Taforhalt (de l'amont à l'aval)

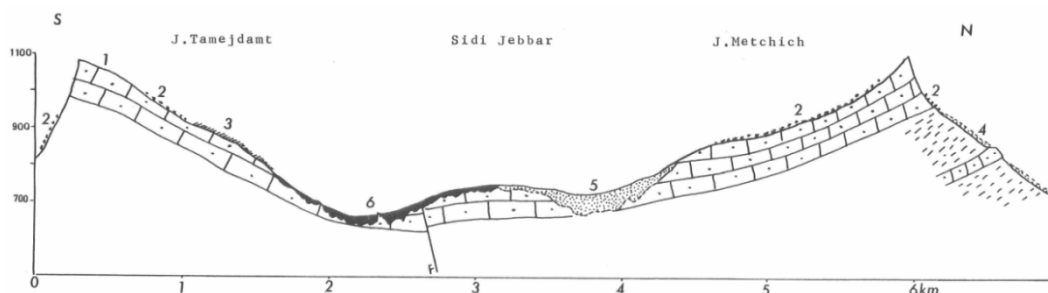
On distingue 3 ensembles de modelés de l'amont vers l'aval dans le synclinal perche de Taforhalt :

- Les hauts versants nus ou décapés, à lithosols.
- Les versants intermédiaires, situés à l'aval des précédents, couverts de rendzines.
- Les bas versants et le creux du val perché (dépression de Tazemmourt).

1. Les hauts versants nus et les lithosols.

1.1. Les versants de revers du synclinal

Ils sont situés de part et d'autre de l'axe du synclinal. Ils ont des expositions bien contrastées. Ils sont très rocheux et le substrat grés-dolomitique et calcaire affleure à 100 %. Lorsque le couvert végétal existe, il est du type xérophile très clairsemé, parfois dominé par le *Chamaerops humilis* (Doum). Ils ont la pente la plus forte de toutes les topographies du synclinal.



1-Substrat dénudé grés-dolomitique et calcaire ; 2- lithosols ; 3- Rendzine calcaire encroûtée ; 4-Rendzine sableuse ; 5- Grès dolomitiques arénisés ; 6- Sol rouge fersiallitique lessivé.

Fig.34. Séquence de sols dans le synclinal perché de Taforhalt (coupe N-S)

1.2. Les versants en position dominée par des crêtes, de Tagma et Bled Eddir

Sur les fronts externes, au nord et au sud, les versants sont en gradins du fait de l'alternance des marnes flyschoides et des bancs de grès et de calcaires oolithiques. Chaque gradin est dominé par une crête de 5 à 10 m de commandement.

L'ampleur de ces formes est plus importante sur le front de Jorf El Abiod, qui domine Tagma par une grande crête de plus de 40 m de commandement que sur le front sud dominé par le Tamejdamt. En dehors des crêtes, les pentes des versants sont fortes et dépassent 50% surtout là où ces versants sont entaillés par des vallons et de profonds ravins. La couverture pédologique lithosolique est liée au couvert végétal.-Elle est plus épaisse sur le front nord, là où la végétation est plus dense. Sur le front sud, au contraire, le tapis végétal, très dégradé est associé à des lithosols très discontinus et très minces, rabotés par le décapage. Ainsi, on note une grande différence dans la géomorphogénèse et la pédogénèse de ces deux fronts du fait des conditions topographiques et, secondairement bioclimatiques.

1.3. Les lithosols des hauts versants et des crêtes

Ces topographies (carte des sols) sont presque privées de formations superficielles et le substrat greso-dolomitique et calcaire affleure d'une manière continue. Parfois dans les diaclases et les fissures on a une couverture caillouteuse d'apport où de gélifractions avec une faible proportion de résidus fins. Le profil est de type (A,R) sur les versants en position dominée par des crêtes du front nord (fig. 34)

L'étendue de ces sols coïncide avec les topographies à pente forte. A l'aval des versants, on note un abondant colluvionnement à partir des lithosols issus de la dégradation des crêtes. Ils sont, sur le front nord, bloqués par la densité du couvert végétal ce qui favorise leur épaissement tandis que sur le front sud, la faible densité du couvert végétal entraîne un colluvionnement plus à l'aval, qui alimente les rendzines calcaires encroûtées.

2. Les versants intermédiaires à rendzine sur pente modérée.

Les sols calcimagnésiques déployés sur ces versants sont soit des rendzines calcaires encroûtées, *i* dont la profondeur ne dépasse que rarement 50 cm, soit des rendzines sableuses dans les zones d'arénisation ou dans les colluvions.

2.1. Les rendzines calcaires encroûtées

Elles sont caractérisées par des teneurs élevées en carbonates. Leur profil n'est pas profond et dépasse rarement 50 cm. Sur ; . les versants en exposition nord, ces rendzines s'enrichissent en matière organique et présentent un horizon A., brun argileux de 10 à 20 cm d'épaisseur. Il couronne souvent un encroûtement à nodules calcaires. Sur les versants en position sud, l'encroûtement affleure à la surface (cf. carte des sols). Leur répartition est liée aux conditions topographiques de pente modérée à forte et aux conditions bioclimatiques qui rendent compte de la répartition des rendzines à forte teneur en matière organique et de celles à forte

teneur en carbonates des la surface.

Un profil localisé sur le versant nord du Jebel Tamejdamt résume les caractères de ces rendzines, a. une altitude de 9.50 m sur une pente de 30% a. étage subhumide, sous un couvert végétal dégradé à *Quercus Coccifera* et *Pistacia lentiscus* (fig.35).

X = 771 y = 468,5 Exposition : Nord. pente 20 à 30%

0 - 20 cm - Horizon organique, brun rouge à brun sombre...Texture argilo-limoneuse, fibreux et racinaire. Présence de petits cailloux à coins émoussés. L'horizon est calcaire avec des nodules. La structure est finement grenue. Activité biologique importante (limite distincte)

20-47 - Caillouteux, argile-limoneux, couleur rouge à ocre jaune en raison du taux de calcaire élevé. Accumulation de calcaire noduleux (limite distincte).

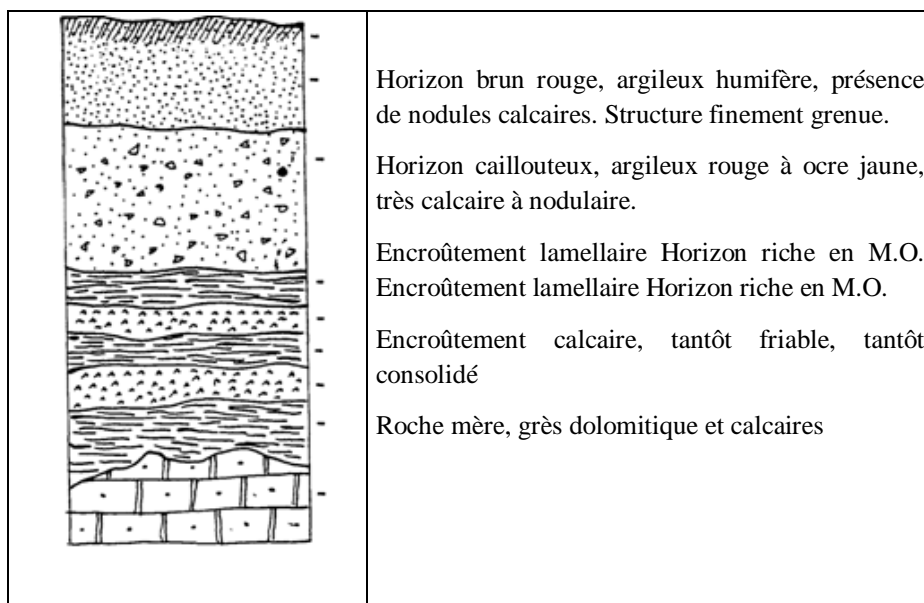


Fig .35 Coupe schématique d'une rendzine calcaire encroûtée sur le versant nord de J. Tamejdamt.

47-51cm - Encroûtement calcaire lamellaire friable blanc jaune

51-56 cm - Horizon riche en humus et les racines non décomposées-

56 – 65cm - Encroûtement calcaire lamellaire friable blanc jaune .

65-68 cm-Horizon riche en matière organique et racines non décomposées de couleur noir.

68-75 cm - Encroûtement calcaire tantôt consolidé, tantôt friable, sans croûte, au contact de la roche-mère.

>75 cm - Roche mère gréso-dolomitico-calcaire.

De ce profil, on remarque l'alternance d'horizons encroûtes et d'horizons organiques. Ceci peut probablement s'expliquer par les différentes phases de décapage liées à une morphogénèse active. Vu la pente, les migrations latérales et obliques des solutions carbonatées sont à l'origine principale de ces encroûtements répétés piégés au sein des diaclases et fissures dans la roche-mère.

2.2. Les arènes dolomitiques et les rendzines associées

2.2.1. L'arénisation des grès à ciment dolomitique peu calcaire (fig. 34)

Les substrats les plus arénisés sont de type gréso-dolomitiques peu calcaires. La dissolution des résidus carbonates dolomitiques des grès permet une rapide libération de grains de quartz. 60% de la roche est composée de grains de quartz, 10 % de plagioclases et 30 % de ciment carbonaté à dominance dolomitique.

Les couvertures d'arènes sont totalement sableuses avec une faible proportion de limons et d'argiles. Leur profil est parfois tacheté de traces rouges liées aux hydroxydes de fer. Il faut aussi signaler des taches de calcaires sous forme d'amas poudreux. La matrice fait effervescence avec Hcl à chaud. La profondeur de l'arénisation peut atteindre jusqu'à 3 m à Sidi Jebbar. Elle est d'autant plus grande que les pentes sont faibles (planche 4 photo 2).

2.2.2. Les rendzines sableuses

Elles se déploient d'une manière limitée, soit sur le substrat gréso-dolomitique en place arénisé, soit à l'aval sur un substrat masqué par les arènes descendues de l'amont.

On les rencontre évoluées sur place sur les versants du Jebel Islane ou Lahmar, le versant de Jebel Achouen et sur colluvions, à l'aval de la grande crête de Jorf El Abiod, sur un versant nord à morphologie étagée en gradins. Sur ce versant, la densité du couvert végétal et l'humidité ambiante permettent à ces rendzines d'avoir un taux élevé de matière organique. Lorsque les pentes sont assez fortes, on observe des niches d'arrachements dans les dépôts.

Généralement ces rendzines sont caractérisées par leur texture sableuse et leur structure particulière. La matière organique peut s'incorporer le long du profil au dépens des racines qui s'enfouissent facilement et profondément dans les sables.

"Le profil coloré" des rendzines en place est très différencié. En surface, elles sont organiques et immédiatement sous les horizons humifères on note un éclaircissement très net sur quelques décimètres. En profondeur, le profil tend à se rubéfier progressivement (Planche 4, photo 2).

3. Les bas versants et le creux du val perché (dépression de Tazemmourt).

Ces bas versants et le creux du val perché correspondent à la dépression de l'oued Tazemmourt qui est composée de 3 principaux bassins : celui de l'amont, de Sidi Jebbar, celui de la plaine de Taforhalt à l'amont de la lanière travertineuse de Kahf Lahmam (grotte des Pigeons), enfin, à l'aval, le bassin du bas Tazemmourt (Kahf Lahmam),

- Le bassin de Sidi Jebbar (Haut Tazemmourt) est un large bassin avec des plans en pente douce et régulière qui descendent depuis le bas des versants de Tamejdamt et El Abiod et qui s'emboîtent en contrebas des croupes alignées à l'altitude de 980 m. Ces plans sont entaillés au sud par de courts ravins débouchant de Tamejdamt, ce qui leur confère (A. Laouina, 1974) une topographie de cônes dont la surface est nue et fortement lapiazée. Ce n'est que vers l'aval et le long des entailles que des apports fluviatiles faibles masquent plus ou moins la surface de ces cônes rocheux. A l'aval, avant de déboucher dans le bassin de Taforhalt, le bassin se referme sur 1,5 km.

- Le bassin de Taforhalt est une haute surface à topographie presque plane recouverte de dépôts récents et de sols profonds d'apport alluvial. C'est une plaine d'érosion qui a été, postérieurement à sa réalisation, réentaillée sur ses bordures nord et nord-est. Elle conserve une morphologie de bassin perché (fig. 43) qui se termine à l'aval par un grand entablement travertineux perché assurant la transition avec le bas Tazemmourt (Planche 5 photo 1).

- Le bassin de Kahf Lahmam (bas Tazemmourt) est un bassin très étroit où l'écoulement de l'oued se fait en gorges sur 2 km avant son débouché sur le bassin de Trhasrout. En effet, à l'aval, l'élargissement de l'oued permet - l'emboîtement des dépôts alluviaux colmatés par des colluvions. Il domine le bassin de Trhasrout par un entablement travertineux important.

Cette dépression de Tazemmourt-comporte des glacis de raccordement assurant la transition avec le fond du val où dominent des formations alluviales et travertineuses.

3.1. Les glacis de raccordement avec les grands versants

On distingue deux types de glacis attachés aux versants :

- Des petits glacis-cônes très localisés au débouché des petits vallons et talwegs qui descendent de Jorf el Abiod et Metchich.
- Des glacis-versants de raccordement qui se transforme à l'aval en formes d'accumulation plus ou moins épaisses.

3.1.1. Glacis-cône à cailloutis de Metchich

Ce glacis-cône est appuyé sur le versant de Metchich. Il est de faible dimension et très caillouteux. Cet apport de charge grossière caillouteuse est assuré par les vallons et les talwegs qui descendent le long de ce versant et de celui de Jorf El Abiod. Son épaisseur peut atteindre 1,50 m à l'aval, où il s'emboîte dans les formations alluviales de l'oued Tazemmourt. La matrice est hétérogène et les cailloux très hétérométriques. Son profil longitudinal ne dépasse pas 200 m.

3.1.2. Les glacis-versants de raccordement

En bas des versants de Metchich à l'Est, et de Jebel Islane ou Lahmar au nord, des formes d'accumulations liées au décapage des secteurs amont, favorisent l'évolution des glacis-versants de petite dimension. Les formations qui les composent tendent à devenir épaisses à l'aval. Elles sont constituées de matériel hétérogène à dominance argilo-limoneuse et caillouteuse mais la charge fine est prépondérante.

Vers l'aval, à l'approche des formations alluviales, ces colluvions tendent à les masquer voire les fossiliser.

3.2. Les sols fersiallitiques des bas versants (fig. 34)

Les bas versants sont recouverts par des sols rouges fersiallitiques que l'on peut regrouper en deux catégories :

- Les sols rouges fersiallitiques lessivés sur grès carbonatés.
- Les sols rouges et brun-rouges fersiallitiques à caractères vertiques et hydromorphes sur marnes flyschoides.

3.2.1. Les sols rouges fersiallitiques lessivés des croupes et versants à pente modérée et faible.

Ils dominent sur tous les versants et croupes à pente modérée et faible sur substrat gréso-dolomitique et calcaire (carte des sols). Ces sols sont caractérisés par une texture sablo-argileuse et argilo-sableuse. Leur surface est jonchée d'une charge grossière variable suivant la pente.

Deux profils caractéristiques prélevés dans le synclinal, l'un sur Jorf El Abiod, l'autre au centre de la dépression, ont été étudiés.

Les profils de sols rouges fersiallitiques développés sur grès carbonates du synclinal sont caractérisés par un lessivage important et un profil textural bien différencié (tableau 14). Des horizons argilliques nettement exprimés, à structure massive, apparaissent. La différenciation peut être très poussée comme dans le cas du profil "Z", où les horizons A sont presque uniquement sableux et démunis d'argile, (fig.37). Ce lessivage s'exprime aussi par la coloration des horizons suivant leur texture, le fer et la matière organique.

- La couleur : les horizons superficiels (A,) organiques sont de couleur rouge brun 5YR 3/3/ tandis qu'en profondeur, la couleur est nettement rouge du fait du lessivage des argiles et du fer et du faible taux de M.O.

-La matière organique ; fig.37)

Le taux de matière organique des horizons superficiels est plus élevé qu'en profondeur. Il est de 3,50 % à 3,74 % tandis qu'en profondeur, ce taux descend jusqu'à 0,33 à 0,72 % Ces taux élevés en surface et faibles en profondeur constituent l'un des caractères de ces sols de montagne.

Ces taux de matière organique sont relativement faibles par rapport au site bioclimatique déjà subhumide mais la végétation est dégradée. La M.O. est de type mu It. qui se décompose vite. Le milieu est saturé en Ca^{++} et Mg^{++} .

- Le fer total et fer libre

Les taux de fer varient entre les horizons de surface et de profondeur : dans les sols peu à moyennement lessivés (profil B), les différences entre horizons ne sont pas si importantes que dans les sols très lessivés^, (profil Z), où le taux de fer total varie entre 1,2% en surface et 4,29 7, en profondeur et le fer libre entre 0,6% et 4,2%.

Profil (B) 1913 / x = 34°45, 770,5 / y = 2°30, 468/ Alt. 1000 m

Etage : subhumide / Végétation : matorral dégradé à Quercus Coccifera

Pente : 5 à 10 % / Topographie : Bas de versant / Exp : Nord.

0-30 cm A1	Rouge brun sombre 5 YR 3/3 ; Argilo-limoneux, peu sableux, faible charge grossière, très organique, fibreux. Structure indéterminée à grumeleuse non calcaire limite graduelle. (Ech. B1)
30-45 cm A/B₁t	Rouge, argilo sablo-limoneux, faible densité de racine. Structure compacte, avec des taches rouges vives. Non calcaire. A. biologique très faible limite graduelle. (Ech. B2)
45-80 cm B₂t	Texture argilo-sableuse équilibrée à argileuse. Couleur rouge, non calcaire structure toujours compacte Activité biologique faible Limite . (Ech. B3)
80-140 cm B₃t	Rouge sableux, avec cailloux gréseux dolomitiques altérés de couleur rouge.(Ech. B4)
140 cm C	Roche-mère peu altérée, suivant les endroits

Profil (B) 1913 / x = 34°45, 770,5 / y = 2°30, 468/ Alt. 1000 m /Etage : subhumide/

Végétation : matorral dégradé à Quercus Coccifera /Pente : 5 à 10 % / Topographie :

Bas de versant /Expo : Nord.

0- 30 cm	Rouge brun sombre 5 YR 3/3 ; Argilo-limoneux, peu sableux, faible charge grossière, très organique, fibreux Structure indéterminée à grumeleuse non calcaire limite graduelle Ech.(B1)
30-45 cm A/B ₁ t	Plus rouge, argilo sablo-limoneux, faible densité de racine. Structure compacte, avec des taches rouges vives. Non calcaire. A. biologique très faible limite graduelle. Ech.(B2)
45-80 cm B ₂ t	Texture argilo-sableuse équilibrée à argileuse ; couleur rouge, non calcaire structure toujours compacte Activité biologique faible Limite graduelle. Ech.(B3)
80-140 cm B ₃ t	Rouge sableux, avec cailloux gréseux dolomitiques altérés de couleur rouge. Ech. (B4)

140 cm C	Roche mère peu altérée, suivant les endroits
-------------	--

Profil Z (2012)/ x = 2°25 (770,5) /y = 35°45' (471,5) / Alt : 1000 m

Etage subhumide ; /Végétation : Matorral dense à Quercus Coccifera et Arbutus unedo ; / pente : 20 à 30 % / Expo. Nord.

0- 4 cm A1	Très humifère, noir, très sableux Ech. 0-5 - Z,
4-25 A,,,	Rouge jaune 5YR/4/6. Texture très sableuse. Structure particulière, enracinement moyen, non calcaire. Limite graduelle Ech.5-15. ZZ
25-53 cm A/B,t	Rouge 2,5YR , 4/6, Sablo argileux Structure particulière A. Biologique moyenne non calcaire. Enracinement moyen à faible. limite graduelle. Ech : 25-40 Z3
53-70 cm B-t	Rouge, enracinement moyen. Présence de cailloux gréseux altérés. Structure fragmentaire polyédrique très massive. Avec des taches jaunes. Sabio argileux A. Biologique moyenne non calcaire. Couleur sombre rouge. Ech. : 55-70 Z4
70-165 B,,t	Présence de blocs et cailloux gréseux altérés ou moyennement altérés. La structure est massive, très argileuse. Couleur plus sombre rouge sang de bœuf. Non calcaire.
165 C .	Roche mère Ech/ Z5 (100-130)

N° Ech	Prof cm	GRANULOMETRIE %					pH eau
		A	LF	LG	SF	SG	
B1	0-15	27,5	17,3	6	35	10,8	7,43
B2	30-45	36,1	8,2	7,6	36,8	24,6	7,14
B3	60-75	46,5	6,2	4,2	30:1	14,9	7,67
B4	80-100	28,5	2,9	2,1	45,9	21,5	8,08
Z1	0- 5	3,8	7,1	10,2	73,2	4,5	7,8
Z2	5-15	5,0	6,2	7,5	74	5,7	8,01
Z3	25-40	32,7	3,9	4,4	56,5	2,5	8,3
Z4	55-70	35,8	8,0	3,6	52,3	1,4	8,2
Z5	00-130	52,1	9,0	5	32,6	1,4	7,94

N° Ech	Prof cm	CaCO3 total %	Matière organique %				FER		
			C.O.	N.	C/N	M.O.%	Total	Libre	FI/FL
B1	0-15	0	2,03	0,21	9,6	3,50	3,6	2,45	68 %
B2	30-45	0	0,86	0,10	8,6	1,43	3,90	2,45	62 %
B3	60-75	0	0,48	0,06	8	0,83	5,35	4,29	80 %
B4	80-100	0'	0,19	0,03	6,3	0,33	3,06	1,48	60%
Z1	0- 5	0	2,17	0,22	9,8	3,74	1,2	0,6	54%
Z2	5-15	0	0,31	0,05	6,2	0,53	1,2	0,7	59%
Z3	25-40	0	0,53	0,06	8	0,91	2,7	1,6	61%
Z4	55-70	0	0,48	0,05	8	0,83	2,8	1,8	64%
Z5	00-130	0	0,42	0,05	8,4	0,72	4,29	4,2	98%

Tableau 14 ; Caractéristiques analytiques des profils B.1913 et Z.2012.

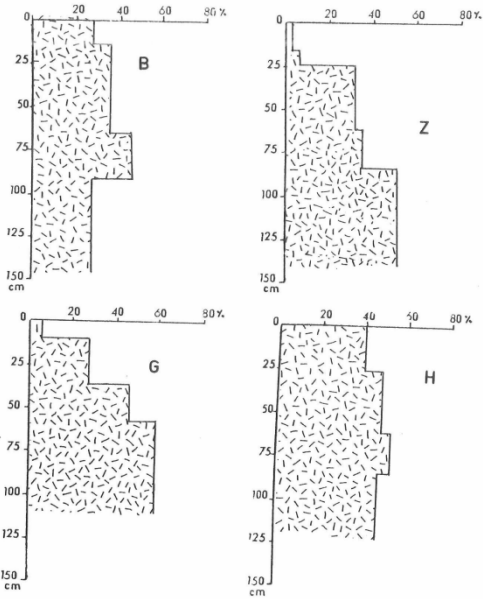


Fig. 36. Répartition des argiles dans les profils des sols fersiallitiques du synclinal de Taforhalt.

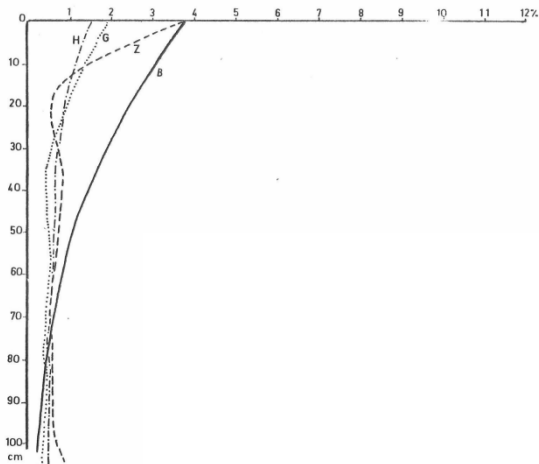


Fig. 37. Répartition de la matière organique les sols fersiallitiques du synclinal de Taforhalt.

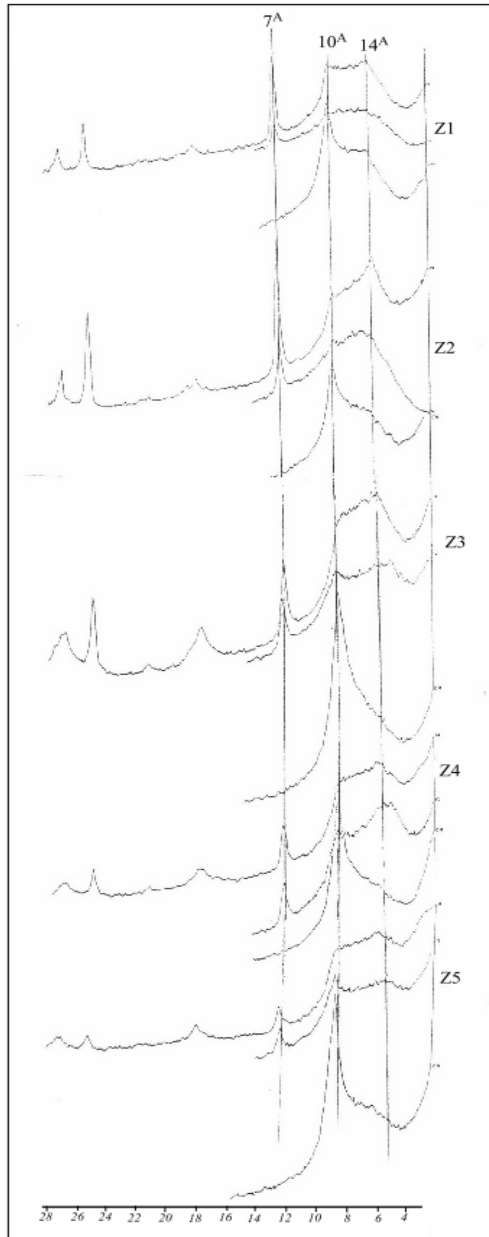


Fig. 38. Diffractogramme des minéraux argileux du profil (Z-2012) des sols rouges fersiallitiques lessivés sur grès carbonatés. (N, G, CH : respectivement lame : normale ; Glycolée ; chauffée)

Les rapports de FL/FT sont maximaux dans les horizons les plus argileux et dépassent 80 % dans ces horizons. Ces taux importants sont liés au lessivage énergétique tant au niveau des argiles qu'au niveau du fer, avec de forts indices d'entraînement.

- Les minéraux argileux

Le profil Z permet de suivre l'évolution remarquable des minéraux argileux (fig.38). Les horizons profonds à proximité de la roche-mère sont encore riches en smectites (montmorillonite et interstratifiés (I-M) ou (V - M) avec de l'Illite, un peu de chlorite et de vermiculite. Dans la partie supérieure du profil, en revanche, la vermiculite se développe largement, prédominant sur l'Illite, tandis que les smectites ont disparu.

Il s'agit là d'une évolution classique de sols lessivés en milieu acide assez rare dans la région, pour être soulignée. Il est vrai que les profils en question se développent dans un contexte de domaine subhumide montagnard.

Ech	Vermiculite	Illite	Kaolinite	Montmorillonite	Chlorites	Interstratifiés (I.V) (I.M)
Z1	+++	++	++	+	+	+ +
Z2	+++	++	+++	-	+	+ -
Z3	++	+	++	++	+	- +
Z4	++	+	+	++	-	- +
Z5	+	++	+	++	+	++

+++ ; Quantité importante ++ : Quantité moyenne + : Quantité faible ; -Traces

Tableau 15) Composition minéralogique de la fraction argileuse du profil "Z" - 20.12

3.2.2. Les sols bruns rouges fersiallitiques modaux sur substrat grésocarbonaté à dominante calcaire et sur versants colluviaux représentent une variante liée à la pétrographie du matériel parental

On les rencontre sur le substrat à dominance calcaire où calcaire et dolomie et grès calcaires (carte des sols). Leur profondeur varie suivant l'évolution karstique des calcaires. Lorsque les pentes deviennent fortes, ils subsistent dans les fentes et fissures de karstification tandis que vers l'aval, ils passent à des colluvions très épaisses avec une charge grossière caillouteuse importante.

Par rapport aux autres sols fersiallitiques décrits dans le synclinal, ils sont moins sableux mais très argileux et limoneux. La charge caillouteuse, résidue de la karstification, peut être répartie tout le long du profil. Les éclats caillouteux conservent leur forme primitive avec un adoucissement des arêtes, contrairement aux cailloux gréseux à cortex altéré.

La brunification de l'horizon de surface est liée à la matière organique décomposée, grâce à l'abondance des argiles. Les horizons A, sont bien individualisés au sommet des horizons A₂Bt à couleur rouge. Les horizons Bca sont profonds et se développent au fur et à mesure que l'on se rapproche de la roche mère.

Leur profil et leurs caractéristiques analytiques sont identiques à ceux décrits sur les bordures calcaires et dolomitiques (cf. chapitre II).

3.2.3. Les sols rouges fersiallitiques à caractère vertiques, hydromorphes sur marnes flyschoïdes à bancs gréseux :

Ces sols sont très communs sur le substrat marno-flyschoïde à bancs gréseux, dominé par un amont gréseux très altéré. Ils sont parfois recouverts de matériaux colluvionnés sableux rouges, dont l'épaisseur dépend des conditions de topographies et la vigueur des pentes. Les fortes pentes favorisent en effet un épandage superficiel des formations colluviales issues de l'amont. Dans le fond des bassins, les colluvions deviennent importantes et fossilisent un sol brun vertique, hydromorphe à pseudogley calcaire.

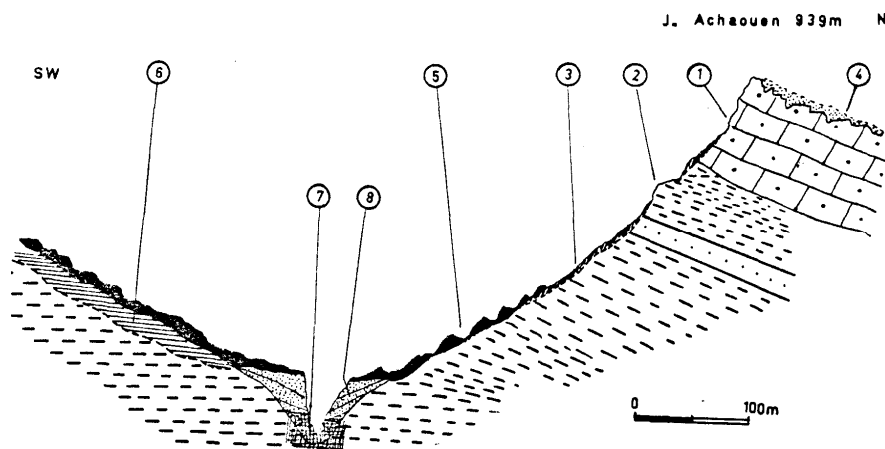
Deux profils ont fait l'objet d'études détaillées dans ces sols fersiallitiques à caractères vertiques. Le profil (G) 722 est décalcarifié, franchement lessivé et légèrement hydromorphe. Le profil H5 23, est calcaire, peu à pas lessivé et à pseudogley. Ces deux profils sont situés sur des topographies distinctes et exposition différente. Leur épaisseur varie suivant la vigueur de pente et la fourniture colluviale de l'amont. Le profil G 722 est décrit ci-dessous.

Profil G.722

x = 2°25 (774) / y = 34°45' (470) / altitude 920 m / Exposition : Nord / pente : 10 à - 15 % / Climat : subhumide / Végétation : boisement de pin d'Alep.

0-13 cm A1	-Horizon noir à brun rouge sableux à sablo-argileux. Enracinement moyen. A. biologique moyenne, forte porosité/non calcaire. Charge grossière faible. Limite graduelle. (Ech. G1)
---------------	---

13-38 A ₂ /B _{1t}	- Couleur rouge à rouge jaune 2.5 YR 4/8. Texture sablo-argileuse à sableuse. Structure particulière. Enracinement faible à moyen. Non calcaire. Activité biologique moyenne. Limite graduelle.(Ech ; G.2.)
38-54 B _{2t}	- Caillouteux, rouge à rouge jaune 2,5 YR 4/8 à 4/6. Texture équilibrée argilo-limono-sableux. Non calcaire. Structure polyédrique. Activité biologique moyenne à faible. Enracinement faible. Limite graduelle-(Ech. G.3)
54-90 B _{3t}	- Couleur ocre à ocre jaune rouge, très caillouteux surtout des grès moyennement altérés argilo-sableux à argileux. Non calcaire.
90 - 148 B _{4tg}	- Horizon hydromorphe à pseudogley, non calcaire. Couleur brun jaune sombre 10 YR 4/4/ , faiblement caillouteux (Ech : G4)
> 148 cm	- Roche mère pélitique massive



1. Corniche abrupte. 2. Pélites et passée de grés. 3. Rendzine calcaire encroûtée. 4. Rendzine sableuse. 5. Sol fersiallitique rouge très décapé 6, Sol rouge fersiallitique épais à caractère verticale hydromorphe sur marnes flyschoides (Pélites), 7. Sol hydromorphe de fond de vallon. 8. Alluvions limoneuses à limoneuses et sableuses récentes.

Fig. (39) Séquence de sols sur grès et petites sur le versant sud de Jebel Achaouen, au lieu dit Lahwafi.

N° Ech.	Prof cm.	GRANULOMETRIE					pH eau
		A	LF	LG	SF	SG	
G1	2-13	5,7	11	8,9	65,9	5,9	7,24
G2	20-38	27,4	6,9	3,7	51,2	10,1	7,32
G3	40-50	44,5	2,1	33	35,5	14,6	7,33
G4	60-80	59,8	1,4	8,4	25	3,8	7,90
H1	0-25	40,3	9,2	8,5	38	5,7	8,05
H2	35-55	49,1	16,3	13,4	13,2	7,4	8,59
H3	70-85	52,4	17,3	15	12,3	4	8,60
H4	100-120	47,8	26,2	14,2	4,7	7,1	8,88

CaCO ₃		Matière organique %				Fer %		
Total	Actif	C.O.	N	C/N	M.O	T	L	L/T
-	-	0,29	0,04	7,2	0,50	1,61	1,11	68
-	-	0,40	0,05	8,0	0,69	2,56	0,83	32
-	-	0,30	0,04	7,5 8	0,51	2,51	1,28	50
0,7	-	0,72	0,09	8	1,24	2,73	2,39	87
11,4	5	0,47	0,07	6,7	0,84	2,84	"2,62	92
6,6	-	0,45	0,06	7,5	0,77	2,34	1,89	80
17,3	8	0,25	0,05	5	0,51	1,33	1,22	91

Tableau 16 : Caractères analytiques des profils G et H.

La différenciation des profils se manifeste au niveau de la granulométrie, de la couleur, du calcaire et du fer.

- La couleur. : Les horizons superficiels, surmontant le substrat[^] sont rouges 2,5 YR, tandis qu'au contact du substrat, ils sont ocre jaune 10YR, surtout dans les horizons hydromorphes. La distinction entre le matériel colluvionné, lorsqu'il existe et les horizons évolués sur place, est nette. Lorsque ces sols n'ont pas été "polyphasés" par des apports, la couleur est en surface brun rouge "sang de bœuf" et la limite entre les horizons est graduelle.

- la texture : elle est équilibrée en surface avec des proportions importantes d'argiles. Parmi les sables, la fraction fine domine avec plus de 50%. En profondeur la texture est très argileuse (Tableau 16) (fig. 36). Dans le profil G, la différenciation texturale est accusée, avec des indices supérieurs à 2. L'influence d'un recouvrement colluvial plus sableux est probable, mais il peut s'agir également de l'effet dû à la décomposition d'un mince banc gréseux inclus dans la roche— mère.

- L'état du fer ; Dans les profils lessivés, le lessivage intéresse à la fois les argiles et le fer : pour ce dernier, les indices d'entraînement sont élevés et supérieurs à 2. Le rapport Fer libre/Fer total demeure variable et faible à moyen.

Dans le profil "H", plus hydromorphe, le rapport FL/FT, également variable, est nettement plus élevé, de l'ordre de 80 à 90 % sans doute lié aux conditions d'individualisation du fer en milieu hydromorphe.

3.3. Les formations alluviales et les travertins

Les formations alluviales rencontrées le long de l'oued Tazemmourt sont peu importantes, sauf à l'aval, tandis que les accumulations de travertins sont importantes et anciennes et occupent des topographies en forme de lanières perchées.

3.3.1. Les sols alluviaux de la plaine d'érosion de Taforhalt (planche 4, photo 1)

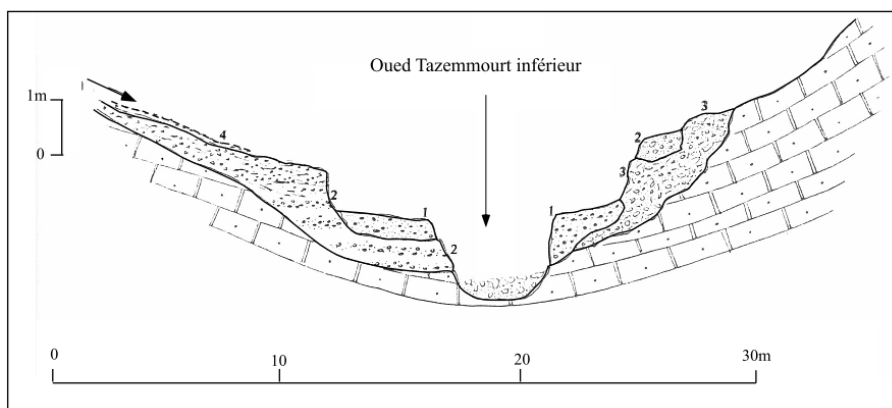
Ces sols se déploient à la convergence de l'oued Tazemmourt, l'oued Bouchta et les vallons et talwegs des versants qui dominent la plaine d'érosion de Taforhalt à l'amont de la lanière travertineuse de Kahf-Lahmam. Ces sols sont sablo-limoneux, peu argileux, récents et très profonds. Leur étendue est très limitée. Proche des versants qui les dominent, ils tendent à être colmatés par des colluvions, par l'intermédiaire de glacis-versant de faible dimension qui assurent la transition avec l'amont des versants (carte des sols).

3.3.2. Les terrasses alluviales

Elles sont localisées sur les berges de l'oued Tazemmourt, surtout à l'aval/au débouché du bassin de Trhasrout. A l'amont, elles sont très dégradées et lorsqu'elles existent, elles sont en majorité récentes.

Les dépôts anciens sont localisés à l'aval de Kahf Lahmam où ils surplombent l'oued de 1 à 5 m. Leur largeur ne dépasse pas -10m. Hormis, les niveaux anciens, les niveaux récents sont susceptibles d'être submergés ou emportés par les crues dévastatrices (crue de 1967) et subissent un recul par sapement latéral des berges.

Les faciès sédimentaires présentent une grande variation entre l'amont et l'aval. L'amont ne comporte que de petites terrasses limoneuses, sableuses et caillouteuses très dégradées, en majorité détruites.



1: Niveau récent (Rharbien), sables et limons parsemés de galets ; 2: Niveau constitué par des limons-sableux, graviers et galets émoussés à moyennement émoussés ; 3: Poudingue très consolidé à ciment calcaire rosé ; 4: Dépôts d'apport colluvial caillouteux et limono-argileux.

Fig. 40. Emboîtement des dépôts de terrasse à l'aval de Kahf-Lahmam (oued Tazemmourt inférieur).

A l'aval de la grotte des pigeons , les dépôts les plus significatifs montrent une structure qui se présente de la façon suivante :(fig.40).

Sur la rive gauche

Niveau 1 : Très récent (Rharbien) avec des limons et sables parsemés de galets. Lorsqu'il ne fossilise pas les niveaux sous-jacents (2 et 3), il subsiste sous forme d'interfluve. Son épaisseur varie entre 0,50 et -1 m. L'interfluve est

probablement du Rharbien récent, tandis que le niveau fossilisant les niveaux 2 et 3 pourrait être du Rharbien ancien car il est plus limoneux que celui de l'interfluve sableux.

Niveau 2 ; ancien perchée Soltanien) probablement fossilisant le poudingue consolidé. Il est constitué par des limons sableux, des graviers et des galets émoussés à moyennement émoussés. Ce dépôt comporte une couleur rouge foncé. Il est situé à 2,50 m du lit d'oued.

Niveau 3 : Poudingue, ancien, très consolidé (Quaternaire moyen inférieur probablement) à ciment rosé calcaire. Le poudingue englobe des cailloux ayant un cortex altéré au sein de la matrice calcaire où les anciennes formes anguleuses ont été réaménagées, ainsi qu'une minuscule rekastificaton en forme de creux de -1 à 2 cm de profondeur (fig.41).

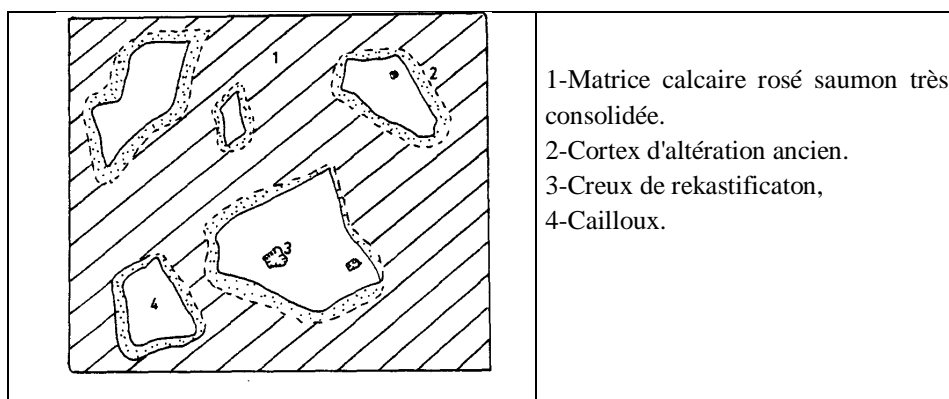


Fig.41 Coupe schématique d'un poudingue à cailloux rekarstifiés

Sur la rive droite

Niveau 1 : colmate le niveau 2 par des limons et sables avec des galets émoussés. Son épaisseur est de moins de 1 m.

Niveau 2 : Très épais sur cette rive avec plus de 3 m d'épaisseur. Sa surface est recouverte par des colluvions argilo-limoneuses et caillouteuses et des petits glacis-cônes des versants dominant les berges. La structure sédimentaire des alluvions est dominée par :

- fortes proportions de limons.
- des passées de limons, sables et peu d'argiles.

Ces passées alternent sur 3 -m avec une épaisseur de 30 à 40 cm pour chaque passée.

Le niveau 3 est absent sur cette rive et l'emboîtement incomplet.

Ces différents niveaux témoignent des phases de creusement et d'alluvionnement après le dépôt du niveau 3 conglomératique, situé à plus de 5 m au-dessus du lit actuel.

Approche sédimentologique

La matrice des alluvions est caractérisée par la dominance des sables et de faibles proportions de limons et d'argiles. Les teneurs en carbonates sont importantes (tableau 17).

NIVEAU	GRANULOMETRIE %					Ca C O ₃ %	
	A	LF	LG	SF	SG	Total	actif
Niveau 1	8,9	7,4	5,2	37,3	41,2	17,2	5
Niveau 2	11,6	10,3	3,2	23,2	51,8	40	6

Tableau 17): Granulométrie et CaCO₃ de la matrice de la terrasse de la grotte des pigeons (rive gauche).

Les courbes cumulatives des sables (fig. 42) prélevés dans les niveaux 1 et 2 sur la rive gauche ne traduisent pas un tri sensible. Elles sont de type logarithmique, faiblement classé.

-Le spectre minéralogique des sables (600µ 800 µ) est marqué par la prépondérance des grains de calcite (90,6%), suivis de minéraux opaques (oxydes de fer) (1,6%), des débris de pelites (4%) et les quartz (3,6%).

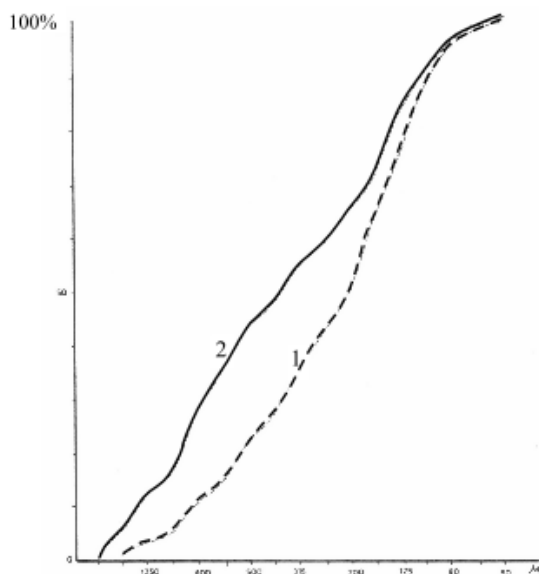


Figure- 42 Courbes cumulatives des sables de terrasse de la grotte des pigeons (bas Tazemmourt).

Ces faibles proportions de quartz sont étonnantes, compte tenu que l'amont du bassin de la grotte des pigeons (bas Tazemmourt) est très sableux, vu l'arénisation très poussée des grès dolomitiques et la forte libération de quartz. La faible proportion de ce minéral dans ces dépôts de terrasse, témoigne d'un fonctionnement indépendant du secteur aval par rapport au secteur amont. On peut penser que ces formations alluviales se sont mises en place pendant une période où le bassin de Taforhalt était obturé par la lanrière travertineuse étudiée plus loin C§ 3.3.3.). Les formations alluviales en provenance des hauts bassins remplissaient alors le grand creux de Taforhalt, probablement karstique. On sait d'ailleurs d'après A. Laouina, (1974) qu'il a été postérieurement à sa formation réentaillée sur ses bordures nord et nord-est. Cette hypothèse peut être confirmée aussi par le faible émoussé des cailloux pris dans le poudingue, qui ne provenaient pas de très loin.

3.3.3. Les travertins de la grotte des pigeons et d'Aounout

Dans les vallées des Béni-Snassen, l'importance prise par les accumulations travertineuses semble indiquer que l'époque fini pliocène et villafranchienne fut caractérisée par des phases de Karstification très poussées et actives dont l'épaisseur et l'étendue de ces accumulations constituent un indicateur pertinent (J. VAUDOUR,

1982).

Ils constituent soit des topographies en forme d'entablements qui se terminent par un front vertical au sein du bassin de Taforalt (fig.43) (planche 4, photo 5) (planche 5 photo 1), soit des sites perchés comme à Aounout (fig.44). On les rencontre à la sortie des gorges, le long des cours d'eau, à l'aval d'un bassin ou près des émergences importantes. En général, ils sont très liés aux calcaires et dolomies et grès carbonates du massif des Béni-Snassen centraux.

Ils s'étagent depuis le bassin de Taforalt jusqu'à Arougène dans le Moyen Zegzel. Ils fossilisent de larges vallées où des bassins disséqués en croupes. Leur site témoigne de l'étranglement topographique original dû à la structure géologique. Leur mise en place est postérieure au façonnement des bassins perchés. Ils sont aussi postérieurs au creusement et à l'élargissement de la vallée de l'oued Tazemmourt puisqu'ils fossilisent ses versants. Le bassin d'érosion (plaine d'érosion) de Taforalt est sans doute un creux karstique qui a été comblé par des alluvions bloquées par la construction du bouchon travertineux de la grotte des pigeons.

Ils ont dans l'ensemble (Travertins de la grotte des pigeons) un aspect de calcaires travertineux roses semblables au ciment saumon des brèches dont l'épaisseur peut dépasser 25 m. C'est un calcaire dense, peu poreux, associé à des passées à lentilles conglomératiques résistantes et cimentées (A. Laouina.1982). Le dépôt de l'ensemble paraît contemporain d'une phase fluviale active suggérée par ces passées conglomératiques associées au dépôt. Ils traduisent en même temps une phase de remaniement d'altérites et de sols qui interviennent dans la coloration du calcaire et du ciment (A. Laouina, 1982).

Sur le versant Nord du synclinal de Taforalt, à Aounout, on rencontre, depuis les travertins perchés en place (700 m d'altitude) jusqu'à l'aval du versant, des travertins, de faible épaisseur, repris sur le versant très encaissé et entaillé par des ravins et vallons (cf. carte géomorphologique). Ces travertins repris sont probablement, immédiatement postérieurs à la mise en place des travertins perchés situés à l'amont. Le seul argument que l'on puisse avancer étant leur faible épaisseur bien inférieure à celle des travertins instaurés au fini Pliocène et début villafranchien.

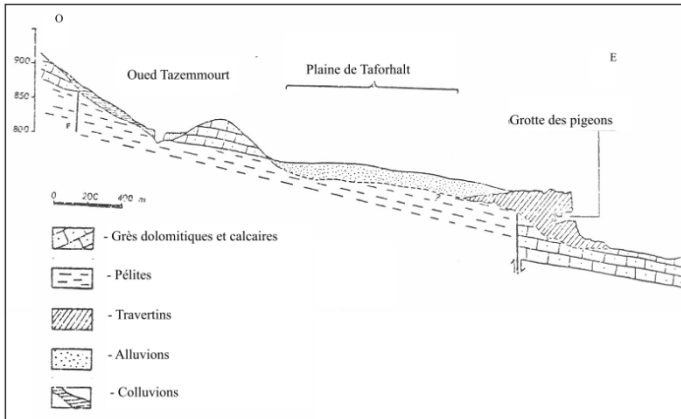


Fig. 43 Coupe à travers le bassin perché de Taforhalt

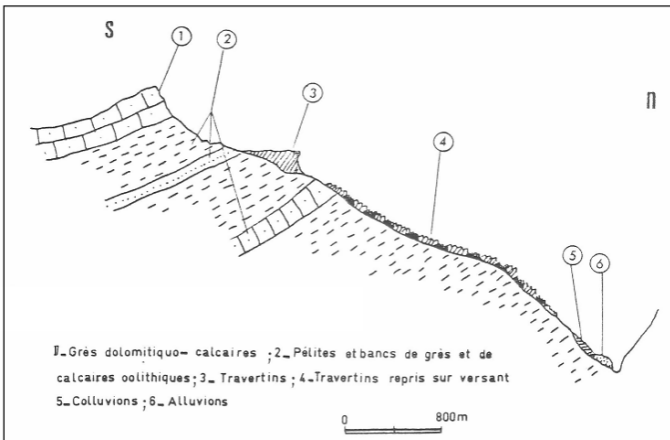


Fig. 44 Nature des dépôts sur le versant d'Aounout.

Photo-1- Vue panoramique du synclinal perché de Taforhalt; au premier plan, le bassin d'érosion de Taforhalt avant la lanière travertineuse de la grotte des pigeons

Photo-2- Vue générale du front nord du synclinal perché de Taforhalt et l'importance du cône de déjection de Beni-Attia.

Photo-3- Vue panoramique sur les glacis de front de Bled Eddir sur le piémont sud du synclinal de Taforhalt.

-Coupe du profil des sols fersiallitiques à caractère verticale sur marnes - flyschoides à passée gréseuse dans le synclinal de Taforhalt.(alt. 850m).

-Arénisation des grès carbonates avec traces de rubéfaction très localisées.(Photo prise à sidi Jebbar à une altitude de 950m.

-Niches d'arrachement sur les marnes flyschoides sur le versant nord de J. Israne dominant le Tagma.

-Formes de boursoufflures dans le synclinal de Taforhalt.

-Décapage et ravinement des sols rouges fersiallitiques du synclinal de Taforhalt au lieu dit Ihoufaïne.

-La lanrière travertineuse de la grotte des pigeons et sa rekastification.

4 – Les formes de remaniement actuel des versants .

L'érosion sous ses différentes formes a un rôle primordial dans l'intensification et la variabilité des couvertures pédologiques et des formations superficielles en général. Elle est conditionnée par le facteur - topographie-pente, la nature pétrographique du substrat et les conditions bioclimatiques. La vigueur des tronçatures sur les versants sensibles est liée aux fortes pentes et à la masse et la nature des couvertures résiduelles recouvrant le substrat.

Sur les deux fronts du synclinal, dominés par des crêtes rocheuses qui alimentent le bas des versants par des éboulis grossiers sans grande importance, le substrat marno-flyschoïde a passées gréseuses et calcaréo-oolithiques, constitue le substrat le plus défavorable pour la stabilité des colluvions qui le couvrent.

En effet, les différentes formes et mouvements de masse rencontrés se localisent sur les marnes flyschoïdes. Malgré l'enrichissement en colluvions provenant de l'amont, ces dernières sont vite exposées au décapage en dépit de la forme en gradin de ces versants. La nature des marnes flyschoïdes permet l'engorgement et la saturation en eau par les pluies continues quand celles-ci ne sont pas sous forme d'averses brutales. Elles favorisent la saturation du substrat et la masse colluviale atteint facilement les limites de sursaturation puis de plasticité, ce qui déclenche un déplacement en masse' qui engendre des formes de boursouflures et des niches d'arrachement. On peut attribuer aux fortes pluies brutales, qui tombent en forme d'averses orageuses, le déclenchement d'un ravinement vigoureux qui débute d'abord par des griffures et s'encaisse vite dans les marnes pour engendrer des ravins de 1 à 2 m et plus de profondeur.

4.1. Les formes de solifluxion et de boursouflures (planche 5-photo 4)

Elles sont fréquentes en forme de loupe de solifluxion associant des petits décrochements de -1 à 3 m et des boursouflures d'un profil longitudinal d'une cinquantaine de mètres de long. Elles se manifestent par une ondulation des dépôts de versants généralement argileux et argilo-limoneux. Elles affectent les versants marno-flyschoïdes des versants de Jorf el Abiod. Elles sont très courantes sur le versant de Jebel Achouaouen à Ihoufaïne. Lorsque l'engorgement est assez important, elles se transforment en coulées boueuses, cas très peu fréquent, avec des niches d'arrachement par solifluxion (fig. 45).

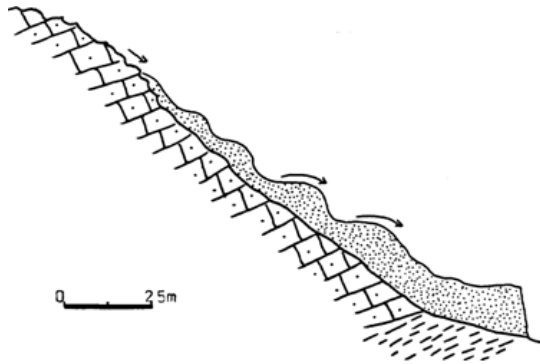


Fig. 45 Formes de boursouflures à l'amont de la plaine alluviale de Taforhalt.

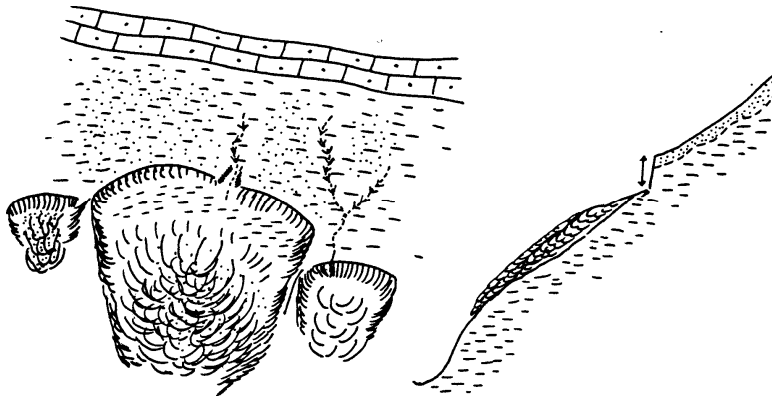


Fig. 46 Coupe longitudinale d'une niche d'arrachement dans les marnes flyschoides à l'amont de la plaine alluviale de Taforhalt.

4.2. Les nichés d'arrachements (planche 5, photo 3)

Elles ne sont pas très courantes ni spectaculaires. Elles se localisent surtout sur les versants à forte instabilité provoquée par la concentration des talwegs et ravins qui créent un déséquilibre au sein des versants marno-flyschoides de Jorf El Abiod et Israne (fig46).

4.3. Les ravinements (planche 5 photo 5)

C'est la forme d'érosion dominante dans les masses flyschoides, surtout sur les versants dénudés, à couverture végétale très dégradée ou des versants mis en culture. Ils ont pour origine les chutes brutales de pluies tombant sous forme

d'averses orageuses créant des griffures qui se transforment au bout de quelques averses de -même intensité, en petit ravineaux puis en ravins de 50 a. 1.00 cm de profondeur, en général.

On les localise surtout dans les zones de mise en culture sur des versants ou les pentes sont déjà fortes, pouvant atteindre 25[^] ou plus, sur le flanc sud, à lhamdane. Les pratiques culturelles traditionnelles d'un côté, et la fragilité et la sensibilité des marnes flyschöïdes, actionnent ce mécanisme déclenché par les pluies brutales et les pentes. Leur encaissement engendre à l'aval des versants de minuscules niches d'arrachements liées à la dissecation et l'encaissement profond. Ils aboutissent tous au fond des oueds.

Comparées aux grandes formes de remaniements évoluées dans les marnes de montagnes rifaines, les formes rencontrées dans les Béni-Snassen sont mineures. Mais, elles remanient directement ou indirectement les versants et les formations qui les couvrent, d'où une grande complexité de la mosaïque pédologique. Les sols fersiallitiques à caractères vertiques, polyphasés, sont en fait des sols bruns vertiques fossilisés par les décapages venant de l'amont.

III - LE PIEMONT NORD DU SYNCLINAL DE TAFORALT : UN PIEMONT DISSEQUE AUX FORMES VARIEES

1. Les cônes d'épandage.

Le piémont nord est caractérisé par l'évolution d'une série de cônes de déjections anciens qui étaient les principaux collecteurs de matériaux et qui forment le soubassement actuel des plaines nord. A l'aval du grand synclinal perché au nord, deux grands cônes sont à distinguer, situés à la sortie des principales vallées internes, le Tagma à l'est et le cône de Béni Attia à l'ouest.

1.1. Le cône ancien majeur des Béni-Attia

1.1.1. Situation et géométrie

Il prend naissance a. Douar Bou Tayeb où l'oued Béni-Attia reçoit un réseau anastomosé de vallons encaissés qui descendent du versant de Jorf El Abiod. Son amont se situe à une altitude de 300 m, où sa largeur n'excède pas 200 m, tandis qu'à l'aval, à Bled Taflout, elle dépasse 800 m. L'oued Béni-Attia emprunte actuellement un cours situe sur sa rive gauche tandis que son axe à l'amont butte contre la colline de kalaat Falioun qui s'élève à 252 m en position dominante. Le profil longitudinal montre une pente qui s'affaiblit vers l'aval. Elle passe de 5 à 6 % à l'amont à 2 à 3 %, à Bled Taflout, parfois moins. Au fur et à mesure qu'on descend vers l'aval au contact des plaines, les pentes diminuent (planche 4, photo 2). L'épaisseur du cône, difficile à estimer faute de sondage, serait de plus de 25 m.

1.1.2. Structure sédimentaire

Au centre de Bled Taflout, une coupe incomplète prise au fond d'un puit creusé, présente la séquence suivante (fig.47).

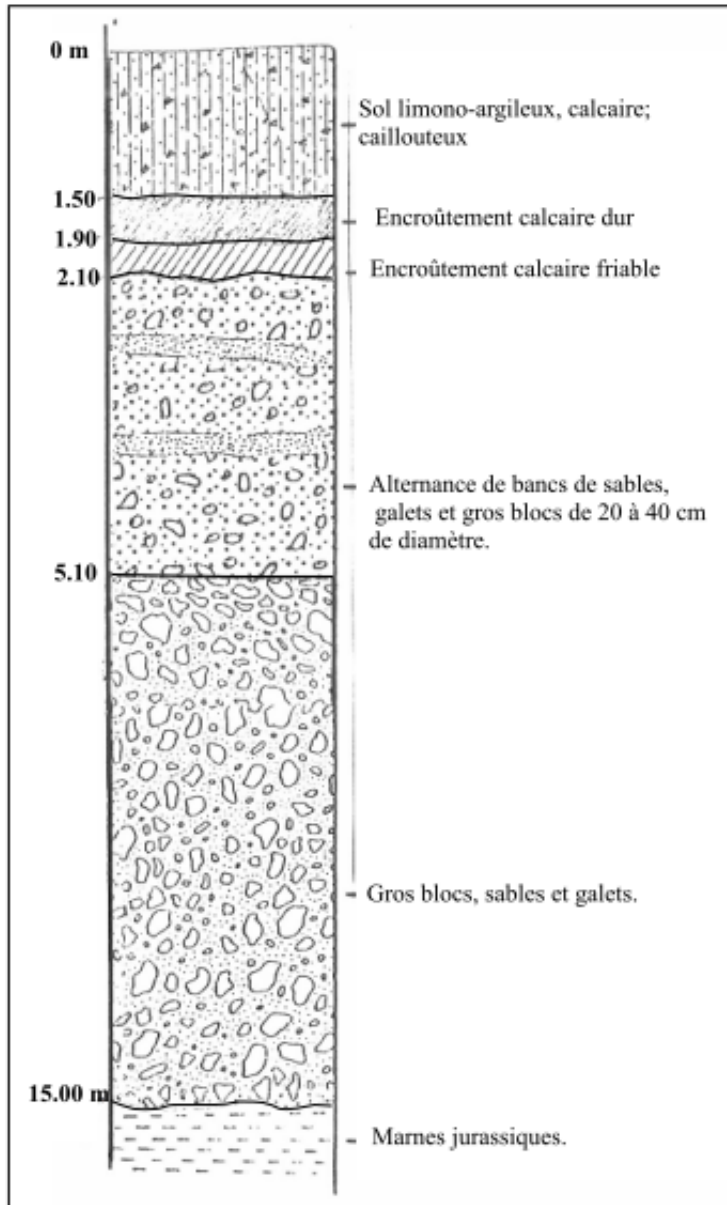


Fig. 47 Coupe schématique du cône de déjection de Béni-Attia à bled Taflout.

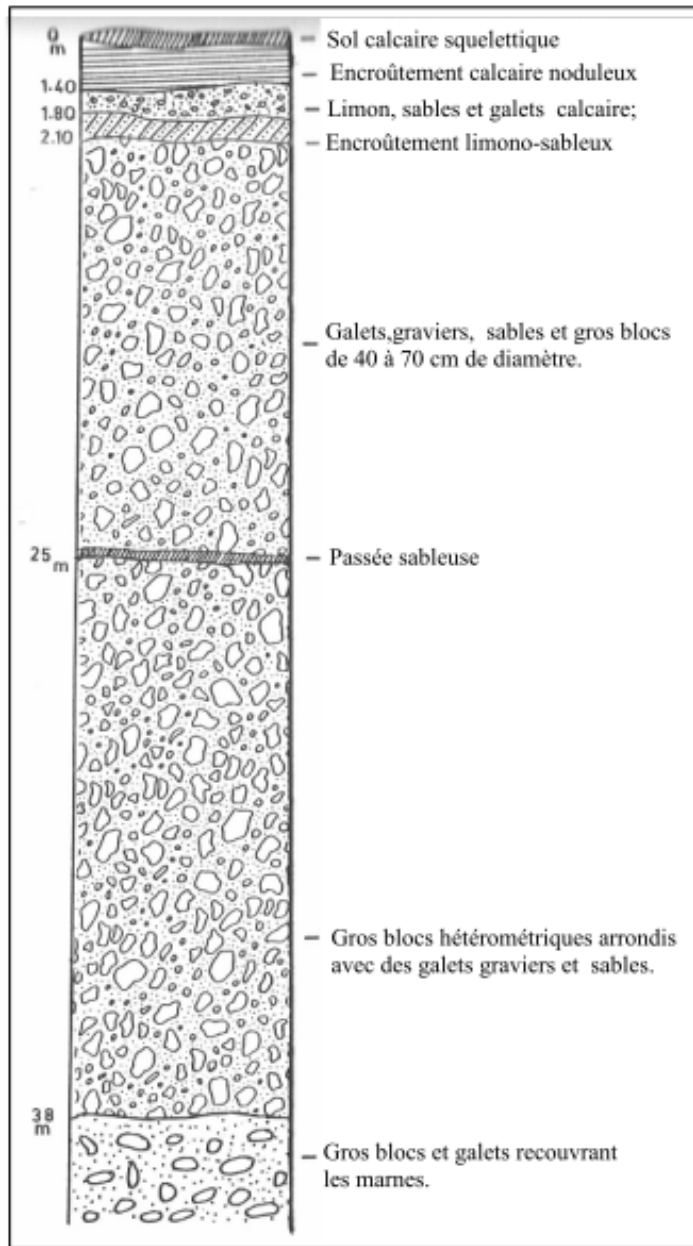


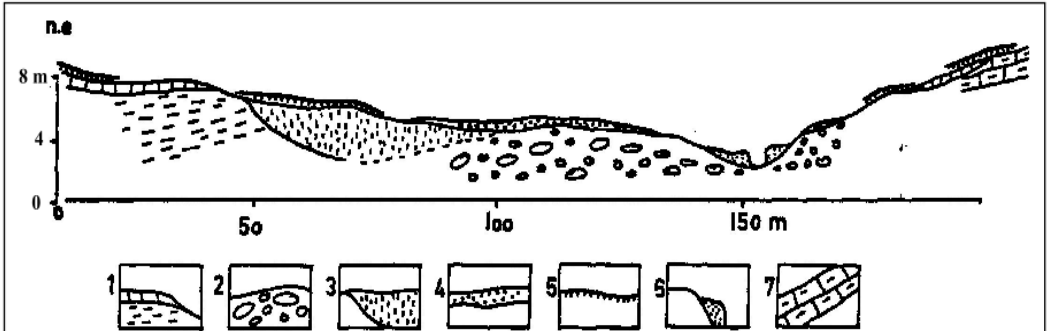
Fig. 48 Coupe schématique du cône de Tagma.

- 0-1.30 m Formation limono-argileuse, peu calcaire et caillouteuse. Les cailloux sont sub anguleux à peu arrondis d'un diamètre varié entre 5 et 15 cm. Cette formation est coiffée en surface par de gros blocs rejetés en surface d'un diamètre de 1 m qui sont très parsemés.
- 1.30 - 5.00 Alternance de passées limono-sableuses avec des galets de petite dimension, des graviers, avec parfois de gros blocs roulés arrondis de 50 à 80 cm de diamètre. Les galets sont de calibre variable entre 3 et 20 cm. La matrice sableuse est dominante avec peu de limons.
- 5.00 - 15.00 m Sables, graviers, galets et gros blocs. Les galets sont très dominants et les gros blocs conservent toujours leur diamètre plus de 15 m. Marnes du Jurassique supérieur

1.2. Le cône de déjection de Tagma

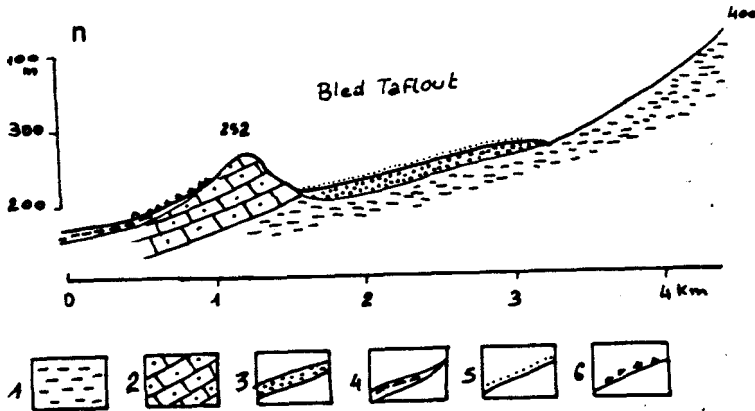
1.2.1. Topographie et morphologie

Par rapport au cône des Béni-Attia, celui de Tagma a un amont sous forme d'entonnoir ouvert à Sidi Abdellah sur deux principales vallées : la vallée de Titililla située dans l'axe de la grande faille de Tizi ou Zemmour à l'est, et la section amont de Tagma à l'ouest. L'engorgement et le rétrécissement s'effectue à 700 m au-delà de Sidi-Abdellah vers l'aval entre les points cotés 374 m à l'est et 300 m à l'ouest. Le rétrécissement s'est accompagné d'un intense creusement de l'oued Tagma, qui lui a permis de dégager ses matériaux au cours du Quaternaire ancien. La confluence qui se faisait à Sidi Abdellah pendant ce temps, a gagné vers l'aval à l'entrée du couloir où actuellement chaque oued longe une rive, tandis qu'au milieu la topographie se présente sous forme de "dos de baleine".



- 1 - Villafranchien, dalle calcaire et limons rouges
- 2 - Cône du Quaternaire ancien à gros blocs et galets (faciès 4 fig. 49)
- 3 - Limons rosés - Quaternaire moyen ? Terrasse n° 3
- 4 - Terrasses n°2, conglomératique encroûtée, quaternaire moyen
- 5 - Croûte calcaire à pellicule rubanée superficielle démantelée reprise sur versant en colluvions
- 6 - Limons récents niveau 1 Quaternaire récent
- 7 - Calcaires et marnes du Dogger

Fig. 49 Emboîtement des formations du cône de déjection de Tagma à Sidi Ali Tachfint (coupe proche de la R.P. 27)



- 1 - Marnes; 2 - Grès calcaires; 3 - Cône de Béni-Attia; 4 - Glacis encroûté; 5 : Sol rouge épais; 6 - Dépôts de versants.

Fig.50 : Coupe à travers le cône de Béni-Attia

- L'épaisseur du cône est de 38 m à Sidi Abdellah (coupe d'un puits échantillonné). Cette épaisseur met en valeur l'intensité du creusement d'un côté et l'ampleur de remblaiement de l'autre. Elle diminue à la sortie du couloir où l'épandage des matériaux devient important vers l'aval.

Au sein de l'oued Tagma, à la sortie du couloir, des terrasses alluviales se déploient sur les berges fossilisant les matériaux du cône (fig. 49). Ce sont des dépôts anciens, mis en place, postérieurement au cône qui devrait être probablement du Quaternaire ancien inférieur puisque son axe longitudinal est comblé par une terrasse conglomératique encroûtée que l'on peut rapporter au Quaternaire moyen.

1.2.2. Approche sédimentologique

1.2.2.1. L'organisation du dépôt

Au fond d'un puits de 38 m de profondeur, à Sidi Abdellah, on a prélevé des échantillons le long de la séquence suivante (fig. 48);

0 - 40 cm : Sol calcaire encroûté, caillouteux et squelettique ;

40 - 1.40 : Encroûtement calcaire noduleux moyennement consolidé.

1.40- 1.80 : Limons sableux calcaires à sableux avec des galets émoussés et graviers (Ech.1).

1.80- 2.10 : Encroûtement limono-sableux avec graviers et sables, et peu de galets (Ech.2)

2.10 - 25.00 : Galets dominants graviers et gros blocs de 40 à 70 cm de diamètre. La matrice est sableuse (Ech. 3).

25.00-38.00 m : Gros blocs hétérométriques arrondis calcaires et calcaires oolithiques, des galets émoussés et arrondis avec sables et graviers.

A 38 m, ces gros blocs et galets recouvrent les marnes du substrat très argileux (Ech.4).

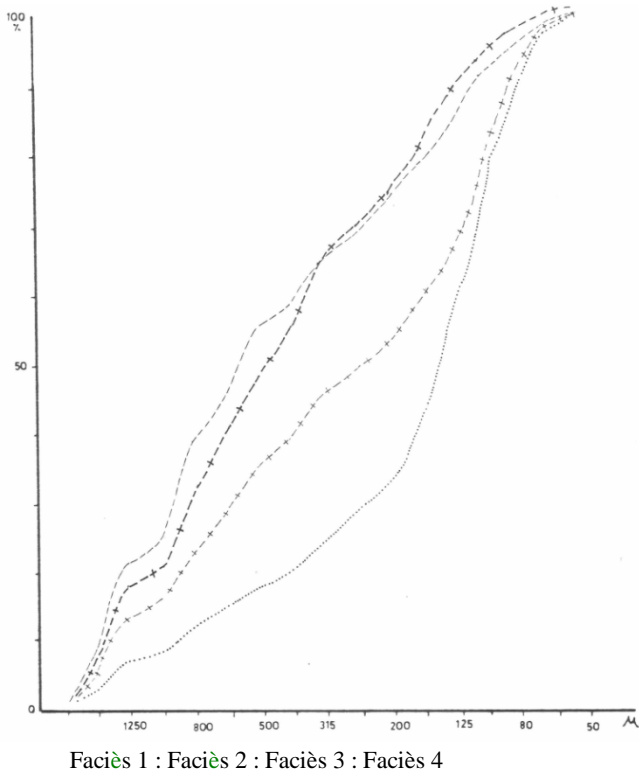


Fig. 51 Courbes cumulatives de la fraction sableuse du cône de Tagma

1.2.2.2. Granulométrie et minéralogie des sables et des argiles

Les courbes cumulatives des sables (fig. 51) sont du type "hyperbolique à semi-logarithmique pour le faciès supérieur indiquant un dépôt peu à mal sélectionné. En profondeur, les courbes se redressent avec une tendance semi-parabolique, traduisant un dépôt peu sélectionné mais mieux classé et mieux trié pour les sables inférieurs à 200.

La matrice de ce cône (tableau 18) montre une nette dominance des sables. Les limons comportent une proportion peu importante en profondeur tandis que les argiles n'excèdent pas de 17,4%. Pour les calcaires, le total est équilibré dans les faciès avec d'importantes proportions tandis que le calcaire actif est très variable.

Faciès	GRANULOMETRIE					Ca CO ₃	
	A	L.F	L.G	S.F.	S.G.	Total•	Actif
Faciès 1	9,8	7,6	2,9	11,7	68	36	5
Faciès 2	17,4	15,8	8,6	30,2	28	42,5	15
Faciès 3	11	8,4	4	15,2	62,3	22,1	7,5
Faciès 4	15	25,7	9,8	32,2	17,3	32,7	8,5

Tableau : 18 compositions granulométriques et teneur en Ca CO₃ total et actif de la matrice du cône de Tagma.

L'analyse minéralogique des sables montre une forte représentation de calcite pure ou noduleuse. Les grès, les minéraux opaques et les quartzs sont rares. Les quartz agglomérés à ciment siliceux ne sont pas rares et témoignent de l'influence des grès des corniches et des bancs de grès alternant avec les marches flyschoides.

Les minéraux argileux montrent l'importance de la kaolinite héritée avec (60%) et des proportions réduites d'Illites et de Chlorite ou de vermiculite.

Conclusion

Les deux cônes du piedmont nord sont couronnés par des encroûtements calcaires plus ou moins épais, sans croûtes ou formations conglomératiques individualisées. Ils sont caractérisés par l'ampleur de leur épandage vers l'aval et par leur hétérométrie (gros blocs et galets abondants en profondeur et graviers, galets et passées de sable avec des limons plus ou moins encroûtés en surface).

2. Modèles et structures des glacis.

A la sortie du grand cône de Tagma, sur le versant nord de Jebel Boubeker ou khellouf et au nord d'Irhzer Nyasmarh, s'étalent des formes d'épandage dominées par des glacis anciens, glacis versants.

Les glacis anciens sont conservés dans le couloir situé entre les collines qui jalonnent le piedmont d'Est en Ouest et les bas versants structuraux. Ils sont encaissés et disséqués par des ravins de quelques oueds et affluents de l'oued Cherrâa. Leur forme topographique de surface les rattache plutôt à des glacis-

cônes puisqu'ils s'enracinent à l'aval des versants structuraux qui les dominent à l'amont.

Ces formes d'épandage, qu'elles soient des glacis versants glacis anciens ou glacis cônes ont un amont en général formé par un versant de revers structural calcaire et marno-calcaire. Ils débutent avec des surfaces érodées à l'amont tandis qu'à l'aval, leurs surfaces topographiques encroûtées sont plus régulières et à pente douce. L'épaisseur des matériaux augmente vers l'aval entre 3 à 4 m lorsqu'ils convergent avec des cônes de déjections. Ils sont très incisés par des oueds qui remanient les plaines à l'aval, tel l'oued Tagma l'oued Chabrene, l'oued Ousroutane. En fait, il ne faut pas négliger l'ampleur de l'érosion latérale, en nappe ou en griffe, réalisée sur ces surfaces d'épandage qui a été suffisamment importants pour favoriser le remaniement et le démantèlement important des croûtes superficielles.

2.1. Les glacis-versants encroûtés

Autour de Jebel Bou Beker ou khellouf et sur les deux rives de cône de Tagma à l'amont, se sont installés des éléments de glacis versants qui se disposent entre les petits cônes glacis apparents et qui s'emboîtent à l'aval avec des alluvions de l'oued Tagma. Ils sont caillouteux, encroûtés depuis l'amont, jusqu'à l'aval. La charge caillouteuse est formée généralement de débris de croûtes démantelées. Leur surface à l'amont peut être dénudée là où le substrat affleure comme elle peut être couverte par des matériaux caillouteux de faible épaisseur (20 à 30 cm) tandis que vers l'aval, leur épaisseur augmente et peut atteindre 1,50 m à 2 m au maximum. Ils présentent des encroûtements sommitaux discontinus et peu consolidés. Leur longueur dépasse rarement 300 m de l'amont vers l'aval et leur pente diminue au fur et à mesure qu'on descend vers l'aval.

2.2. Les glacis anciens d'accumulation encroûtés

2.2.1. Topographie et morphologie

Ils sont situés à l'aval des versants de revers calcaires et marno-calcaires du Lias supérieur exposés au nord, depuis l'Azrou, Guidern à l'Est jusqu'à l'oued Tagma à l'Ouest. Ils sont conservés dans le couloir situé entre l'axe des collines et la retombée marno calcaire et calcaire de l'Azrou Guidern et Malou Izemrane de direction Est-Ouest. Ce sont des glacis anciens, très encaissés et disséqués par des oueds et ravins qui ont détruit une bonne part de leur surface. Les pentes varient entre 6 et 37°, vers l'aval.

2.2.2. L'organisation des dépôts ; (fig. 52)

L'absence de bonnes coupes interdit l'observation détaillée de la

couverture colluvio-alluviale de ces anciens glacis villafranchiens) situés dans ce couloir. Aucun prélèvement n'a été effectué, toutefois leur structure sédimentaire se présente de la façon suivante, dans une coupe située au bord de la route principale n°27 (Nador - Berkane) (fig.52) :

- 0 -30 cm : Sol squelettique calcaire, à nodules calcaires superficiels, de couleur rouge ocre tendant vers le beige.
- 30-90 : Dalle calcaire de 12 à 15 cm d'épaisseur avec pellicule rubanée recouvrant un encroûtement noduleux dense peu consolidé. En bas la limite avec le dépôt bréchiq est graduelle, avec peu de cailloux calcaires anguleux de 3 à 5 cm de diamètre.
- 90- 2.10 : Dépôt bréchiq, très caillouteux et très encroûte-Les cailloux sont anguleux et ont un diamètre de 3 à 8 cm. Ils sont denses avec présence de petits éclats caillouteux et peu de sable. La matrice est très calcaire, sous forme d'encroûtement de couleur beige rougeâtre. Vers le bas, les cailloux tendent à exprimer un faible émoissé.
- 2,10 - 290 : Dépôt conglomératique à cailloux hétérométriques de 5 à 20 cm, peu émoissés, et encroûtés, avec peu de sable. Couleur rouge beige, avec traces de rubéfaction localisée.

IV - LE PIEMONT SUD DU SYNCLINAL : DES GLACIS DE FRONT ENNOYES VERS L'AVAL

1. Les glacis de front de bled Eddir, sur le front sud du synclinal.

1.1. Topographie et morphologie

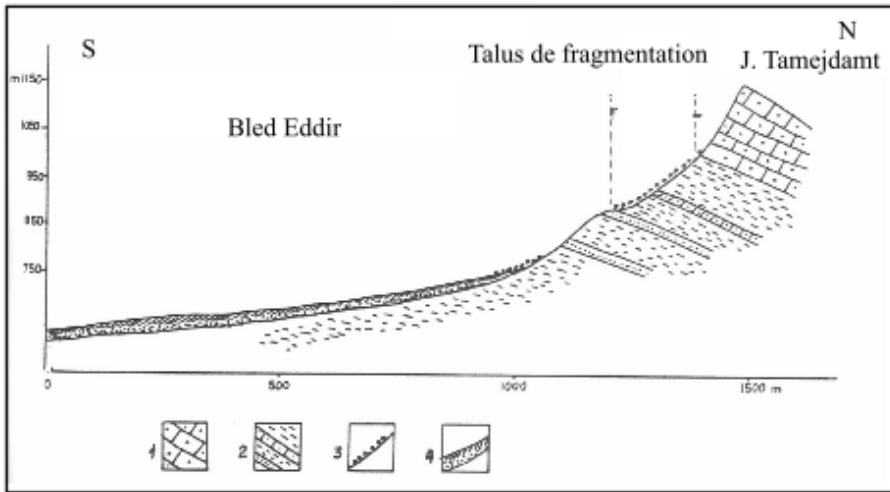
Sur le front sud du synclinal perché de Taforhalt et le long des facettes externes, sont développés des glacis dominés par la grande crête de Jebel Tamejdant et de Jebel Islane ou Lahmar et leur talus de fragmentation (fig.53) sur une longueur de plus de 4 km. Ils sont limités à l'Est par la vallée de Béni-Amyr. Ils s'étirent de la base de la corniche en grès dolomitique et calcaire jusqu'à la plaine de Sidi Bouhouria semi-endoréique avec un dénivelé de plus de 150 m depuis la base de la corniche jusqu'au centre de la cuvette à 600 m. (planche 5, Photo 3).

Ils offrent un profil longitudinal très tendu vers l'aval. Les pentes au fur et à mesure qu'on se dirige vers l'aval. Le contact avec le front se fait progressivement sous forme de versant concavo-convexe. Cette forme de versant est liée à la nature pétrographique du substrat marno-flyschoïdes à passées de grès et de calcaires oolithiques, qui laisse apparaître des replats qui supportent, quand ils sont larges des dépôts de pente. De l'amont à l'aval, les glacis de front laissent apparaître 3 secteurs (fig. 53) :

- Une crête abrupte en grès dolomitiques et calcaires de 15 à 25 m à Tamejdant ouest et moins de 15 m à l'Est, qui se termine en talus adouci à Jebel Islane ou Lahmar.

- Un versant concavo-convexe à pente variable entre 20 et 30 % correspondante à l'ouest, à un talus de fragmentation alimenté par des tabliers d'éboulis caillouteux.

A l'aval, à partir de 780 m d'altitude, commence la troisième section constituée par une large topographie de glacis présentant un grand plan moyennement ondulé qui varie entre 5 à 8 %, de pente et qui s'adoucit vers l'aval pour ne plus avoir qu'une pente de 2 à 3 %. Tout à fait à l'aval, on note une convergence de ces glacis à l'approche de la cuvette de Sidi Bouhouria où ils s'ennoient. Le ravinement de cette section est en général modéré à faible et l'encaissement des principaux ravins se remarque à mi-chemin au lieu dit Tiberranine avec une profondeur n'excédant pas à 5 m au maximum.



1-Grès dolomitico-calcaires ; 2-Marnes intercalées, de bancs de grès et de calcaires oolithiques ; 3-dépôts de pente ; 4- Glacis de bled Eddir.

Fig.:53. Coupe nord-sud à travers les glacis de front de bled Eddir sur le flanc sud du synclinal perché

1.2. L'organisation du dépôt

Sur la rive d'un ravin de Bled Eddir à Tiberranine, on a pu localiser une coupe satisfaisante par sa profondeur. Elle englobe des formations hétérogènes qui témoignent des différentes étapes d'élaboration de ces glacis de front. Toutefois, il faut signaler que malgré cette profondeur, la coupe est incomplète puisque le substrat n'apparaît pas.

Description (fig. 54)

- 0 -1 m - Sol brun-rouge à texture sablo-limono argileuse calcaire avec de minuscules passées de graviers et sables d'une épaisseur de 3 à 4 cm, discontinues. (Ech. ed 1)
- 1.00.2.20 - Passées graveleuses et sableuses de 3 à 6 cm d'épaisseur prises dans un matériel rouge à rouge brun foncé argileux et calcaire. (Ech. ed 2)
- 2.20 - 3.10 - Encroûtement farineux à moyennement consolidé, dense avec des galets et cailloux de diamètre varié entre 5 et 10 cm, émoussés. L'encroûtement conserve une couleur jaune blanche à

beige. (Ech. ed 3)

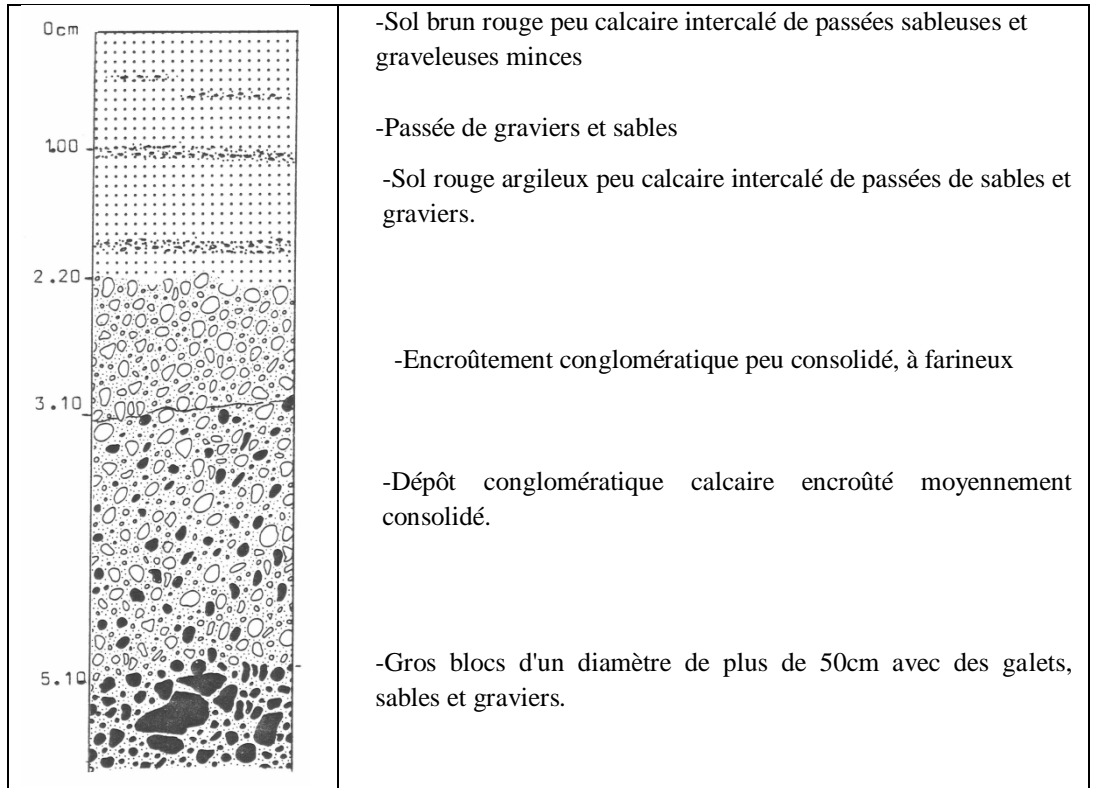


Figure.54; Coupe schématique des dépôts de glacis, de front de Bled Eddir.

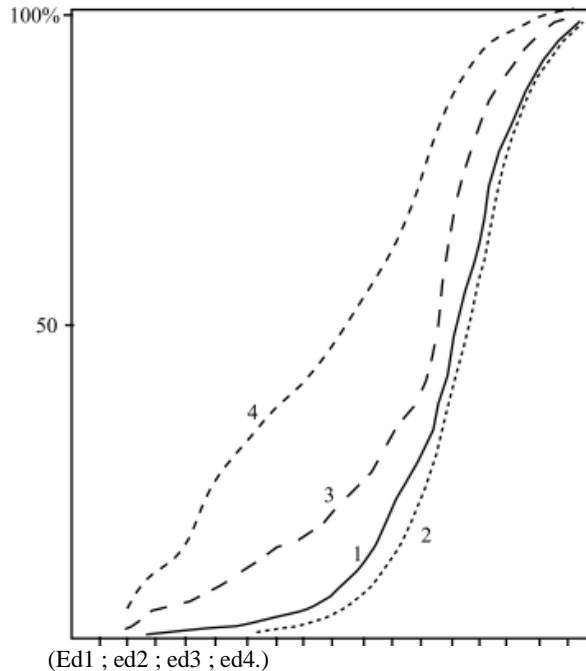


Fig.55 Courbes cumulatives des sables de glacis de front de Bled-Eddir **sur** le front sud du synclinal de Taforhalt

Dépôt conglomératique, calcaire, encroûté avec une forte densité de la masse caillouteuse, galets, graviers et sables. Les galets sont plus denses et les blocs se font rares.

Gros blocs de plus de 50 cm de diamètre et forte densité de la masse de galets, graviers et sables. Le dépôt n'est ni encroûté ni consolidé.

1.3. Granulométrie et composition minéralogique

Les courbes cumulatives (fig. 55) des sables des faciès ci-dessus sont d'allure parabolique dans les faciès 1, 2 et 3 et sigmoïde à partir des fractions inférieures à 200 microns, ceci explique que les conditions de dépôts ont été relativement plus sélectives avec un matériel mieux trié et bien classé que le faciès 4 de profondeur, de tendance logarithmique caractérisant un matériel sans tri ni classement.

- L'analyse des échantillons prélevés, révèle une nette régression des particules fines de haut vers le bas. Les teneurs en calcaires sont élevées en

profondeur (Tableau 19).

Les minéraux argileux sont dominés par la prépondérance de la kaolinite qui est, bien entendu, héritée des roches-mères qui ont fourni ces matériaux et une faible proportion d'Illite et de vermiculite.

Faciès	GRANULOMÉTRIE %					Ca CO ₃ %	
	A.	L.F.	L.G.	S.F.	S.G.	Total	Actif
1	20,3	14,2	7,8	50,8	7,8	11,4	7,5
2	41,1	14,6	10,1	32,8	3,1	4,1	-
3	16,3	22,1	7,2	36,6	19,1	37,6	11
4	15	13,1	34,7	26,2	4,9	42,5	7

Tableau 19 : Granulométrie et teneur en CaCO₃ de la matrice du glaciaire de front de Bled Eddir.

Conclusions

L'évolution géomorphologique et pédologique traduit une certaine indépendance de trois grandes unités l'une par rapport à l'autre. Les conditions topographiques, structurales et bioclimatiques confirment cette différenciation au sein des différentes formes et formations localisées dans chaque unité :

- La dépression et les bassins synclinaux perchés ont évolué en même temps, celui de Kahf Lahmam, étant le plus original, et leur évolution souligne une certaine ancienneté s'exprimant soit par des couvertures pédologiques de type fersiallitique évolué, soit par des accumulations de type karstique sous forme de lanières travertineuses, soit par des terrasses à dépôts anciens. La morphologie et la régularité des versants de revers et leur adoucissement témoignent de la "maturité" du relief et de son ancienneté.

- Les versants nord en exposition dominée par des crêtes majeures et crêtes en gradins, sont les plus exposés à une morphogénèse active à chaque fois que les conditions climatiques le permettent : ceci a été particulièrement le cas durant toutes les phases quaternaires.

- Les formes d'épandages et l'ampleur de leur topographie à la sortie du piémont témoignent d'une active morphogénèse pendant le quaternaire ancien et moyen.

- L'état actuel des versants, surtout à l'échelle des couvertures

superficielles montre une importante dégradation. Le creusement a été spectaculaire, ce qui a donné ces fortes dénivellations sur ce front nord et l'encaissement profond de vallées et vallons.

- Les versants Sud, dominés par des crêtes moins importantes que celles localisées au nord, sont caractérisés par une génération de modelé, de glacis de front très étendus qui convergent à l'aval, à l'approche de la dépression semi-endoréique de Sidi Bouhouria ou ils s'ennoient.

CHAPITRE IV : VALLEES ET BASSINS DE L'OUED ZEGZEL

La vallée du Zegzel est la plus importante vallée du massif des Béni-Snassen centraux avec 30 km de long. Le bassin d'Arougène, situé au cœur des Béni-Snassen centraux, constitue le bassin de réception le plus large où convergent trois importantes branches, 12 km avant sa sortie des gorges de Tazarhine :

- Le bassin de Trhasrout constitue la section sud-ouest longue et intéressante par les types de modelés qu'elle présente.

- Les Bassins de Béni-Bouyala et Béni Amyr se situent au sud, dominés par le versant nord de Tanezzert et Tichouchai, ou prennent naissance la majorité des affluents qui les drainent.

- La vallée du Moyen Zegzel qui débute par le bassin d'Arougène très large et remarquable par les formes et formations qu'il présente. Entre Takerboust et Tazarhine, l'oued Zegzel coule en gorges avec des versants à parois raides.

I.LE BASSIN DE TRHASROUT (le haut Zegzel)

1. Aperçu géomorphologique.

C'est un large bassin versant taillé dans les marnes et marno-calcaires du Lias supérieur. Le relief général est caractérisé par des sommets marneux et marno-calcaires assez mamelonnés sur la rive gauche à Tizi ou Zemmour, tandis que, sur la droite, des versants assez disséqués par le ravinement et l'érosion sélective dominant en large partie. Les pentes sont variables et oscillent entre 5 et 30%

Le haut Zegzel qui traverse ce bassin est assez encaissé, favorisé par la friabilité des assises marneuses et marno-calcaires. A l'aval de Tizi ou Zemmour, l'oued devient très encaissé et coule en gorges assez étroites dominées par des versants riches en éboulis de gravité. Ces gorges sont taillées dans les calcaires et dolomies du Lias inférieur et moyen et ceci jusqu'au promontoire travertineux d'Arougène, suivant l'axe d'une faille longeant la même direction de l'oued.

Entre le débouché du bas Tazemmourt, à la sortie du synclinal perché et Tizi ou Zemmour, domine, comme formations d'accumulations, des travertins assez épais de plus de 25 mètres anciens, tandis que les dépôts alluviaux sont absents. Entre Tizi ou Zemmour et Arougène, aucune formation alluviale ne subsiste sur les berges de l'oued.

La couverture végétale est très dégradée. La plus grande partie de ce bassin est mis en culture et les formations superficielles de surface sont fortement perturbées par l'intervention anthropique.

2. La couverture pédologique des versants

Les rendzines calcaires et les sols bruns calcaires sur mar-no-calcaires et

marnes sont les principales formations qui jonchent les versants du Bassin de Trhasrout. Sur substrat de calcaires et dolomies, les formations superficielles ne sont représentées que par les éboulis caillouteux.

2.1. Les rendzines calcaires décapées sur marnes et marno-calcaires

Elles se déploient sur la majorité des versants et constituent les sols dominants. Elles couvrent les versants à pente forte qui favorise le décapage et le ravinement.

Elles sont riches en fragments calcaires, peu profondes et leur teneur en calcaire total avoisine 30% et plus dans certains versants remaniés par les façons culturales. Leur profondeur varie en moyenne de 20 à 40 cm.

Outre la pente, ces sols sont très décapés sous l'effet de la mise en culture d'une part et de l'absence d'un couvert végétal protecteur face à la brutalité des précipitations qui généralement sous formes d'averses, d'autre part.

Ces rendzines sont caractérisées, en premier lieu, par leur faible profondeur et leur charge grossière abondante en surface, issue de bancs calcaires.

Leur texture est très limoneuse. Les taux d'argiles sont faibles.

Leurs teneurs en carbonates sont élevées avec des taux de 51,6% pour le calcaire total et 24 % pour le calcaire actif. Ces taux sont liés à des processus chimiques de dissolution combinés à des processus physiques simples d'hydratation des argiles que subissent les marno-calcaires. Le gonflement et la rétraction de façon répétée des marnes décomposent la roche et fournissent une importante quantité de résidus de calcaire fin que ces eaux sont incapables d'emporter en totalité.

Profil L. 17.23

x = 777 y = 47415 Altitude : 670 m exposition Nord-est pente 20 à 25 % /
végétation : culture (céréales) climatologie : semi aride

0 - 16 cm	Brun jaune 10 YR (Humide), très caillouteux/très calcaire, texture limono-argileuse. Structure grenue. Enracinement faible. Porosité et activité biologique moyenne, (limite graduelle) (Ech. L1)
16-48 cm.	Jaune ocre, très caillouteux et très calcaire. Structure grenue. Texture limono-argileuse. Très faible enracinement. Activité biologique moyenne. Limite graduelle à distincte (Ech. L2)

> 48 cm.	Roche mère encroûtée en surface (marno-calcaire)
----------	--

Ech.	Prof. cm	GRANULOMETRIE%					pH eau	CaCo3%		F E R %		
		A	L.F	L.G	S .F	S.G		T	A	T	L	FL/F T
L1	0-16	16,6	38	14,2	11,7	19,5	8,12	48,1	19,5	1,9	1,8	65%
L2	16-48	22,7	38,1	14,2	9,7	15,3	8,24	51,6	24	1,89	1,17	617,

Tableau.20.. Caractères analytiques du profil L.17.23.

Les teneurs en fer sont faibles, moins de 2 %, pour le fer total et fer libre tandis que les rapports FL/FT de 61 à 65%, sont moyens à faibles.

Les minéraux argileux (fig.56)

Les minéraux argileux de ces rendzines sont dominés par l'illite, la vermiculite. Tous ces minéraux sont hérités de la roche-mère marno-calcaire.

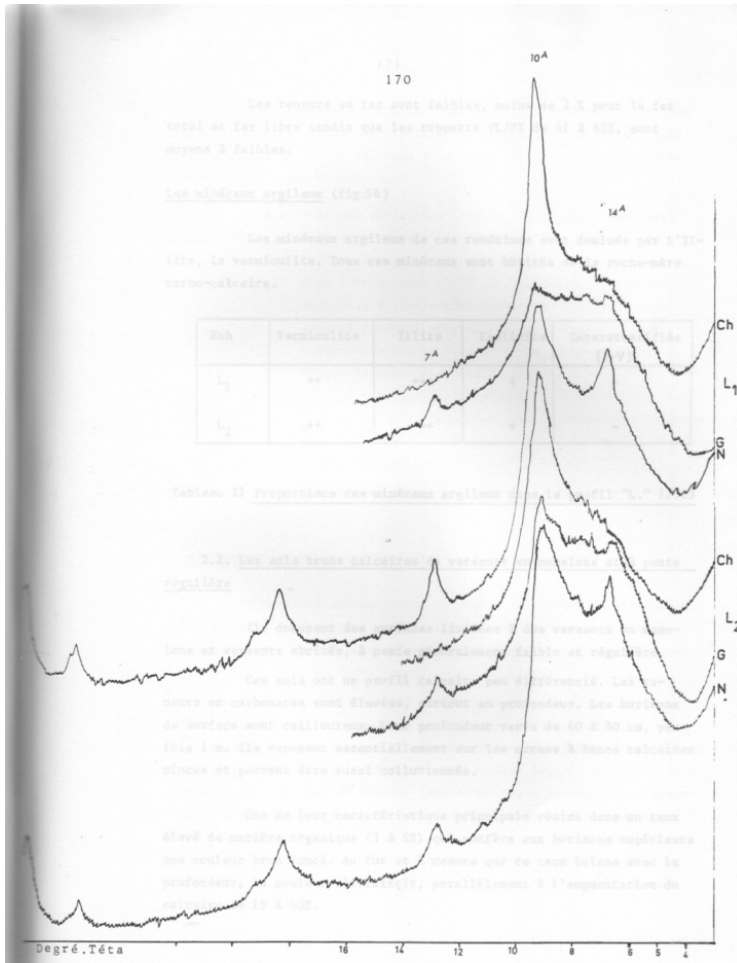


Fig. 56. Evolution des minéraux argileux du profil « L.17.23 »

Ech	Vermiculite	Illite	Kaolinite	Interstratifiés (I-V)
L1	++	+++	+	-
L2	++	+++	+	-

Tableau 21 Proportions des minéraux argileux dans le profil "L." 17.23

2.2. Les sols bruns calcaires de versants en mamelons et à pente régulière

Ils occupent des surfaces limitées à des versants en mamelons et versants abrités, à pente généralement faible et régulière.

Ces sols ont un profil calcaire peu différencié. Les teneurs en carbonates sont élevées, surtout en profondeur. Les horizons de surface sont caillouteux. Leur profondeur varie de 40 à 80 cm, parfois 1 m. Ils reposent essentiellement sur les marnes à bancs calcaires minces et peuvent être aussi colluvionnés,

Une de leur caractéristique principale réside dans un taux élevé de matière organique (3 à 5%) qui confère aux horizons supérieurs une couleur brun foncé. Au fur et à mesure que ce taux baisse avec la profondeur, la couleur s'éclaircit, parallèlement à l'augmentation du calcaire de 15 à 40%.

Leur texture est argilo-limoneuse. La structure est de tendance polyédrique faiblement exprimée. Sur pente plus forte, ils sont moins profonds et rajeunis sans cesse par l'érosion et s'apparentent alors à des rendzines.

Malgré quelques variations locales, leur profil peut être schématisé de la manière suivante :

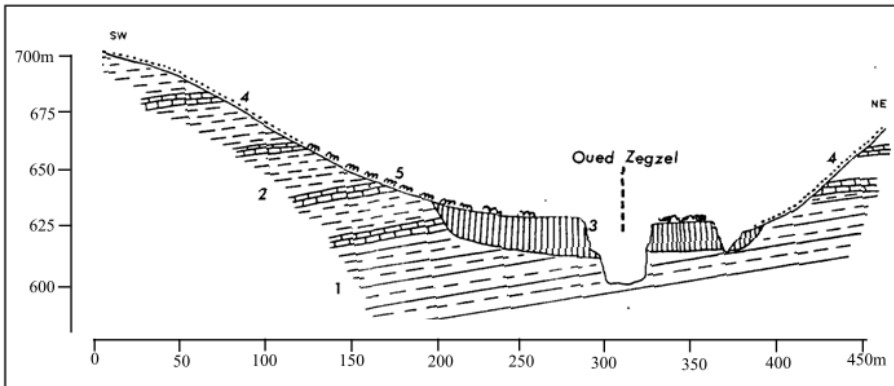
- 0 - 30 cm : Brun à brun jaune 10 YR 5/6, calcaire, à texture argileuse a. argilo-limono-sableuse. Structure grumeleuse à finement polyédrique en profondeur. Assez humifère en surface, plus ou moins riche en éclats et fragments calcaires. Limite diffuse
- 30-60 : horizon formant transition avec la roche-mère marneuse à marno-calcaire de structure peu différenciée et d'allure assez massive.
- > 60 Substratum (marnes et marno-calcaires) .

3. Les accumulations travertineuses.

D'épaisses accumulations et dépôts de travertins parcourent le haut Zegzel de Trhasrout, depuis le débouché du synclinal perché jusqu'à Tizi ou Zemmour avant l'entrée des gorges calcaréo-dolomitiques de la section inférieure de l'oued.

Ces accumulations sont épaisses de plus de 25 m, coiffées par un mélange de poudingues et gros blocs incorporés dans les niveaux supérieurs de ces travertins. Ils se présentent sous forme d'entablement en gradins fossilisant l'ancien parcours du Haut Zegzel, à environ 20 à 30 m au-dessus du fond du bassin. Leur étendue est beaucoup plus importante à Tizi ou Zemmour où ils fossilisent des versants marneux et marno-calcaires (fig.57).

Ces travertins sont postérieurs au creusement du bassin de Trhasrout et à son élargissement, puisqu'ils fossilisent les versants actuels de ce bassin.



1-Marnes; 2-Marno-calcaires ; 3-Travertins Plio-Villafranchien; 4-Rendzine calcaire décapée; 5-Sol brun calcaire peu épais.

Fig.(57). Coupe à travers l'oued Zegzel supérieur à Tizi Ou Zemmour dans le bassin de Trhasrout.

Toutefois, ils constituent des dépôts assez anciens que l'on peut rattacher à des périodes pluvieuses à système morphogénétique assez actif. Très probablement, ces travertins, tout comme ceux de la grotte des pigeons (Kahf Lahmam), Aounout, et Arougène, se rapportent au fini Pliocène et début Villafranchien, période principale d'élaboration des formes anciennes du massif.

Conclusion

Le relief d'ensemble du bassin de Trhasrout est assez vallonné et profondément entaillé par des vallons, talwegs et ravins. Sur les pentes des versants, les formations superficielles sont souvent décapées et dominées par des sols calcimagnésiques calcaires dégradés par l'érosion en nappe et le ravinement, amplifiés par une mise en valeur agricole traditionnelle ancienne. A l'amont du bassin, les formations travertineuses du haut Zegzel marquent une étape importante du quaternaire ancien, qui suit d'assez près la formation du bassin.

II. LES VALLEES DE BENI BOUYALA ET BENI AMYR

1. Aperçu géomorphologique

Situées au sud du moyen Zegzel, ces deux vallées s'appuient en majorité sur le grand versant structural nord de l'anticlinal de J. Tanezzert (1236 m). Elles sont drainées par des vallées en gorges à l'aval avant leur confluence avec le moyen Zegzel, dans le bassin d'Arougène. Ces vallées en gorges sont découpées dans les assises calcaréo-dolomitiques du Lias inférieur et moyen),, sous forme d'un réseau surimposé. L'oued Ferrouj draine la vallée des Béni Amyr et l'oued Moulay Driss, celle des Béni-Bouyala, séparées par le Jebel Arhil Acham (835 m).

Ce sont deux vallées assez larges, drainées par affluents en vallées, vallons et talwegs très encaissés dans les assises calcaréo-dolomitiques, et calcaires marneux de Jebel-Tanezzert et Tichouchai. Leur encaissement à l'amont de ce grand versant fait affleurer les basaltes triasiques à la faveur de ruz ou de vallée cataclinale surtout au Jebel Tichouchai.

Excepté quelques formes de détail liées à l'érosion active dans les assises marno-schisteuses jurassiques, propres à la vallée des Béni-Amyr les deux couloirs sont homogènes et offrent des caractéristiques de morphogénèse identique, liée à leur commune domination par le grand versant du J. Tanezzert.

A l'amont, la vallée de Béni Amyr s'élargit et l' laisse apparaître des glacis rattachés au versant Tanezzert. Ces glacis, caillouteux et à pente modérée, ne couvrent qu'une faible étendue.

Les formations d'apport alluvial sont récentes et dominées par des alluvions limoneuses et sablo-caillouteux déposées en terrasses dégradées pouvant être dévastées lors des crues. Aucune formation ancienne n'y est observée.

2. Le versant nord de l'anticlinal de Tanezzert.

C'est un versant, très disséqué par des affluents qui drainent la vallée de Béni Amyr et Béni Bouyala, constituant le flanc nord de l'anticlinal de Tanezzert de direction SW - E. Son axe est, évidé, parcouru par des failles NW - S.E. et N-S et SW - NE et bâti dans les schistes primaires, basaltes triasiques et calcaire dolomitiques et calcaires marneux du Lias. Il est parallèle au synclinal parcouru par le Béni Bou Yala sous forme d'un grand chevauchement situé au fond de la vallée.

La dissection élaborée sur ce grand versant a engendré des formes structurales évoluées. Comme la vallée cataclinale d'oued Ouizerht situé à 900 m et le ruz de l'oued Nadour situé entre Jebel Tichouchai et J. Laklâa. Ces deux formes majeures sont les seules à être localisées sur le versant nord de l'anticlinal. Les

assises calcaires et marneuses en barres alternées sont très démantelées et donnent au versant à l'aval, une topographie en gradins dominée par les bancs calcaires.

2.1. Les formes structurales liées à la dissection

2.1.1. Les formes majeures

2.1.1.1. La vallée cataclinale de l'oued Ouizerht

Situé sur le front sud de la crête de Jebel Tichouchai, la vallée de l'oued Ouizerht jalonne d'est en ouest le haut versant de Tanezzert à une altitude de 950 m. Son encaissement fait affleurer les basaltes du Trias et engendre des crêtes rocheuses de Jebel Tichouchai. Cet oued représente l'amont supérieur de la vallée de Béni-Amyr. La dénivellation atteint 250 m de parois rocheuses au-dessus du fond de la vallée. Sa genèse est très ancienne et remonte au Tertiaire.

2.1.1.2. Le ruz d'Oued Nadour

Il est développé dans les calcaires et dolomies qui tapissent le versant de Jebel Tichouchai. Il se présente sous forme d'entonnoir dominé par les parois de Jebel Laklâa (1132 m) à l'est, et celles de Jebel Tichouchai à l'ouest. Son amont est vaste et son encaissement fait affleurer les basaltes triasiques.

Les versants qui le dominent, à l'intérieur, sont jonchés d'éboulis très grossiers issus de la destruction des parois. La dissection a engendré des petits replats et les dénivellations varient entre 200 et 250 m.

Vers l'aval, l'écoulement se fait en gorges très étroites n'excédant pas 10 m, ce qui accentue son évolution verticale. En fait, l'évolution de cette forme est très liée à la nature des roches calcaires qui sont aptes à une karstification très prononcée.

Son fonctionnement, sous climat actuel est très lent, sinon bloqué. C'est une forme structurale résiduelle, héritée de climats anciens plus actifs, sans doute tertiaires vu l'ampleur de l'encaissement.

2.1.2. Les formes mineures: les gradins issus des bancs calcaires alternant avec les marnes

La topographie engendrée par la dissection et l'érosion sélective des bancs de marnes sur le versant de Jebel Tichouchai est celle de petits gradins ou terrassettes naturelles de 50 à 1.00 cm de commandement. Ces formes sont visibles sur toutes les pentes dominantes les cours d'eau encaissés dans le versant. L'érosion des marnes provoque en outre un "appel au vide" des bancs calcaires et active leur dislocation et leur éboulement est à l'origine des éboulis qui masquent la roche et la maigre couverture pédologique.

2.2. Les formes karstiques

Les formes évoluées sont limitées et ne concernent que des sculptures superficielles des chicots exhumés en hautes altitudes et des champs de pierres liés à la destruction in situ des bancs- calcaires.

2.2.1. Les lapiés.

Ces formes intéressent toute la surface calcaire et dolomitique sous forme de cannelures parallèles, à l'échelle centimétrique et millimétrique avec des coins et arêtes très pointues. Ces formes sont liées à la dissolution pelliculaire et au ruissellement. Elles sont dégradées *av.* contact des cailloux et blocs d'éboulement, les arêtes pointues en particulier.

2.2.2. Les champs de pierres.

Les champs de pierres des hauts sommets traduisent une démolition des bancs calcaires et des formes karstiques résiduelles en lapiés, par gélivation. En effet, les sommets qui dépassent 1000 m d'altitude, sont fluencés par l'air froid continental provenant du sud qui accentue la fréquence des gels - dégels.

Ces champs pierreux sont formés de cailloux de différents calibres, très anguleux, lorsqu'ils sont abondants, leur épaisseur varie entre 20 et 30 cm. Les formations sont conformes aux lithosols qui dominent sur ces sommets.

2.2.3. Les chicots rocheux

Ce modèle s'observe aussi en haute altitude, au Jebel Tichouchai et Tanezzert. Il résulte du décapage prononcé des sols ayant existé entre les diaclases calcaires très karstifiées. Ces chicots atteignent plus de 2 m de haut, en gros blocs de diamètre variable. A des altitudes identiques et à couverture végétale également très dégradée à l'état de Chamaeropaies, les hauts sommets de Jebel Tichouchai présentent le modelé de chicots le plus spectaculaire du massif des Béni-Snassen centraux.

2.3. Les formations superficielles et les sois des versants

La pente et les conditions bioclimatiques déterminent la fréquence et l'importance des formations superficielles qui jonchent les versants de Tichouchai et Tanezzert. Toutes les formations et les sols rencontrés reflètent une nette dégradation et l'instabilité du versant de Tichouchai-Tanezzert.

Les fortes pentes engendrent des lithosols et des champs de pierres, des sols bruns rouges fersiallitiques tronqués et décapés, des rendzines caillouteuses conformes aux tabliers d'éboulis, puis des rendzines calcaires très décapées sur calcaires-marneux. Généralement le substrat sur ces versants affleure à plus de 75

%: comme on le voit, il s'agit d'un manteau pédologique extrêmement discontinu.

2.3.1. Les lithosols des hauts sommets et pentes fortes

Ils sont déployés sur les hauts sommets, à l'aval des parois calcaires et liées aux pentes fortes. Leur distribution traduit le décapage des résidus fins et la forte désagrégation des bancs calcaires. Leur épaisseur est très faible et ils ne subsistent parfois que sous la forme de petites diaclases et fissures remplies de résidus meubles. Lorsqu'ils sont très caillouteux, leur épaisseur peut atteindre 30 cm sous forme d'un manteau discontinu et font alors transition aux rendzines caillouteuses.

2.3.2. Les rendzines caillouteuses conformes aux tabliers d'éboulis.

Elles tapissent les pentes modérées et fortes exposées au nord. Elles sont alimentées par les champs de pierres de l'amont et les sols bruns rouges fersiallitiques tronqués et décapés qui fournissent les résidus fins. Leur épaisseur varie entre 30 et 50 cm avec une matrice limono-argilo-sableuse et calcaire. La charge grossière est dominante sur tout le profil.

Elles sont caractérisées par leur sensibilité au décapage soit en masse soit sous forme sélective intéressant les résidus fins.

On les rencontre, généralement sur des pentes variant entre 25 et 50 %, dominant les vallons, talwegs et ravins secs, à des altitudes comprises entre 800 et 950 m.

2.3.3. Les rendzines calcaires décapées sur calcaire marneux

Les calcaires marneux du Lias supérieur donnent généralement naissance à des rendzines très carbonatées. Sur le versant de Jebel Tichouchai, les pentes fortes et l'absence d'un couvert végétal protecteur intensifient leur décapage. Les conditions climatiques, traduites par les précipitations brutales en hiver et la sécheresse totale en été, accélèrent ce mécanisme et déstabilisent ces sols. Leur épaisseur varie entre 30 et 40 cm.

Les teneurs en carbonates sont élevées et atteignent 51 %, pour le calcaire total et 24% pour le calcaire actif. Les teneurs en matière organique sont faibles et la tenture est dominée par les limons avec plus de 55%. Ces rendzines sont très proches de celles décrites sur les versants du bassin de Trhasrout,

2.3.4. Les sols bruns fersiallitiques décapés et tronqués des pentes fortes à modérées sur calcaire et dolomies

Ils s'apparentent à ceux localisés sur les assises calcaréo-dolomitiques des bordures (chap. II), mais ils sont plus caillouteux et encore plus décapés. Par rapport à ceux de la bordure, les versants de Tichouchai et Tanezzert sont

totalelement dépourvus de végétation, ce qui amplifie encore leur décapage. La migration latérale des résidus fins par ruissellement est le plus important mécanisme que connaissent ces sols. Mais en même temps, ils sont couverts d'un pavage grossier important qui, avec le temps, s'incorpore partiellement dans tout le profil.

Piégés entre les diaclases et fissures profondes abritées, ils constituent les sols les plus fréquents sur les assises calcaréo-dolomitiques de Jebel Tichouchai et Tanezzert. Leurs caractères sont très voisins de ceux décrits dans le chapitre II.

2.3.5. Les plaques isolées de sols brun-rouge fersiallitiques lessivés sur pentes modérées.

Leur site coïncide avec les pentes abritées modérées, à l'aval des sols bruns rouge fersiallitiques décapés.

Mis à part les caractères homogènes de ceux déployés sur les calcaires dolomitiques de la bordure, ces sols sont caractérisés aussi par une charge grossière qui est moins importante que celle située dans les sols brun-rouge fersiallitiques décapés, mais plus importante que celle des sols fersiallitiques lessivés de la bordure.

Ils sont totalement à partiellement décarbonatés en profondeur. Leur teneur en M.O. et en fer sont relativement élevés. Le profil textural est déjà nettement différencié. En profondeur et au contact de la roche mère, se développe un encroûtement nodulaire peu dense. Leurs caractères sont identiques à ceux des sols fersiallitiques lessivés décrits sur les bordures calcaréo-dolomitiques (chap. II).

2.4. Les formations alluviales

Tout au long des oueds drainant les vallées de Béni-Bouyala et Béni Amyr, aucune formation ancienne n'est observée. L'écoulement des oueds se fait dans un lit taillé dans la roche en place. Seuls quelques méandres gardent des dépôts récents très dégradés et d'étendue très restreinte.

Ces oueds sont très temporaires et leur écoulement se résume à une courte période humide d'une semaine de durée seulement, en moyenne. Mais, quand ils sont en crue, ils dévastent leur lit et leurs berges.

Vers l'aval, à l'approche des gorges, quelques sources, qui tarissent fréquemment, alimentent l'oued Ferrouj et l'oued Moulay Driss avec des débits très faibles. Au sein des gorges, les lits sont sapés dans les assises calcaréodolomitiques et les dépôts alluviaux sont inexistantes.

III. LA VALLEE DU MOYEN ZEGZEL

La vallée du Moyen Zegzel comprend deux sections importantes : la section amont située entre Arougène et Takerboust et la section aval située entre Takerboust et Tazarhine, avant la sortie des gorges.

La section amont : le bassin d'Arougène

Le bassin d'Arougène constitue un large bassin de réception où confluent le haut Zegzel de Trhasrout, le Moulay Driss des Beni-Bouyala et l'oued Ferrouj de Béni Amyr. C'est un bassin en position anticlinale, où affleurent les schistes primaires, les basaltes du trias et les calcaires et dolomies du Lias inférieur et moyen.

1.1. Les Travertins

Le point de confluence est caractérisé par un immense gradin travertineux de près de 50 m d'épaisseur, réentaillée par ces oueds qui y débouchent. Ces dépôts sont les plus épais et plus importants des Béni-Snassen centraux. C'est une table à front vertical dont la surface est remaniée par des conglomérats épais de 50 cm, parfois intercalés au sein des travertins d'une manière discontinue. Le tout est remanié par limons et sables d'apport alluvial. Des sources à débit important, surtout celle de la grotte de chameau s'en échappent.

Ils sont postérieurs au creusement et à l'élargissement de ce bassin qu'ils fossilisent ses rebords. Leur genèse s'est effectuée pendant une période où le bassin était semi-endoréique : sa vidange se faisait par des gorges très étroites, à Zaouiat Moulay Ahmed à 200 m à l'aval, tandis qu'à l'amont se formait un grand étang où s'accumulaient les eaux boueuses riches en carbonates, galets, graviers et sables. De fait à Zaouiat Moulay Ahmed, des dépôts de terrasses, plus récents que les travertins, comportent une dalle calcaire de faciès palustre, témoignant d'une genèse par décantation. Ce pourrait être là une indication imparfaite et partielle des modalités de genèse de ces travertins.

Entre Arougène et Takerboust, la vallée demeure assez large avec des méandres plus ou moins importants et un cours d'eau assez encaissé dans les assises schisteuses du Primaire. Les bas de versant concaves correspondent à des terrasses limoneuses récentes et d'autres colmatées par des colluvions caillouteux. Sur quelques méandres, en position abritée, subsistent des dépôts moyennement anciens. A proximité de Takerboust, le colluvionnement par des sols calcaires caillouteux issus du front de Jebel Arhil, s'accroît notablement.

1.2. Les dépôts de terrasses de Zaouiat Moulay Ahmed

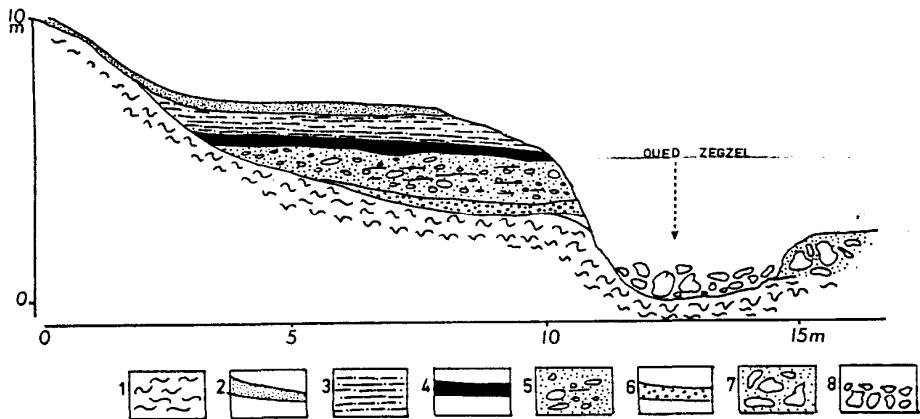
Situés à 200 m à l'aval du promontoire travertineux, ces dépôts de terrasse ne subsistent que sur la rive gauche de l'oued, dominant par un talus le lit actuel de près de 3 m. Sur la rive droite, des dépôts récents bien régularisés viennent fossiliser l'ancien lit majeur couvert actuellement de blocs, galets et graviers sableux recouverts de limons gris épais de 40 cm.

L'emboîtement des dépôts se présente de la façon suivante (fig.58), rive gauche de l'oued.

- 0 - 30 cm - Colluvions rouges riches en débris schisteux provenant de l'amont du versant sur lequel s'appuie la terrasse.
- 30 - 230 - Dépôt rouge encroûté à tendance conglomératique à moyennement encroûté peu consolidé avec des nodules calcaires et débris de schistes. Les galets (Faciès 1/ 60-100cm) portent un cortex encroûté peu friable. La matrice est argilo-limono-calcaire. A proximité de la dalle calcaire à faciès palustre, des débris de (Faciès 2/ 200-230cm) travertins remanient ce dépôt.
- 230 - 255 cm - Dalle calcaire dure à faciès palustre de couleur cendrée
- 255 – 550 cm -Dépôt graveleux, sableux, à blocs de 20 à 40 cm de diamètre et des galets. Il engendre des pochettes sableuses rubéfiées présentant de minuscules passées consolidées. On y trouve des débris de moyen calibre de travertins remaniant ce dépôt et des boules de basaltes et débris schisteux de différentes dimensions (Faciès 3/ 2.55- 270 cm) Faciès 4
- 5.50 - 6.00 -Dépôt conglomératique moyennement encroûté, constitué de galets de petits calibres émoussés, pris dans une matrice sablo-limono-calcaire. L'encroûtement prend une teinte beige.

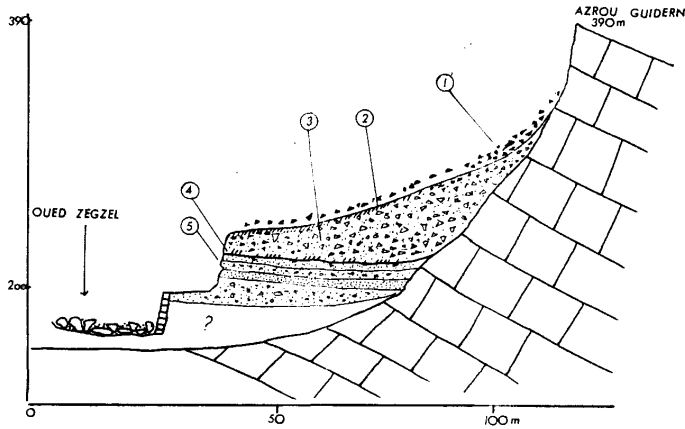
Faciès	GRANULOMETRIE%					CaCo3 %		F E R %		
	A	LF	LG	SF	SG	T	A	T	L	FL/FT
FI	29,3	17,6	11	11,8	30,3	20	4,5	3,4	1,2	35%
F2	39,5	18,5	11,8	11,8	18,4	65	-	3,6	1,8	50%
F3	19,3	11,5	6,9	13,3	51,5	44,8	7,5	2,2	0,3	15%
F4	9,5	7,1	6,3	11,5	64,8	38,1	5,5	2,18	0,5	21%

Tableau 22 : Caractères analytiques de la matrice des dépôts de terrasse de Zaouiat Moulay Ahmed.



1-Schistes primaires; 2-Colluvions rouges riches en débris schisteux; 3-Dépôt rouge encroûté ;4-Dalle calcaire à faciès palustre; 5-Dépôt graveleux et sableux;6-Dépôt conglomératique moyennement encroûté; 7-Dépôt de gros blocs, galets et sables récents ;8-Lit d'oued,

Fig. 58. Dépôts de terrasse à Zaouiat M. Ahmed à l'aval du promontoire travertineux d'Arougène.



1-Dépôts de pente ; 2-Encroûtement sommital consolidé; 3-Dépôts de gros blocs sub-anguleux, caillouteux; 4-Niveau caillouteux peu consolidé; 5-Dépôts alluviaux à passées sablo-limoneuses et sablo-graveleuses avec des galets émoussés.

Fig. 59. Fossilisation des alluvions par des colluvions sur les berges du moyen Zegzel, à Tazarhine.

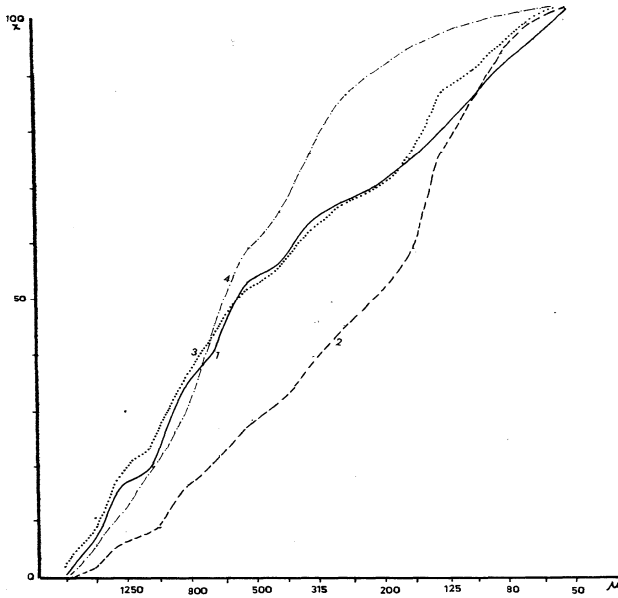


Figure.60. Courbes cumulatives des sables de la terrasse de Zaouiat Moulay Ahmed sur la rive gauche du moyen Zegzel

Les faciès surmontant la dalle calcaire de faciès palustre sont riches en argile et en sable. Les teneurs en carbonates sont moins élevées que celles des

faciès situés sous la dalle, qui sont les plus pauvres en fer.

Les courbes cumulatives (fig.60) des fractions sableuses ne présentent ni signe de tri ni de classement. Elles sont logarithmiques à tendance parabolique. Ceci signifie que le dépôt s'effectuait en vrac.

La composition minéralogique des sables montre une dominance des débris de schistes phylliteux et de calcaires à plus de 80%. Les 20Z restant se partagent entre les quartz, en faible quantité, les oxydes de fer, les débris de basaltes et de grès du socle primaire.

Les minéraux argileux

Ils sont dominés par des Illites, suivies de Kaolinites, avec des vermiculites peu abondantes. Ce sont des minéraux hérités de roches-mères qui ont fourni ces matériaux. Outre ces minéraux argileux, le faciès (2), le plus riche en oxyde de fer montre la présence probable de Goethite et, sous toutes réserves de Lepidocrocite. Par ailleurs, le pic de l'augite pourrait traduire la présence de minéral issu des basaltes doléritiques.

2. La section aval entre Takerboust et Tazarhine.

Entre Takerboust et Tazarhine, l'oued Zegzel coule en position cataclinale. Son encaissement fait affleurer les basaltes et les schistes. Cette section est caractérisée aussi par les gorges et les parois raides qu'a engendré l'encaissement de l'oued dont la largeur ne dépasse guère ici 50 m. Sur les versants au pied desquels l'oued coule en méandres, des dépôts de pente a. matrice rouge et encroûtée jonchent ces bas de pente et fossilisent les alluvions (fig.59).

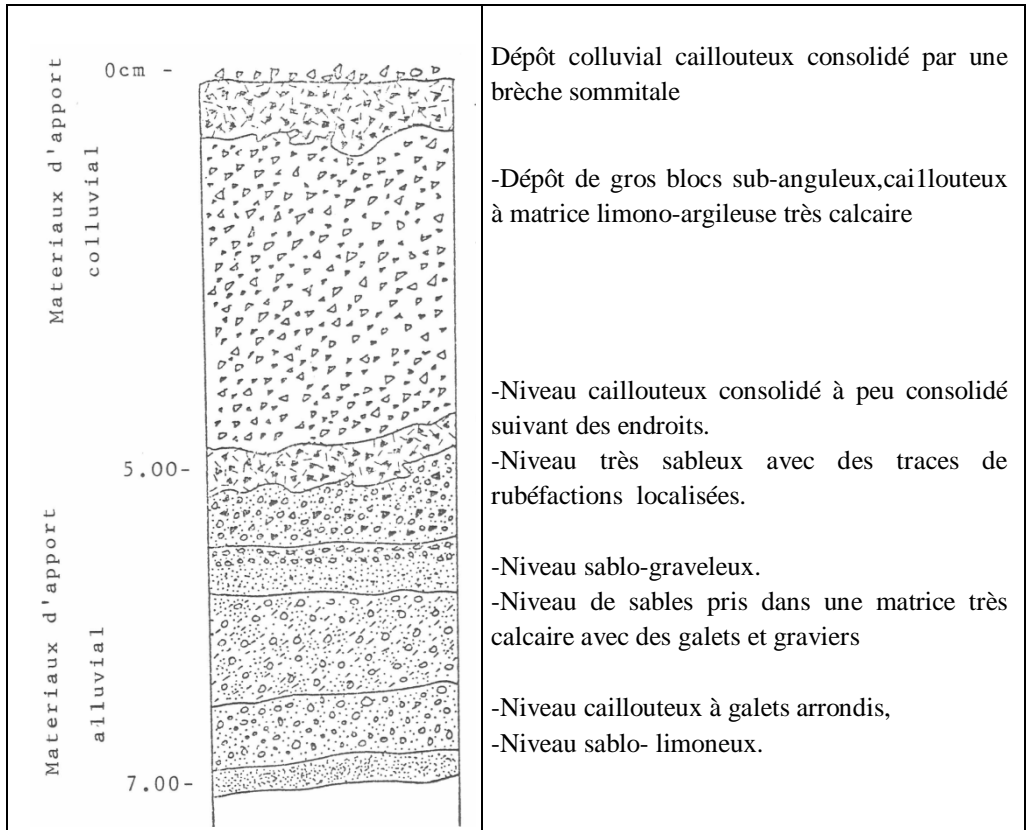


Figure. 61 Coupe schématique des dépôts de terrasse masqués par des éboulis de pente, à l'aval de l'oued Zegzel (Tazarhine).

2.1. Les terrasses alluviales

Des dépôts récents subsistent sur les berges, quand ces dernières ne sont pas sapées dans les schistes ou les calcaires lors des , grandes crues. Les plus anciens sont masqués par d'épaisses colluvions encroûtés. Ainsi, les dépôts de terrasse de Tazarhine, sont fossilisés par des colluvions épaisses de 5 m, selon la séquence suivante (fig. 61)

Faciès d'apport colluvial, très épais constitué d'éléments grossiers anguleux de gros et moyen calibre, entre 20 et 40 cm, enrobés dans une matrice limono-argilo-calcaire.

Le dépôt débute par un encroûtement sommital consolidé en brèche d'épaisseur variable, entre 30 et 55 cm Il se termine par un niveau moyennement consolidé discontinu de 30 cm d'épaisseur.

Faciès alluvial à dominance sableuse, composé de passées gravele-

sableuses à galets et sablo-limoneuses, d'épaisseur comprise entre 50 et 80 on. L'ensemble du faciès fait plus de 3 m d'épaisseur.

Composition de la matrice:

Faciès	GRANULOMETRIE%					CaCO ₃ %	
	A	LF	LG	SF	SG	Total	Actif
F1	14,3	31,6	13,1	17,8	23,2	37,6	12
F2	3,7	2,4	1,8	4,6	87,5	37,6	4
F3^	8,4	15,3	13	32,2	31,1	27,7	6
F4	3,6	2,7	1,2	5,4	87,1	20	3,5

Tableau 23 : Granulométrie et CaCO₃ des faciès des dépôts colluviaux et alluviaux de Tazarhine.

Les courbes cumulatives des sables ne montrent aucun tri ni classement. Les faciès 2 et 4 sont semi-logarithmiques à tendance parabolique tandis que les faciès 1 et 3 sont logarithmiques, avec des fractions inférieures à 200 microns qui montrent une légère tendance hyperbolique (fig. 62). Rien ne distingue fondamentalement les niveaux colluviaux des niveaux alluviaux de ce point de vue.

Morphoscopie et minéralogie des sables

Faciès	Calcite et dolomie %	Quartz %	Oxyde de fer %	grès phylliteux %	Débris de basaltes %	Quartzites %
1	82,3 %	12	4	2,6	-	-
2	50,6	3	-	39,8	6,3	-
3	42,6	4,3	0,6	28	1,6	3

Tableau 24 ; Composition minéralogique des sables des faciès de la terrasse de Tazarhine '

Pour le faciès colluvial, les débris de calcites et de dolomies sont majoritaires, suivis de quartz qui sont à l'état automorphes, bipyramidés. Quelques quartz portent des taches ferrugineuses. Les oxydes de fer sont dominés par des limonites.

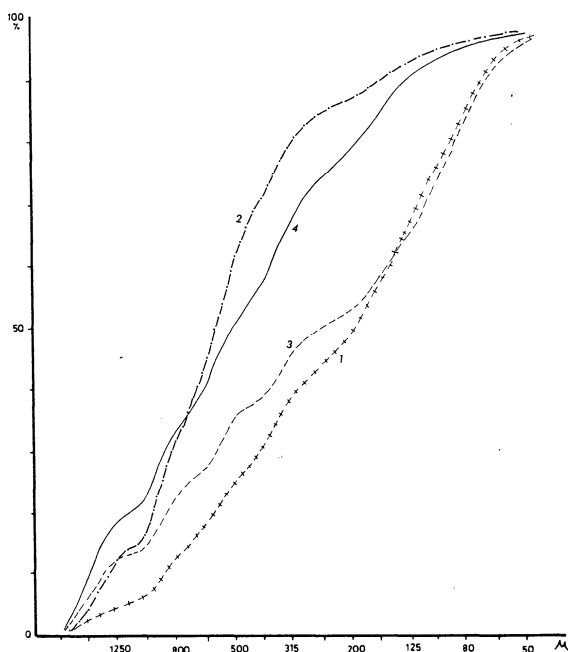
L'amont proche dominant (crête) est calcaire. Ceci explique l'abondance de la calcite et de la dolomie, tandis que la présence de grès phylliteux et quartzites s'explique soit par des apports plus lointains (remaniements successifs lors des

grandes crues) soit par un transport éolien, au sein de la vallée, peu probable.

Le faciès alluvial est riche lui aussi en débris de calcite et de débris phylliteux et basaltiques qui deviennent importants. Ces débris proviennent, en majorité, de l'amont ou affleurent les roches mères qui ont fourni les débris, en particulier les calcaires, les schistes et les basaltes du Trias.

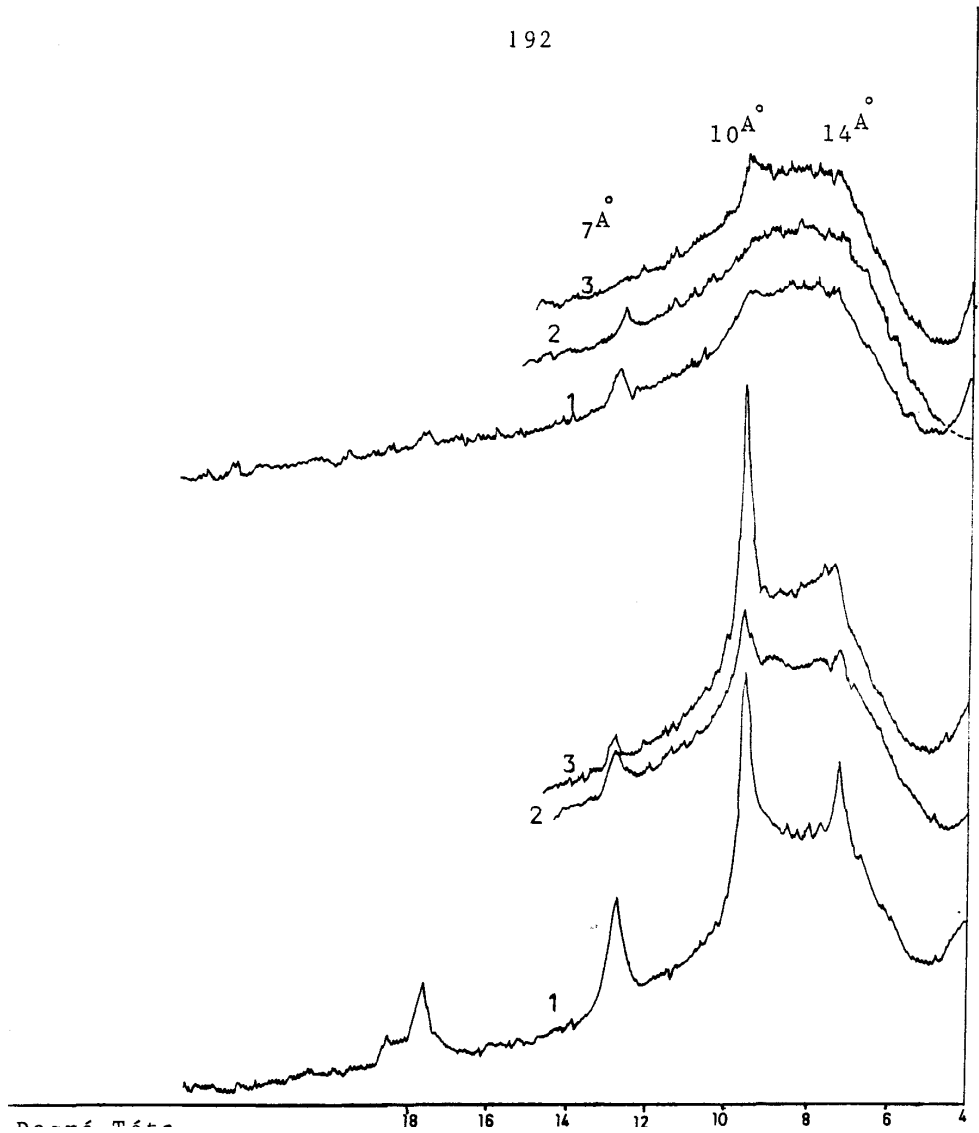
Les minéraux argileux : sont variables suivant le type d'apport ; dans le faciès colluvial les interstratifiés de type I.V., I.C. et V.C. sont largement dominants sur l'illite et la kaolinite et Chlorite.

Dans le faciès alluvial, les chlorites et Illites sont les seuls minéraux importants (fig.63).



1 - Faciès colluvial 2-3-4 Faciès alluviaux

Fig. 62. Courbes cumulatives des sables, de la terrasse de Tazarhine, à l'aval du moyen Zegzel.



1, 2, 3 ; respectivement lame : nature 1 le glycolée, chauffée.

Figure.63. Evolution des minéraux argileux dans les 1&3 des dépôts de terrasse de Tazarhine.

Conclusion

La vallée du Moyen Zegzel constitue la vallée la plus importante de tout le massif par la diversité des formes et l'ancienneté des formations qui expriment, en gros, les grands stades de son évolution. Le quaternaire ancien et la fin du Pliocène constituent l'une de ces périodes pendant lesquelles se sont édifiés les gros dépôts travertineux qui sillonnent tout l'oued Zegzel, de Taforhalt à Arougène.

CONCLUSION GENERALE

L'objet de ce travail était d'étudier dans le cadre morpho-pédologique de moyenne montagne méditerranéenne des Béni-Snassen, les relations et les interactions entre les différents types de modelés, les formations superficielles et les sols. Cette étude prend également en compte l'étagement bioclimatique et son rôle dans la différenciation des sols.

Dans l'étude des différents types de sols, le rôle primordial est joué par les caractères lithologiques des roches-mères, les conditions de topographie et d'exposition, les conditions bioclimatiques sans toutefois négliger le rôle de l'homme, responsable de la dégradation des versants.

Les grands types de modelés se rapportent aux grandes phases de dissections majeures, anciennes anté-quaternaires. En effet, la vigueur et l'ampleur de cette dissection supposent un contexte morphogénétique assez différent et plus énergétique que celui du quaternaire.

Le massif ancien constitue l'unité la plus décapée de ses formations superficielles et présente une diversité de modelés d'exposition différente. La nature de la météorisation des schistes ne permet pas une altération totale de la roche et les pentes élevées d'un côté et l'agressivité des précipitations de l'autre ne favorisent pas une bonne stabilité de ces formations. La majorité des sols sont soumis à l'érosion et sont sans cesse rajeunis. En outre, aux hautes altitudes l'empreinte d'un modelé périglaciaire se fait sentir, surtout à partir de 1.200 m.

Toutefois, l'exposition différencie un versant d'ombrée ou se déploient des sols rouges fersiallitiques peu épais et étendus assez évolués, tandis que sur le versant de soulane, les sols sont très décapés et couverture pédologique est assez squelettique dominée par des régosols.

Dans les basaltes, la nature pétrographique friable de la roche et sa faible étendue, ne permettent pas une grande individualisation de sols issus de ces roches, sauf sur les versants d'ombrée où sont localisés des sols bruns fersiallitiques humifères. Ils sont recouverts par des apports colluviaux issus de l'amont calcaire qui les domine et les transforment en rendzines et sols bruns calcaires. Les sols sur basaltes sont très ravinés et sans cesse rajeunis.

Les bordures calcaréo-dolomitiques montrent une grande homogénéité des formations superficielles et des sols sur les versants de revers. Les roches mères calcaires et dolomitiques sont compactes et ne s'altèrent pas vite. Les sols issus de ces roches sont rouges et souvent lessivés avec une importante décalcarisation de leur profil. Mais ces sols profonds ne subsistent que dans certaines situations privilégiées et, la plupart du temps, les versants sont recouverts de sols fersiallitiques tronqués, sinon de lithosols, résidus de l'ancienne couverture de "Terre Rossa" qui recouvrait la montagne calcaire.

Sur les versants à crêtes, l'éboulement sous toutes ses formes prend de

l'importance. La fossilisation du substrat par des dépôts en brèches très consolidées témoigne d'une morphogénèse ancienne importante des périodes froides. La morphogénèse actuelle s'exprime par des éboulis de pure gravité ou en filets remaniant des rendzines colluviales très caillouteuses et calcaires.

Le synclinal de Taforhalt et ses bordures sont caractérisées par l'indépendance de l'évolution et du fonctionnement morpho-pédogénétique de chaque unité. Ainsi dans le val perché de Tazemmourt, les sols rencontrés sur grés carbonates et marnes flyschoides sont très développés, assez lessivés et très rouges. La rubéfaction est bien poussée. Mais, là encore, les sols profonds sont minoritaires et les versants portent le plus souvent des rendzines plus ou moins épaisses et caillouteuses.

Le piémont nord est caractérisé par des cônes d'épandages assez importants et anciens, probablement villafranchiens puisqu'ils sont fossilisés déjà par des dalles calcaires moulouyennes. Au-delà des cônes, des glaciers anciens très encroûtés et très consolidés bâtissent l'aval des versants de revers.

Sur le piémont sud, une seule génération de glaciers de front jalonne tout l'aval de la facette externe du synclinal et s'enneige dans la cuvette de Sidi Bouhouria vers l'aval. Toutes ces formations portent des sols à encroûtement ou croûte calcaire superficiels.

Les vallées et les bassins qui parcourent le massif, témoignent d'une importante dissection du relief, acquise essentiellement au Tertiaire. Dans ces vallées et bassins, les transitions entre le Tertiaire et le Quaternaire s'est manifestée par d'importantes accumulations travertineuses sous formes de lanières et de promontoires rapportées au Plio Villafranchien. Tout au long du quaternaire, les oueds tributaires de l'oued Zegzel avaient pour rôle l'évacuation des matériaux issus de l'amont, vers les plaines. L'encaissement de l'oued Zegzel et son engorgement ne favorisaient nullement la construction des terrasses qui furent vite dégagées lors des crues. Les seules formations existantes sont soit perchées soit fossilisées par des dépôts de versants assez épais et encroûtés.

Bibliographie

- AIT HSSAINE .A, (1983) : La dépression de Gourrama et ses bordures (Haut Atlas oriental); étude géomorphologique. Thèse de 3^e cycle ; Univ.de Toulouse -le-Mirai1.269p.
- BAIZE. D, (1972):Les sols développés dans la couverture des plateaux jurassiques de Bourgogne. Pédogénèse et origine.. Science du sol n°2 pp.37-45.
- BARATHON. J.J. (1975):Evolution néogène et quaternaire des plaines et cuvettes des littoraux du rif oriental et de l'oranaïs Trav. Cent. Etud. Rech. Rurales, Poitiers.
- BEAUDET.G : MAURER.G ;, RUELLAN.A,(1967): Le quaternaire marocain: observations et hypothèses nouvelles. Rev. Géogr. Phys. Géo1.Dyn. (2) Vol. IX, fasc. 4, pp.269-309.
- BEAUDET.G, MARTIN. J, MAURER.G. (1964):Remarques sur quelques facteurs de l'érosion des sols .Rev. Géogr. du Maroc n° 6, pp.65-73.
- BEAUDET.G.(1969): Le plateau central marocain et ses bordures. Etude géomorphologique. Thèse Doct. Etat. Univ. de Paris, 480p.
- BEAUDET.G(1970): Le quaternaire marocain :état des études. Rev. Géogr. du Maroc n° 20, pp . 3-49.
- BENABDELAH. A.(1952):Etude géologique et métallogénique de la partie oriental du massif des Béni-Snassen (Maroc oriental). Rapp. Serv. Etud. Gites; Miner. n°321, Rabat
- BERTRAND. G, DOLLFUS .O, (1973) : Essai d'analyse écologique de l'espace montagnard. Esp. Géogr. . n° 3, pp. 65-170.
- BIBERSON.P. (1971): Essai de redéfinition des cycles climatiques du quaternaire continental du Maroc. Bull. Asso. Fr. pour l'étude du quaternaire, n°26, pp.3-12.
- BIDAULT.G.(1953):Notes sur le climat du Maroc oriental. Maroc médical n°342 pp.1135-1145.
- BIROT.P. (1955): Les méthodes de la morphologie. P.U.F. Paris, 177p.
- BIROT.P. (1976):Pédogénèse et géomorphologie dans la zone méditerranéenne. Mem. Soc. Géogr. Ital. Roma. pp.117-127.
- BOTTNER. P. (1970): La matière organique des principaux types de sols sous l'étage bioclimatique du chêne -vert dans le midi de la France. Science du sol , n°1, pp.3-19.
- BOTTNER. P. (1971):Evolution des sols en milieu carbonaté; la pédogénèse sur roches calcaires dans une séquence bioclimatique méditerranéo-Alpine du sud de la France. Thèse .Doct. Etat. Univ.

Montpellier ,156p.

BOULAINÉ .J. (1967): Problèmes posées par les sols rouges méditerranéens Bull. Ass., Géogr. Fr., Colloque de pédologie pp.2-16.

BOULAINÉ.J. (1975): Géographie des sols. P.U.F. Paris 199 p.

BOULAINÉ .J.(1980):Pédologie appliquée. Masson édit. Paris.

CALLOT .G. (1972) : "Les terres de Groies" sur calcaires jurassiques en Charente ; principaux facteurs de différenciation des sols. Science du sol n°2, pp.45-63.

CAILLÈRE.S, HENIN.S, (1963): Minéralogie des argiles . Masson et Cie Paris ,355p.

CATTANEO. G. (1980): Sédimentation carbonatée liasique, chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans les Béni-Snassen orientaux (Maroc oriental); rapports avec les régions d'Algérie occidentale. Bull. Soc. Géol.Fr; (7) Tome XXII, n52, pp.185-191.

CATTANEO.G. (1984): La marge téthysienne de la bordure nord-occidentale du Maghreb au jurassique supérieur; un modèle de plate forme à sédimentation carbonatée et terrigène deltaïque (Massif des Béni-Snassen, Maroc nord -oriental). Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys. vol.25, fasc. 1, pp.45-57.

CHOUBERT .G. (1965):Évolution de la connaissance du quaternaire au Maroc. Notes. Mém. Serv. Géol. Maroc . n°185, T.25,pp.9-27.

COUVREUR .G. (1975): Le quaternaire ancien post-villafranchien dans le haut Atlas (Maroc). (Mélanges offerts à G .Vières); Univ. Toulouse -le- Mirai 1,pp; 171-181.

COUVREUR .G. (1978):Essai sur l'évolution morphologique du haut Atlas central (Maroc).Thèse . Doct. Etat. Univ. Strasbourg, 570p.

C.P.C.S (1967): Classification **des** sols. Document, INA. Paris, Grignon.

DRESCH.J, RAYNAL.R, (1953) : Notes sur les formes glaciaires et périglaciaires dans le haut Atlas, le bassin de la Moulouya et le haut Atlas oriental et leur limite d'altitude. Notes. Serv. Géol. du Maroc .T.7; n2 , 117, pp.111-121.

DRESCH.J. 1960): Les changements de climats et les mouvements de sols en Afrique du nord. Inf. Géogr. fasc.3, pp.107-113.

DUCHAUFOR.PH. H965): Précis de pédologie. 2^oédition, 482p,Masson,Paris

DUCHAUFOR.PH.d968) : L'évolution des sols, essai sur la dynamique des profils. Masson et Cie édit.94p.

DUCHAUFOR.PH.d972): Relations entre les formations

- superficielles et la pédogénèse sur substratum calcaire. Science du sol. n22, pp.19-24.
- DUCHAUFOR.PH. (1976):Atlas écologique des sols du monde .Masson édit. 192 p. Paris.
- DUCHAUFOR .PH. (1977): Pédologie, T1: "Pédogénèse et classification". Masson édit, Paris, 477p.
- DUCHAUFOR. PH., SOUCHIER .B. (1978):Pédologie, T2:"Constituants et propriétés". Masson édit. Paris.
- DUMAS. B. 1963) : Place et signification des glacis dans le quaternaire. Bull. Ass. Fr. pour l'étude du quaternaire. 12/3. pp.233-244.
- DUMAS. B. (1966) : Les glacis formes de convergence. Bull. Ass. Géogr. Fr. n°345 pp.34-47.
- DUMAS.B. (1969): Glacis et croûtes calcaires dans le Levant espagnol Bull. Ass. Géogr. Fr. n°2 375, pp:553-561.
- FAURE.H. (1950):Etude géologique et hydrogéologique du flanc nord des Béni-Snassen, secteur d'Ain Regada. (Maroc oriental). D.E.S Fac. Sci. Paris.
- GAUCHER. G. (1972); Contribution. de la géomorphologie à la prospection pédologique. Ann. Géogr. nS448 ;pp.697-710.
- GENTIL. L. (1908): Esquisse géologique du massif des Béni-Snassen. Bull. Soc. Géol. Fr. 4, VIII, pp.391-417.
- HUBSCHMAN. J. (1967): Sols, pédogénèses et climats quaternaires dans la plaine des Triffa. (Maroc). Thèse de Doct-Ing. Toulouse,157p
- HUBSCHMAN.J. (1971): Limons rouges et gris quaternaires récents et érosion sélective au Maroc oriental. Z. Geomorph. N.F.15 3, Berlin-Stuttgart, pp;261-273.
- JAMAGNE. M, BEGON. J., C, HARDY. R., (1977): La cartographie des sols élément fondamental de l'aménagement et de la conservation des de l'espace rural. Pédologie XXVII, 1, pp.9-43.
- JOLY.F. (1962).Principes pour une méthode de cartographie géomorphologique._ Bull. Ass. Géogr Fr., n° 309 - 310.
- JOLY.F. (1962): Etude sur le relief du sud -Est marocain. Thèse Doct. Etat. Trav. Inst. Sci. Chérifien. Série géol.et géog.phy. n° 10, Rabat, 578p.
- LAAOUANE. M. (1984): Le haut Atlas du Rich (haut atlas oriental), étude géomorphologique. Thèse .3°cycle; Univ.de Toulouse-le-Mirail. Toulouse ; 273p.
- LAMOUREUX .M. 1968) : Les sols bruns méditerranéens et les sols rouges brunifiés partiellement du Liban. Cahiers O.R.S.T.O.M. Série Pédologie VI ; 1 ; pp.63 - 93.

- LAMOUREUX .M. (1970): Influence des alternances sur la dissolution des roches carbonatées en régions méditerranéennes. Science du sol n°1, pp.43-52.
- LAMOUREUX .M. (1972) : Etude des sols formés 'sur roches carbonatées Pédogénèse fersiallitique au Liban. Mémoire ORSTOM n° 256.
- LAOUINA .A. (1974) : Observations géomorphologiques sur les deux vallées du Zegzel et Boughriba (Flanc nord des Béni-Snassen centraux);Trav.de la R.C.P 249, Montpel lier, n22, pp.34-46.
- LAOUINA. A. (1977) : Le piémont des Béni-Snassen centraux et orientaux. Trav. de la R.C.P 461, Paris.
- LAOUINA .A. (1978) : Glacis et aplanissements partiels sur roches calcaires dans le Maroc nord-oriental. Rev. Géogr. du Maroc, nouvelle série, n° 2, pp.133-148.
- LAOUINA .A. (1981): Altération des roches carbonatées et évolution des modelés dans le Maroc -nord -oriental; Rev. Géogr. du Maroc ; nouvelle série ; n°5 pp.55-88.
- LEPOUTRE. B., MARTIN. J. (1967) : Le causse moyen atlasique (in Congrès de pédologie méditerranéenne). 2è partie, chap.4 ; Cah. Rech. Agron. Rabat , n°24, pp.207-225.
- MARTIN. J. (1977): le moyen atlas central: étude géomorphologique. Thèse Doct. Etat .Univ. Paris VII; No tes.Mém.Serv.Géol. du Maroc n° 258 bis .445p (1981).
- MAURER .G. (1968) : Les montagnes du Rif central ; Etude géomorphologique; Thèse .Doct. Etat. Maroc et intern; édit.Tanger. Maroc, 502p.
- MILLOT .G. (1964) : Géologie des argiles. Masson édit. Paris 499p.
- MILLOT .G, PAQUET.H, RUELLAN.A, (1969): Néof ormation de l'attapulгите dans les sols à carapaces calcaires de la basse Moulouya, (Maroc oriental). C.R. Ac. Sci. Paris 268-D-pp.2771-2774.
- MONITION. L. (1962): Les formations liasiques des monts des Béni-Snassen Maroc oriental. Bull. Soc. Géol. Fr. 7, 4 pp.104-108.
- NAERT .B. (1977): Cartographie des sols et interprétation photographique des données ; avant propos .Rev. Photo - interprétation n° 3, édit. Technip.
- NICOD .J. (1975): Corrosion de type crypt-karstique dans les karsts méditerranéens .Bull. Ass. Géogr. Fr. n° 428 pp.284-297.
- PAQUET.H, MILLOT.G, RUELLAN.A, TARDY.Y,(1969):Géochimie d'un bassin versant au Maroc oriental .Evolution des argiles dans les sols de montagnes et les plaines de la basse Moulouya .C.R. Ac. Sci..

Paris 269-D-pp.1839-1842.

PAQUET .H. (1969): Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées .Thèse .Doct. Etat Strasbourg, 348p.

PUJOS.A. (1953):Réflexions sur la rubéfaction des roches et des sols dans le nord marocain et le Maroc oriental .Soc. Sci. Nat. et Phys. du Maroc. Trav. Sect.de pédologie. T.6.7pp.95-105.

RAYNAL.R. (1955): Oscillations climatiques et évolution du relief au cours du quaternaire .Notes marocaines n° 25; pp.10-14.

RAYNAL .R. (1961) : Plaines et piémont du bassin de ta Moulouya ; Maroc oriental; Etude géomorphologique. Thèse Doct. Etat. Inframarc .Rabat 617p.

RAUNAL .R . (1962) : Pédologie et géomorphologie au Maroc. Rev..Géogr. du Maroc .n° 1-2 pp.19-21.

RAYNAL .R. (1972) : Occupation humaine améliorée ou évacuation? Place de la montagne dans l'aménagement régional au Maghreb"; Maghreb et Sahara ; mélanges J. Despois. pp.331-337.

REVEL. J.C. (1972): Recherches sur l'origine de la rubéfaction des terres rouges méditerranéennes .Thèse Doc Cl. Ingénieur. Fac.Sci. Toulouse.

RUELLAN.A.(1965): Le rôle des climats e, des roches sur la répartition des sols de la basse Moulouya. C.R. Ac. Sci. Paris 261,pp.2379-2382.

RUELLAN .A. (1969): Quelques réflexions sur le rôle des sols dans l'interprétation des variations bioclimatiques du pléistocène marocain. Rev. Géogr. Du Maroc n ° 15; pp.129-140.

RUELLAN .A. (1970):Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes: les sols à profil calcaire différencié des plaines de la basse Moulouya, Maroc oriental. Thèse Doc. .Etat .Mémoire ORSTOM V n 54.

RUELLAN .A. (1974): Individualisation et accumulation du calcaire dans les sols et les dépôts quaternaires du Maroc. Cahiers O. R. S. T. O. M; série Pédologie ; Vol. V N° 4; pp.412-422.

SERVAT. E. 1966) : Sur quelques problèmes de cartographie pédologique en région méditerranéenne .C.R. Conférence sur les sols méditerranéens; Madrid; pp.407-412.

SYMPOSIUM sur les versants en pays méditerranéens . 1975. Vol. V; Aix en Provence .207p.

TRICART .J. (1965): Principes et méthodes de la géomorphologie. Masson et Cie édit. Paris 469p.

- TRICART .J. (1966) : Approche méthodologique ; Géomorphologie et pédologie. Science du sol n° 1 ; pp.69-84.
- TRICART .J. CAILLEUX .A. (1967):-Le modelé des régions périglaciaires. Traité de géomorphologie; T.2 S.E.D.E.S. Paris 512p.
- TRICART .J. CAILLEUX .A. (1967):Le modelé des régions sèches. Traité de géomorphologie T.4.S.E.D.E.S. Paris 472p.
- TRICART .A.(1973) ; La géomorphologie dans les études intégrées d'aménagement du milieu naturel . Ann. Géogr. n°452; pp.421 -453.
- VAUDOUR .J.(1979):La région de Madrid ,altérations sols et paléosols. Thèse Doct. Etat. Aix en Provence; OPHRIS-GAP édit.
- VAUDOUR.J. (1982) : Les travertins de piémont: contribution à l'étude des géo systèmes karstiques méditerranéens Coll. Montagnes et piémonts; Univ. Toulouse II 1982. à paraître.
- VOGT.TH;(1975); Types de croûtes calcaires et leur répartition régionale. Colloque. Univ. L. Pasteur. Strasbourg.146p.
- VOISIN. L. (1979) Le modelé schisteux en zones froides et tempérée. Thèse .Paris 494p (Dactylo.)
- WILDI. W. (1983): La chaine Te11o-rifaine; structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. R.G.D.G.P n4

Cartes et photographies aériennes.

- Cartes topographiques au 1/50.000de : Berkane (1571);
Bougrhriba (1971); Ahfir (1964); Sidi-Bouhouria(1961) Publiées par
L'I.G.N. Rabat.
- Carte géologique au 1:500.000, Feuille d'Oujda, (1954).
- Photographies aériennes au =
- 1/20.000, mission (30/80), privée de l' ORMVAM, Juin 1980.
 - 1/40.000, mission (048/400), de l'I.G.N. (1962).

LISTE DES ABREVIATIONS**GRANULOMETRIE**

A Argile
L.F. Limon fin
L.G. Limon grossier
S.F. Sable fin
S.G. Sable grossier

MATIERE ORGANIQUE

C.O. Carbone organique
N. Azote
C/N Rapport Carbone / Azote
M.O. Matière organique

FER

F.L. Fer libre
F.T. Fer total
FL/FT Rapport Fer libre/Fer total

ARGILES

I Illite
M. Montmorillonite
V. Vermiculite
K. Kaolinite
S Smectite
C. Chlorite

Liste des figures

Fig.1. Localisation de la zone d'étude	11
Fig. 2a. Esquisse géologique et structural du Maroc nord oriental	14
Fig. 2b. Légende de l'esquisse géologique et structurale.	14
Fig.3. Morphostructures des Béni-Snassen Centraux et de ses bordures	17
Fig. 4 Coupes lithostratigraphiques du Lias et du Jurassique dans les Béni-Snassen centraux (d'après G. Cattaneo 1982 - 84).	18
Fig.5a Coupe géologique à travers les Béni-Snassen centraux à l'Arhil Nyaala(N S).	23
Fig.5b ; Coupe géologique à travers la bordure du massif ancien.	23
Fig. 6 ; Coupe géologique à travers la vallée des Béni-Amyr à l'ouest de la grande faille de Tizi ou Zemmour	24
Fig. 7 Etages bioclimatiques au Maroc oriental	29
Fig.8 Oscillations des précipitations à in Almou sur 19 as d'observations	31
Fig. 9 Oscillations des précipitations à Taforhalt, observations faites sur 19 ans.	31
Fig. 10 ; Diagramme ombrothermique de Bagnouls-Gausson de Taforhalt (850m)	33
Fig. 12. Dépôts de versants sur J. Bouzâabel et Bled Tizi Ourine	40
Fig.13 Diffractogramme des minéraux argileux du profil Q	44
Fig. 14 .Sols fersiallitique hydromorphe dans un topo séquence de sols sur schistes le versant « d'ombrée » de Béni-Ouaklane (coupe N-S).	45
Fig.15. Répartition des argiles dans les profils des sols du massif ancien	48

Fig. 16 Répartition de la matière organique dans les profils des sols du massif ancien	48
Figure 17 : Evolution des minéraux argileux dans le profil "0" 631	50
Fig. 18. Séquence de sols à travers Tizi-Béni Mimoun et Jebel Irhermaouène	56
Fig..19 Evolution des minéraux argileux dans les sols bruns fersiallitiques sur Basaltes; profil N.531	59
Fig. 20. Formes karstiques et dolines en surface de la structure chevauchante d'Arhil N'Nyâala.	64
Fig. 21. Séquence des sols N-S, sur calcaires et dolomies de la bordure.	68
Fig. 22. Coupe schématique du profil des sols fersiallitiques tronqués des versants à forte pente et modérés.	69
Fig. 23. Coupe schématique du profil des sols rouges bruns fersiallitiques lessivés sur calcaires et dolomies de la bordure du massif ancien.des versants à forte pente et modérés.	70
Fig. 24. Répartition de l'argile dans les sols fersiallitiques de la bordure.	74
Fig. 25. Répartition de la matière organique dans les sols fersiallitiques de la bordure calcaro-dolomitique.	75
Fig.26 Répartition des carbonates dans les sols fersiallitiques de la bordure calcaréo-dolomitiques.	75
Fig.27 Evolution des minéraux argileux dans le profil E.27.10 (sol fersiallitique lessivé)	77
Figure (28) Evolution des minéraux argileux dans le profil D.	82
Figure.29. Coupe schématique des dépôts de pente du versant de J.Tamejout dominant l'oued Zegzel.	88

Fig. 30. Coupe schématique des dépôts de pente sur le versant ouest de Jebel Tamejout.	90
Figure 31 : Courbes cumulatives des sables des dépôts de versants à encroûtement sommital, sur le versant de Jebel Tamejout dominant l'oued Zegzel :	91
Fig. 32. Evolution des minéraux argileux dans les dépôts de versant de Tamejout, à brèche sommitale.	92
Fig.33. Croquis géomorphologique du synclinal perché de Taforhalt.	98
Fig.34. Séquence de sols dans le synclinal perché de Taforhalt (coupe N-S)	101
Fig. 35 Coupe schématique d'une rendzine calcaire encroûtée sur le versant nord de J. Tamejdamt.	103
Fig. 36. Répartition des argiles dans les profils des sols fersiallitiques du synclinal de Taforhalt.	111
Fig. 37. Répartition de la matière organique les sols fersiallitiques du synclinal de Taforhalt.	111
Fig. 38. Diffractogramme des minéraux argileux du profil (Z-2012) des sols rouges fersiallitiques lessivés sur grès carbonatés. (N, G, CH : respectivement Lame : normale ; Glycolée ; chauffée)	112
Fig. (39) Séquence de sols sur grès et petites sur le versant sud de Jebel Achouen, au lieu dit Lahwafi.	115
Fig. 40. Emboîtement des dépôts de terrasse à l'aval de Kahf-Lahmam (oued Tazemmourt inférieur).	118
Fig.41 Coupe schématique d'un poudingue à cailloux rekarstifiés	119
Figure- 42 Courbes cumulatives des sables de terrasse de la grotte des pigeons (bas Tazemmourt).	121

Fig. 43 Coupe à travers le bassin perché de Taforhalt	123
Fig. 44 Nature des dépôts sur le versant d'Aounout.	123
Fig. 45 Formes de boursouflures à l'amont de la plaine alluviale de Taforhalt.	127
Fig. 46 Coupe longitudinale d'une niche d'arrachement dans les marnes flyschoïdes à l'amont de la plaine alluviale de Taforhalt.	127
Fig. 47 Coupe schématique du cône de déjection de Béni-Attia à bled Taflout.	130
Fig. 48 Coupe schématique du cône de Tagma.	131
Fig. 49 Emboîtement des formations du cône de déjection de Tagma à Sidi Ali Tachfint (coupe proche de la R.P. 27)	133
Fig.50 : Coupe à travers le cône de Béni-Attia	133
Fig. 51 Courbes cumulatives de la fraction sableuse du cône de Tagma	135
Fig.:53. Coupe nord-sud à travers les glacis de front de bled Eddir sur le flanc sud du synclinal perché	140
Figure.54; Coupe schématique des dépôts de glacis, de front de Bled Eddir.	141
Fig.55 Courbes cumulatives des sables de glacis de front de Bled-Eddir sur le front sud du synclinal de Taforhalt	142
Fig. 56. Evolution des minéraux argileux du profil « L.17.23 »	148
Fig.(57). Coupe à travers l'oued Zegzel supérieur à Tizi Ou Zemmour dans le bassin de Trhasrout.	150
Fig. 58. Dépôts de terrasse à Zaouiat M. Ahmed à l'aval du promontoire travertineux d'Arougène.	159
Fig. 59. Fossilisation des alluvions par des colluvions sur les berges du moyen Zegzel, à Tazarhine.	160
Figure.60. Courbes cumulatives des sables de la terrasse de	

Zaouiat Moulay Ahmed sur la rive gauche du moyen Zegzel	160
Figure. 61 Coupe schématique des dépôts de terrasse masqués par des éboulis de pente, à l'aval de l'oued Zegzel (Tazarhine).	162
Fig. 62. Courbes cumulatives des sables, de la terrasse de Tazarhine, à l'aval du moyen Zegzel.	164
Figure.63. Evolution des minéraux argileux dans les 1&3 des dépôts de terrasse de Tazarhine.	165

Liste des tableaux

Tableau 1 ; Variation et irrégularité des précipitations annuelles et mensuelles (à Aïn Almou 1350 m)	30
Tableau 2 ; Caractères analytiques du profil P.731.	41
Tableau 3 : Caractères analytiques du profil 7.32 Q.	43
Tableau 4 : Les minéraux argileux du profil 7.32 Q.	45
Tableau 5 ; Caractères analytiques du profil 0.6.31	47
Tableau 6 ; Les minéraux argileux dans le profil 0.631	51
Tableau 7 : Caractères analytiques du profil N. 531.	58
Tableau 8. Caractères analytiques des profils "E" et "F".	73
Tableau 9. Composition minéralogique de la fraction argileuse du profil E.27.10	78
Tableau 10. Caractères analytiques des profils "D" 281	80
Tableau 11 : Composition des minéraux argileux du profil "D" 281	83
Tableau 12 : Granulométrie et CaCO ₃ de la matrice des éboulis à brèche sommitale sur le versant de Tamejout (faciès non béchiques).	90
Tableau 13 : Composition minéralogique des sables de la brèche de Tamejout	93
Tableau 14 ; Caractéristiques analytiques des profils B.1913 et Z.2012.	110
Tableau 15) Composition minéralogique de la fraction argileuse du profil "Z" - 20.12	113
Tableau 16 : Caractères analytiques des profils G et H. Erreur ! Signet non défini.	
Tableau 17): Granulométrie et CaCO ₃ de la matrice de la terrasse de la grotte des pigeons (rive gauche).	120

Tableau : 18 compositions granulométriques et teneur en Ca CO ₃ total et actif de la matrice du cône de Tagma.	136
Tableau 19 : Granulométrie et teneur en CaCO ₃ de la matrice du glacier de front de Bled Eddir.	143
Tableau.20.. Caractères analytiques du profil L.17.23.	147
Tableau 21 Proportions des minéraux argileux dans le profil "L." 17.23	148
Tableau 22 : Caractères analytiques de la matrice des dépôts de terrasse de Zaouiat Moulay Ahmed.	159
Tableau 23 : Granulométrie et CaCo ₃ des faciès des dépôts colluviaux et alluviaux de Tazarhine.	163
Tableau 24 ; Composition minéralogique des sables des faciès de la terrasse de Tazarhine '	163

Sommaire

AVANT PROPOS	3
INTRODUCTION	4
PARTIE 1 :	7
L'ENVIRONNEMENT NATUREL DES BENI-SNASSEN CENTRAUX	7
CHAPITRE 1: LE CADRE GEOGRAPHIQUE DES BENI- SNASSEN CENTRAUX	8
Introduction	8
1. Les plaines des Triffa	8
2. Le couloir d'Oujda-Taourirt	9
3. Le massif des Béni-Snassen : caractères généraux	9
3.1. Les Béni-Snassen orientaux	11
3.2. Les Béni-Snassen centraux	12
3.3. Les Béni-Snassen occidentaux	14
CHAPITRE II: LES BENI-SNASSEN CENTRAUX : ORGANISATION GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE	15
1. Les grands traits structuraux des Béni-Snassen centraux	15
2. La mise en place des grands ensembles lithologiques	16
2.1. Les formations anciennes :	16
3. Les mouvements tectoniques :	20
4. Les grandes unités morphostructurales :	21
4.1. Le massif ancien :	21
4.2. Les bordures calcaires et dolomitiques du massif ancien (fig.	

5) :.....	22
CHAPITRE III : APPROCHE BIOCLIMATIQUE DES BENI-SNASSEN CENTRAUX	27
1. Aperçu sur le climat du Maroc oriental.....	27
2. Les Béni-Snassen centraux : un climat méditerranéen de moyenne montagne.....	28
3. Les grands étagements bioclimatiques des Béni-Snassen centraux.....	28
PARTIE 2 :.....	35
MODELÉS, FORMATIONS SUPERFICIELLES ET SOLS....	35
CHAPITRE I ; LE MASSIF ANCIEN SCHISTEUX	37
Introduction.....	37
I . Le massif schisteux.....	37
2 – Les affleurements basaltiques.....	55
3. Conclusions	60
CHAPITRE II : LES BORDURES CALCAREO-DOLOMITIQUES DU MASSIF ANCIEN.....	61
Introduction.....	61
I – Les grands versants de revers : formes, formations superficielles et sols.....	62
Les phénomènes karstiques.....	63
2. Les formations superficielles et les sols.....	66
II – Les versants en position dominée par les crêtes calcaire-dolomitiques.....	86
1. Aperçu géomorphologique.....	86
2/ Les dépôts de pentes et les sols.....	87
CHAPITRE III ; LE SYNCLINAL PERCHE DE TAFORHALT ET SES PIEMONTS.....	97

Introduction	97
I – Les conditions de l'évolution des modelés et des sols.....	98
1. Nature pétrographique des grès	98
2. Structure et conditions bioclimatiques	99
II. Modelés, dépôts et sols du synclinal de Taforhalt (de l'amont à l'aval)	101
1. Les hauts versants nus et les lithosols.	101
2. Les versants intermédiaires à rendzine sur pente modérée... ..	102
3. Les bas versants et le creux du val perché (dépression de Tazemmourt).	105
4 – Les formes de remaniement actuel des versants	126
III - LE PIEMONT NORD DU SYNCLINAL DE TAFORALT : UN PIEMONT DISSEQUE AUX FORMES VARIEES.....	129
1. Les cônes d'épandage.	129
2. Modèles et structures des glacis.....	136
IV - LE PIEMONT SUD DU SYNCLINAL : DES GLACIS DE FRONT ENNOYES VERS L'AVAL	139
1. Les glacis de front de bled Eddir, sur le front sud du synclinal.	139
CHAPITRE IV : VALLEES ET BASSINS DE L'OUED ZEGZEL.....	145
I.LE BASSIN DE TRHASROUT (le haut Zegzel)	145
1. Aperçu géomorphologique.	145
2. La couverture pédologique des versants	145
3. Les accumulations travertineuses.	149
II. LES VALLEES DE BENI BOUYALA ET BENI AMYR .	151
1. Aperçu géomorphologique	151
2. Le versant nord de l'anticlinal de Tanezzert.....	151

III. LA VALLEE DU MOYEN ZEGZEL.....	157
La section amont : le bassin d'Arougène	157
2. La section aval entre Takerboust et Tazarhine.	161
CONCLUSION GENERALE	167
BIBLIOGRAPHIE.....	169
Liste des figures.....	176
Liste des tableaux	181
Sommaire	183

Vu, Vu pour la soutenance

Toulouse 16 Septembre 1985

Le Président

Guier

G. MAILHOS

