

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE  
SCIENTIFIQUE

UNIVERSITÉ DES FRÈRES MENTOURI CONSTANTINE 1

FACULTÉ DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GÉOGRAPHIE ET DE  
L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE  
DÉPARTEMENT DES SCIENCES GÉOLOGIQUES

N° d'Ordre :55/Ds/2017

Série :03/Geo/2017



جامعة الاخوة منتوري قسنطينة

UNIVERSITÉ DES FRÈRES  
MENTOURI CONSTANTINE

## THÈSE

Présentée pour l'obtention du diplôme de  
DOCTORAT TROISIÈME CYCLE EN GÉOLOGIE  
(OPTION : GÉORISQUES ET GÉOMATÉRIAUX)

# ÉTUDE NÉOTECTONIQUE DE LA RÉGION DE ZIGHOUT YUCEF ANALYSE MORPHO STRUCTURALE ET PHOTO INTERPRÉTATION

Par

BENZID YACINE

Jury

Président :.....MARMI Ramdane, Professeur à l'Université des Frères Mentouri, Constantine 1

Directeur de thèse :.....BENABBAS Chaouki, Professeur à l'Université de Constantine 3

Co-directeur de thèse :....BOUREFIS Ahcène, Professeur à l'Université des Frères Mentouri, Constantine 1

Examineurs :.....AMIRECHE Hamza, Professeur à l'Université de Constantine 3

.....CHABOUR Nabil, MC A à l'Université des Frères Mentouri, Constantine 1

22 Mai 2017

## AVANT-PROPOS

Une thèse de doctorat n'est jamais une œuvre individuelle, elle est le fruit de nombreuses rencontres et collaborations. Je tien ici à témoigner toute ma reconnaissance à l'égard de ceux et de celles qui m'ont apporté leurs soutiens, d'une manière ou d'une autre, au cours de la réalisation de cette thèse.

Je tiens à remercier mes directeurs de thèse Professeur BENABBAS Chaouki, de l'Université de Constantine 3 et Professeur BOUREFIS Ahcène, de l'Université des Frères Mentouri de Constantine, qui ont fait preuve d'une grande générosité à mon égard. Ce travail a été rendu possible grâce à leurs nombreux conseils et aux remarques constructives qu'ils m'ont souvent prodigué.

Mes sincères remerciements s'adressent aux membres du jury qui ont bien voulu accepter de lire et juger ce travail. Le Professeur MARMI Ramdane, de l'Université des Frères Mentouri de Constantine, a bien voulu m'honorer en présidant ce jury, de même que le Professeur AMIRECHE Hamza de l'Université de Constantine 3 et Mr CHABOUR Nabil, Maître de Conférence A à l'Université des Frères Mentouri de Constantine ont bien voulu y siéger, en donnant leur avis sur ce travail de recherche.

Mes remerciements s'adressent également à tous les enseignants du Département des Sciences Géologiques de la Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du territoire, Université des Frères Mentouri de Constantine, qui ont d'une façon directe ou indirecte, donné une contribution à ce travail.

Ma reconnaissance va aussi au Professeur BELLAL Nadir de l'Université des Frères Mentouri de Constantine pour son aide précieuse dans l'aboutissement de cette thèse.

Je tiens particulièrement à souligner l'aide de Mr. DRAIDIA Salah qui a supervisé mes stages au Département de Géologie à l'Université de Liège. Ces stages m'ont permis d'approfondir considérablement mes connaissances dans les domaines des risques naturels et analyse des sols, lesquelles m'ont aidé de façon substantielle dans la réalisation de cette recherche.

Mes remerciements vont également à l'ensemble de mes compagnons de route, qu'ils aient été thésards comme moi, ou personnel de l'administration.

Un grand merci à mon beau-père, MIHOUBI Houcine pour ses encouragements et son soutien indéfectible.

Mes remerciements vont aussi à toute ma famille, ma mère, mes frères, ma femme et en particulier à ma petite NADINE, je lui dédie ce travail.

## TABLE DES MATIERES

|                |   |
|----------------|---|
| RESUME.....    | 1 |
| .....          | 2 |
| ABSTRACT.....  | 3 |
| PRÉAMBULE..... | 4 |

### CHAPITRE I

#### CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

|   |    |
|---|----|
| I.1. LES GRANDS TRAITES PHYSIQUES ET GEOGRAPHIQUES.....   | 6  |
| I.1.1. Cadre orographique.....  | 6  |
| I.1.1.1. La vallée d'Oued Saf Saf et d'Oued Neça.....   | 8  |
| I.1.1.2. Les massifs de la chaîne numidique centrale.....   | 8  |
| I.1.1.3. Le bassin du Condé Smendou.....  | 8  |
| I.1.1.4. L'ensemble du Djebel Ouahch, Meliani et Fartassa.....                                    | 8  |
| I.1.2. Hydrographie.....  | 8  |
| I.2. LES MAGHREBIDES D'ALGERIE NORD ORIENTALE : DOMAINES<br>PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURAUX..... | 10 |
| I.2.1. Le domaine interne.....  | 14 |
| I.2.2. Le domaine des flyschs.....  | 14 |
| I.2.3. Le domaine externe.....  | 16 |
| I.2.3.1. Les séries telliennes.....   | 16 |
| I.2.3.2. Les série de l'avant pays.....   | 16 |
| I.2.3.2.1. Unité néritique constantinoise.....  | 17 |
| I.2.3.2.2. Unités Sud- sétifiennes.....   | 17 |
| I.2.3.2.3. Unités de Sellaoua.....  | 17 |
| I.2.3.2.4. Le para autochtone Nord-aurésien.....  | 17 |
| I.2.3.2.5. L'autochtone Nord-aurésien.....  | 17 |
| I.3. LES PRINCIPALES PHASES TECTONIQUES.....  | 17 |
| I.3.1. Les phases tectoniques mésozoïques.....  | 18 |
| I.3.1.1. Le Jurassique.....   | 18 |
| I.3.1.2. Le Crétacé inférieur.....  | 19 |
| I.3.1.3. Le Crétacé supérieur.....  | 19 |

|  |    |
|--|----|
| I.3.2. Les phases tectoniques tertiaires.....    | 19 |
| I.3.2.1. A l'Éocène : Phase fini-lutétienne..... | 19 |
| I.3.2.2. Au Miocène.....                         | 20 |
| I.3.3. La tectonique récente.....                | 21 |

## **CHAPITRE II**

### **LA RÉGION DE ZIGHOUT YOUCEF : CADRE GÉOLOGIQUE ET ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES**

|   |    |
|---|----|
| II.1. TRAVAUX ANTERIEURS.....                                       | 22 |
| II.2. PRÉSENTATION DES DIFFÉRENTES UNITÉS GÉOLOGIQUES.....          | 22 |
| II.2.1. Les formations du domaine interne.....                      | 22 |
| II.2.1.1. Le socle Kabyle.....                                      | 22 |
| II.2.1.1.1. L'ensemble métamorphique.....                           | 23 |
| II.2.1.1.2. L'ensemble sédimentaire.....                            | 24 |
| II.2.1.2. La chaîne calcaire (Dorsale Kabyle) .....                 | 24 |
| II.2.1.2.1. La dorsale interne.....                                 | 24 |
| II.2.1.2.2. La dorsale médiane.....                                 | 25 |
| II.2.1.2.3. La dorsale externe.....                                 | 25 |
| II.2.2. Les formations du domaine médian (séries des flyschs) ..... | 28 |
| II.2.2.1. Le flysch Maurétanien et les formations apparentées.....  | 28 |
| II.2.2.1.1. Flysch de Ziane.....                                    | 28 |
| II.2.2.1.2. Flysch de Kef Mezzouch.....                             | 28 |
| II.2.2.2. Le flysch Massylien.....                                  | 30 |
| II.2.2.3. Le flysch Numidien.....                                   | 33 |
| II.2.3. Les formations du domaine externe.....                      | 35 |
| II.2.3.1. Les unités ultra telliennes.....                          | 35 |
| II.2.3.2. Les séries postérieures au Lutétien.....                  | 38 |
| II.2.3.2.1. L'Oligo - Miocène Kabyle (OMK).....                     | 38 |
| II.2.3.2.2. Le Nummulitique II.....                                 | 39 |
| II.2.3.3. Les formations post-nappes (Miocène continental) .....    | 42 |
| II.2.3.4. Les formations quaternaires.....                          | 43 |

## **CHAPITRE III**

### **DÉMEMBREMENT ET ÉVOLUTION DU RELIEF**

|  |    |
|--|----|
| III.1. POSITIONNEMENT DE LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF PAR APPORT AU NORD DE CONSTANTINE..... | 47 |
| III.1.1. Les principaux éléments du relief structural de la région Nord de Constantine...  | 47 |
| III.1.1.1. Djebel Mcid Aicha.....  | 48 |
| III.1.1.2. Kef Sema.....   | 50 |
| III.1.1.3. Djebel Sidi Dris.....   | 50 |
| III.1.1.4. Le massif de Chettaba (l'ensemble Zouaoui, Karkra).....                         | 51 |
| III.1.1.5. Djebel Akhal.....   | 53 |
| III.1.1.6. Le massif du Djebel El Ouahch.....  | 54 |
| III.1.1.7. Les Djebels de Sathal El Maïda, Massine, Djenane El Lobba et El Aria.....       | 55 |
| III.1.1.8. Oued El Aria.....   | 56 |
| III.1.1.9. Le bassin néogène continental.....  | 57 |
| III.2. LES PRINCIPAUX ELEMENTS DU RELIEF STRUCTURAL DE LA FEUILLE DE ZIGHOUT YUCEF.....    | 57 |
| III.2.1. Djebel Bit El Djazia.....   | 58 |
| III.2.2. Djebel Ayata.....   | 58 |
| III.2.3. Djebel Kentour.....   | 61 |
| III.2.4. Koudiet Bou Ferkha.....   | 61 |
| III.2.5. Kefs Toumiette Nord et Sud.....   | 62 |
| III.2.6. Djebel Tounsi.....  | 62 |
| III.2.7. Djebel Bou Aded.....  | 63 |
| III.2.8. Djebel Cheraga.....   | 63 |
| III.2.9. Djebel Teffaha.....   | 63 |
| III.2.10. Djebel Sesnou.....   | 64 |
| III.2.11. La vallée d'Oued Ença.....   | 64 |
| III.2.12. La vallée d'Oued Saf Saf.....  | 64 |
| III.2.13. Koudiets Bou Ktez et Nahla.....  | 65 |
| III.2.14. Djebels Halloufa et Abd El Hadi.....   | 66 |
| III.2.15. Les Koudiets Ain El Kbira, Tabet Ben Serd et Khrouna.....                        | 66 |
| III.2.16. Djebel Bougrina.....   | 67 |

|  |    |
|--|----|
| III.2.17. Koudiet Ben El Hadj.....   | 67 |
| III.2.18. Kef Msouna.....  | 68 |
| III.2.19. Djebel Sebaa Regoud.....   | 68 |
| III.2.20. Les massifs du Djebel El Ouahch, Ras El Kelaa, Meliani et Fartassa.....                                  | 69 |
| III.2.21. Djebel Fartassa.....   | 71 |
| III.2.22. Kef El Agueb.....  | 71 |
| III.2.23. L'organisation hydrographique du bassin néogène de Condé Smendou.....                                    | 71 |
| III.3. LE DEMEMBREMENT VERTICAL DU RELIEF.....   | 73 |
| III.3.1. Les coupes morpho géologiques.....  | 73 |
| III.3.1.1. Les coupes longitudinales.....  | 73 |
| III.3.1.1.1 La coupe de la chaîne numidique centrale (1-1').....   | 73 |
| III.3.1.1.2. La coupe du Djebel Meliani-Oued Khorfan-Djebel Fartassa (2-2').....                                   | 74 |
| III.3.1.2. Les coupes transversales.....   | 76 |
| III.3.1.2.1. La coupe du Djebel Halloufa-Sidi Ali-Oued Sbikra-Oued Smendou (A-A').....                             | 76 |
| III.3.1.2.2. La coupe du Djebel Ayata-Oued Smendou-Djebel Ouahch (B-B').....                                       | 77 |
| III.3.1.2.3. La coupe de Koudiet Khrouna-Djebel Ayata (B''- B''').....   | 80 |
| III.3.1.2.4. La coupe d'Oued Neça-Kefs Toumiette-Oued Bou Hadjeb-Kef Lakhdar (C-C').....                           | 81 |
| III.3.1.2.5. La coupe d'Oued Saf Saf-Kef Msouna-Djebel Bou Aded-Oued Bou Hadjeb-Djebel Ras El Kalaa (D-D').....    | 83 |
| III.3.1.2.6. La coupe du Djebel Sebaa Regoud-Oued Saf Saf-Djebel Sesnou-Oued Bou Hadjeb-Djebel Meliani (E-E')..... | 85 |

## **CHAPITRE IV**

### **ANALYSE MORPHO STRUCTURALE ET INDICES DE NÉOACTIVITE**

|   |    |
|---|----|
| IV.1. OUTILS ET METHODOLOGIE.....   | 88 |
| IV.2. ACTIVITE SISMIQUE.....  | 88 |
| IV.2.1. Distribution spatiotemporelle de la sismicité dans le Constantinois.....            | 88 |
| IV.2.2. Distribution spatiotemporelle de la sismicité dans la région de Zighout Youcef...91 |    |
| IV.3. ETUDE DE QUELQUES NEO STRUCTURES DE LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF ...94                  |    |
| IV.3.1. La région de Zerdezas-Djebels Bou Aded et Sesnou.....                               | 94 |
| IV.3.2. Le versant instable du Djebel Deira Nord.....                                       | 94 |

|  |            |
|--|------------|
| IV.3.3. La structure d'Oued Neça.....  | 100        |
| IV.3.4. La région d'Ouled Hababa, Oueds Bou Hadjeb-Khemakhem.....                              | 102        |
| IV.3.5. La région du Douar Oued Sbikra.....  | 102        |
| IV.3.6. La région active d'El Kentour.....   | 104        |
| IV.3.6.1. Analyse minéralogique par diffraction des rayons X.....                              | 105        |
| IV.3.6.2. La région d'El Kentour Nord (Kefs Toumiette, Djebels Bit El Djazia et<br>Ayata)..... | 107        |
| IV.3.6.3. La région d'El Kentour Sud (Draa El Youdi- Douar Souadek-Kef Mguerguet)<br>.....     | 109        |
| IV.4. SYNTHÈSE DES PARTICULARITÉS MORPHO STRUCTURALES DE LA RÉGION DE<br>ZIGHOUT YUCEF.....    | 113        |
| <br>   |            |
| <b>CONCLUSION GÉNÉRALE.....</b>  | <b>117</b> |
| <b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>  | <b>119</b> |
| <b>LISTE DES FIGURES.....</b>  | <b>122</b> |
| <b>LISTE DES FAC-SIMILES.....</b>  | <b>127</b> |
| <b>ANNEXES.....</b>  | <b>128</b> |

## **RESUME**

Actuellement, beaucoup de chercheurs s'accordent à dire que l'évolution des versants dépend dans une large mesure des facteurs lithologiques, topographiques, climatiques et anthropiques. Néanmoins, les résultats obtenus ces dernières années dans les différentes études géomorphologiques et géologiques dans le Tell constantinois (Raoult J.F., 1974, Marre A., 1987, Amireche H., 2001, Benabbas C., 2006) confirment que la déformation du relief, les mouvements de terrain et la vulnérabilité des versants dépendent aussi du contexte structural.

La nature active de l'Algérie du Nord en général, et du Tell oriental en particulier, favorise la mise en place de désordres liés en grande partie aux déformations du relief. Ces déformations, sont souvent favorisées et guidées par un contexte morpo structural marqué par une activité néotectonique.

La région de Zighout Youcef est parmi les zones les plus déformées du Tell constantinois, où les structures géologiques liées à la néotectonique active et aux mouvements gravitaires sont encore mal comprises. C'est ainsi que le besoin d'une connaissance plus détaillée du contexte structural a été fortement ressenti. En effet, et à partir de cette étude, nous voulons préciser si l'héritage tectonique suffit à déclencher les déstabilisations des versants et si la néotectonique est responsable de l'aléa gravitaire. Par ailleurs, ces recherches contribueront à une meilleure compréhension sur l'évolution des versants durant les périodes récentes (du Mio Pliocène à l'actuel) et sur les processus de déclenchement des mouvements de terrain, parfois de grande ampleur.

Pour mieux cerner cette problématique, nous avons procédé à une étude des particularités géologiques et morpo structurales, basée essentiellement sur l'outil cartographique. En effet nous avons présenté une analyse fine de l'évolution plane et verticale du relief, basée sur l'élaboration des cartes hypsométriques à différentes échelles et complétées par des coupes morpo géologiques.

Par ailleurs, l'analyse du relief a été couplée à l'exploitation des photographies aériennes. Cette télédétection est appuyée sur une cartographie multi sources, basée sur une corrélation entre trois couches d'information : photographies aériennes, cartes géologiques et topographie du terrain, et ce pour localiser les structures géologiques et déterminer leur implication dans les déformations du relief et l'instabilité des versants. En parallèle, des analyses minéralogiques par diffraction des rayons X ont été réalisées sur les sols les plus affectés par les mouvements de masses et ce pour déterminer la présence et l'influence des minéraux argileux sur l'accélération des ces mouvements.

La combinaison de ces techniques de recherche nous a permis de tirer des enseignements relatifs à l'organisation géomorphologique et à la structuration post orogénique et de la région de Zighout Youcef. En effet, la tectonique récente et actuelle renforce et explicite d'avantage les déformations du relief. Les structures géologiques et l'aspect montagnard de la région ne font qu'accélérer voire même amplifier l'instabilité des versants.

**Mots-clés :** Néotectonique, Morpo structural, Instabilité des versants, Zighout Youcef.

يتفق الكثير من الباحثين حاليا ن تطور منحدرات التضاريس يعتمد إلى حد كبير على العوامل الليثولوجية، الطبوغرافية، المناخية وحتى البشرية. فإن النتائج التي تم الحصول عليها في مختلفة الدراسات التكتونية الحديثة قسنطيني ( 1974 1987 عميرش ح 2001 2006) تؤكد بأن تشوه التضاريس، الأرضية تهدد المنحدرات تعتمد أيضا على المحيط التركيبي.

#### الطبيعة النشطة للجزائر الشمالي

كبير بتشوهات التضاريس. في الغالب تكون هذه التشوهات م وموجهة من طرف محيط مورفوبيوي يتميز بنشاط تكتوني حديث.

تعتبر منطقة زيغود يوسف من بين المناطق الأكثر تشوها في التل القسنطيني حيث التراكيب الجيولوجية المرتبطة بالنشاط التكتوني الحديث الأرضية الجاذبية ما تزال مهمة، مما يجعل معرفة تفاصيل المحيط بنيوي من الأولويات. من منطلق هذه الدراسة سوف نقوم بتحديد إمكانية تأثير الإرت التكتوني الحديث مسؤول عن خطر الأرضية الجاذبية. من جهة أخرى، تساهم هذه الأبحاث في تحسين المفاهيم حول تطور المنحدرات على مدى الفترات الجيولوجية الحديثة (من الميو بليوسان إلى الآن)، وأيضا حول ميكانيزمات بعض الأحيان ذات حجم كبير.

فهم أفضل لهذه الإشكالي تحليلات الأفقي والعمودي للتضاريس الجيولوجية بنيوية بمقاييس مختلفة تكملها مقاطع مورفوجيولوجية.

وتحليل التضاريس الجوية. : الجوية، الجيولوجيا طبوغرافيا  
 وهذا من اجل تحديد التراكيب الجيولوجية حديث معرفة مدى تأثيرها على تطور التضاريس  
 ليل معدني حيود السينية  
 رضية تحديد مدى تأثير المعادن الطينية هذه

بين تقنيات البحث المستعملة في هذه الدراسة تنظيم الجيومورفولوجي لمنطقة زيغود يوسف وأيضا بتركيبة التضاريس تشكل السلاسل الجبلية. للمنطقة يسرع ويزيد حديث و يدعم ويشجع تشوهات التضاريس. التركيبات الجيولوجية

المفتاحية: النشاط التكتوني الحديث، بنيوية المنحدرات، زيغود يوسف.

## **ABSTRACT**

Actually, many scientists agree with the idea that slopes evolution depends mostly on lithological, topographic, climatic and anthropogenic factors. But, the results acquired from different neo tectonic studies in the Constantinois Tell (Raoult J.F., 1974, Marre A., 1987, Amireche H., 2001, Benabbas C., 2006) confirm that the relief deformation, mass movements and slopes vulnerability depend also on the structural context.

The active nature of north Algeria in general and the eastern Tell particularly increase the land movements related to relief deformations. These relief deformations are often connected to a morpho structural context marked by a neotectonic activity.

The Zighout Youcef area is among the most deformed zones of the Constantinois Tell, where the geological structures associated with an active neotectonic and gravity movements are still poorly understood, which is necessary to know in details the structural context. With this study we would to clarify if the tectonic heritage is sufficient to trigger slopes destabilization, and if the neotectonic is responsible for gravity hazard. In addition, these investigations will improve our understanding about the evolution of slopes in the recent geological period (from Mio Pliocene to present) and about the triggering process of ground movements, sometimes with vast amplitudes.

For a better understanding of this problem, we carried out a study of geological and morpho structural features, based on mapping tool. We presented a detailed analysis of the horizontal and vertical relief evolution, based on the elevation maps analyses at different scales and completed with morpho geological cross sections.

Besides, the relief analysis was coupled with aerial photography examinations. This remote sensing technique was established on a multi-source mapping, based on a correlation between the three information layers: aerial photography, geological maps and land topography, this aid to locate the recent geological structures and determine their involvement in the relief deformations and slopes instability. In parallel, X-ray diffraction mineralogical analyzes were carried out on the most affected soils by mass movements in order to determine the presence and influence of clays minerals on movements acceleration.

The association of these research techniques allowed us to improve our knowledge about the geomorphological organization and the post orogenic structuration of Zighout Youcef area. The recent and current tectonic activity consolidates and control the relief deformations. The geological structures and the mountain aspect of this area, accelerate and even amplify the slopes instability.

**Keywords:** Neotectonic, Morpho structural, Slopes instability, Zighout Youcef

## PRÉAMBULE

La région de Zighout Youcef, partie intégrante du Tell Nord constantinois, est située au carrefour de grandes structures tectoniques. Elle se trouve près de la ceinture sismique où l'affrontement des plaques Afrique-Eurasie s'exerce continuellement et où se produit l'essentiel de la déformation de la croûte terrestre au niveau de cette région. Cette déformation est contrôlée par un réseau d'accidents et de structures géologiques qui affleurent et modèlent le paysage. Leur repérage et décryptage sont essentiels afin de mieux comprendre leurs fonctionnements.

Par ailleurs, la relative lenteur des mouvements des plaques ainsi que la nature détritique des formations géologiques limitent les observations géologiques, sismologiques et instrumentales, ce qui rend difficile l'étude des déformations récentes du relief.

Ce travail s'inscrit dans un cadre environnemental d'évaluation des géorisques. Il s'appuie sur une étude multi source basée sur une analyse des particularités et des anomalies morpho structurales (**Fig.1**), qui permettent d'identifier les déformations actives et ce grâce à des critères morpho tectoniques.

Il a été question dans une première partie d'analyser les principaux traits géographiques, géomorphologiques et hydrologiques de la région, en passant par une étude détaillée du contexte géologique régional et local. Cette étude est basée sur un inventaire exhaustif des différents documents géologiques (les travaux de Raoult J.F., 1974, Vila J.M., 1980, Wildi W. 1983 et Chadi M., 1991). En outre, une réflexion a porté sur l'évolution paléogéographique durant la période méso cénozoïque de l'Algérie Nord orientale, tout en mettant l'accent sur la position du Tell Nord constantinois en général et la région de Zighout Youcef en particulier.

La deuxième partie de cette thèse, est consacrée à l'analyse horizontale et verticale du relief structural, qui permet de dégager des enseignements concernant la relation entre la morphologie et la tectonique, et aussi de mieux comprendre la mise en place et l'évolution du relief structural. Cette partie du travail est basée sur l'analyse des cartes hypsométriques et des coupes morpho géologiques élaborées sur les principales structures de l'aire d'étude.

La troisième partie porte sur une interprétation du matériel aérospatial (photographies aériennes et image satellite) ainsi que sur la sismicité caractérisant la région d'étude, afin de montrer l'étroite relation entre la géodynamique interne et les phénomènes exogènes (déformations du relief, érosion, mouvements de terrain...etc.), et ce à partir d'une analyse spatiotemporelle de la micro sismicité dans l'ensemble de la région de Zighout Youcef.

Nous présentons ensuite une étude détaillée de certaines structures géologiques (néo structures) avec une cartographie morpho structurale ponctuelle. L'approche utilisée fait appel à une cartographie basée sur la superposition de trois couches d'information (photographies aériennes, carte géologique et fond topographique). La cartographie et la caractérisation des déformations du relief et des accidents tectoniques, permettent d'avoir une idée sur la variation de leurs ampleurs dans le paysage tellien. En fait, la cartographie de ces éléments ainsi que l'interprétation de leur répartition spatiale permettent une meilleure connaissance de la vulnérabilité des zones.

Par ailleurs, un polygone d'étude (la région de Djebel El Kentour) a été choisi parmi les terrains les plus touchés par les mouvements de masse, et ce pour des analyses minéralogiques par diffraction des rayons X. Ce travail a été réalisé afin de déceler la présence des argiles gonflantes (minéraux argileux) qui peuvent accélérer les mouvements de terrains.

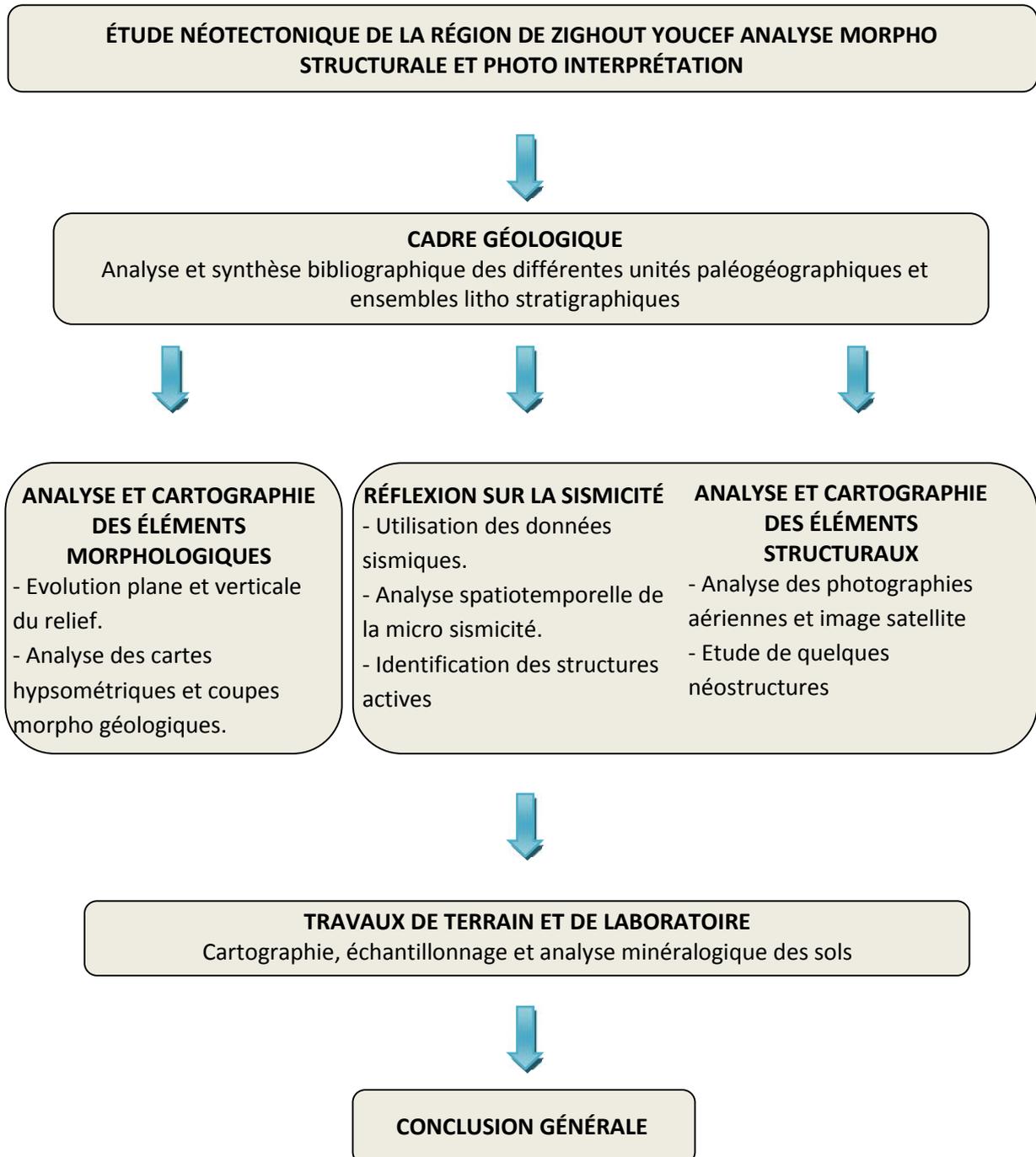


FIG.1 : PRESENTATION SCHEMATIQUE : METHODOLOGIE ET THEMATIQUES ABORDEES

# CHAPITRE I

## CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

### I.1. LES GRANDS TRAITS PHYSIQUES ET GEOGRAPHIQUES

La région d'étude correspond aux coupures de la carte topographique à l'échelle 1/50 000 de Zighout Youcef (EX Condé Smendou) (Fig. I.2). Elle couvre une superficie de l'ordre de 640 km<sup>2</sup> et se situe entre les wilayas de Constantine et Skikda (Fig. I.3 et Fig. I.4). Cette zone est inscrite entre les méridiens 6°38' et 6°59' Est et les parallèles 36°28' et 36°38' Nord.

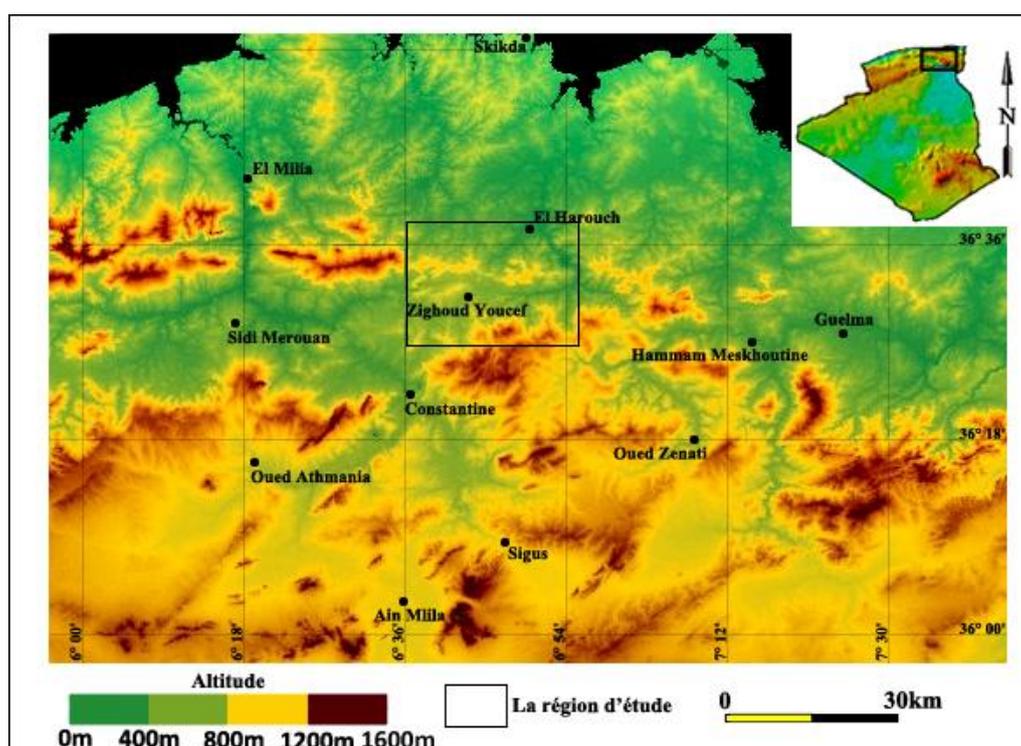


FIG. I.2 : CARTE OROGRAPHIQUE D'ALGERIE NORD ORIENTALE AVEC POSITION DE LA REGION D'ETUDE

(Earth Science Data Interface <http://glcfapp.glc.f.umd.edu:8080/esdi/>)

#### I.1.1. Cadre orographique

La région ainsi délimitée fait partie du Tell Nord constantinois. Elle bénéficie d'une orographie commune à ce dernier avec un relief contrasté. Le paysage s'individualise par un système montagneux au quel se rattachent des dépressions ou des zones basses (Fig. I.5).

Du Nord vers les Sud se succèdent les unités morphologiques suivantes :

- La vallée d'Oued Saf Saf et d'Oued Neça.
- Les massifs de la chaîne numidique centrale.
- Le bassin du Condé Smendou.
- L'ensemble du Djebel Ouahch, Meliani et Fartassa.

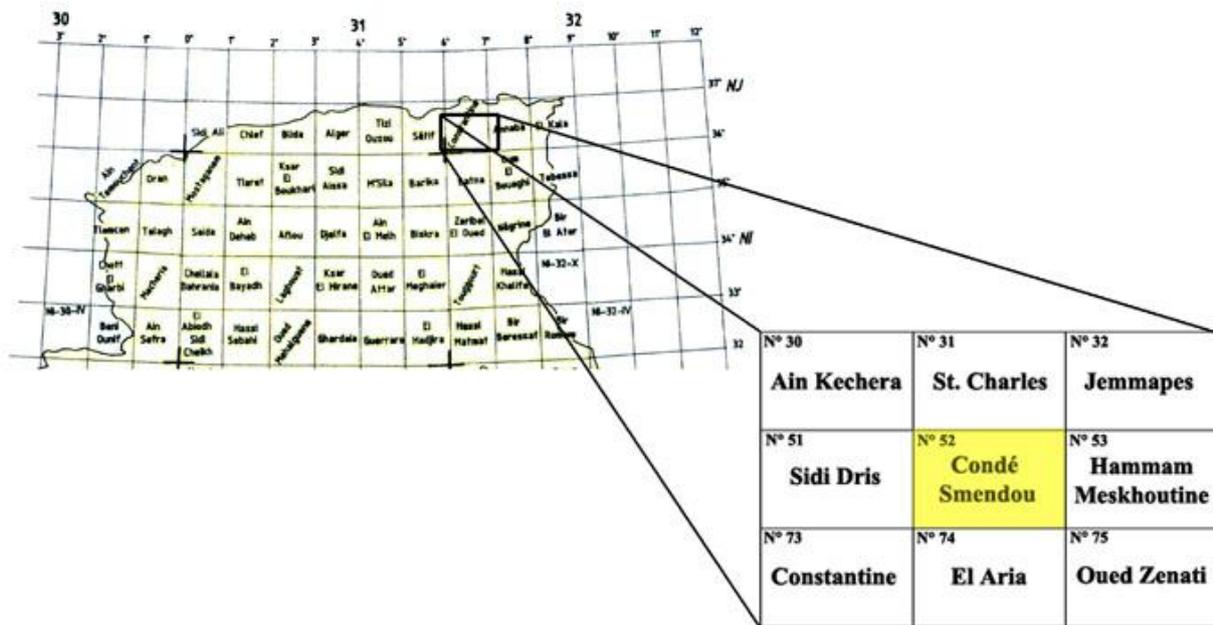


FIG. I.3 : ASSEMBLAGE DES CARTES COUVRANT ET DELIMITANT LA ZONE D'ETUDE (Coupure au 1/50 000)



FIG. I.4 : LIMITES ADMINISTRATIVES DE LA REGION D'ETUDE

### **I.1.1.1. La vallée d'Oued Saf Saf et d'Oued Neça**

La vallée d'Oued Saf Saf est drainée par la confluence d'Oued Bou Hadjeb et Oued Khemakhem. Elle est creusée dans les conglomérats et les grès micacés de l'Oligo Miocène Kabyle et le Nummulitique II, en traversant la chaîne numidique centrale suivant la direction SE-NW. La vallée d'Oued Neça présente une dépression assez marquée orientée SW-NE. En fait, c'est un bassin de réception limitant Djebel Bougrina à l'Ouest et Kef Toumiette Nord à l'Est. Cette vallée est creusée essentiellement dans les formations de flyschs.

### **I.1.1.2. Les massifs de la chaîne numidique centrale**

Ces massifs se forment comme une transversale, où l'altitude s'affaiblit légèrement tout en allant vers l'Est (Bit El Djazia 842 m, Ayata 832 m, Kantour 712 m, Cherraga 870 m, Bou Aded 850 m et Sennou 726 m). Cette chaîne constitue une véritable limite morphologique entre un versant Nord bien arrosé et un versant Sud qui reçoit moins de pluviométrie.

### **I.1.1.3. Le bassin du Condé Smendou**

La dépression de Condé Smendou est un bassin d'effondrement, prolongeant celui de Constantine-Mila, fut comblé de dépôts essentiellement détritiques et mal cimentés (marnes, argiles à gypse, conglomérats...). Dès le Miocène et jusqu'au début du Quaternaire ce bassin a dû fonctionner comme un piège aux sédiments issues de l'érosion et le démantèlement des reliefs environnants.

### **I.1.1.4. L'ensemble du Djebel Ouahch, Meliani et Fartassa.**

Au Sud de la région d'étude, les massifs du Djebel El Ouahch s'imposent dans le paysage par une puissante masse gréseuse, dont les hauteurs dépassent les 1000m d'altitude (Djebel Ras El Kalaa 1137m). Ces montagnes gréseuses se rattachent à l'Ouest avec Djebel Meliani et Djebel Fartassa. Ces derniers sont formés essentiellement par les conglomérats du Miocène continental.

## **I.1.2. Hydrographie**

La diversité orographique impose un réseau hydrographique assez dense. En effet, la zone est drainée par plusieurs Oueds ; Ença, Saf Saf, Bou Hadjeb et Smendou. Le premier draine une partie du versant Nord de la chaîne numidique centrale (Kef Toumiette Nord), il prend une direction SW-NE et rejoint, au Nord d'El Harouch, Oued Saf Saf. Ce dernier, prend naissance à la confluence d'Oued Bou Hadjeb et Oued Khemakhem en traversant la chaîne numidique centrale selon une direction SE-NW. Oued Bou Hadjeb draine tout le bassin versant du barrage des Zerdez, selon une direction structurale Est-Ouest, et joue le rôle d'un collecteur principal, dans le quel convergent plusieurs Oueds tels que Teffaha, Khorfan et Ghraref.

Quant à Oued Smendou, il draine la partie Sud-Ouest de la région d'étude avec une direction SE-NW jusqu'à l'agglomération de Zighout Youcef, où il change brusquement de direction avec une angularité presque parfaite de 90°. Il est creusé dans les dépôts meubles du bassin néogène du Condé Smendou.

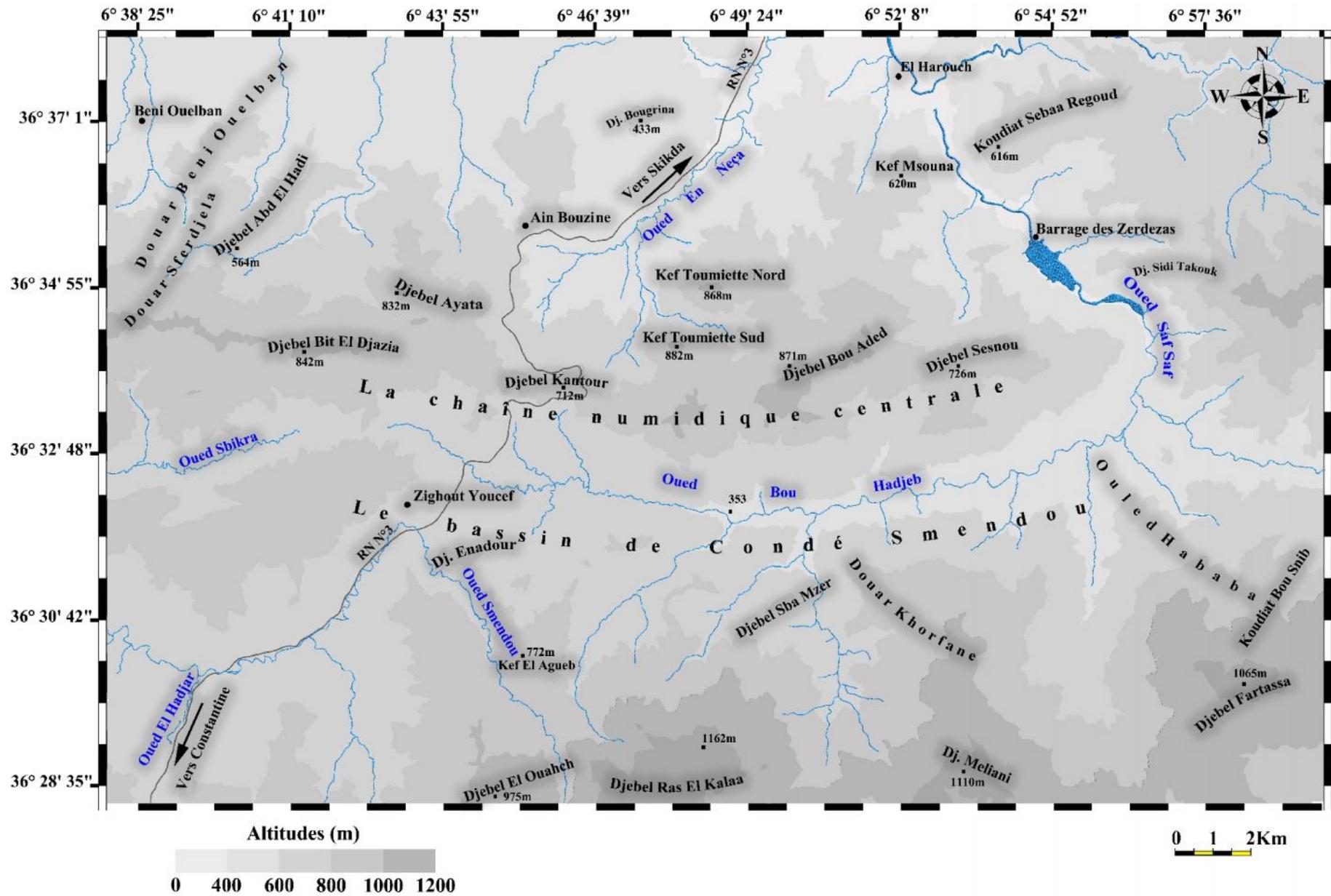


FIG. I.5 : CARTE ORO-HYDROGRAPHIQUE ET TOPONYMIQUE DE LA REGION D'ETUDE

## I.2. LES MAGHREBIDES D'ALGERIE NORD ORIENTALE : DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURAUX

L'intérêt de la région étudiée tient à la situation de celle-ci par rapport aux unités géologiques de la chaîne des Maghrébides d'Algérie Nord orientale. En effet, elle est située à cheval sur deux domaines paléogéographiques et tectoniques distincts : les zones internes au Nord et les zones externes au Sud (Fig. I.6).

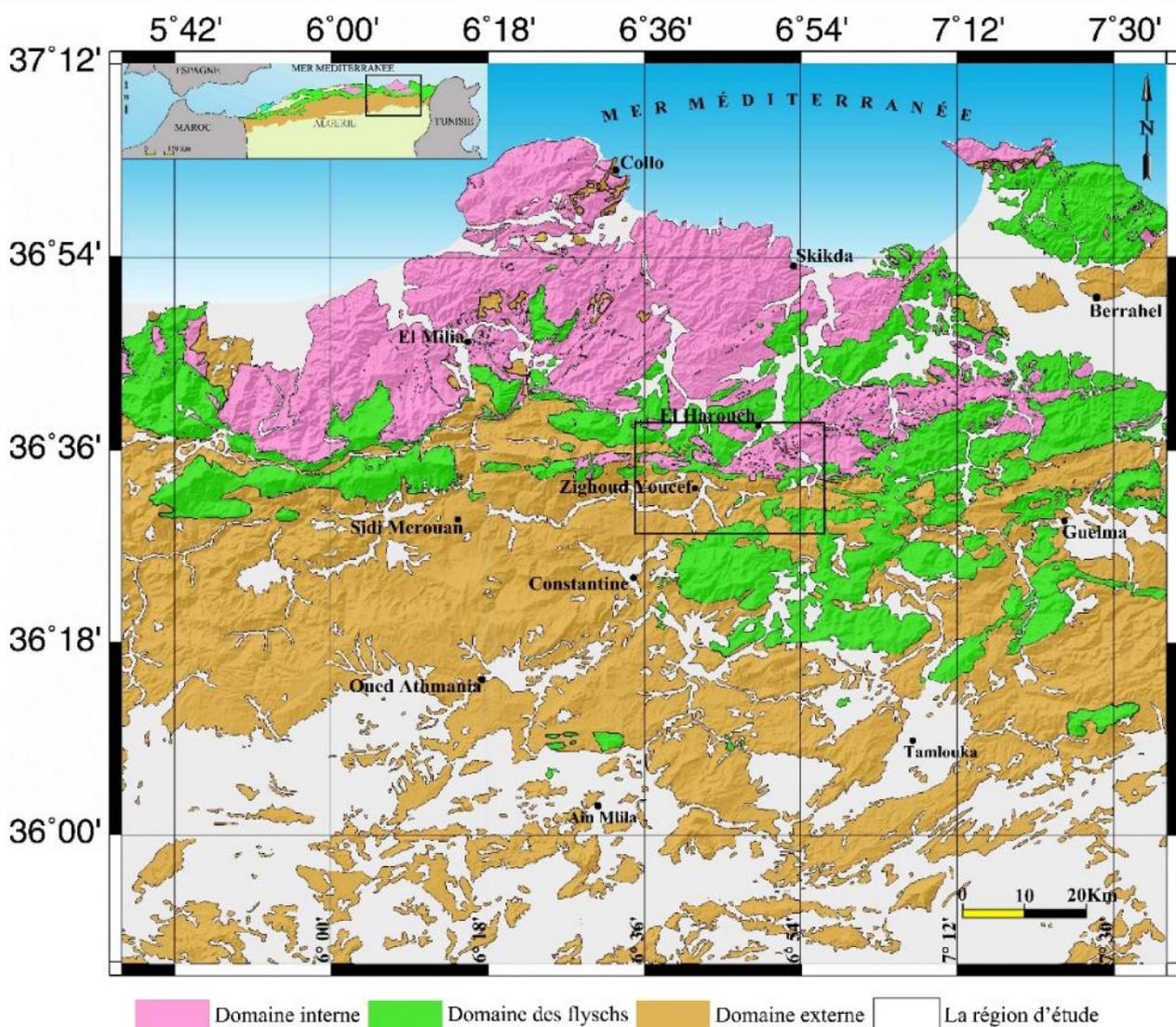


FIG. I.6 : POSITION DE LA REGION D'ETUDE PAR APPORT AUX DIFFERENTS DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES (Carte digitalisée pour une meilleure qualité à partir des cartes géologiques à l'échelle 1/500 000 de Vila J. M., 1978 et Wildi W., 1983).

L'Algérie du Nord fait partie de la chaîne des Maghrébides. Cette dernière représente un segment de la chaîne alpine et s'étend de Gibraltar jusqu'à la Sicile sur plus de 2000 km. Les Maghrébides correspondent à l'empilement de grandes nappes de charriages à vergence Sud résultant de la structuration du bassin maghrébin lors des phases tectoniques tertiaires. Cette chaîne est divisée en deux ensembles morpho structuraux : la chaîne littorale au Nord, et

l'avant pays autochtone au Sud, ces deux ensembles sont séparés de la plateforme saharienne par l'accident Sud atlasique (**Fig. I.7**).

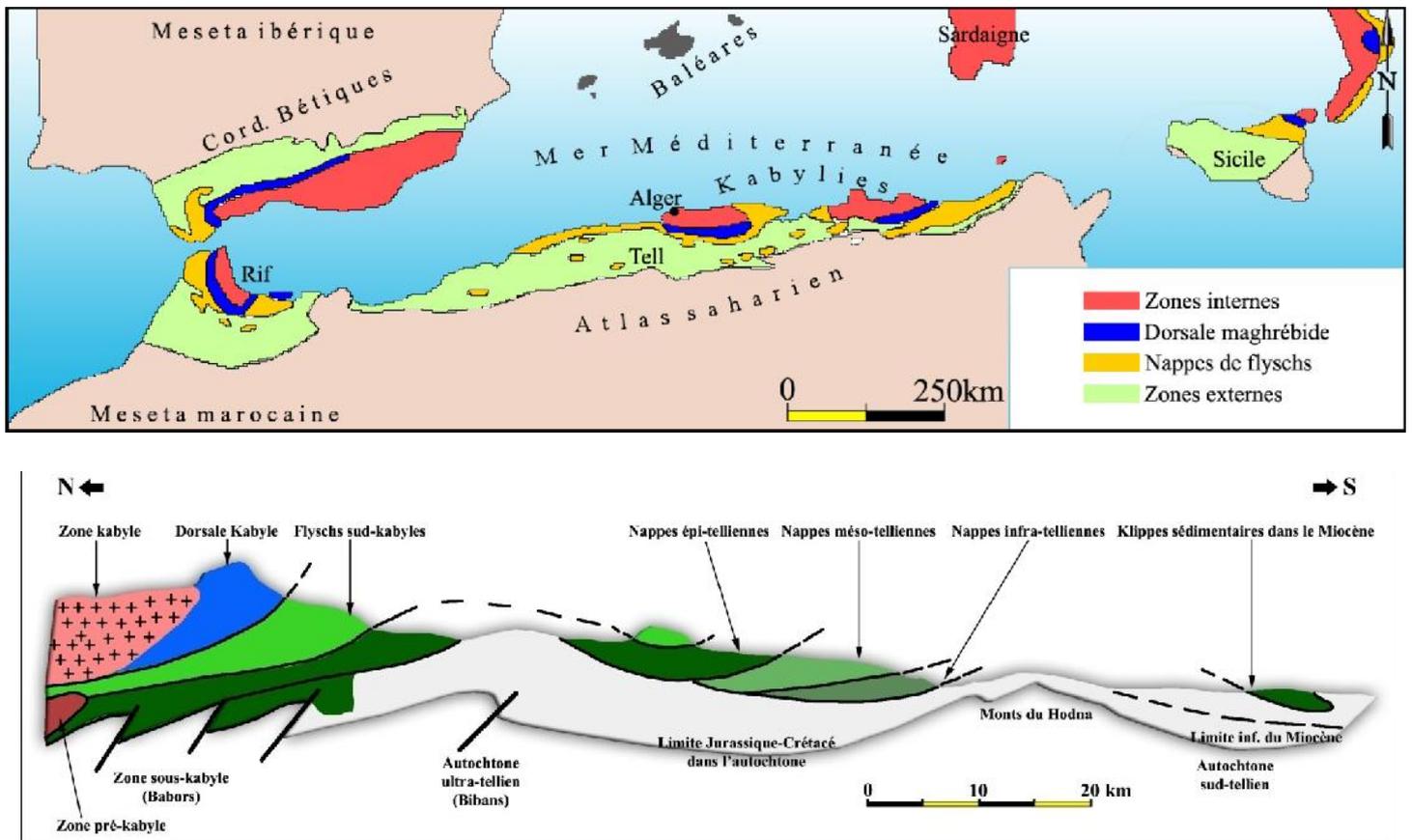


FIG. I.7 : CARTE ET COUPE STRUCTURALE SCHEMATIQUE DE LA CHAÎNE DES MAGHREBIDES (Cartes digitalisées pour une meilleure qualité à partir des cartes de Durand Delga M., 1969).

La formation des chaînes alpines méditerranéennes est liée à la rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie, cette rotation est une lente dérive des deux continents l'un vers l'autre.

La structuration du bassin maghrébin a débuté vraisemblablement dès le Trias, ce dernier est un bassin intra plaque, sillonné par des hauts fonds (Wildi W., 1983).

Dès le Jurassique, le bassin maghrébin s'est différencié en plusieurs domaines paléogéographiques (**Fig. I.8**) qui sont actuellement en partie superposés (**Fig. I.9**). L'ensemble de cet édifice constitue une unité orogénique caractéristique d'une chaîne à vergence Sud (Aris Y., 1994). Les structures en nappes constituant la chaîne des Maghrébides sont issues de trois domaines paléogéographiques

- Le domaine interne est issu du domaine ALKAPECA (Alboran–Kabyliès–Péloritain–Calabre),
- Le domaine des flyschs représente la couverture sédimentaire de l'ancien océan Téthys.
- Le domaine externe correspond à la paléo marge du continent africain.

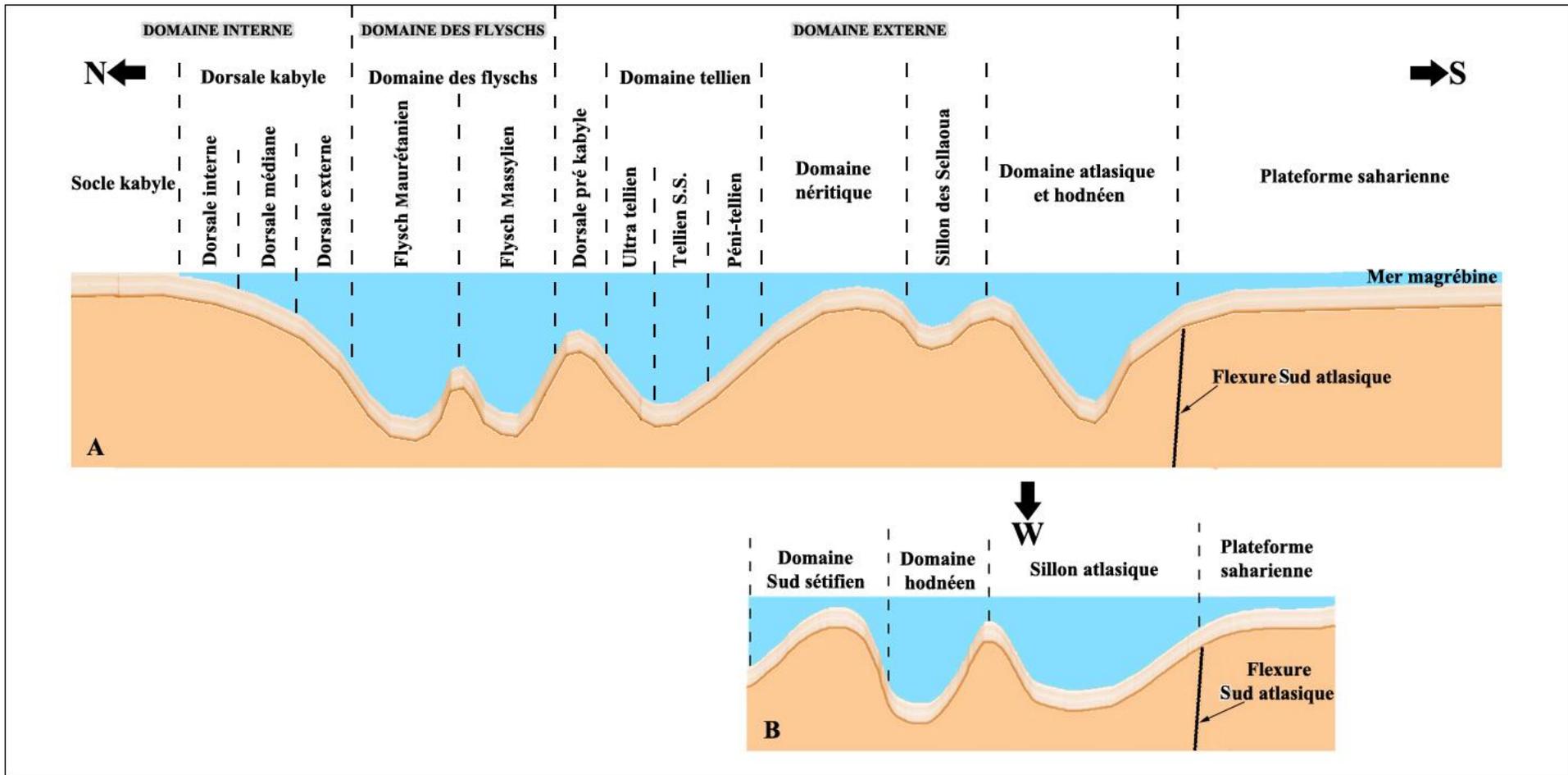


FIG. I.8 : COUPE PALEOGEOGRAPHIQUE HYPOTHETIQUE DE L'ALGERIE NORD ORIENTALE AU CRETACE INFERIEUR (A : méridien constantinois, B : méridien sétifien). Coupe réalisée en collaboration avec Mr BOULARAK M.

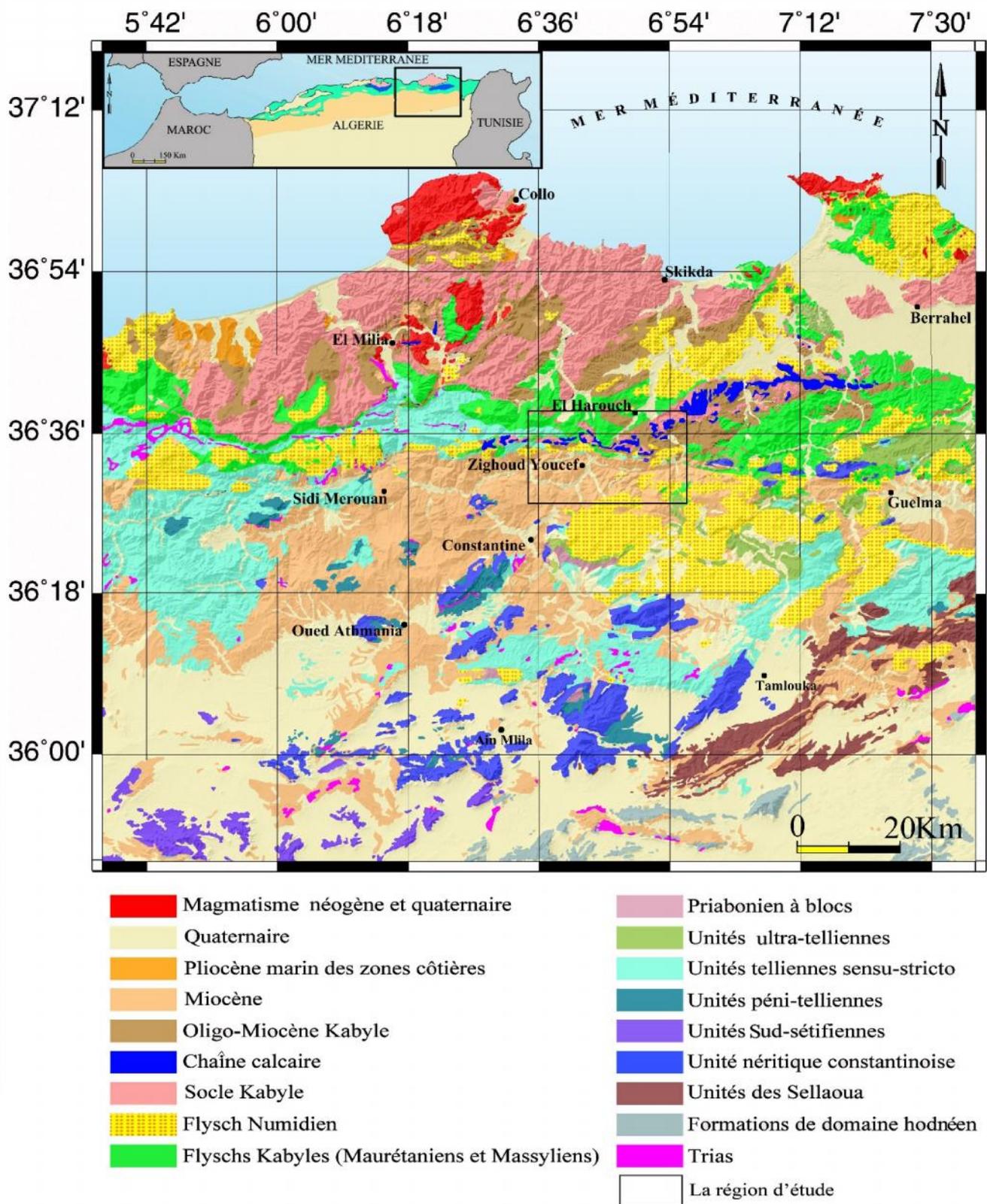


FIG. I.9 : REPARTITION ACTUELLE DES DIFFERENTES UNITES GEOLOGIQUES EN ALGERIE NORD ORIENTALE (Carte digitalisée à partir des cartes géologiques à l'échelle 1/500 000 de Vila J M., 1978 et Wildi W., 1983).

### **I.2.1. Le domaine interne**

En Algérie Nord orientale, le domaine interne est représenté par un chapelet de massifs anciens littoraux, bordés au Sud par la dorsale kabyle. Ce domaine se distingue par des formations cristallophylliennes paléozoïques et par leur couverture sédimentaire mésozoïque à tertiaire. Cette couverture peut être en partie désolidarisée de son socle pour former des nappes de charriages (Wildi W. 1983).

On attribue au socle quatre ensembles lithologiques, avec de bas en haut :

- Un ensemble crustal profond appartenant aux faciès granulites (Bouillin J.P. 1977).
- Un ensemble métamorphique inférieur : constitué de gneiss à biotite et muscovite avec des intercalations d'amphibolites et de quartzites.
- Un ensemble métamorphique supérieur : constitué de phyllades peu métamorphisés, des schistes et de nombreux quartz d'exsudation à la base, ainsi que de porphyroïdes ocellés blancs ou verdâtres, à litage grossier et à filons de quartz.
- Un ensemble essentiellement sédimentaire constitué à la base par des grauwalks, des spilites, et des amphiboles, des schistes et des pélites d'âge Ordovicien-Silurien ; au sommet, on y trouve des calcaires cristallins et noduleux puis des schistes et pélites gris verdâtres avec des débris de quartz, datés du Dévonien.

La couverture sédimentaire de l'ensemble cristallophyllien correspond à une dorsale calcaire. En petite Kabylie, et sur des considérations paléogéographiques et structurales, la chaîne calcaire a été subdivisée en trois unités ; interne, médiane et externe (Raoult J.F. 1974, Vila J.M. 1980). La distinction entre la dorsale interne d'une part et la dorsale médiane et externe d'autre part se fait dès le Lias, alors que la distinction entre la dorsale médiane et la dorsale externe ne se fait qu'au niveau des formations du Crétacé supérieur à Éocène.

- L'unité interne, et sur un substratum paléozoïque, montre une série constituée de conglomérats à la base et de calcaires au sommet.
- L'unité médiane montre des dépôts marno-calcaires à riche microfaune pélagique avec des faciès à microfaune benthique (Nummulites).
- L'unité externe se distingue par des dépôts détritiques, avec une forte épaisseur des calcaires massifs. Elle montre des analogies avec la série des flyschs mauritaniens et pourrait donc constituer la zone de transition entre le domaine des flyschs au Sud, et les zones internes de la dorsale kabyle au Nord.

Durant les phases tectoniques, les unités externes et médianes se sont désolidarisées de leur substratum, elles ont ensuite été plissées et chevauchées par le socle kabyle et la dorsale interne.

### **I.2.2. Le domaine des flyschs**

Le domaine des flyschs correspond à un secteur marin profond et mobile du Jurassique moyen au Burdigalien. Il se caractérise par des formations de plaines abyssales, mises en place par des courants de turbidités. Au Crétacé inférieur des flyschs terrigènes relativement proximaux

se déposent dans la partie Nord du bassin (flysch Maurétanien), et des flyschs distaux dans le Sud (flysch Massylien). A l'Oligocène et au Miocène basal, un flysch grés-micacé (flysch Numidien) se dépose en discordance sur les premiers contacts tectoniques séparant les unités du domaine interne et la nappe du flysch Maurétanien (Wildi W. 1983). Les séries gréseuses de la nappe numidienne se sont formées durant l'Aquitainien et le Burdigalien basal, probablement dans le Sud du bassin Massylien et tout à fait au Nord du domaine externe tellien. La situation originelle des flyschs a fait l'objet de nombreuses controverses autour de trois hypothèses possibles (**Fig. I.10**) (In Chadi M., 2004) :

- Une hypothèse ultra kabyle : pour Durand Delga M. et Mattauer M., les flyschs sont en position interne par rapport à la dorsale et au socle kabyle.
- Une hypothèse mixte : elle est basée sur l'idée que les flyschs sont internes et externes par rapport à la dorsale et au socle kabyle.
- Une hypothèse citra kabyle : c'est-à-dire que les flyschs sont externes par rapport à la chaîne calcaire. Elle a été proposée par Durand Delga M. en 1963 et reste acceptée par un grand nombre d'auteurs (Raoult J.F., 1974 ; Vila J.M., 1980)

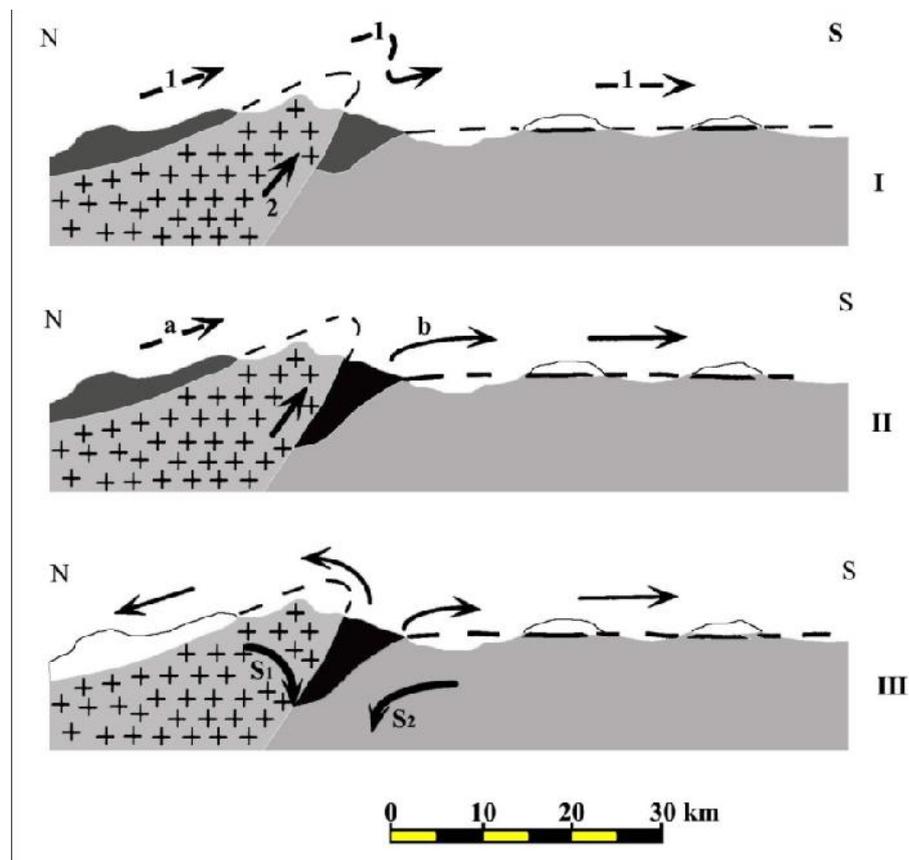


FIG. I.10 : HYPOTHESES SUR L'ORIGINE DES FLYSCHS KABYLES D'APRES DURAND DELGA M., 1969, IN CHADI M., 2004 (Schéma retravaillé pour une meilleure qualité)

- I- Origine ultra-kabyle (1 : glissement des flyschs, 2 : cisaillement ultérieur du bâti kabyle).
- II- Origine mixte (a : flyschs d'origine Nord kabyle, b : flyschs d'origine Sud kabyle).
- III- Origine infra-kabyle (S1 : sous charriage du socle kabyle, S2 : sous charriage du socle africain)

### **I.2.3. Le domaine externe**

A l'échelle des Maghrébides, le domaine externe représente la marge téthysienne du continent africain (Wildi W. 1983). On peut distinguer deux grands types de séries :

- Les séries telliennes
- Les séries de l'avant pays

#### **I.2.3.1. Les séries telliennes**

Le domaine tellien est caractérisé par des séries allant du Trias jusqu'au Miocène. Le Trias est formé par des évaporites et des roches pélitiques, le Jurassique et le Crétacé inférieur par des roches à dominance carbonatées, le Crétacé supérieur et le Tertiaire sont constitués par des marnes et des roches pélitiques. L'Oligocène est peu représenté, par contre le Miocène post nappe est formé par des sédiments continentaux.

En Algérie orientale et aux confins algéro-tunisiens, les séries telliennes ont été découpées par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes entités, dont les limites suivent à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène. Ce sont, du Nord vers le Sud (Wildi W., 1983, Vila J.M., 1980) :

- Les unités ultra-telliennes, dont les formations typiques du Crétacé inférieur sont constituées par des marno-calcaires clairs.
- Les unités telliennes sensu-stricto, avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et où les enchevêtrements de faciès néritiques restent modérés du Crétacé supérieur à l'Eocène.
- Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites, à faciès néritique prépondérant du Crétacé supérieur à l'Eocène. Ces dernières séries montrent de grandes affinités avec celles de leurs avant-pays méridionaux, les unités Sud-sétifiennes et l'unité néritique constantinoise.

#### **I.2.3.2. Les série de l'avant pays**

La chaîne des Maghrébides est bordée, au Sud, par des avant-pays de nature et de comportement tectonique variables. Les unités de l'avant pays sont orientées suivant la direction SW-NE. Cette direction a été respectée par la subsidence au cours du Mésozoïque, et à peu d'exception près, par les plissements au cours du Tertiaire : On peut considérer, successivement d'Est en Ouest les unités et domaines suivants (Wildi W. 1983) :

- Unité néritique constantinoise
- Unités Sud- sétifiennes
- Unités de Sellaoua
- Le para autochtone Nord-aurésien
- L'autochtone Nord-aurésien

#### **I.2.3.2.1. Unité néritique constantinoise**

Les séries néritiques constantinoises forment des massifs isolés, de tailles variables, caractérisées principalement par des formations carbonatées, du Mésozoïque. Cette unité fut considérée pendant longtemps comme autochtone (Durand Delga M., 1969). Elle est allochtone et chevauche les écailles de Sellaoua et les unités sud sétifiennes (Vila J.M., 1980). L'autochtonie de cette unité est reprise par (Chadi M., 1991) et (Coiffait P.E., 1992). Une certitude cependant, durant les phases tectoniques alpines, cette unité s'est comportée de façon rigide.

#### **I.2.3.2.2. Unités Sud- sétifiennes**

Ces unités considérées par (Savornin J., 1920) comme « bati pré-saharien », ont été décrites par (Vila J.M., 1980) sous l'appellation « ensemble allochtone sud-sétifien ». Elles sont caractérisées par des séries mésozoïques de plates formes admettant des intercalations pélagiques.

#### **I.2.3.2.3. Unités de Sellaoua**

Ces unités sont issues d'un sillon allongé du Sud-Ouest au Nord-Est. Elles affleurent au Sud-Est des massifs composant l'unité néritique constantinoise et comprennent essentiellement des terrains marno-calcaires crétacés avec un léger apport détritique dans le Crétacé supérieur. Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux, par contre l'Yprésien est carbonaté et riche en Nummulites, l'Oligocène est signalé par (Vila J.M., 1980) et par (Coiffait P.E., 1992). L'écaillage de ces séries est attribué à des raccourcissements considérables ayant provoqué des chevauchements de grandes ampleurs.

#### **I.2.3.2.4. Le para autochtone Nord-aurésien**

Il constitue le bord septentrional de l'autochtone atlasique. Ce para-autochtone est défini par l'ensemble des structures formées par les monts d'Aïn Yaghout et par les Djebels Hanout, Guellif et Sidi Reghis dans la région d'Aïn Kercha et d'Oum El Bouaghi. Cet ensemble a été violemment affecté par la tectonique alpine. Le Trias de la région des lacs peut être interprété comme le cœur d'un vaste pli couché.

#### **I.2.3.2.5. L'autochtone Nord-aurésien**

Il s'agit là du domaine atlasique, caractérisé par un ensemble secondaire, plissé à la fin de l'Eocène selon des directions atlasiques, et par un Trias diapirique d'âge Aptien, plus à l'Est, dans la région de l'Ouenza et les monts de Tébessa (Farah A.S., 1991).

### **I.3. LES PRINCIPALES PHASES TECTONIQUES**

L'Algérie du nord a connu une histoire géologique très complexe, cette dernière imprime sa plus grande marque par un empilement de plusieurs unités tectono-stratigraphiques, lors des phases tectoniques successives (**Fig. I.11**).

Les phases tectoniques tertiaires ont joué un rôle important dans la structuration de la chaîne alpine. Cette structuration est rattachée à la fermeture du sillon des flyschs, dont le contenu a été expulsé et largement charrié au-dessus des zones externes. Ceux-ci, enregistrent des déformations influencées par l'héritage structural anté-tertiaire (Aris Y., 1994).

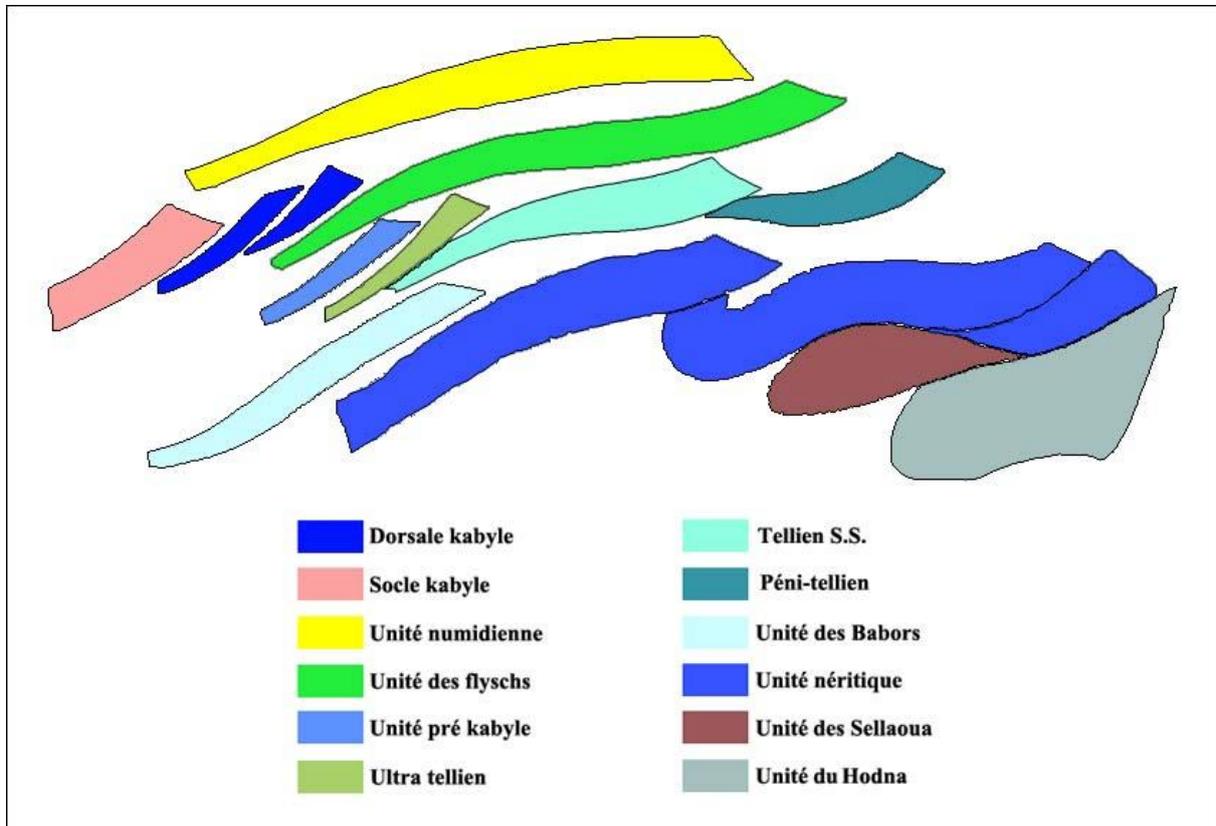


FIG. I.11 : POSITION RELATIVE DES DIFFERENTES UNITES STRUCTURALES  
(Guellal S. et al 1973).

### I.3.1. Les phases tectoniques mésozoïques

Dans les zones externes de la chaîne alpine d'Algérie Nord orientale, les événements tectoniques mésozoïques sont peu étudiés. Cependant, les travaux réalisés jusqu'à ce jour s'accordent pour admettre que le Trias correspond à une période de distension généralisée, accompagnée d'un volcanisme basique contemporain à une sédimentation argilo-gypseuse dominante (Guiraud R. 1973).

#### I.3.1.1. Le Jurassique

Le Jurassique inférieur est caractérisé par une distension, provoquant une subsidence différentielle qui se poursuit au Crétacé inférieur, ce qui permet la création des bassins marins ouverts dans les hauts atlas sahariens. Au Jurassique moyen et supérieur la tectonique est mise en évidence par des variations latérales de faciès. En effet le bloc africain est décalé par un coulissage senestre par rapport à l'Ibérie et au bloc Alboran, engendrant probablement les

premiers plissements dans les Babors vers la fin du Malm, avec des axes de plis d'orientation Nord-Sud (Wildi W., 1983).

### **I.3.1.2. Le Crétacé inférieur**

Marquant probablement une période de calme orogénique, aucune phase tectonique importante n'est connue à cette époque ni en Ibérie ni en Afrique. L'origine du dépôt des sédiments détritiques sur la bordure Nord de l'Afrique et sur le continent ibérique ne serait pas tectonique mais climatique. D'après l'interprétation des anomalies magnétiques dans l'Atlantique Nord, les coulissages senestres Est-Ouest entre l'Ibérie et l'Afrique s'arrêtent pratiquement dès l'Aptien supérieur (Wildi W., 1983). On peut noter toutefois, suivant une transversale régionale, une alternance de régressions et de transgressions individualisant ainsi des zones sédimentaires préfigurant déjà les unités structurales majeures.

### **I.3.1.3. Le Crétacé supérieur**

Au Crétacé supérieur, un épisode tectonique important a eu lieu. En effet la phase tectonique post-sénonienne, marquant une compression subméridienne de direction NNW-SSW, a engendré des plis orientés Est-Ouest (Durand Delga M., 1955). Cet épisode tectonique est le plus souvent traduit par des structures alignées suivant l'accident N 100°E qui se suit du Mcid Aicha au massif du Djebel Debbar. Ces structures généralement déversées vers le Sud, sont souvent liées à des discordances, des lacunes et des intercalations détritiques (Aris Y., 1994).

## **I.3.2. Les phases tectoniques tertiaires**

### **I.3.2.1. A l'Éocène : Phase fini-lutétienne**

Cette phase intervient à la fin d'un grand cycle sédimentaire qui a débuté dès le Trias. Il s'agit de la phase compressive fini-lutétienne décrite dans les zones internes par (Raoult J.F., 1974) et dans l'avant pays (phase atlasique) par (Guiraud R., 1973), ou encore phase priabonnaise selon (Vila J.M., 1980). La déformation rattachée à cette phase est représentée par des structures d'origine compressive. Cette phase aurait structuré la dorsale kabyle, les flyschs et les séries telliennes en grandes lames ou en plis couchés à vergence Sud, avec les unités les plus internes en position plus haute. En petite Kabylie, la déformation est matérialisée par des déplacements tangentiels vers l'Est et qui sont responsables de la mise en place des unités de flyschs et de nappe du socle de petite Kabylie (**Fig. I.12**). Ces chevauchements sont à l'origine d'un grand cisaillement limitant le socle dans sa partie méridionale (Mahdjoub Y. et Merle O. 1990, In Aris Y., 1994).

Cette phase est également associée à des accidents verticaux de direction NE-SW tels que l'accident N45°-50°E d'El Kentour qui se prolonge vers le Sud-Ouest et se trouve dans l'avant pays entre les monts du Blézma et ceux du Hodna (Aris Y., 1994).

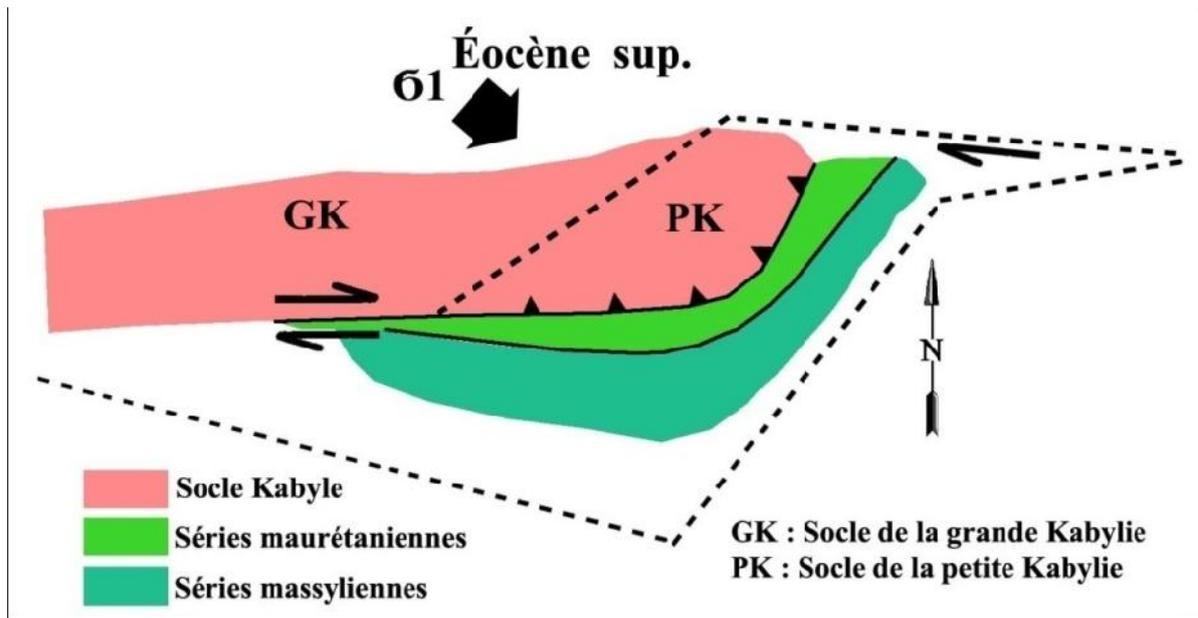


FIG. I.12 : HYPOTHESE D'UNE DEFORMATION COMPRESSIVE EN TRANSPRESSION DEXTRE RESPONSABLE DES CHEVAUCHEMENTS VERS L'EST AFFECTANT LE SOCLE KABYLE ET LA SERIE DES FLYSCHS A L'ÉOCENE SUPERIEUR (Mahdjoub Y. et Merle O. 1990. In Aris Y., 1994). Schéma retravaillé pour une meilleure qualité.

### I.3.2.2. Au Miocène

La phase miocène ou phase compressive du Burdigalien selon (Bouillin J.P., 1977) est caractérisée par une direction de raccourcissement Nord-Sud. Dans les zones internes, les chevauchements rattachés à la phase miocène présentent une vergence Sud et affectent l'ensemble des formations transgressives de l'Oligo-Miocène Kabyle et les formations oligo-miocènes du Numidien (Aris Y., 1994). Pour (Vila J.M., 1980), c'est la phase tortonienne majeure ou la phase alpine qui est la responsable des vastes recouvrements anormaux impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur dont la nappe numidienne. A ces recouvrements anormaux sont associés des décrochements NW-SE et NE-SW respectivement dextres et senestres et des écaillages affectant les Babors (**Fig. I.13**).



## CHAPITRE II

### LA RÉGION DE ZIGHOUT YUCEF : CADRE GÉOLOGIQUE ET ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

#### II.1. TRAVAUX ANTERIEURS

La région d'étude fait partie de la chaîne numidique centrale, elle-même rattachée au Tell Nord constantinois. Des arguments tectoniques (contacts majeurs) et litho-stratigraphiques ont conduit plusieurs auteurs à distinguer différentes unités paléogéographiques.

Les premiers travaux reviennent à Joleaud L. Il fut le premier à étudier cette région dans son mémoire de 1912. Cet auteur avait établi auparavant la carte géologique au 1/50 000 de Condé Smendou. L'étude de Joleaud L., constitue, du point de vue historique, un repère et une référence fondamentale, car ce dernier avait pu montrer le caractère allochtone des massifs calcaires de la chaîne numidique centrale. Pour lui, les interprétations autochtonistes ne pouvaient expliquer la disposition des structures observées.

A cette interprétation s'oppose celle de Deleau P. en 1938, qui rejette toute notion de charriage important. Cet auteur a publié une monographie dans laquelle, il présente de nombreuses cartes locales, à grande échelle, avec des coupes et des datations détaillées concernant les divers chaînons calcaires. En 1955, les travaux de Durand Delga M. ont apporté plusieurs précisions stratigraphiques concernant la zone occidentale de la chaîne numidique.

C'est surtout en 1974 que l'étude de la région de Zighout Youcef a pris un véritable tournant grâce aux travaux de Raoult J.F. Dans sa monographie riche en données et en cartographie fine, cet auteur donne une description très détaillée des différentes séries stratigraphiques. Avec une argumentation précise, il a même pu reconstituer l'évolution paléogéographique de cette région jusqu'au Lutétien. En outre, Raoult admet l'existence d'importants chevauchements, d'âges et de styles variés, avec des décrochements qui ont dû affecter la région dès le début des phases tangentiels. C'est principalement les résultats des travaux de cet auteur qui seront rappelés dans ce chapitre, notamment les affleurements des différentes unités géologiques et la description des principaux ensembles litho stratigraphiques.

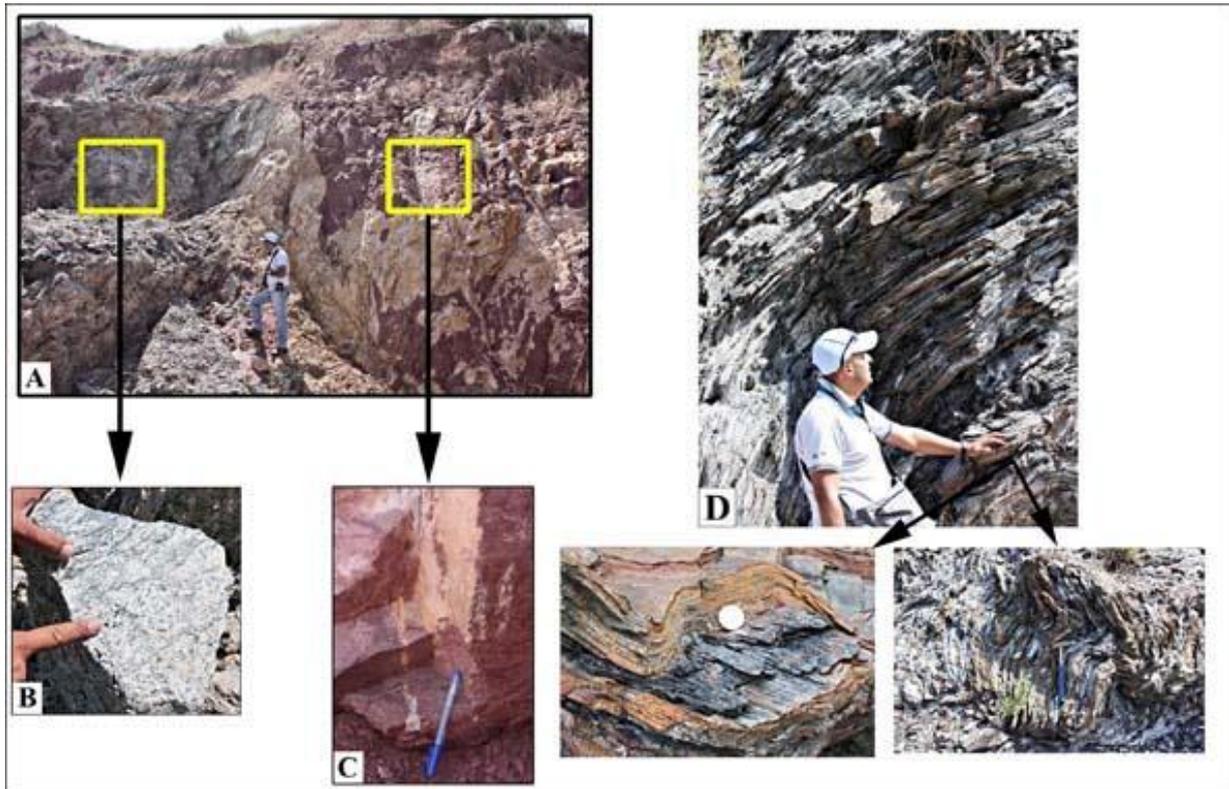
#### II.2. PRÉSENTATION DES DIFFÉRENTES UNITÉS GÉOLOGIQUES

##### II.2.1. Les formations du domaine interne

###### II.2.1.1. Le socle Kabyle

Les formations du socle Kabyle (**Fac-similé. II.1**) servent de substratum à la chaîne calcaire. Le socle Kabyle se développe dans la partie septentrionale de la région d'étude, notamment au Nord et à l'Ouest de Koudiat Sebaa Regoud, entre les Kefs Toumiette et au Nord du Djebel Ayata (**Fig. II.15**). Les affleurements sont représentés à la base par des niveaux

métamorphiques (gneiss, phyllades, schistes...etc.) surmontés par un ensemble essentiellement sédimentaire (Raoult J.F., 1974).



FAC-SIMILE. II.1 : LES FORMATIONS DU SOCLE KABYLE  
(Collection personnelle)

- A : Contacte anormal entre les gneiss et les grès permo triasiques à Djebel Deirah.
- B : Gneiss à quartz, tourmaline et micas.
- C : Grès rouges violacés, permo triasiques de la dorsale externe.
- D : Phyllades à forte linéation avec des replis centimétriques à métriques.

#### II.2.1.1.1. L'ensemble métamorphique

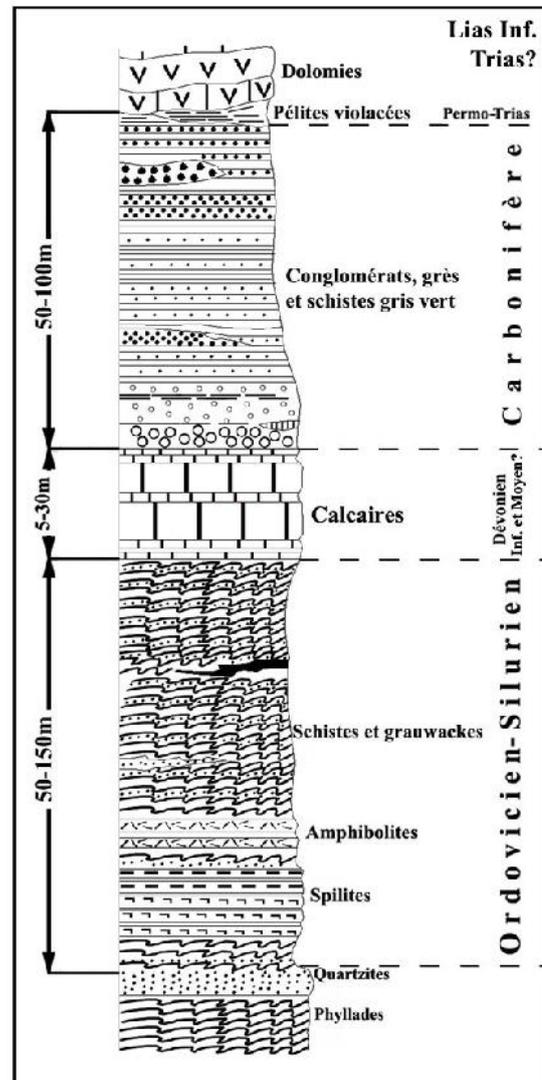
Cet ensemble métamorphique montre une série constituée de phyllades et de schistes satinés qui pourrait être discordante sur un socle profond (gneiss et micaschistes). Cette série est le résultat d'un épimétamorphisme antérieur aux dépôts siluro-ordoviciens qui les remanient, elle est constituée de la base au sommet par les faciès suivants (Raoult J.F. 1974) :

- Un ensemble de porphyroïdes ocellés à nombreux filons de quartz et à quelques niveaux de tourmalinite noire recoupant parfois la foliation.
- Un ensemble de phyllades, avec à la base des schistes satinés (séricitoschistes et chloritoschistes). Ces derniers montrent des lits de quartz granoblastiques alternant avec des lits de micas blancs et de chlorites. Au sein de ces phyllades on trouve des lentilles de calcaires métamorphiques à grands cristaux de calcite et des niveaux de quartzites épi métamorphiques.

### II.2.1.1.2. L'ensemble sédimentaire

Il s'agit de terrains d'âge Ordovicien au Carbonifère, qui se développent dans la partie orientale, aux alentours de la dorsale interne (Kef Toumiette, Djebel Bou Aded, Kef Msouna et Kef Sebaa regoud). Ces terrains sont composés de (**Fig. II.14**) :

- Un terme inférieur d'âge Siluro-Ordovicien, constitué par des schistes, des pélites et des grauweekes. Il montre à sa base une schistosité avec de fines linéations et recristallisation (traces d'un épimétamorphisme léger et nettement plus faible que celui des phyllades).
- Un terme médian représenté par des calcaires cristallins ferrugineux à aspect parfois dolomitique d'âge Dévonien.
- Un terme supérieur d'âge Carbonifère, il regroupe des schistes et des pélites, alternant irrégulièrement avec des bancs plus gréseux. Ces grès sont plus abondants vers la base et passent à des bancs épais de conglomérats, ces faciès ne montrent aucune trace d'épimétamorphisme.



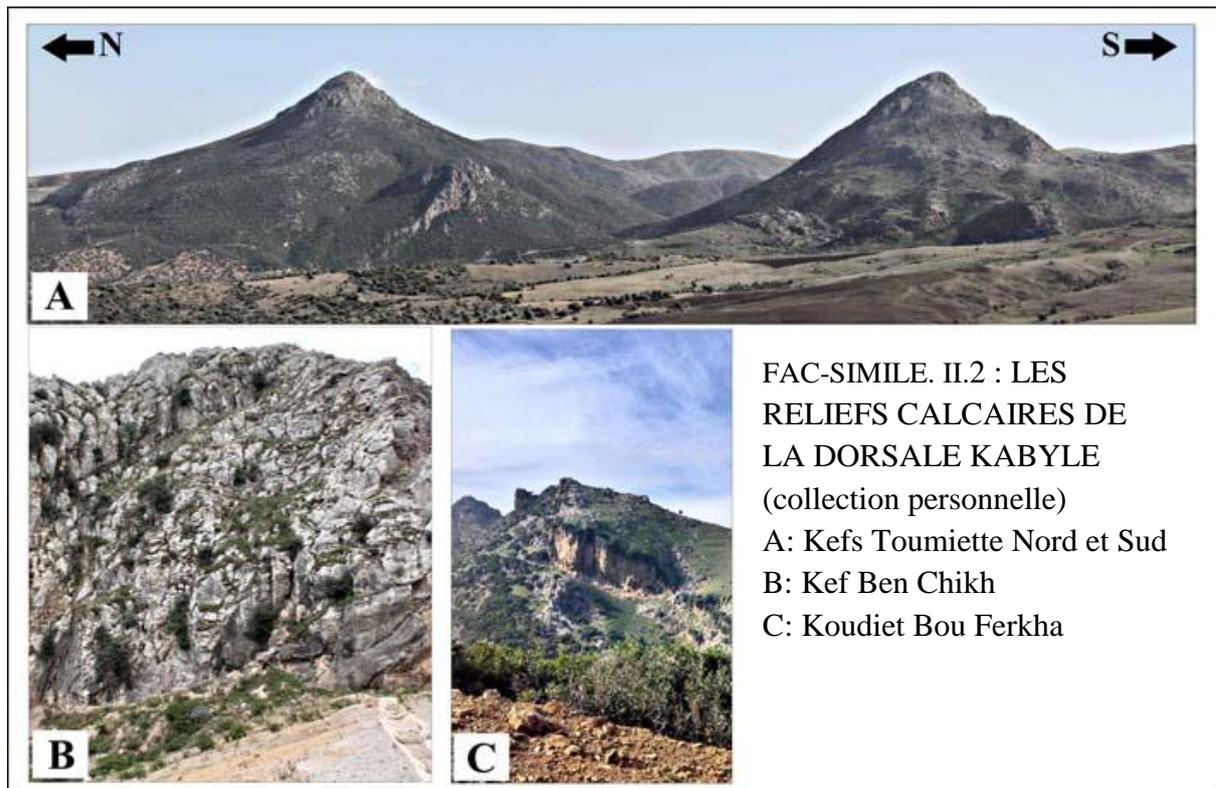
### II.2.1.2. La chaîne calcaire (Dorsale Kabyle)

Au-dessus des phyllades et des terrains d'âge Silurien à Carbonifère, on y trouve une succession très variable de formations allant du Permo-Trias au Lutétien supérieur. Ces terrains constituent les principaux reliefs calcaires de la chaîne numidique centrale (**Fac-similé. II.2**) qui, compte tenu de l'analyse des écaillés empilées, permettent de distinguer trois types de séries (**Fig. II.15**) et (**Fig. II.16**) internes, médianes et externes (Raoult J.F., 1974, Vila J.M., 1980) :

#### II.2.1.2.1. La dorsale interne

La dorsale interne est représentée par Kef Toumiette Nord, Kef Msouna et notamment par Koudiat Sebaa Regoud où elle montre une série complète (**Fig. II.16**) depuis le Permo-Trias avec les grès et les pélites rouges violacés jusqu'au Néocomien avec les calcaires à silex.

FIG. II.14 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE SEDIMENTAIRE DU SOCLE KABYLE, LA REGION DES KEFS TOUMIETTE ET DJEBEL BOU ADED (Log retravaillé pour une meilleure qualité à partir du log descriptif de Raoult J.F. 1974)



Le Crétacé inférieur post Néocomien et le Crétacé moyen y sont inconnus. Les formations turono-sénoniennes sont épisodiques, très minces et de faciès noduleux. Le Jurassique est calcaire, le Paléocène est transgressif et débute par une série carbonatée massive, suivi par des couches éocènes à algues et foraminifères très abondants qui atteignent le Lutétien terminal. Cette dernière série détermine par exemple le relief abrupt du Kef Toumienne Nord.

#### II.2.1.2.2. La dorsale médiane

Les séries médianes comme la série de Bou Aded comprennent elles aussi du Permo- Trias, du Lias calcaire et un Crétacé inférieur micritique pouvant atteindre le Barrémien (**Fig. II.16**). Leur originalité vient de la présence de dépôts micritiques ou marneux à microfaune pélagique où ont été datés tous les étages depuis le Turonien inférieur jusqu'au Lutétien inférieur, sur une épaisseur assez réduite.

#### II.2.1.2.3. La dorsale externe

La dorsale externe est représentée à l'extrémité Nord-Est de la région d'étude, par la série du Djebel Rhedir (**Fig. II.16**). Cette dernière est caractérisée par des calcaires massifs du Lias inférieur, surmontée de calcaires lités à silex d'âge Sinémurien. Le Domérien est marneux, le Paléocène est détritique, il débute par des conglomérats à gros blocs et galets suivies par des marnes sableuses à rare plaquettes de calcaire microbrèche.

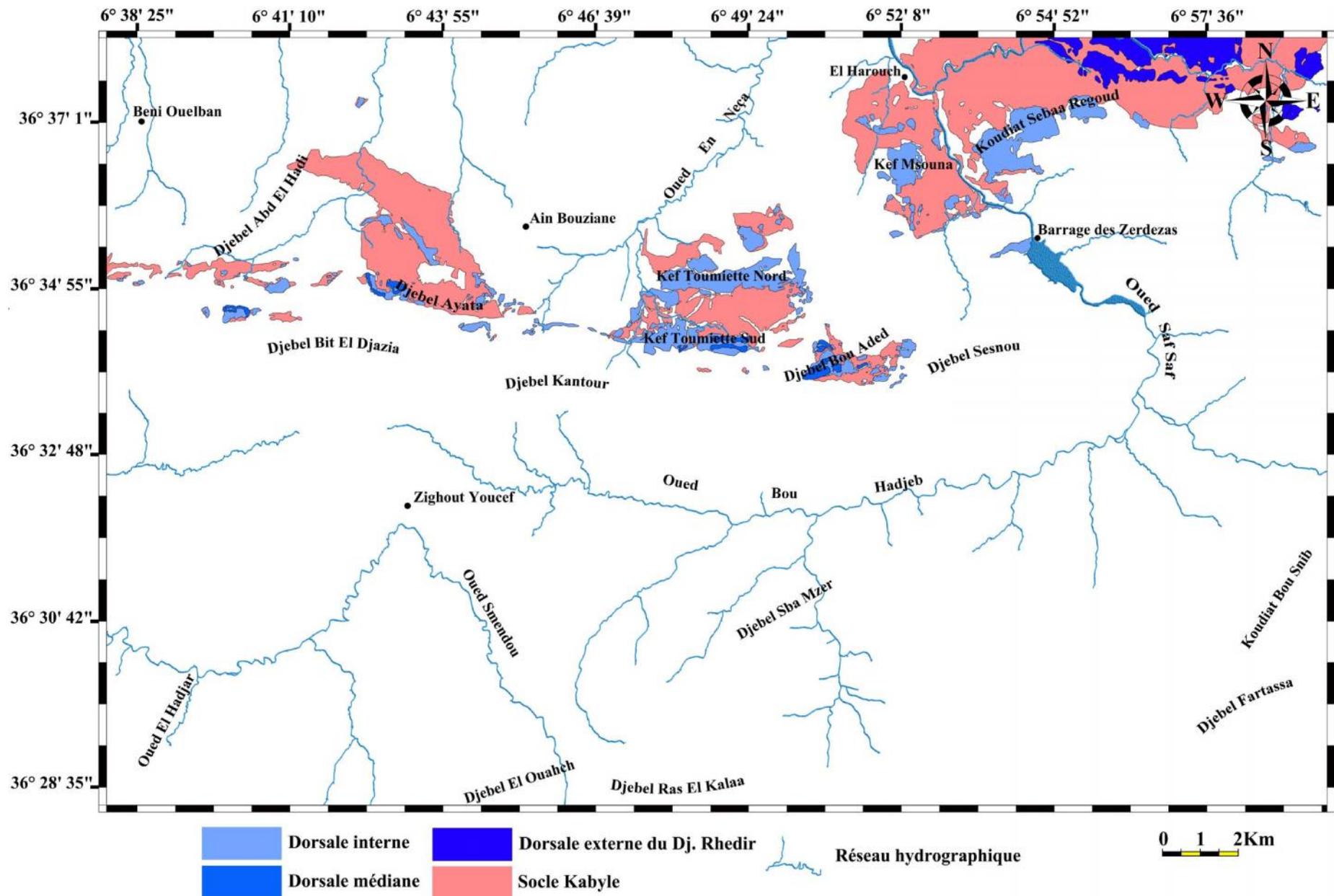
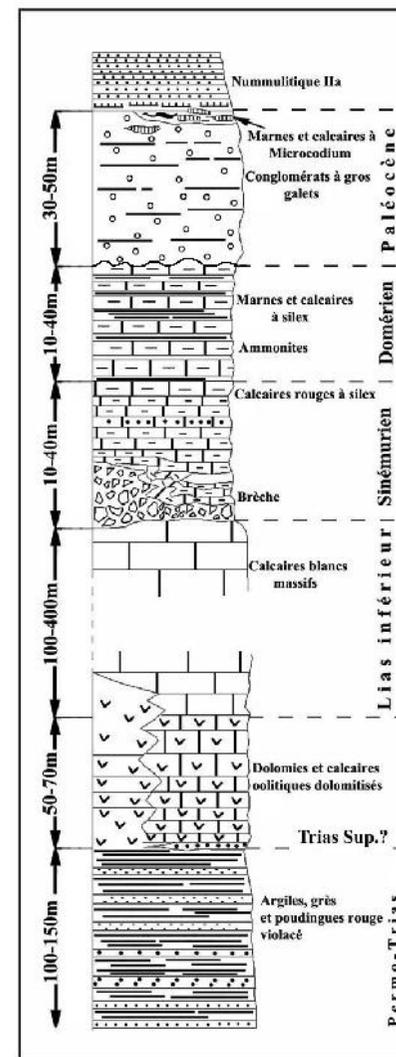
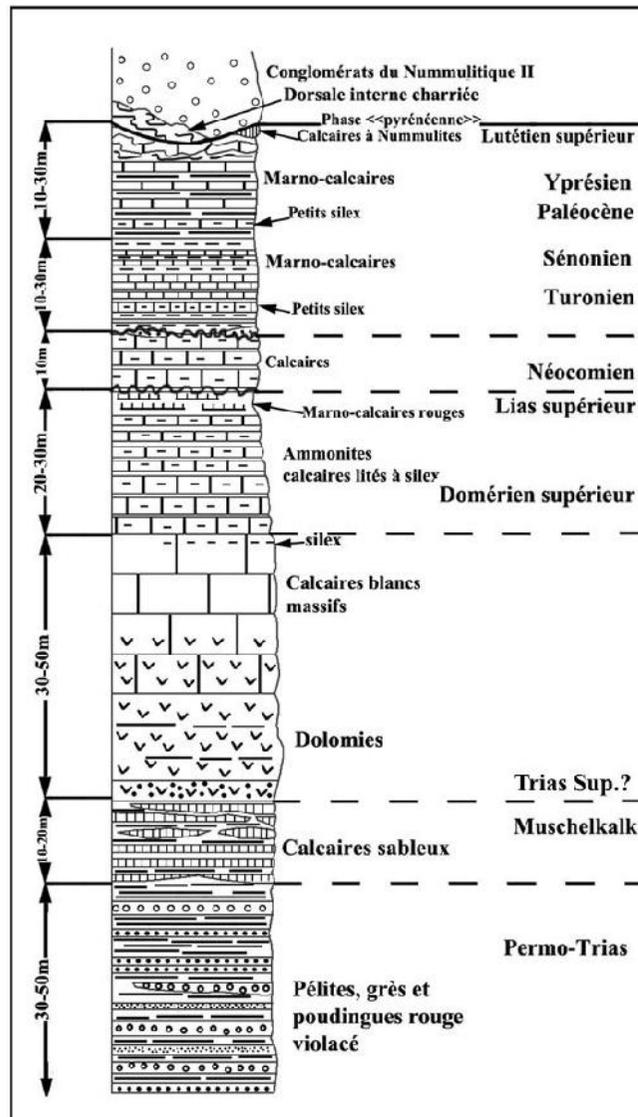
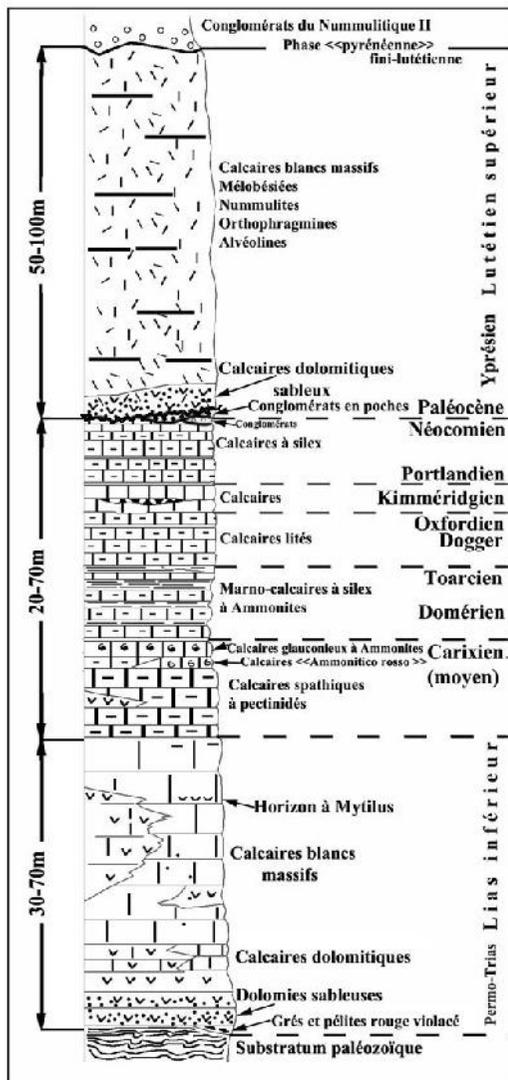


FIG. II.15 : CARTE D’AFFLEUREMENT DU SOCLE ET DE LA DORSALE KABYLE (Carte digitalisée pour une meilleure qualité à partir de la carte géologique de Raoult J.F. 1974)



Série du Kef Sebaa Regoud (Dorsale interne)

Série du Bou Aded (Dorsale médiane)

Série du Rhedir (Dorsale externe)

FIG. II.16 : COLONNES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DES DIFFERENTES SERIES DE LA DORSALE KABYLE (Logs retravaillés pour une meilleure qualité à partir des logs descriptifs de Raoult J.F. 1974)

## **II.2.2. Les formations du domaine médian (séries des flyschs)**

Dans la région de Zighout Youcef, les formations de flysch occupent des superficies assez importantes. Elles sont fortement tectonisées et s'enracinent de part et d'autre de la limite entre la chaîne calcaire au Nord et le bassin néogène de Condé Smendou au Sud (**Fig. II.18**). On y distingue les trois types de formations qui sont connues dans le Nord-Est algérien : le flysch Maurétanien, le flysch Massylien et le flysch Numidien.

### **II.2.2.1. Le flysch Maurétanien et les formations apparentées**

Selon (Raoult J.F. 1974), le domaine maurétnien présente plusieurs séries avec des affinités, qui appartiennent au même domaine paléogéographique (**Fac-similé. II.3**). Ces séries sont plus analogues à la série qui a servi à définir le flysch Maurétanien (Gélard J.P. 1969).

Ce type de flysch se développe dans la partie Nord-Est, à l'Ouest d'El Harouch et au Sud-Est du barrage des Zerdezas (**Fig. II.18**) où il présente une série assez complète au niveau du Douar d'Ouled Hamza (**Fig. II.19**) avec à la base des conglomérats et des calcaires microbréchiques du Néocomien surmontés par des grès calcaireux d'âge Barrémien. L'Albo-Aptien est gréseux, le Sénonien est argileux avec des bancs de calcaires sableux qui s'alternent régulièrement. Le Paléocène est formé de calcaires microbréchiques.

Cependant (Raoult J.F. 1974) propose deux types de séries dites « apparentées au Maurétnien », il s'agit des séries de Ziane et de Kef Mezzouch. Ces formations se caractérisent surtout par des niveaux d'argiles et de grès quartzitiques d'âge Albo-aptien et des argiles varicolores, vertes et rouges du Sénonien, elles sont souvent charriées sur l'Oligo-Miocène Kabyle.

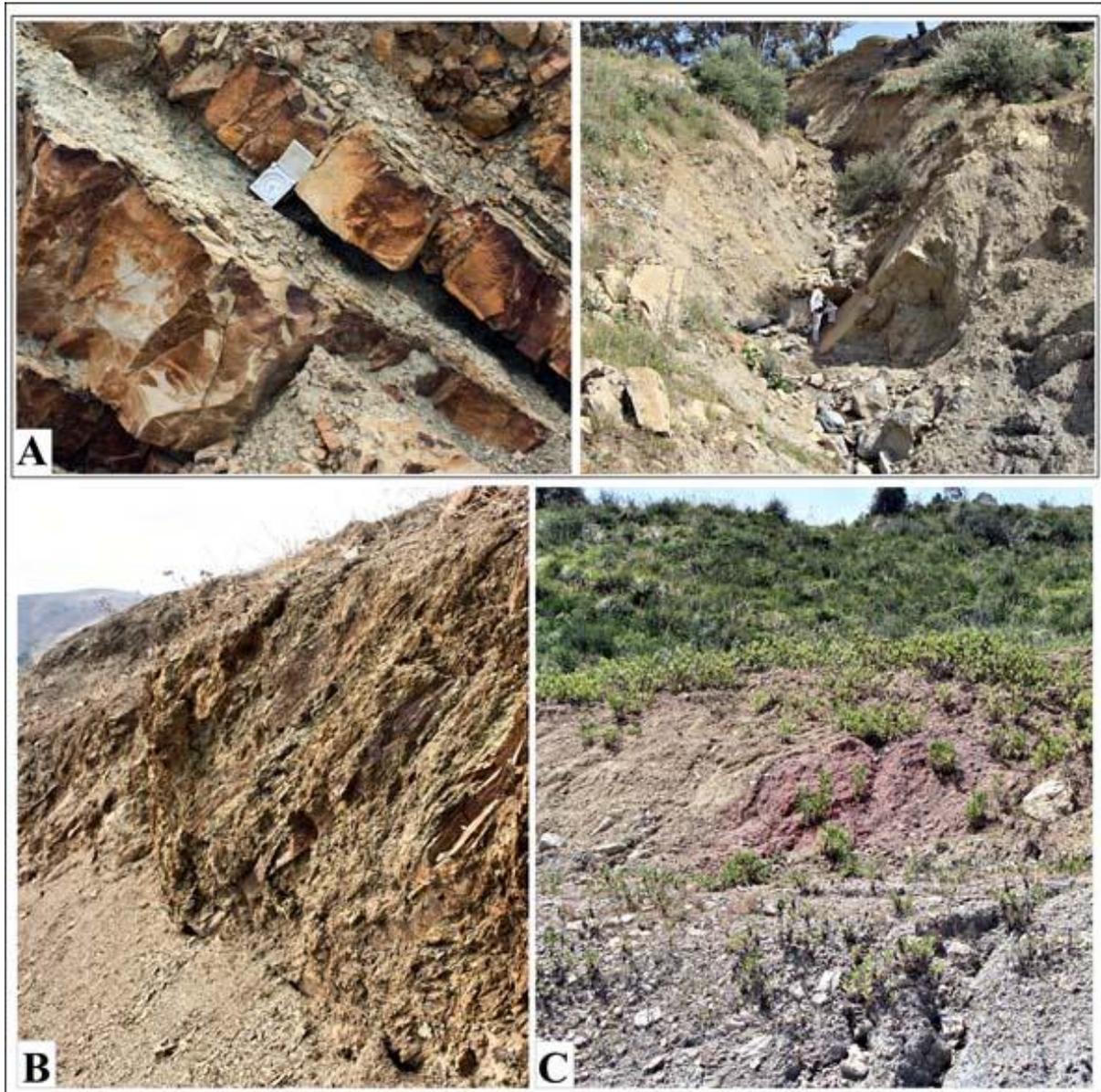
#### **II.2.2.1.1. Flysch de Ziane**

Le flysch de Ziane affleure au Nord, Nord-Ouest et au Sud d'Ain Bouziane (**Fig. II.18**). Ce dernier présente de la base au sommet les faciès suivants (**Fig. II.19**) :

- Des argiles et argilites rouges flammées avec de nombreux bancs de grès quartzitiques à grain fin d'âge Albo-Aptien.
- Le Cénomano-Turonien est marneux avec des niveaux silicifiés et des minces horizons de phtanites.
- L'ensemble sénonien, à un aspect caractéristique avec des argiles vivement colorées parsemées de blocs calcaires de teinte claire.
- Le Paléocène est marneux, il présente des niveaux de calcaires microbréchiques.

#### **II.2.2.1.2. Flysch de Kef Mezzouch**

La série de Kef Mezzouch est située au Nord-Ouest de la région d'étude, plus précisément à l'Est et au Sud-Est du Beni Ouelban (**Fig. II.18**). C'est une série renversée qui chevauche le flysch Massylien au niveau du Djebel Abd El Hadi et Douar Sfarjela.



FAC-SIMILE. II.3 : LES FORMATIONS DU FLYSCH MAURETANIEN A AIN BOUZIANE (Collection personnelle)

A : Grès albo-aptiens.

B : Argiles et grès quartzitiques d'âge Albo-aptien.

C : Argiles flammées violacées d'âge Sénonien.

Ces formations se relient vers l'Est à la série de Ziane, plus précisément au niveau de Koudiat Nahla et Djebel Halloufa. Le passage de la série de Kef Mezzouch à Ziane se caractérise par une évolution progressive des niveaux albo-aptiens (diminution des épaisseurs des bancs gréseux). La série établie par (Raoult J.F. 1974) se présente comme suit (**Fig. II.19**) :

- Des bancs de calcaires sableux du Néocomien.
- Une série de flysch d'âge Albo-aptien, constituée d'argiles verdâtres flammées sombres avec à la base des argiles rouges alternées avec des bancs de grès

quartzitiques suivies par des grès en bancs métriques.

- Des bancs de calcaires argileux sableux d'âge Cénomaniens.
- Une série d'argiles vertes flammées avec des bancs de calcaires sableux qui date le Sénonien.
- Le Paléocène est calcaire, avec des microbrèches et quelques niveaux marneux.

### II.2.2.2 Le flysch Massylien

Le flysch Massylien affleure largement au Nord-Ouest de la région d'étude, il s'étend de la terminaison Ouest du Djebel Ayata jusqu'à douar Sfarjela en passant par Djebel Abd El Hadi (**Fig. II.18**).

Le flysch Massylien (**Fig. II.17**) est strictement crétacé, il débute par un flysch typique, argilo-gréseux à bancs minces d'âge Albo-aptien. On a ensuite un flysch atypique riche en marnes et caractérisé par ses bancs de microbrèches calcaires tendres avec des niveaux repères à phtanites.

Le matériel calcaire remanié dans le Crétacé supérieur massylien a suffisamment d'affinités avec les séries ultra-telliennes, pour que tous ces domaines aient été paléogéographiquement plus ou moins proches. La partie du flysch Massylien se place donc au Nord du sillon tellien (Raoult J.F. 1974).

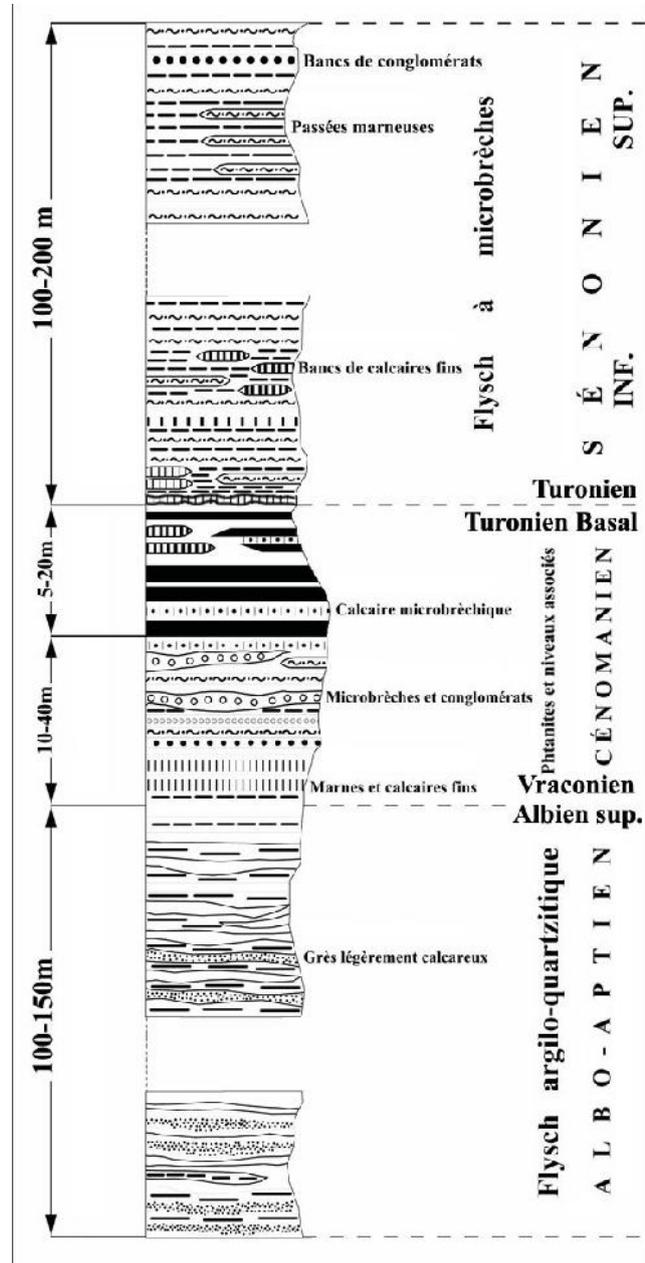


FIG. II.17 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU FLYSCH MASSYLIEN (Log retravaillé pour une meilleure qualité à partir du log descriptif de Raoult J.F. 1974)

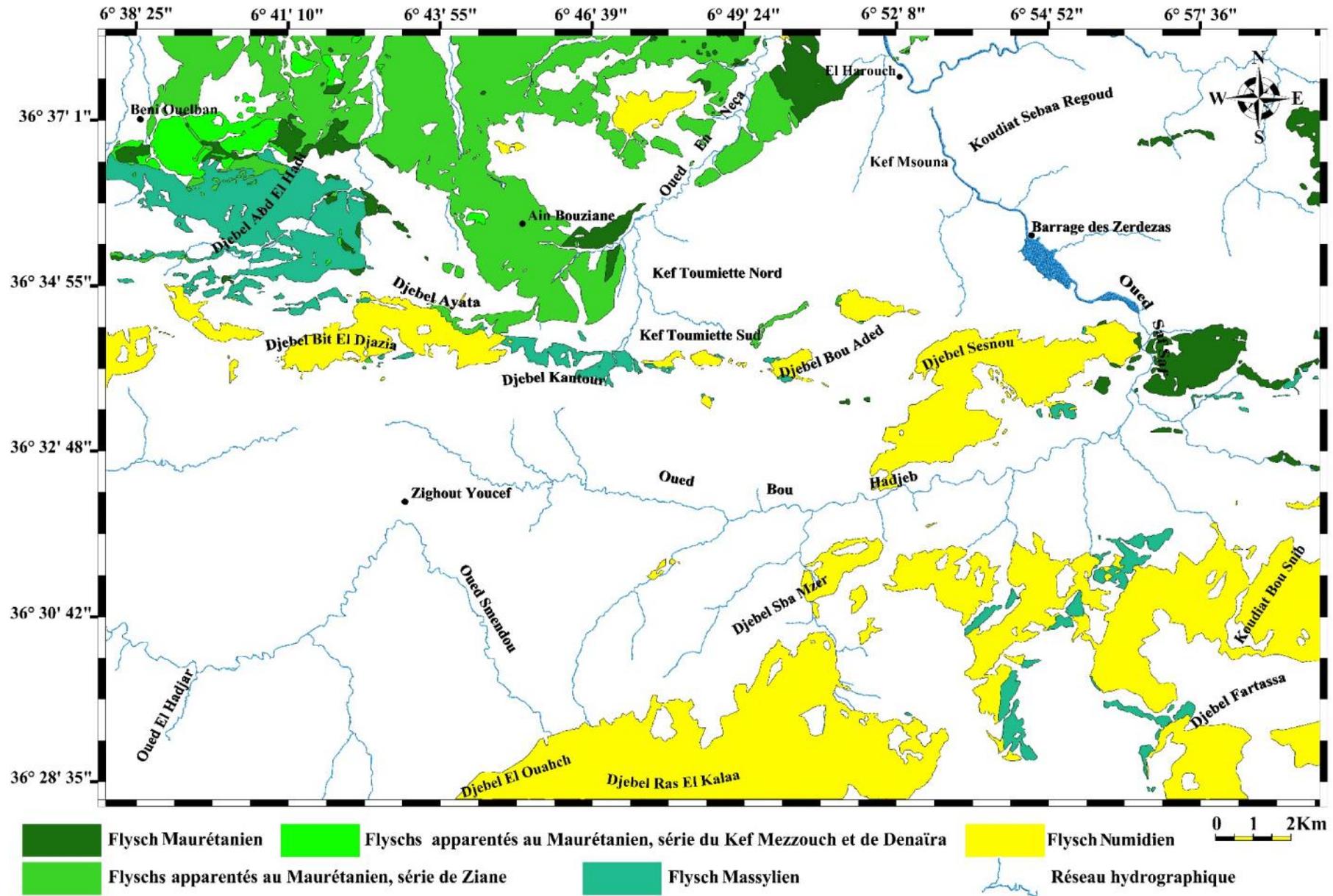
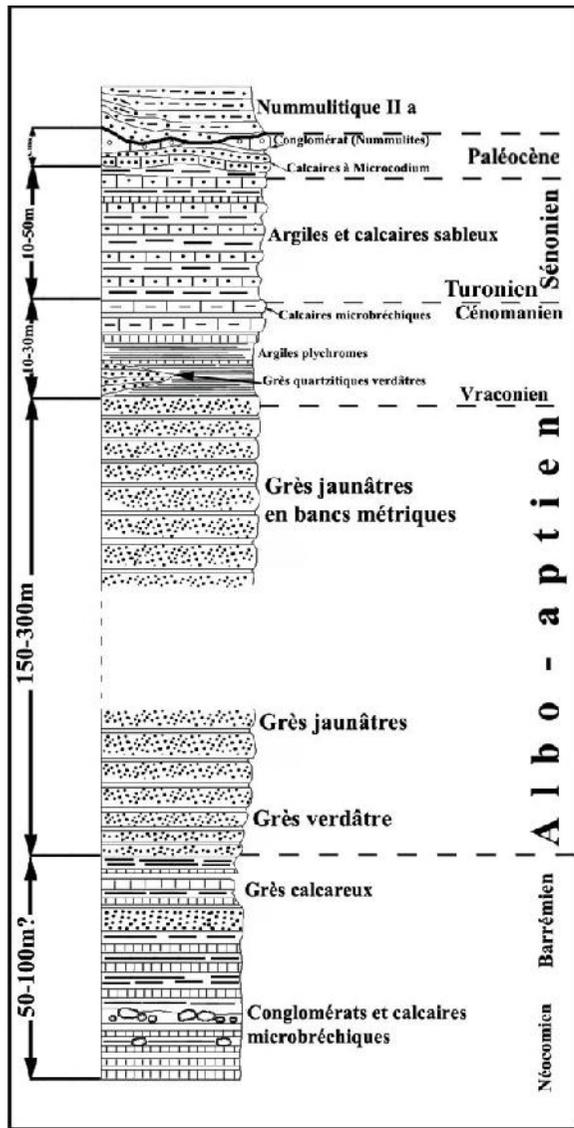
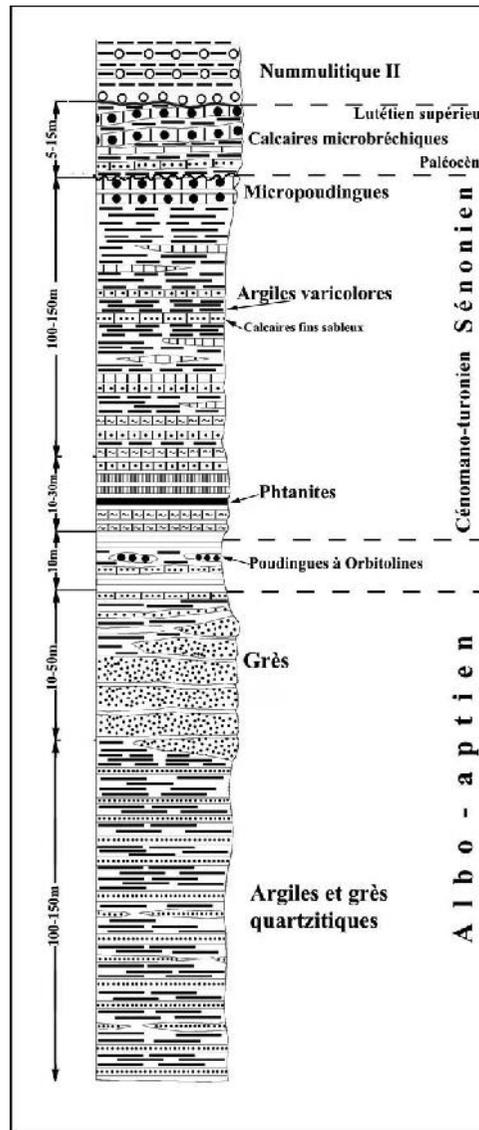


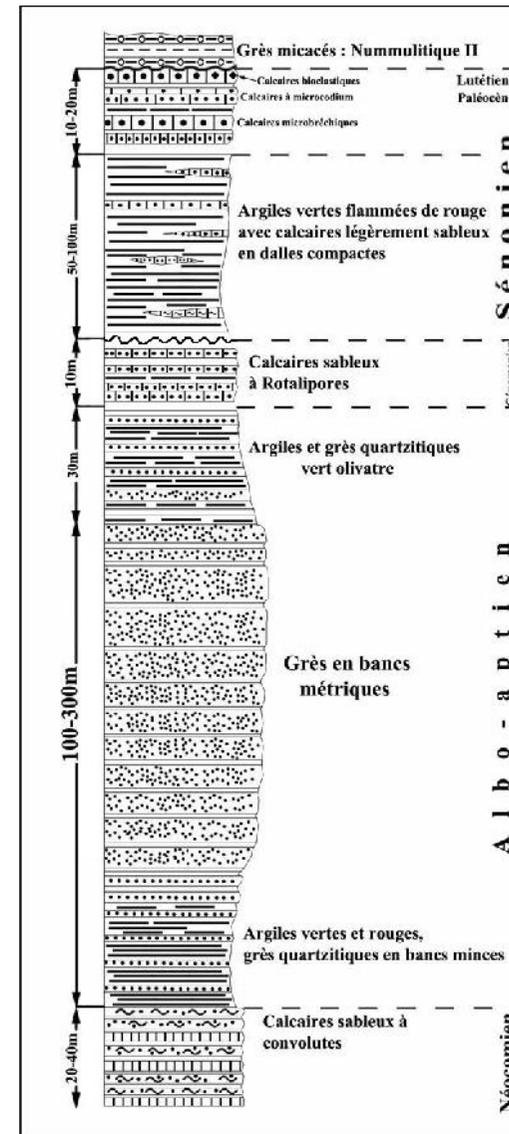
FIG. II.18 : CARTE D'AFFLEUREMENT DES DIFFERENTES UNITES DE FLYSCHS (Carte digitalisée pour une meilleure qualité à partir de la carte géologique de Raoult J.F. 1974)



Série du Douar Ouled Hamza



Série du Ziane



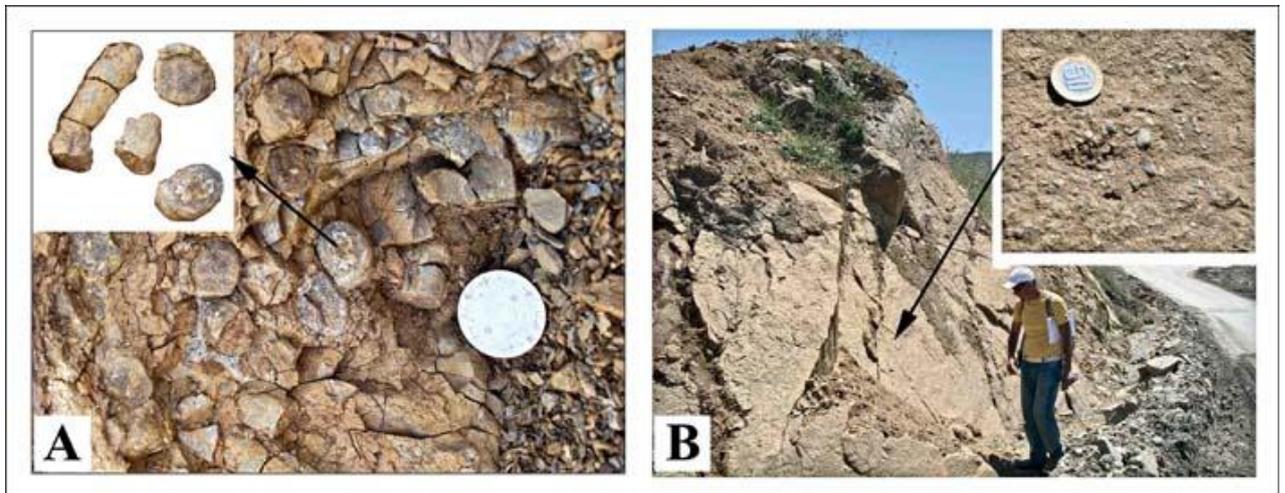
Série du Kef Mezzouch

FIG. II.19 : COLONNES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DES SERIES DU FLYSCH MAURETANIEN. (Logs retravaillés pour une meilleure qualité à partir des logs descriptifs de Raoult J.F. 1974)

### II.2.2.3. Le flysch Numidien

Le flysch Numidien affleure au Sud de la région d'étude, où il constitue les hauteurs des massifs gréseux du Djebel El Ouahch et Djebel Ras El Kalaa (cf Fig. II.18). Les affleurements les plus visibles sont ceux du Douar Khorfan, au Sud-Ouest de la région d'étude, ils présentent de bas en haut les ensemble suivants (Fig. II.20) (Raoult J.F., 1974) :

- Des argiles à horizons calcaeux suivies par des argiles varicolores dites sous Numidiennes, contenant des corps ferrugineux cylindriques (Tubotomaculum) (Fac-similé. II.4). Ces argiles contiennent parfois des bancs de grès quartziteux.
- Les grès numidiens : il s'agit de grès massifs, en bancs métriques, pouvant dépasser la dizaine de mètres, souvent alternés avec des passées d'argiles gris vert. Blanc jaunâtre en cassure, les grès ont une patine fauve, certains bancs montrent des figures de base de banc et parfois un granoclassement. Les niveaux à dragées de quartz sont présents et n'atteignent que rarement le centimètre.
- Un ensemble supra-numidien constitué à la base par des grès numidiens fins surmontés par des argiles à débit noduleux très finement micacées, suivies par des bancs de silexites avec parfois des lentilles de calcaire marneux finement micacé.



FAC-SIMILE. II.4 : LES FORMATIONS DU FLYSCH NUMIDIEN AU NORD DU DJEBEL EL OUAHCH (Collection personnelle)

A : Argiles de base à Tubotomaculum

B : Grès à dragées de quartz

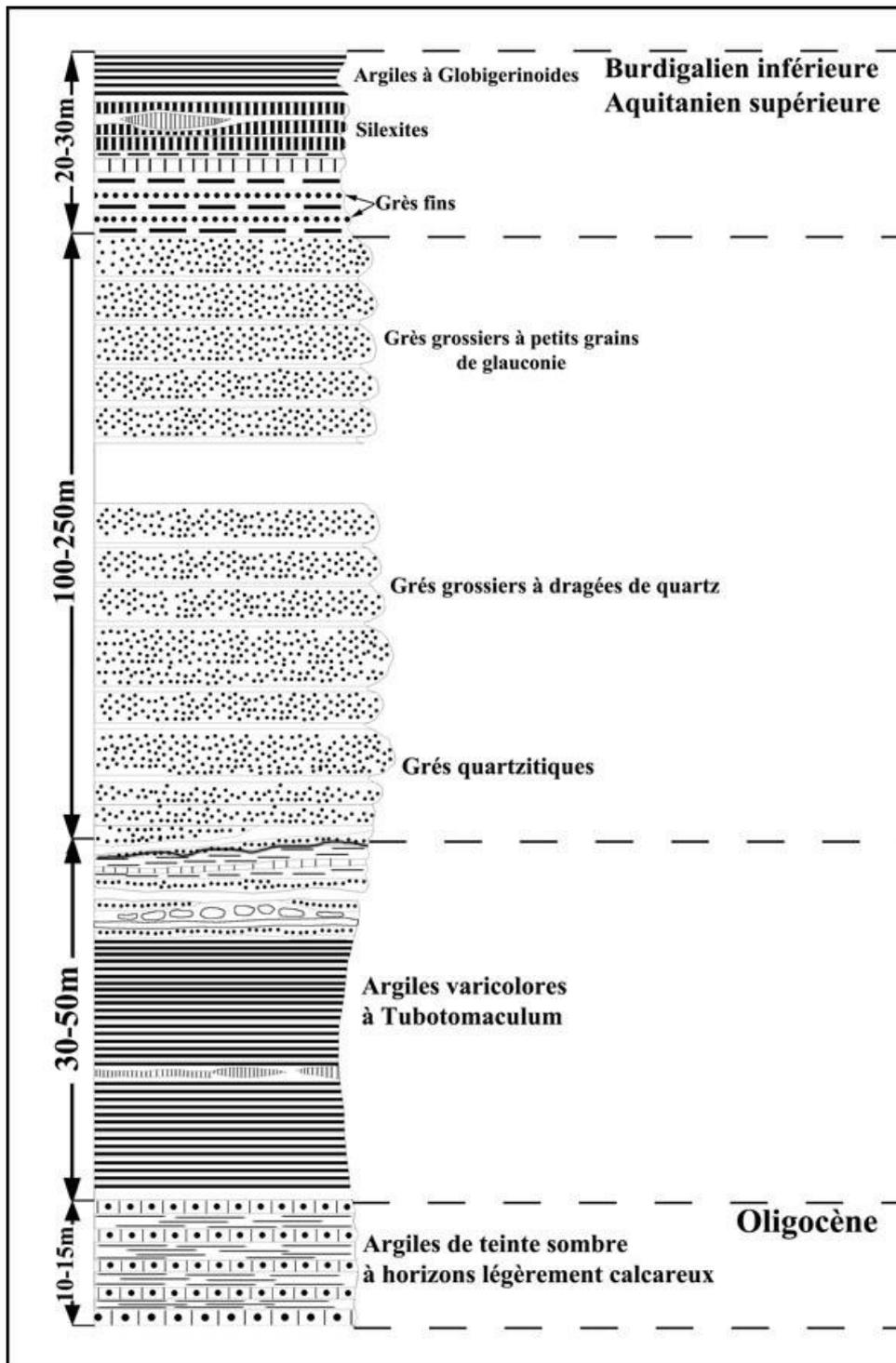


FIG. II.20 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE NUMIDIENNE DU DOUAR KHORFAN

(Log retravaillé pour une meilleure qualité à partir du log descriptif de Raoult J.F. 1974)

## II.2.3. Les formations du domaine externe

### II.2.3.1. Les unités ultra telliennes

Les unités ultra telliennes affleurent en partie au Sud du Beni Ouelban, Kef Toumiette et Djebel Bou Aded, et à l'Ouest du Djebel Fartassa (**Fig. II.21**). Sous l'angle structural, ces séries sont débitées en multiples lames, écaillées, renversées et surmontées par les formations du flysch Massylien.

Deux séries telliennes, tectoniquement superposées (unité de Ouelban et unité de Braham), affleurent dans la région du Beni Ouelban (Raoult J.F., 1974) :

L'unité supérieure nommée série de Braham, visible au Sud du Kef Sidi Dris. Cette dernière est renversée et montre des termes allant du Néocomien au Maastrichtien. De bas en haut on y trouve (**Fig. II.22**) :

- Le Barrémien qui est riche en Ammonites pyriteuses, il est marneux, alternant régulièrement avec des calcaires.
- L'Albo-aptien présente des marno-calcaires avec des bancs de calcaires à fragments de Bélemnites.
- Du Vraconien au Sénonien on a des marno-calcaires à Rotalipores.
- Le Turonien est calcaire lui aussi, le Sénonien est marqué par une alternance de marnes et de nombreux bancs de calcaires. La série se termine par des marnes noires maastrichtiennes.

A l'inverse de la série précédente, la série d'Ouelbane contient des boules jaunes qui caractérisent les marnes noires lutétiennes. Cette série montre des microbrèches, des conglomérats et des galets ou blocs pouvant atteindre plusieurs mètres cubes.

Cette série apparaît principalement à l'Ouest du Beni Ouelban avec des niveaux allant du Crétacé supérieur jusqu'à l'Éocène moyen (**Fig. II.22**).

Le Sénonien supérieur est marqué par un matériel remanié composé surtout de calcaires du Jurassique et de Crétacé inférieur, à faciès plus ou moins néritiques. Le Maastrichtien est conglomératique, avec des microbrèches et des galets et des horizons de marnes et de calcaires, le Danien est marno-calcaire, le Paléocène est marneux, l'Yprésien est marqué par des bancs de calcaires qui peuvent atteindre les 100m. Le Lutétien est constitué par des argiles et des marnes noires à boules calcaires jaunes.

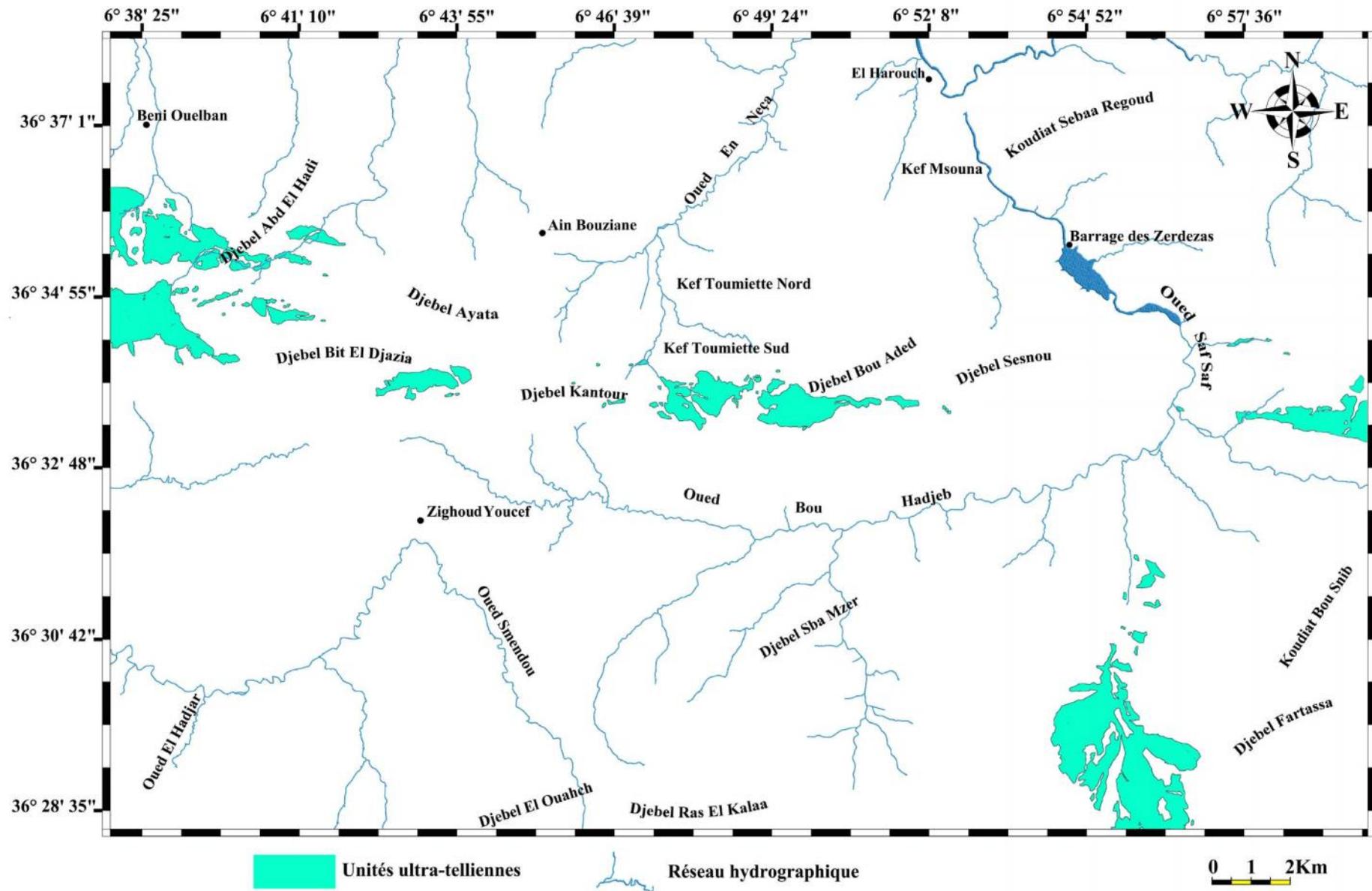


FIG. II.21 : CARTE D’AFFLEUREMENT DES UNITES ULTRA-TELLIENNES (Carte digitalisée pour une meilleure qualité à partir de la carte géologique de Raoult J.F. 1974)

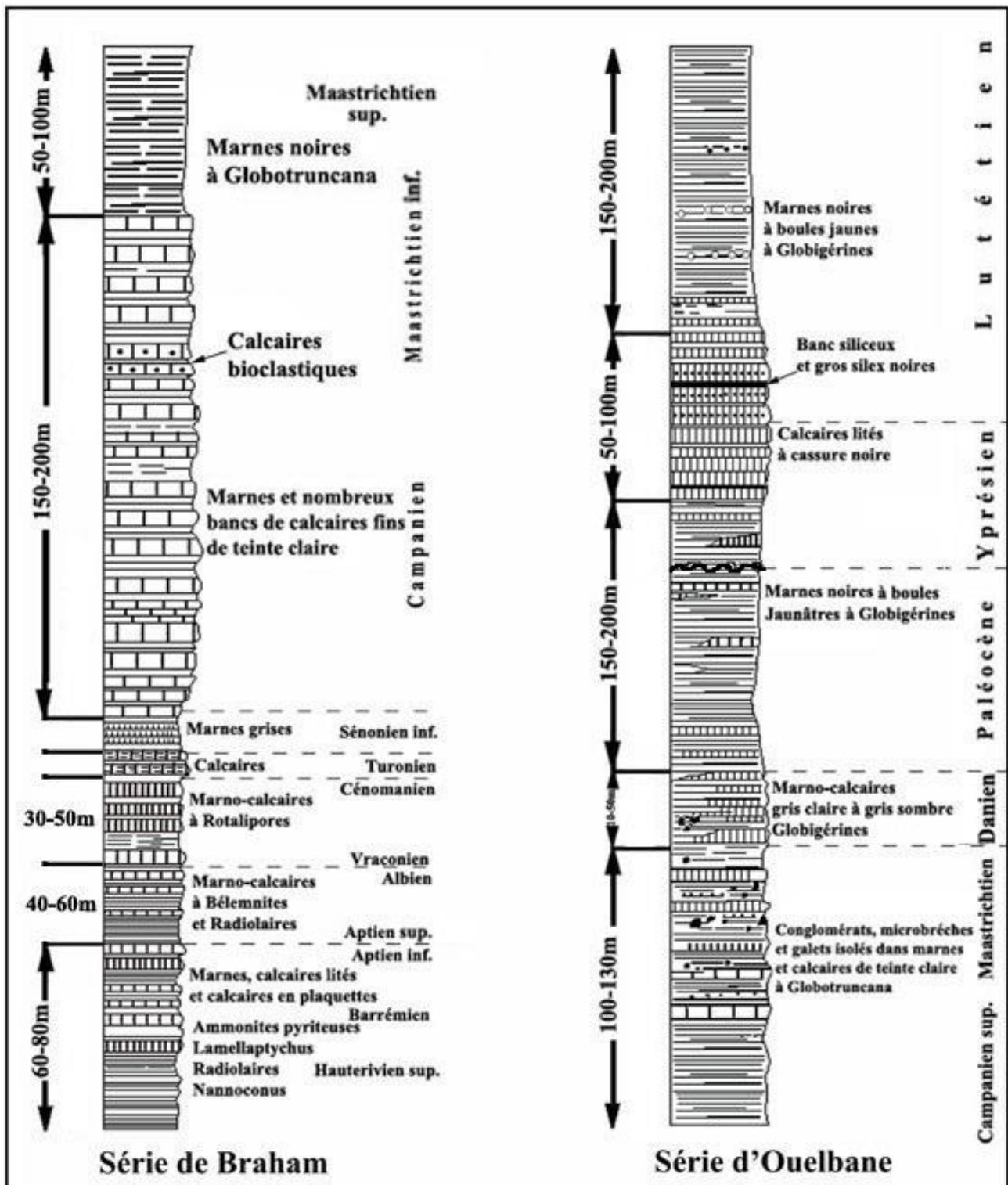


FIG. II.22 : COLONNES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE L'UNITE ULTRA TELLIEUNE (Logs retravaillés pour une meilleure qualité à partir des logs descriptifs de Raoult J.F. 1974)

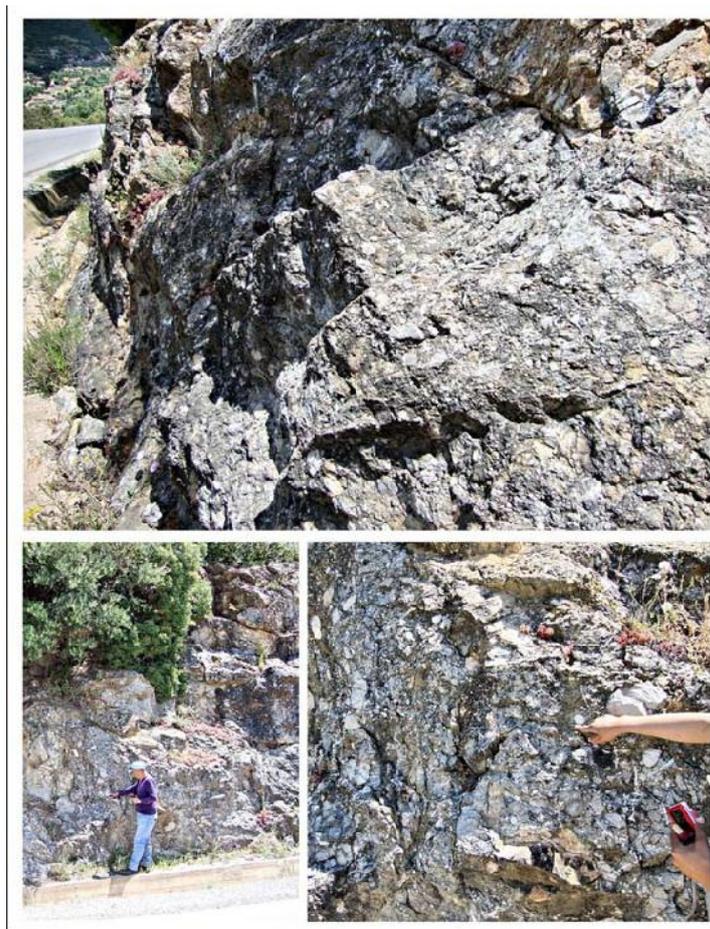
### II.2.3.2. Les séries postérieures au Lutétien

Les séries post-lutésiennes présentent des dépôts syntectoniques et détritiques, dus aux différentes phases tectoniques qui ont bouleversé la paléogéographie à partir du Lutétien supérieur.

Dans notre secteur d'étude, les formations dites post-lutésiennes sont représentées par le Nummulitique II et l'Oligo Miocène Kabyle. Ces deux ensembles ont des faciès voisins, souvent indifférenciables, et affleurent sur une grande surface, en occupant une bonne partie de la feuille de Zigout Youcef (**Fig. II.23**).

#### II.2.3.2.1. L'Oligo - Miocène Kabyle (OMK)

L'Oligo Miocène Kabyle désigne l'ensemble des formations détritiques discordantes sur le socle et la dorsale Kabyle et datées dès leur base de l'Oligocène terminal ou de l'Aquitaniens inférieur. L'Oligo Miocène Kabyle est connu surtout par ses silexites typiques, et comporte essentiellement des conglomérats et des grès micacés à nombreux débris de phyllades (**Fac-similé. II.5**). La série lithostratigraphique (**Fig. II.24**) présente de bas en haut les ensembles suivants (Raoult J.F. 1974) :



FAC-SIMILE. II.5 : FORMATIONS CONGLOMERATIQUES ET GRESO-MICACEES DE L'OLIGO-MIOCENE KABYLE PRES DE ZERDEZAS (Collection personnelle).

- L'Oligocène terminal se constitue par des brèches et poudingues en bancs irréguliers, surmontés par des grès micacés et des conglomérats fins à débris de phyllades.
- L'Aquitainen inférieur débute par une alternance de grès micacés de conglomérats et de pélites avec des niveaux de silexites qui peuvent atteindre les 10 mètres, suivi par un ensemble d'argiles et de pélites avec des niveaux de brèche (remaniement de nombreux blocs de grès quartzitiques et de calcaires).

#### II.2.3.2.2. Le Nummulitique II

Le terme Nummulitique II désigne les dépôts succédant à la phase fini-lutétienne (pyréenne). Ces dépôts débutent par le Lutétien supérieur et atteignent l'Oligocène supérieur. Le Nummulitique II représente une partie des séries grès-micacées (Oligocène grès-micacé) qui couvrent les diverses unités, antérieurement tectonisées (la dorsale Kabyle et le flysch Maurétanien). Les formations du Nummulitique II sont de type molassique et se distinguent de celles du Nummulitique I car elles sont sableuses, riches en micas détritiques et en débris du socle. La série inférieure du Nummulitique II (Lutétien terminal-Priabonien inférieur), qui affleure au Sud du Djebel Tengout (Raoult J.F. 1974), à l'Est de notre région d'étude, est caractérisée par des grès fins micacés, en minces bancs brunâtres intercalés avec des argiles et des marnes sableuses, avec des débris de quartz et de micas (**Fig. II.25**).

La série supérieure (Priabonien inférieur-Oligocène) est jaunâtre, comportant des marnes sableuses et micacées séparés par des bancs compacts de grès calcaireux et micacés ou des calcaires micro-bréchiqes sableux et micacés (**Fac-similé. II.6**). De nombreux bancs montrent des granoclasements, des stratifications obliques et des figures de base de bancs (figures de courant) (Raoult J.F. 1974).



FAC-SIMILE. II.6 : CALCAIRE MICROBRECHIQUE A DEBRIS COQUILLIERS AU NORD DES KEFS TOUMIETTE (Collection personnelle)

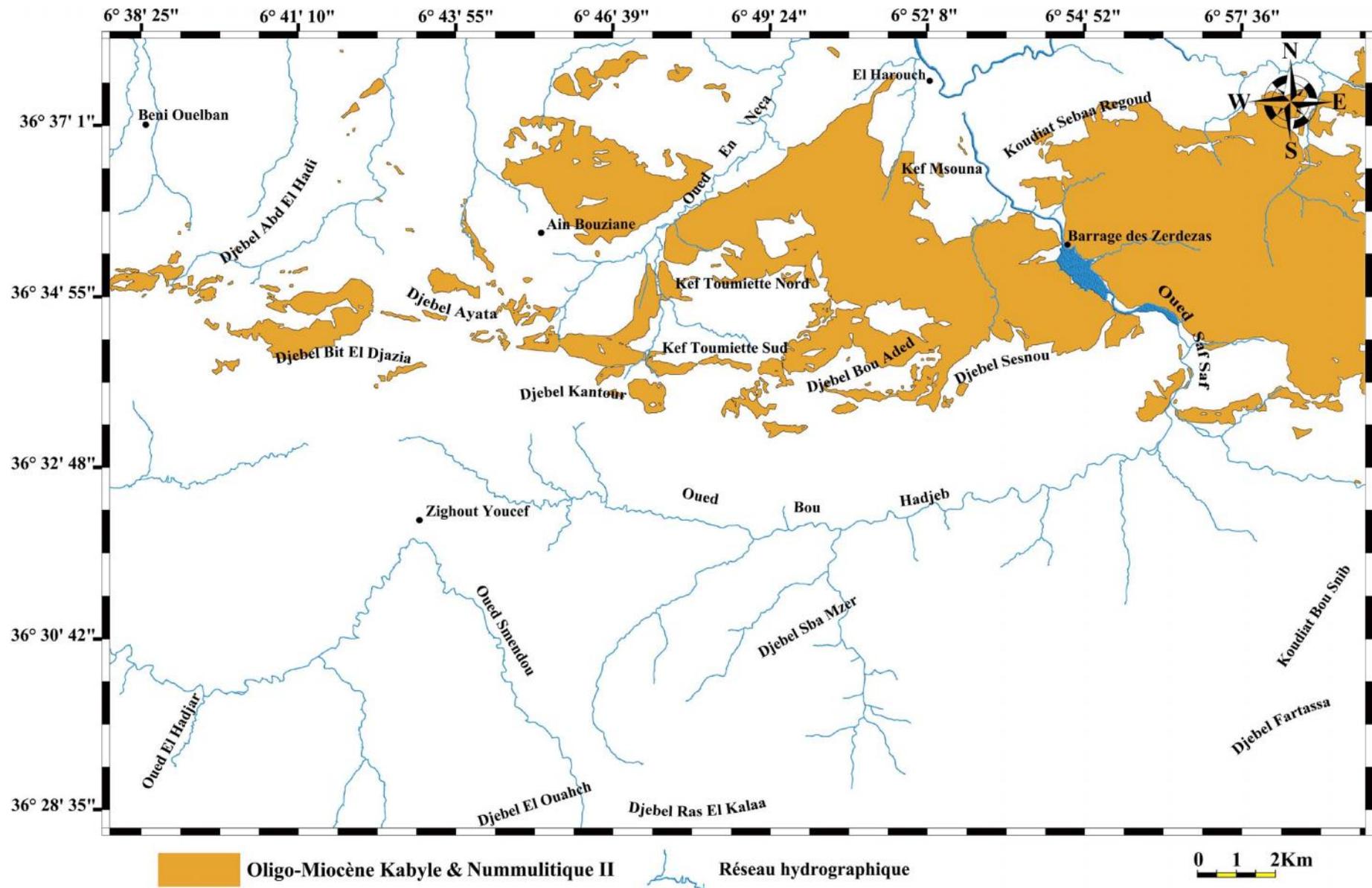


FIG. II.23 : CARTE D'AFFLEUREMENT DE L'OLIGO-MIOCENE KABYLE ET DU NUMMULITIQUE II  
(Carte digitalisée pour une meilleure qualité à partir de la carte géologique de Raoult J.F. 1974)

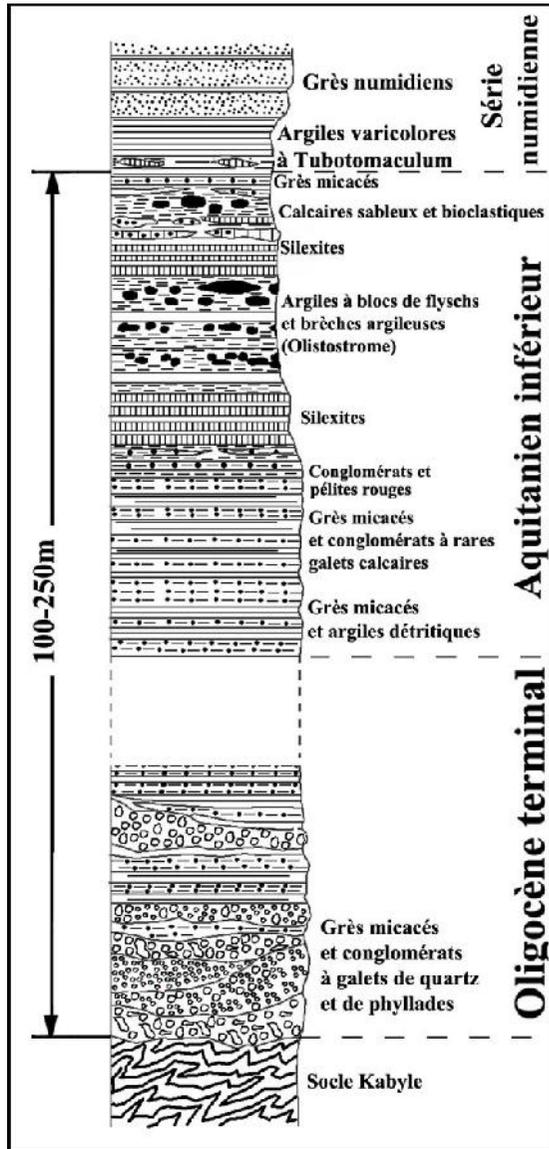


FIG. II.24 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE L'OLIGO-MIOCENE KABYLE  
(Log retravaillé pour une meilleure qualité à partir du log descriptif de Raoult J.F. 1974)

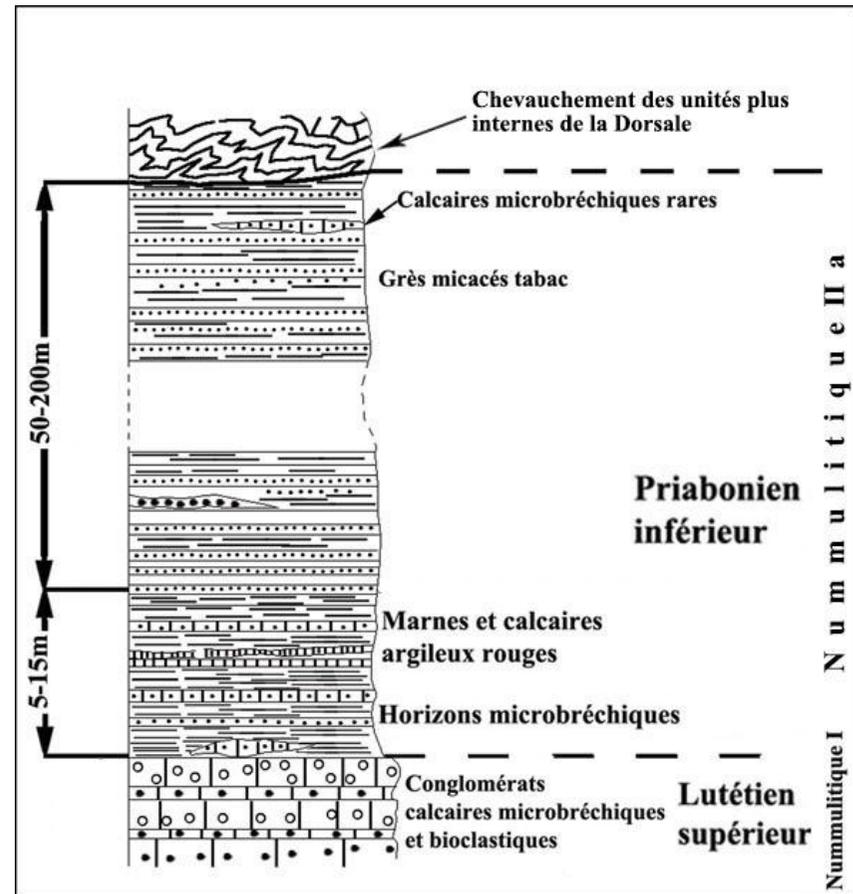
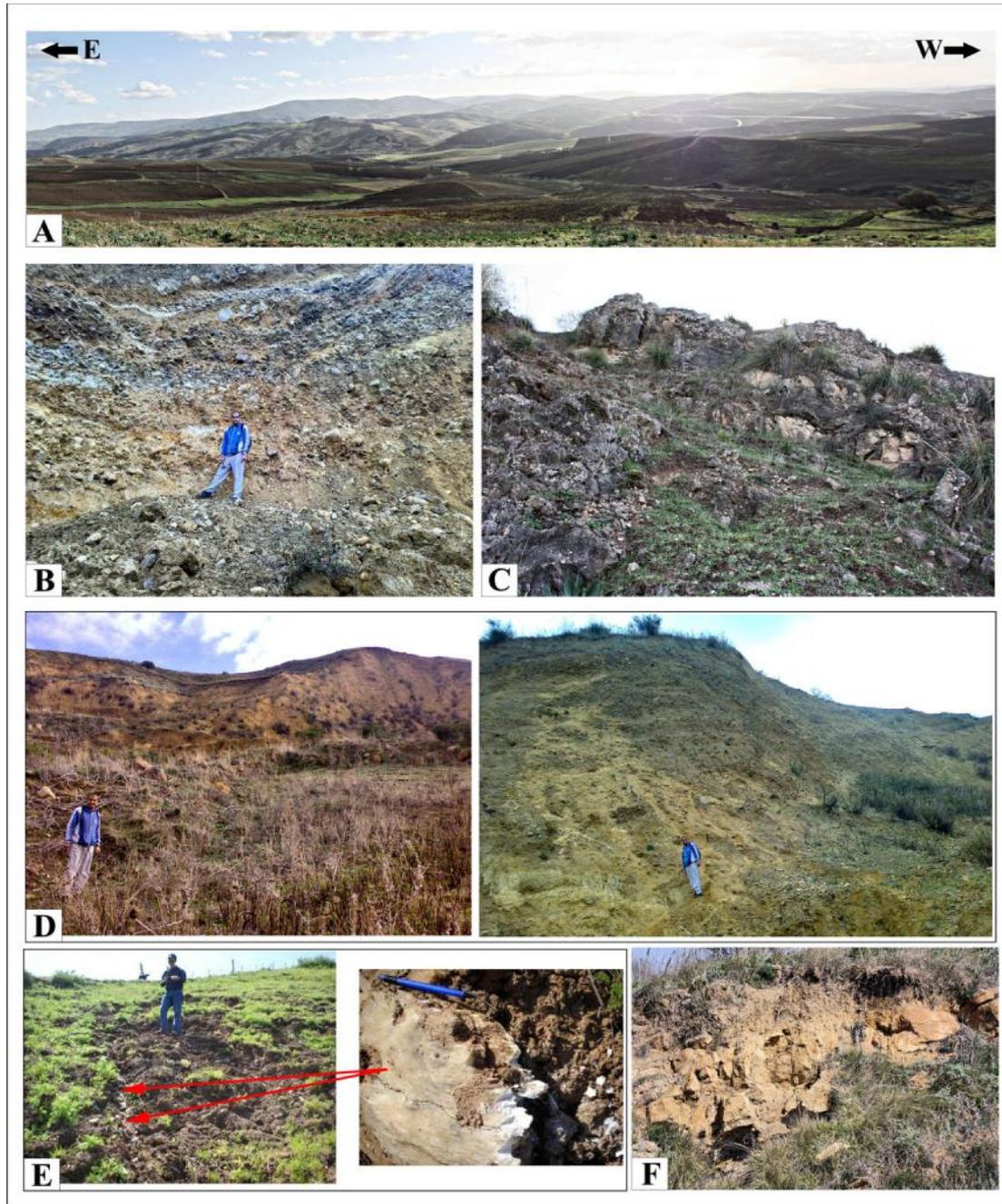


FIG. II.25 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU NUMMULITIQUE II  
(Log retravaillé pour une meilleure qualité à partir du log descriptif de Raoult J.F. 1974)

### II.2.3.3. Les formations post-nappes (Miocène continental)

Au Miocène inférieur, une dépression s'est formée au Sud de la chaîne numidique où s'accumulaient de puissants dépôts continentaux (Fac-similé. II.7), avec, à la base des conglomérats du Miocène moyen-supérieur. Au sommet, on a une série argileuse et évaporitiques du Miocène supérieurs, surmontée par un Pliocène continental discordant.



FAC-SIMILE. II.7 : LES FORMATIONS MIOCENES CONTINENTALES DU BASSIN DE CONDE SMENDOU (Collection personnelle).

A : Vue panoramique sur le bassin néogène de Condé Smendou.

B : Conglomérats. C : Grès calcaireux.

D : Sables jaunâtres. E : Argiles gypseuses. F : Alternance grès et sables.

Les formations post-nappes, représentées par le Miocène continental, sont bien développées au Sud de la région d'étude, elles forment l'essentiel du bassin de Condé Smendou (**Fig. II.26**). Ces dépôts sont tectonisés et discordants sur toutes les séries antérieures. Ils sont affectés par des failles et par de nombreux plis, à flancs déversés vers le Nord ou vers le Sud (Raoult J.F., 1974). Ils comportent de bas en haut les ensembles suivants :

- Le premier terme débute par un ensemble conglomératique de base avec de gros blocs enrobés d'argiles et de sables, au-dessus vient une succession d'argiles, de sables, de graviers et de conglomérats mal cimentés.
- Le terme médian est caractérisé par des alternances d'argiles sableuses avec des passées de grès et de calcaires lacustres ou travertineux.
- Le terme supérieur se compose essentiellement d'argiles, avec des niveaux rouges riches en gypse avec des intercalations de calcaires sableux ou travertineux (ces calcaires connaissent un développement important au niveau du Djebel Teffaha), avec des sables, des grès et des conglomérats. Les horizons d'argiles gypseuses sont très puissants, ils peuvent atteindre les 500 m.

#### II.2.3.4. Les formations quaternaires

Sur la feuille de Zighout Youcef le Quaternaire est représenté dans la majorité des cas par des alluvions anciennes des oueds, des terrasses, des éboulis, colluvions et coulées boueuses anciennes (**Fig. II.26**). Les alluvions récentes des oueds correspondent à des limons, des graviers et des galets roulés. Tandis que Les alluvions anciennes se composent de cailloux roulés, limons et graviers parfois encroûtés provenant d'anciennes terrasses (**Fac-similé. II.8**). Les éboulis et les dépôts de pentes sont surtout développés en bordure des reliefs numidiens et des massifs calcaires de la chaîne numidique centrale.



FAC-SIMILE. II.8 : LES DEPOTS ALLUVIONNAIRES DES DIFFERENTS OUEDS (Collection personnelle)

A: Oued Smendou

B: Oued Beni Brahim

C: Rive droite d'Oued Saf Saf : terrasse alluviale avec des galets roulés

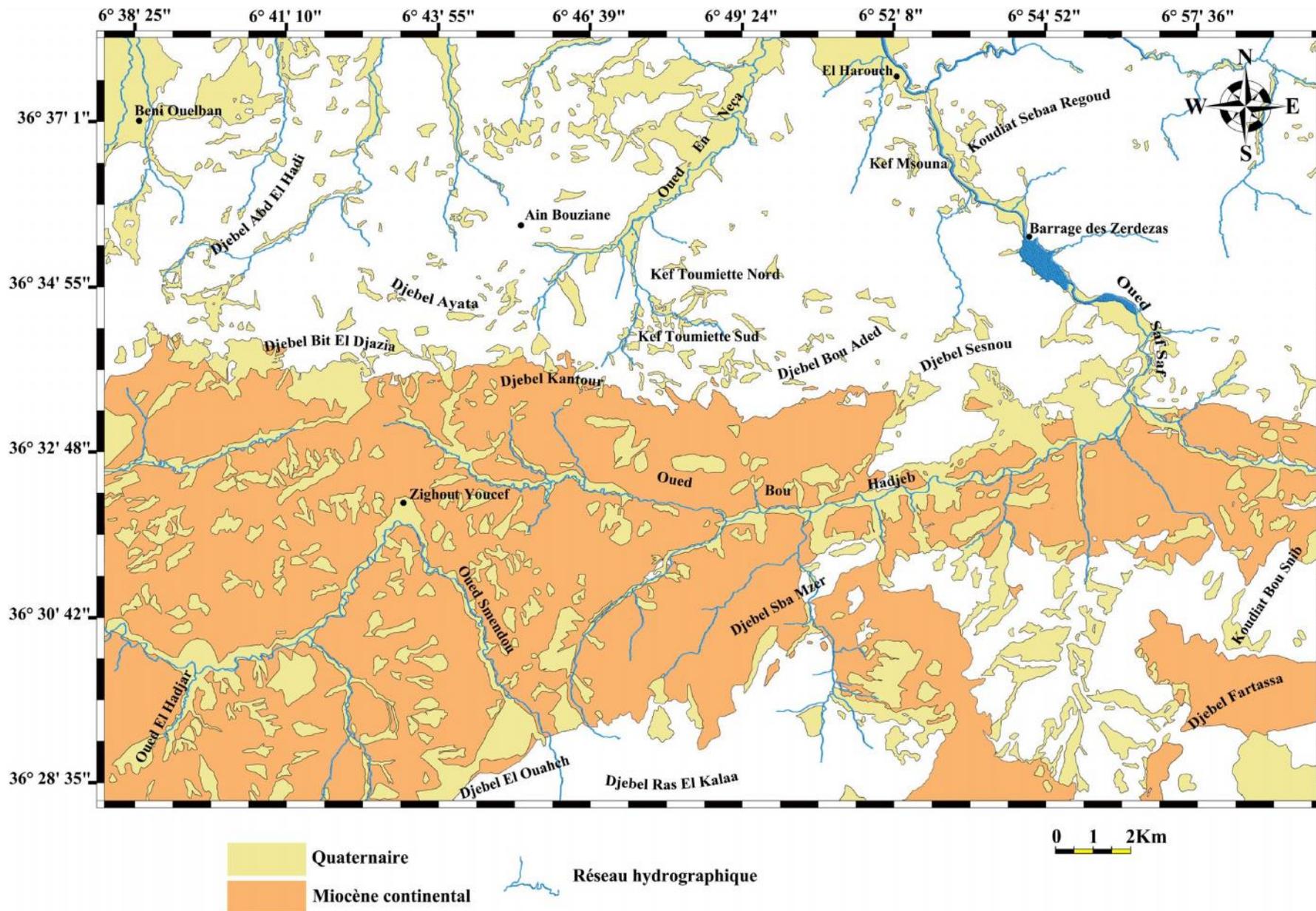


FIG. II.26 : CARTE D'AFFLEUREMENT DES FORMATIONS MIOCENES ET QUATERNAIRES  
(Carte digitalisée pour une meilleure qualité à partir de la carte géologique de Raoult J.F. 1974)

La carte présentée ci-dessous (Fig. II.27), regroupe l'ensemble des affleurements de différentes formations géologiques considérées dans la feuille de Zighout Youcef. Ces formations appartiennent à plusieurs domaines paléogéographiques et structuraux (interne, médiane et externe).

Cette zone, fort complexe du Tell nord constantinois, est caractérisée par l'empilement de plusieurs unités géologiques, à savoir les unités de flysch, l'Oligo-Miocène Kabyle et Nummulitique II, l'unité numidienne, l'unité ultra-tellienne...etc.

La disposition, la répartition et la nature lithologique de ces unités géologiques, impliquent une origine avant tout structurale. La variété des formations géologiques et des domaines paléogéographiques s'explique par l'intensité des déformations caractérisant l'aire d'étude. Ceci dénote de l'importance de l'activité tectonique qu'a connue la région pendant le Mésozoïque et durant tout le Tertiaire.

La vallée d'Oued Neça marque une discontinuité géologique, de direction SW-NE, entre les formations des flyschs à l'Ouest et l'Oligo-Miocène Kabyle et Nummulitique II à l'Est. Plus à l'Ouest, les formations paléozoïques du socle Kabyle, ainsi que l'Oligo-Miocène Kabyle et Nummulitique II sont recoupées par la vallée d'Oued Saf Saf suivant la direction SE-NW.

Au centre de la carte, on remarque que les affleurements sont très disloqués et sont parfois réduits à de simples lambeaux formant ainsi un vaste olistostrome qui marque une discontinuité géologique, de direction Est-Ouest. En effet, la limite Nord du Miocène continental est d'une netteté parfaite, elle forme avec l'axe des Djebels Bit El Djazia, Kentour, Toumiettes, Bou Aded et Sesnou, une limite assurant une transition paléogéographique et paléo tectonique entre les zones internes au Nord et les zones externes au Sud.

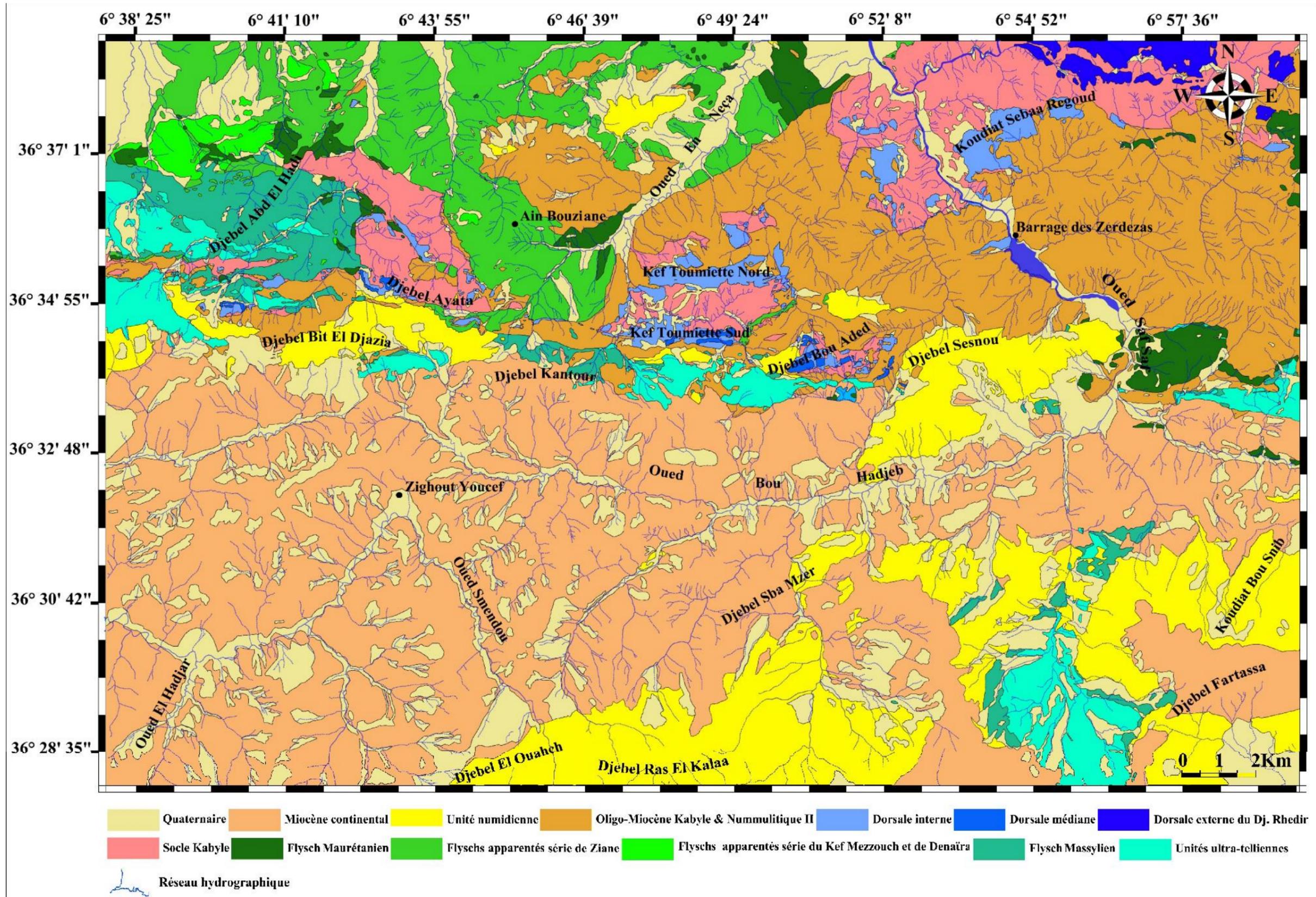


FIG. II.27 : CARTE D'AFFLEUREMENT DES DIFFERENTES UNITES GEOLOGIQUES COUVRANT LA FEUILLE DE ZIGHOUT YUCEF  
(Carte digitalisée pour une meilleure qualité à partir de la carte géologique de Raoult J.F. 1974)

## CHAPITRE III

### **DÉMEMBREMENT ET ÉVOLUTION DU RELIEF**

L'évolution d'un relief, quel que soit sa nature ou son échelle (montagne, versant, vallée, bassin versant...etc.), est définie par plusieurs facteurs comme l'érosion différentielle, l'action géodynamique ou les facteurs climatiques. L'ensemble de ces facteurs constituent un cadre général qui conduit à la création de formes caractéristiques dans un contexte géologique déterminé.

L'analyse plane et verticale d'un relief actif aide à mieux comprendre l'évolution de ce dernier. En outre elle permet de dégager des enseignements concernant la relation entre la morphologie et la tectonique. Cette relation se traduit par des formes et structures particulières (les systèmes de blocs et méga blocs, les replats structuraux, les zones en surrection ou en subsidence, les surcreusements et érosion des ravins...etc.). Ces particularités morpho-géologiques sont révélatrices de l'énergie du relief et attestent du rôle joué par la tectonique dans l'évolution de ce même relief.

#### **III.1. POSITIONNEMENT DE LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF PAR APPORT AU NORD DE CONSTANTINE**

L'approche utilisée dans ce chapitre fait appel, en partie, à la méthode de (Kostenko N.P., 1971). Cette méthode traite l'évolution plane et verticale des reliefs actifs. Elle a été développée par (Benabbas, C.,1991) dans le Caucase oriental et surtout en 2006 dans la région de Constantine (Benabbas, C.,2006), où elle a donné des résultats forts intéressants.

Pour une meilleure compréhension de l'organisation morphologique, nous avons, dans une première étape élargi notre aire d'étude vers l'Ouest (La feuille de Sidi Driss), et vers le Sud et le Sud-Ouest (les feuilles d'El Aria et Constantine). Ceci couvre l'ensemble de la région Nord de Constantine.

##### **III.1.1. Les principaux éléments du relief structural de la région Nord de Constantine**

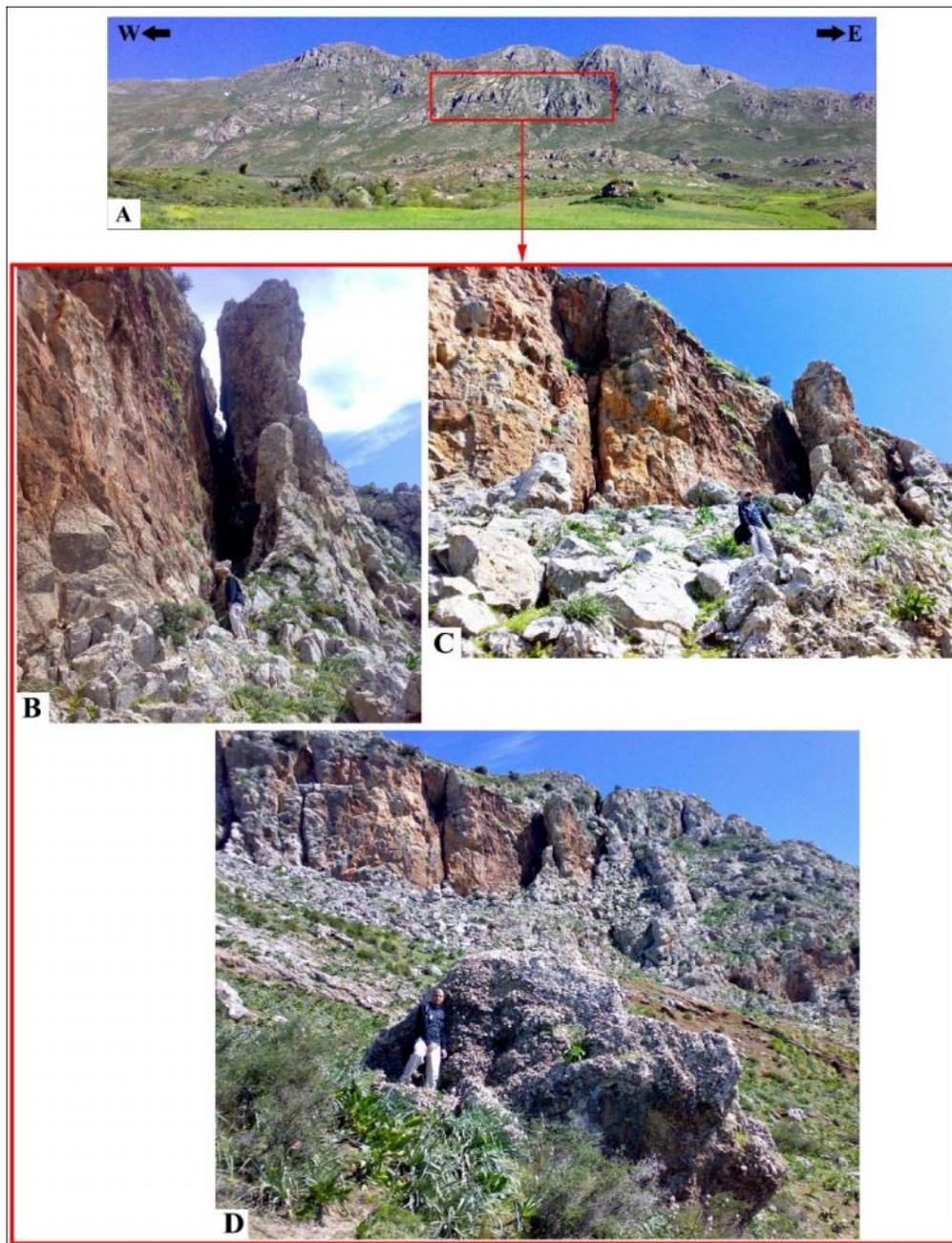
A partir des cartes topographiques à l'échelle 1/50 000 de Sidi Driss, Zighout Youcef, Constantine, et El Aria, nous avons élaboré une carte hypsométrique (**Fig. III.28**). Cette carte montre une grande diversité dans le relief, liée essentiellement à la complexité de l'histoire géologique et en particulier l'héritage morpho-structural.

Par ailleurs, La région se distingue par un relief accidenté, montrant des contrastes topographiques remarquables, avec des massifs culminants à des hauteurs élevées taillés par de profonds ravins et talwegs.

Les principaux éléments orographiques ou morpho-structures caractérisant cette région sont :

### III.1.1.1. Djebel Mcid Aicha

Ce Djebel culmine à 1460 m d'altitude et constitué de calcaires liasiques fracturés. Ses versants sont en partie limités par des dépôts détritiques (les argiles et les marnes du bassin continental). Ils présentent une asymétrie avec un ennoyage du versant Nord (**Fig. III.28**). Son versant Sud est limité par **un accident de direction Est-Ouest, où se développent des coulées à blocs avec la présence de brèches pluri métriques (Fac-similé. III.9)**.



FAC-SIMILE. III.9 : VUE SUR LE VERSANT SUD DU DJEBEL MCID AICHA (Collection personnelle)

- A : Vue panoramique du versant Sud du Djebel Mcid Aicha
- B : Méga bloc détaché par une fracture de direction Est-Ouest
- C : Coulées à blocs

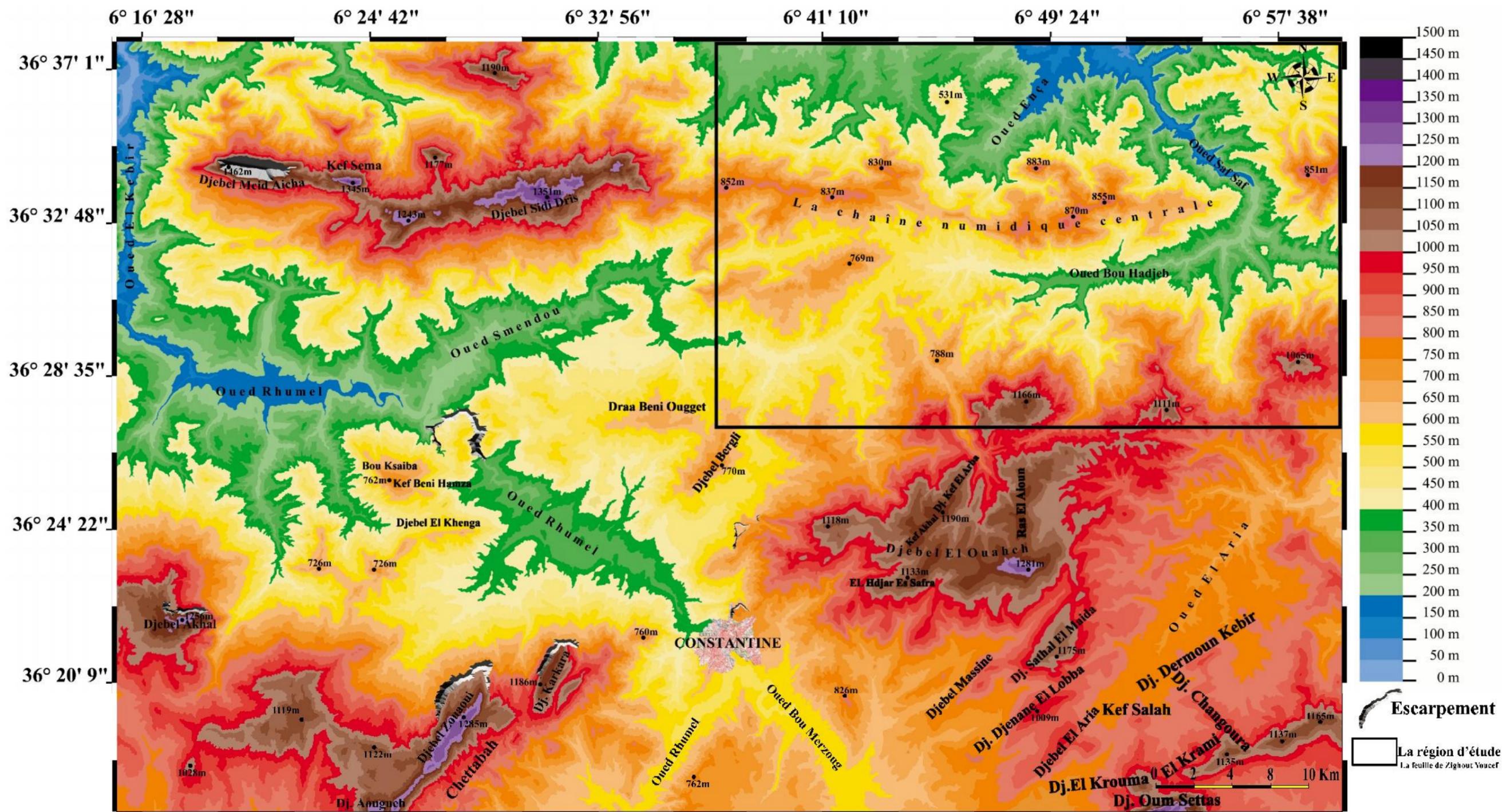


FIG. III.28 : CARTE HYSOMETRIQUE DE LA REGION NORD DE CONSTANTINE (Couvrant les cartes topographiques à l'échelle 1/50000 de Sidi Driss, Constantine, Zighout Youcef et El Aria)

Sa terminaison Ouest est caractérisée par des escarpements qui dominent de 1000 m à 1200 m la vallée du Kébir-Rhumel. Djebel Mcid Aicha est limité au Sud par Oued Dib et entouré par plusieurs Kefs calcaires.

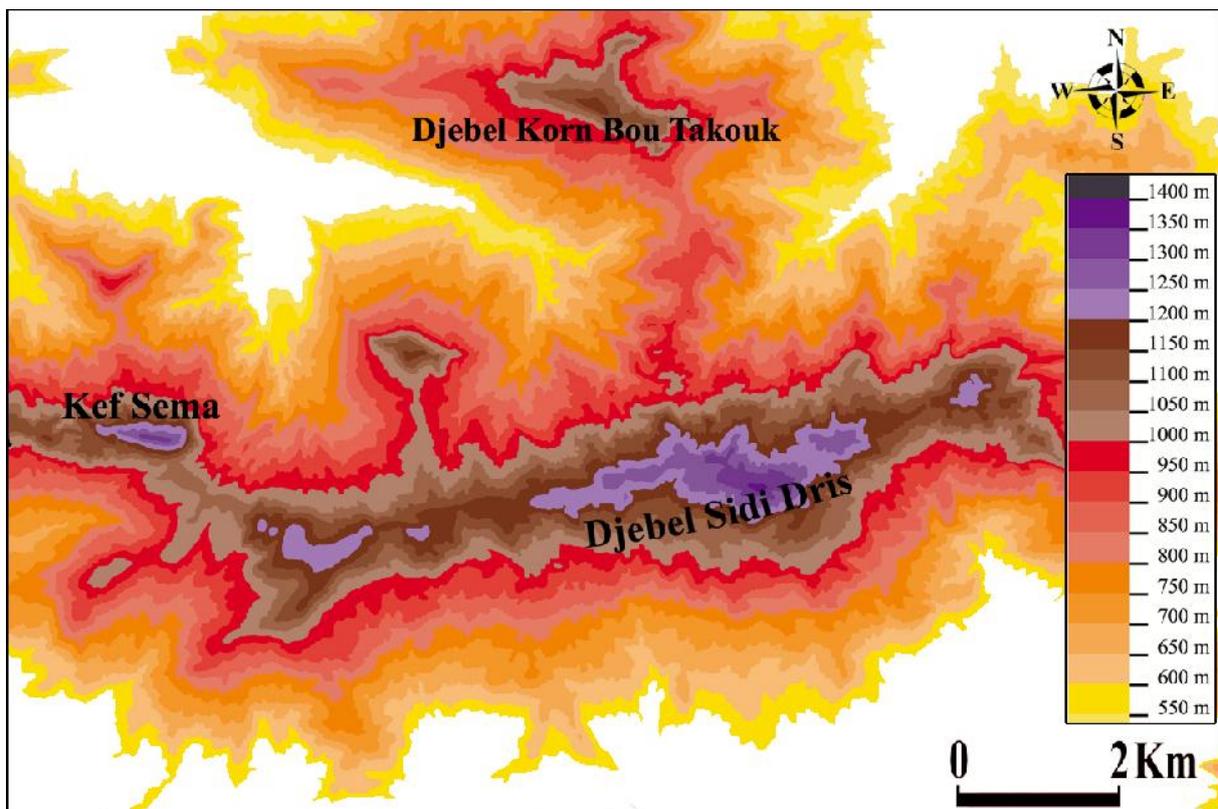
### III.1.1.2. Kef Sema

Kef Sema culmine jusqu'à 1365 m et se situe entre Djebel Mcid Aicha et Djebel Sidi Dris en prenant une direction Est-Ouest. Ce Kef est constitué par des bancs de calcaires alternant avec des marno-calcaires. Ses deux versants sont étroits et marqués par **une linéarité nette** de direction Est-Ouest (**Fig. III.29**).

### III.1.1.3. Djebel Sidi Dris

Djebel Sidi Dris est orienté ENE-WSW, il est situé à l'Est du Djebel Mcid Aicha et culmine à 1270 m d'altitude (**Fig. III.29**). Il est formé par une puissante série de calcaires massifs liasiques.

Sa ligne de partage des eaux est décalée, limitant ainsi plusieurs entités ou morpho structures (Kef Sidi Dris 1200m, Sera Beni Telilen 1240m). Les limites entre ces méga blocs correspondent à des zones d'érosions et surcreusements continus et alignés.



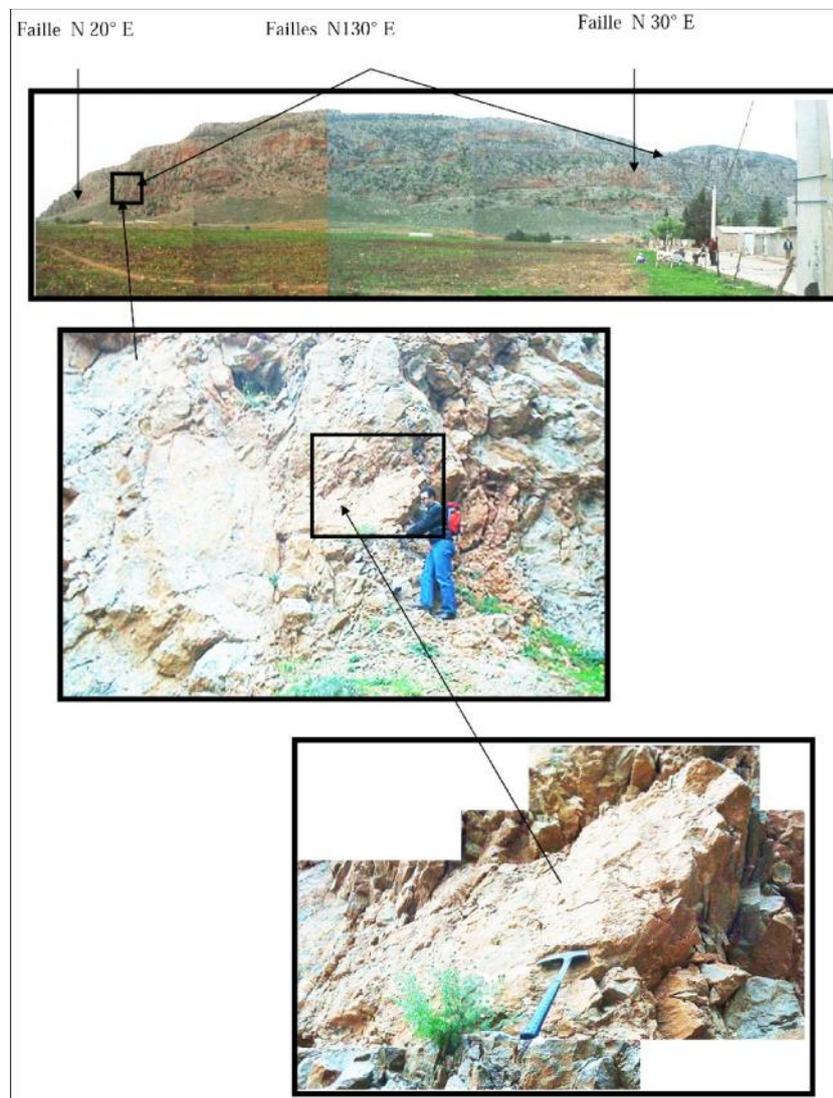
La FIG.III.29 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DE L'ENSEMBLE KEF SEMA-DJEBEL SIDI DRIS

Les coulissages de la ligne de partage des eaux sont souvent accompagnés de déformations sous forme de virgations (changements de direction) et pourraient être le résultat de mouvements décrochant.

Le versant Nord du Djebel Sidi Dris forme un micro bassin avec Djebel Korn Bou Takouk. Ce dernier est orienté Est-Ouest et constitué par les grès numidiens. Djebel Korn Bou Takouk culmine jusqu'à 1190m d'altitude, son versant Sud est étroit et linéaire marqué par les surcreusements d'Oued EL Malleka et Oued Aine Dabby (cf Fig. III.29).

#### III.1.1.4. Le massif de Chettaba (l'ensemble Zouaoui, Karkra)

- **Djebel Zouaoui** dépasse les 1300m d'altitude et s'allonge suivant une direction NE-SW (Fig. III.30). Il se développe dans les calcaires néritiques au Sud-Ouest du Djebel Karkara. Djebel Zouaoui est délimité au niveau de son versant Nord-Ouest par un escarpement qui se prolonge jusqu'à sa terminaison Nord-Est, **correspondant à la présence d'une faille de direction N 20° E** (Benabbas, C., 2006) (Fac-similé. III.10).



FAC-SIMILE. III.10 : LA TERMINAISON NORD DU DJEBEL ZOUAOU (Benabbas C., 2006).

- **Djebel Karkara** est une montagne orientée NE-SW, culminant à 1186 m et dominant la large vallée du Rhumel. Ce Djebel est constitué de calcaires en bancs épais (**Fac-similé. III.11**), du Jurassique et Crétacé. Son versant Nord-Ouest est marqué par un **escarpement qui s'abaisse brutalement** de 1054m jusqu'à 850m (**Fig. III.30**). Cet escarpement qui se développe jusqu'à sa terminaison Nord-Est correspondrait à un **escarpement de ligne de faille**.



FAC-SIMILE. III.11 : AFFLEUREMENT CARBONATÉ DE LA TERMINAISON NORD-EST DU DJEBEL KARKARA (Collection personnelle)

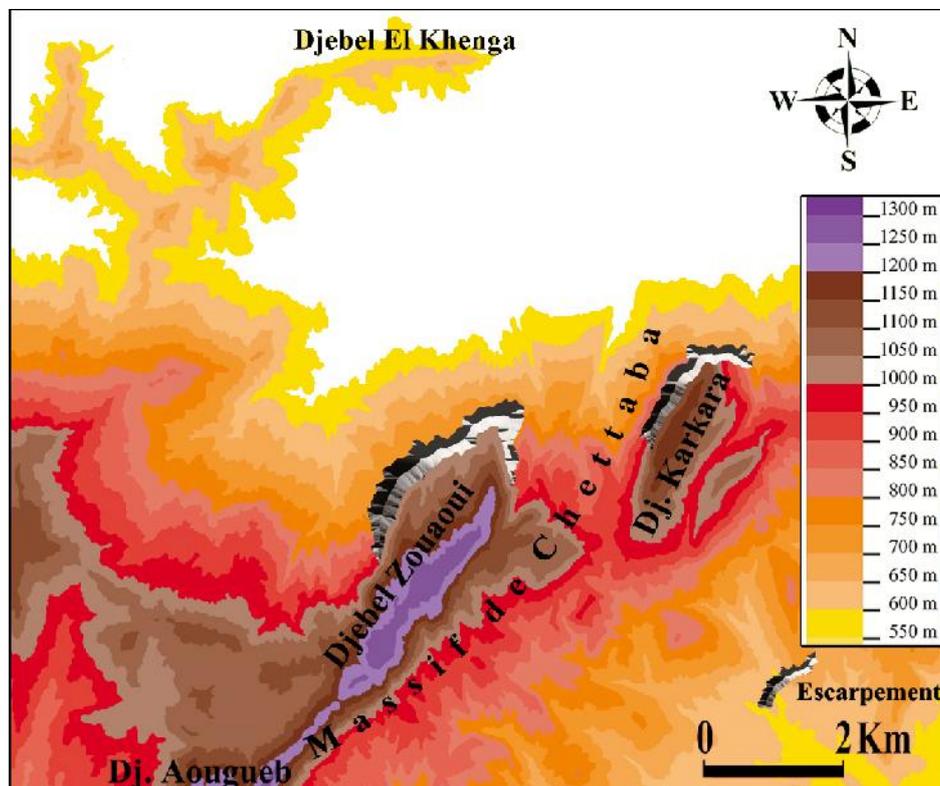


FIG.III.30 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DU MASSIF DE CHETTABA (L'ENSEMBLE ZOUAOUI, KARKARA)

### III.1.1.5. Djebel Akhal

Djebel Akhal est composé de formations calcaires claires et culmine jusqu'à 1256m. Ce Djebel est caractérisé par de vastes replats topographiques qui se trouvent à plus de 1000m d'altitude et qui se développent sur les deux versants (**Fig. III.31**). Le versant Nord est marqué par un escarpement de direction Est-Ouest, ce dernier est une discontinuité géologique entre les calcaires du Djebel Akhal et les argiles à gypse du bassin continental. **Ce même versant est affecté par une importante zone de broyage associé à des failles de direction Est-Ouest à composante normale** (Benabbas C., 2006) (**Fac-similé. III.12**).

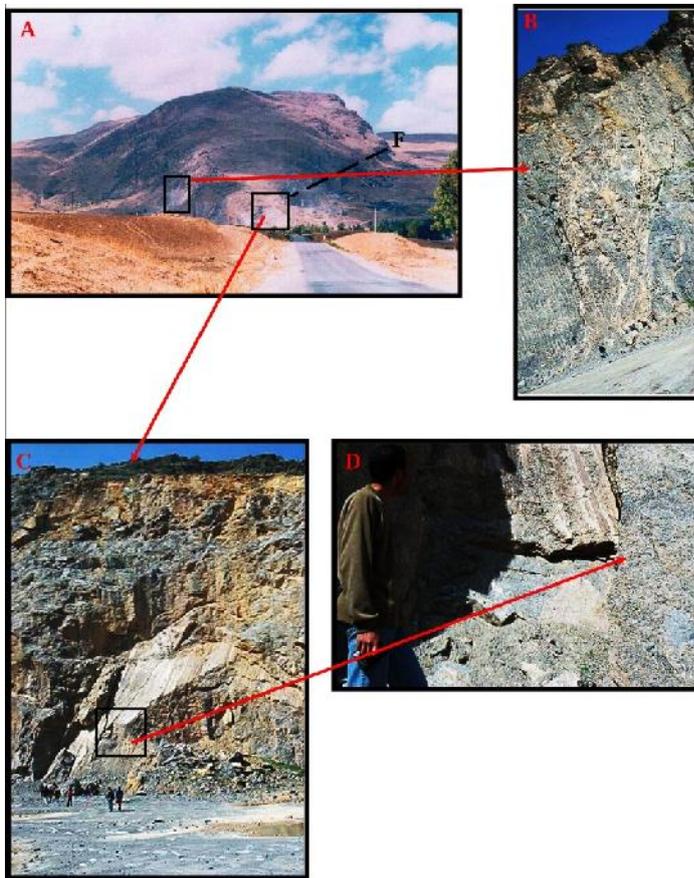
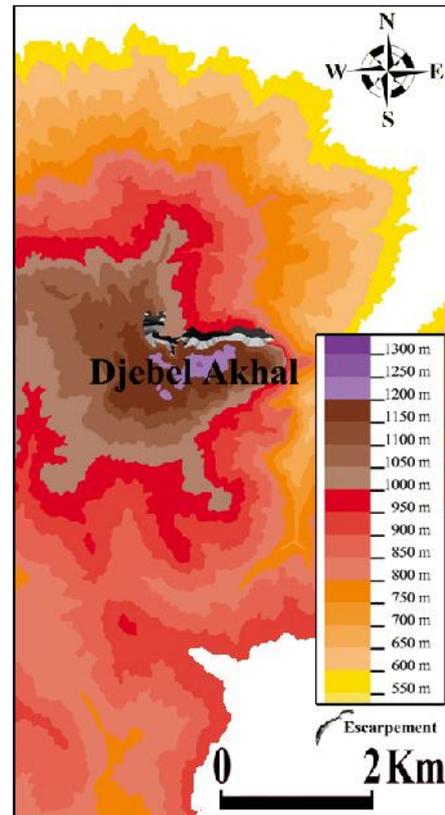


FIG.III.31 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DU DJEBEL AKHAL

FAC-SIMILE. III.12 : VUE DU VERSANT NORD DU DJEBEL AKHAL (Benabbas C., 2006)

**A** : Faille Est-Ouest, limitant Dj. Akhal.

**B** : Zone de broyage

**C** : Affleurement du plan de la faille Est-Ouest

**D** : Agrandissement du plan de faille montrant la composante normale de cette dernière.

### III.1.1.6. Le massif du Djebel El Ouahch

Au Sud-Est de la carte hypsométrique, le bassin néogène est limité par une puissante série gréseuse, constituant les reliefs de la feuille d'El Aria.

Le massif du Djebel El Ouahch est la morpho structure dominante de la feuille d'El Aria, du point de vue de la superficie qu'elle occupe. Ce massif est constitué principalement par les grès numidiens, dont le sommet culmine à 1289 m d'altitude. Son allure est nettement modifiée par les cassures qui l'affectent et sa ligne de partage des eaux présente une forme arquée, non continue et décalée, limitant ainsi plusieurs entités ou structures orographiques (morpho-structures) (**Fig. III.32**). Les limites entre ces structures orographiques correspondent à des zones d'érosions et surcreusements, ce qui rend le massif du Djebel El Ouahch un véritable nœud hydrographique d'où partent plusieurs cours d'eaux qui alimentent les différents bassins et micro bassins tels que Rhumel, Saf Saf et Seybouse. Les principales morpho structures constituant ce massif sont :

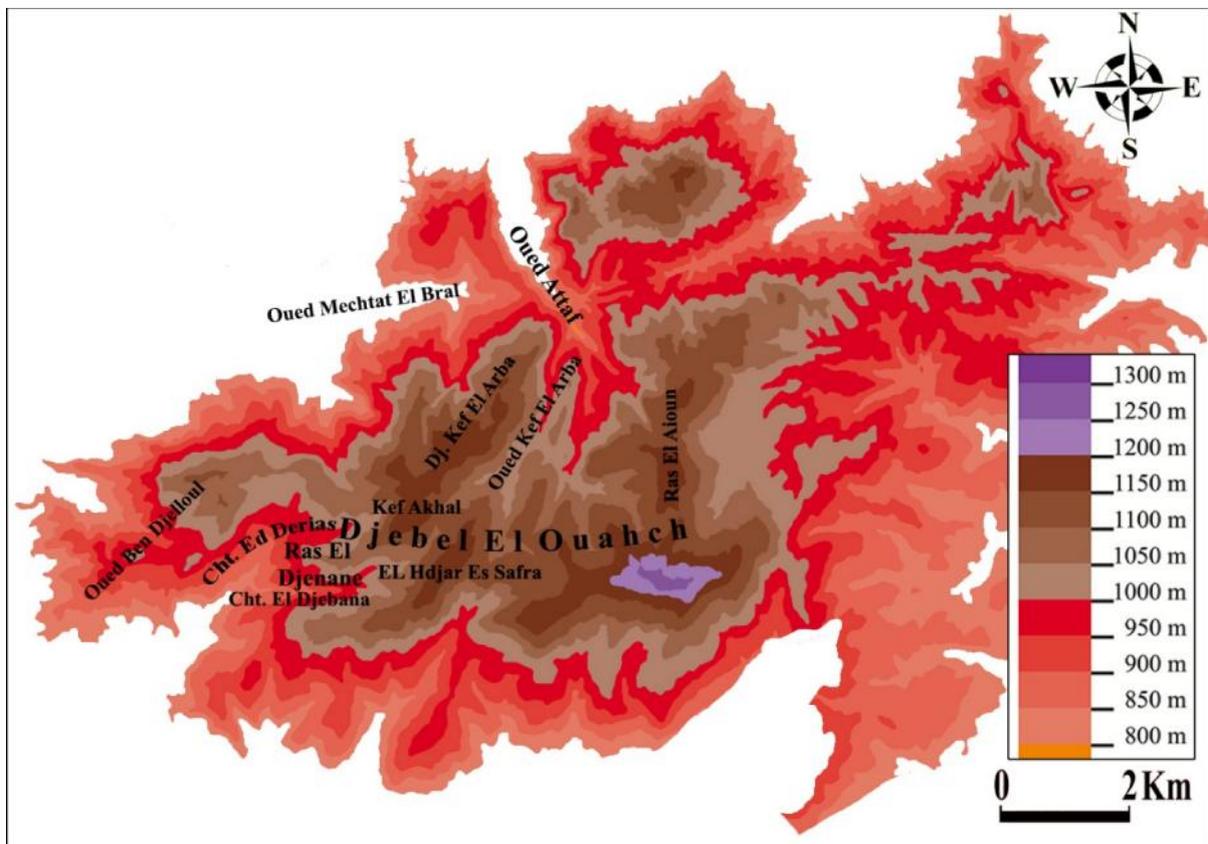


FIG.III.32 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DU MASSIF DE DJEBEL EL OUAHCH

- **Djebel Kef El Arba** : Ce Djebel est orienté NE-SW en culminant à 1191 m d'altitude. Il est limité au Nord par Oued Attaf, et à l'Est par Oued Kef El Arba. Sa partie Nord-Ouest est drainé par plusieurs ravines qui rejoignent Oued Mechtat El Bral, tandis que le versant Sud-Est est caractérisé par de nombreux escarpements traversant les grès numidiens suivant la direction NE-SW.
- **Kef Akhal** : Kef Akhal suit le développement général du Djebel Kef El Arba, avec une direction NE-SW et culmine à 1192 m d'altitude. Son versant Sud-Est est affecté par

des escarpements qui constituent le prolongement de ceux du Djebel Kef El Arba. Au niveau de sa terminaison Sud le relief prend une direction Est-Ouest. Cette virgation est représentée par un petit monticule de Ras El Djenane qui atteint 1025 m d'altitude. Ce dernier est limité par deux affluents d'Oued Ben Djelloul ; Chabet Ed Derias au Nord et Chabet El Djebana au Sud.

- **EL Hdjar Es Safra** : EL Hdjar Es Safra culmine à 1209m d'altitude et suit la même direction des éléments précédents. Il est marqué par des escarpements de direction NE-SW et présente une virgation au niveau de sa terminaison Sud où il devient Est-Ouest.
- **Ras El Aioun** : C'est un élément particulier, car il se distingue par sa direction Nord-Sud et une altitude de 1197 m.

### III.1.1.7. Les Djebels de Sathal El Ma da, Massine, Djenane El Lobba et El Aria

Au Sud du massif du Djebel El Ouahch, se développent plusieurs entités morfo géologiques constituées principalement par des Djebels gréseux (**Fig. III.33**) :

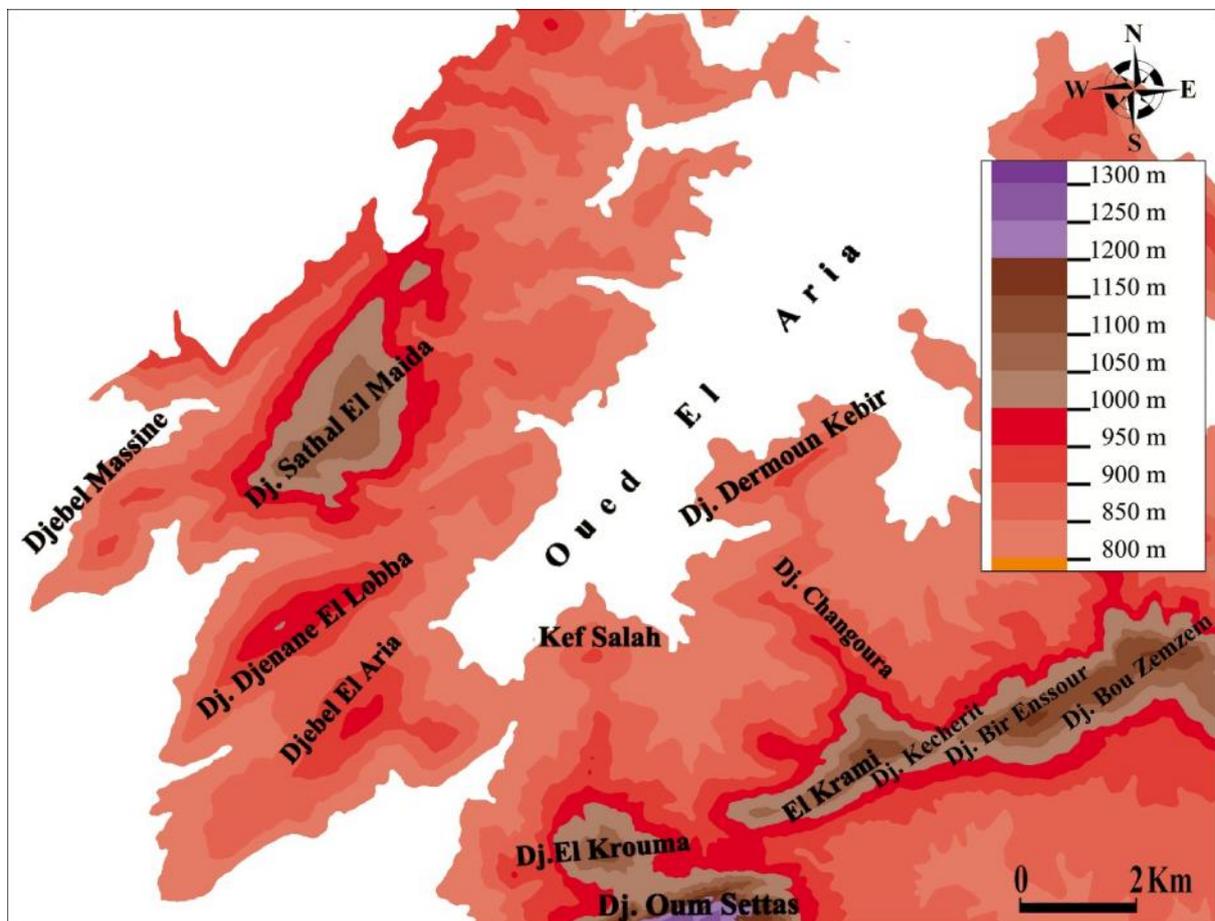


FIG.III.33 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DE LA REGION SUD DU MASSIF DU DJEBEL EL OUAHCH

- **Djebel Sathal El Ma da** présente une forme assez particulière, car au niveau de son sommet on y trouve un replat à 1075 m d'altitude. En plus, ses deux versants sont étroits, marqués par la présence de nombreux escarpements orientés NE-SW notamment sur le versant Nord-Est, où on observe plusieurs paléo coulées à blocs avec un surcreusement linéaire au niveau de Chabet Fedj Es Semar. Sa terminaison Sud-Ouest constitue une

véritable discontinuité géologique entre les grès numidiens et les marnes telliennes du Djebel Massine.

- **Djebel Massine** est un chaînon orienté NE-SW qui culmine à 936 m d'altitude limité par deux surcreusements, Oued Kram au Nord et Oued Massine au Sud. Ce Djebel est formé essentiellement par les marnes noires telliennes, recouvertes par quelques dépôts quaternaires. Son allure générale est nettement déformée par une série d'accidents qui l'affectent, en particulier au niveau de sa terminaison Sud-Ouest.
- **Djebel Djenane El Lobba** est situé au Nord du Djebel El Aria et culmine à 1009 m d'altitude avec une direction NE-SW. Son versant Nord-Ouest est limité par Oued Massine où on note le développement de plusieurs paléo coulées à blocs.
- **Djebel El Aria** suit le développement de la majorité des montagnes gréseuses, son point culminant atteint 977 m d'altitude. Il est traversé par des escarpements orientés NE-SW, et bordé par Oued El Tarf au niveau de son versant Sud-Est.

Au Sud-Ouest du Djebel El Ouahch, on y trouve une barre gréseuse séparée par Oued El Aria (cf Fig. III.33). Elle est constituée par plusieurs monticules orientés, pour la plupart, NE-SW telle que Djebel El Krouma (1128 m). Ce dernier limite le versant Nord du Djebel Oum Settas (1326 m), où on constate un contact anormal entre les grès numidiens et les calcaires de la plateforme néritique constantinoise. Certains éléments présentent des chaînons déformés et isolés, comme Kef Salah (947 m), Djebel Dermoun Kbir (910 m) et Djebel Changoura (970 m).

Au Sud-Est de cette barre gréseuse, se succèdent Djebel El Krami (1064 m), Djebel Kecherit (1135 m), Djebel Bir Ensour (1157 m), Djebel Bou Zemzem (1120 m). La limite Sud de cette barre est traversée par plusieurs escarpements orientés NE-SW qui se prolongent au Sud-Ouest en traversant le versant Nord du Djebel Oum Settas (cf Fig. III.33).

### III.1.1.8. Oued El Aria

Au Sud-Est du massif de Djebel Ouahch, on assiste à une zone déprimée (Fig. III.34), allongée selon une direction NE-SW, entourée par des morpho structures allant du Djebel Sathal El Ma da jusqu'au Djebel Bou Zemzem. Les bas de versants sont occupés par des glacis en pentes douces, disséqués par plusieurs ravines qui convergent vers Oued El Aria. Ce dernier prend naissance à partir du Djebel El Aria, et se dirige vers le Nord-Est. Cette région à connue des déformations importantes sous forme de fissures, d'une longueur totale de 4.5 km, apparues en échelon suite au séisme qui a secoué la région le 27 octobre 1985 (Bounif M. O. A., 1990).

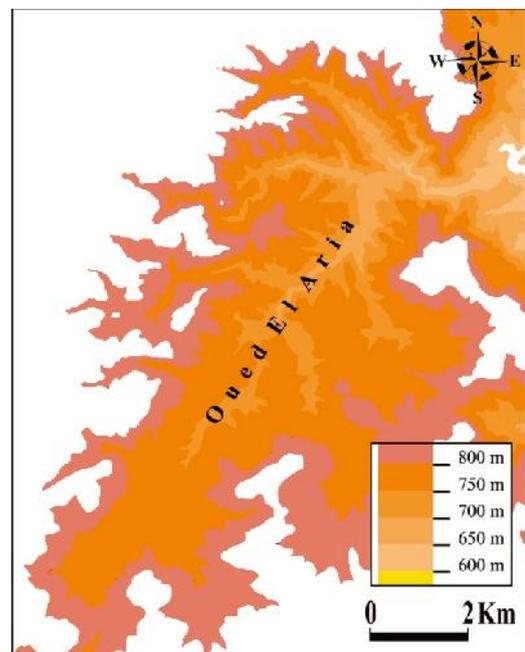


FIG.III.34 : REPRESENTATION HYPOMETRIQUE D'OUED EL ARIA

### III.1.1.9. Le bassin néogène continental

Ce bassin est constitué en grande partie par des dépôts continentaux d'âge Mio-Pliocène. Ces derniers sont discordants sur toutes les séries antérieures et représentent classiquement les formations post-nappes (Raoult J.F., 1974, Coiffait P.E., 1992). Au Nord, ce bassin est limité par la chaîne numidique et au Sud par les massifs calcaires néritiques et les massifs gréseux numidiens (voir Fig. III.28). Le bassin néogène s'individualise par des zones basses avec des plaines et des vallées à réseau hydrographique dense et perturbé. La morphologie est irrégulière, elle est caractérisée par des collines coupées fréquemment par une multitude de talwegs et dominée par des zones vallonnées. Le réseau hydrographique s'organise par de nombreux cours d'eaux qui convergent vers plusieurs collecteurs principaux comme Oued Boumerzoug, Oued Bou Hadjeb et Oued Saf Saf (Fig. III.35). Le creusement actif des Oueds devient important dans les argiles et les marnes, où se développent les sapements de berge et les loupes de solifluxion.

Les vallées d'Oued Rhumel et Oued Smendou dominent une grande partie du bassin néogène, où les formes d'érosion sont nombreuses et remarquables, favorisées par les ruissèlements et le ravinement intense du réseau hydrographique (Fig. III.35).

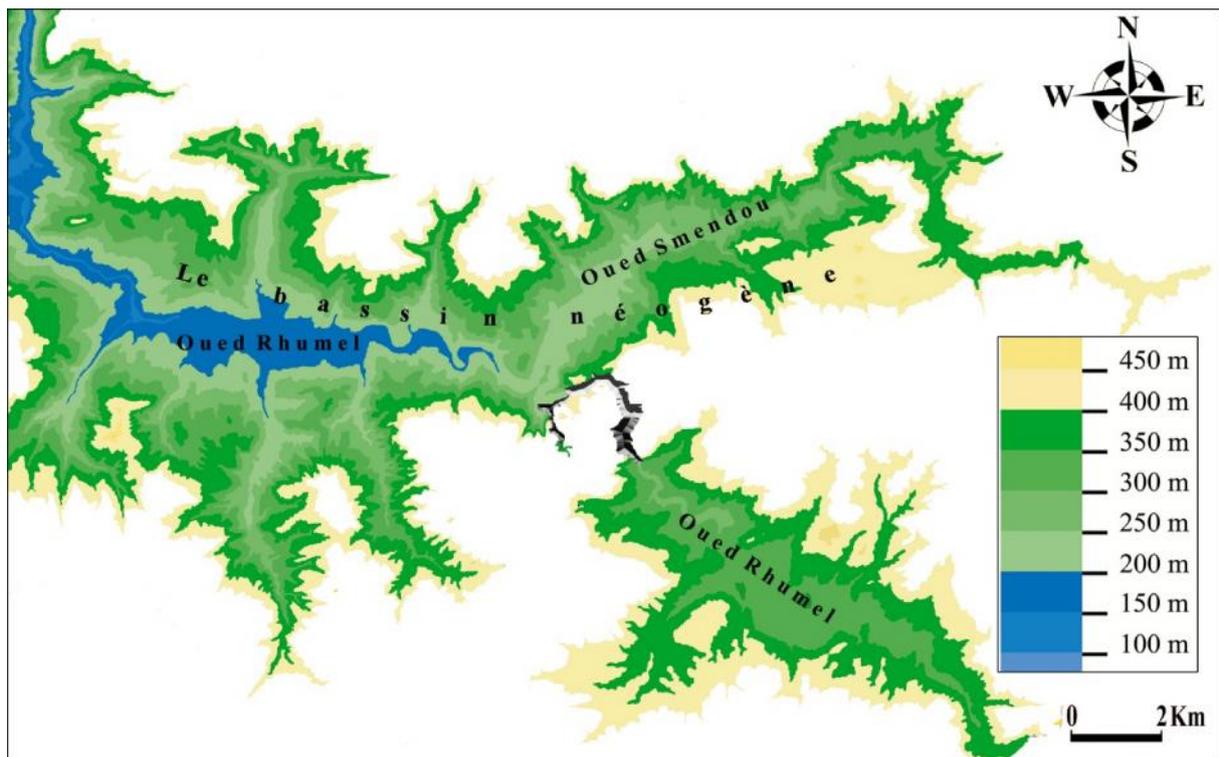


FIG.III.35 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DES OUEDS RHUMEL ET SMENDOU

## III.2. LES PRINCIPAUX ELEMENTS DU RELIEF STRUCTURAL DE LA FEUILLE DE ZIGHOUT YUCEF

La carte hypsométrique présentée au début de ce chapitre (voir Fig. III.28), couvre, entre autres, la carte topographique à l'échelle 1/50 000 de Zighout Yoycef. Néanmoins, pour une lecture précise et détaillée de la couverture hypsométrique de cette feuille, nous avons réalisé

une deuxième carte hypsométrique qui couvre les quatre cartes topographiques de Zighout Youcef à l'échelle 1/25 000 (N° 1-2, 3-4, 5-6 et 7-8). Cette carte montre la chaîne numidique centrale comme un élément dominant dans le paysage où on assiste à une zone de transition entre les zones internes au Nord et les zones externes au Sud (**Fig. III.37** et **Fig. III.38**). Cette chaîne est orientée Est-Ouest et constituée de plusieurs montagnes dont les altitudes varient entre 700m et 800m d'altitude. Elle présente un alignement qui surplombe la limite Nord du bassin néogène de Condé Smendou.

### III.2.1. Djebel Bit El Djazia

Djebel Bit El Djazia culmine jusqu'à 842m d'altitude et s'allonge suivant la direction Est-Ouest. Ce Djebel est formé principalement par les grès numidiens. Ses deux versants sont symétriques (**Fig. III.36**). Son versant Nord est limité par des conglomérats et des grès micacés fracturés de l'Oligo Miocène Kabyle. Tandis que le versant Sud présente plusieurs paléo coulées à blocs.

### III.2.2. Djebel Ayata

Djebel Ayata est orienté ESE-WNW et atteint 832m d'altitude (**Fig. III.36**). Il est constitué par les formations du domaine interne (phyllades et schistes du socle Kabyle). Le versant Sud correspond à une discontinuité géologique entre les phyllades au Nord et les grès numidiens au Sud. Cette discontinuité est associée à un surcreusement important de Chabet Ayata.

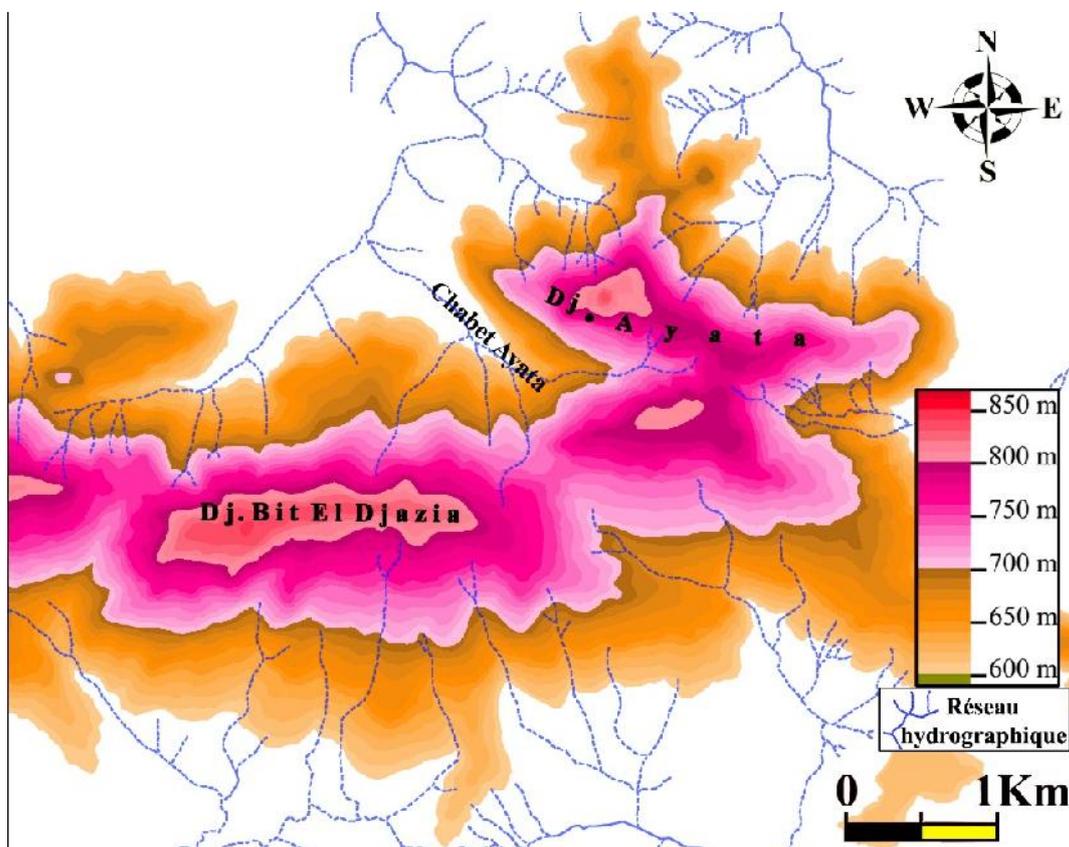


FIG.III.36 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DES DJEBELS BIT EL DJAZIA ET AYATA

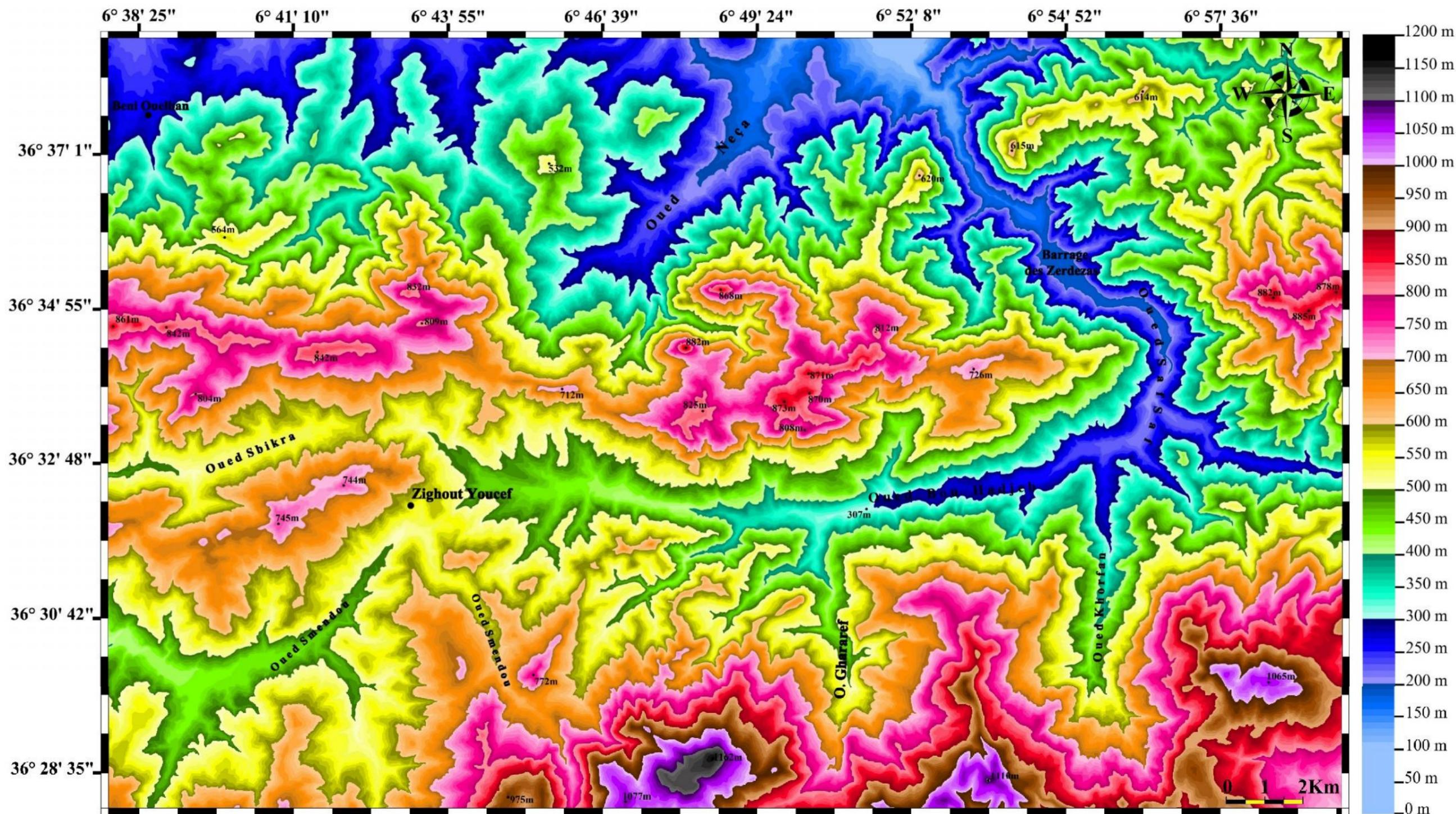


FIG. III.37 : CARTE HYPOMETRIQUE DE LA FEUILLE DE ZIGHOUT YUCEF (Couvrant les cartes topographiques N°1-2, 3-4, 5-6, 7-8 à l'échelle 1/25 000 de Zighout Youcef)

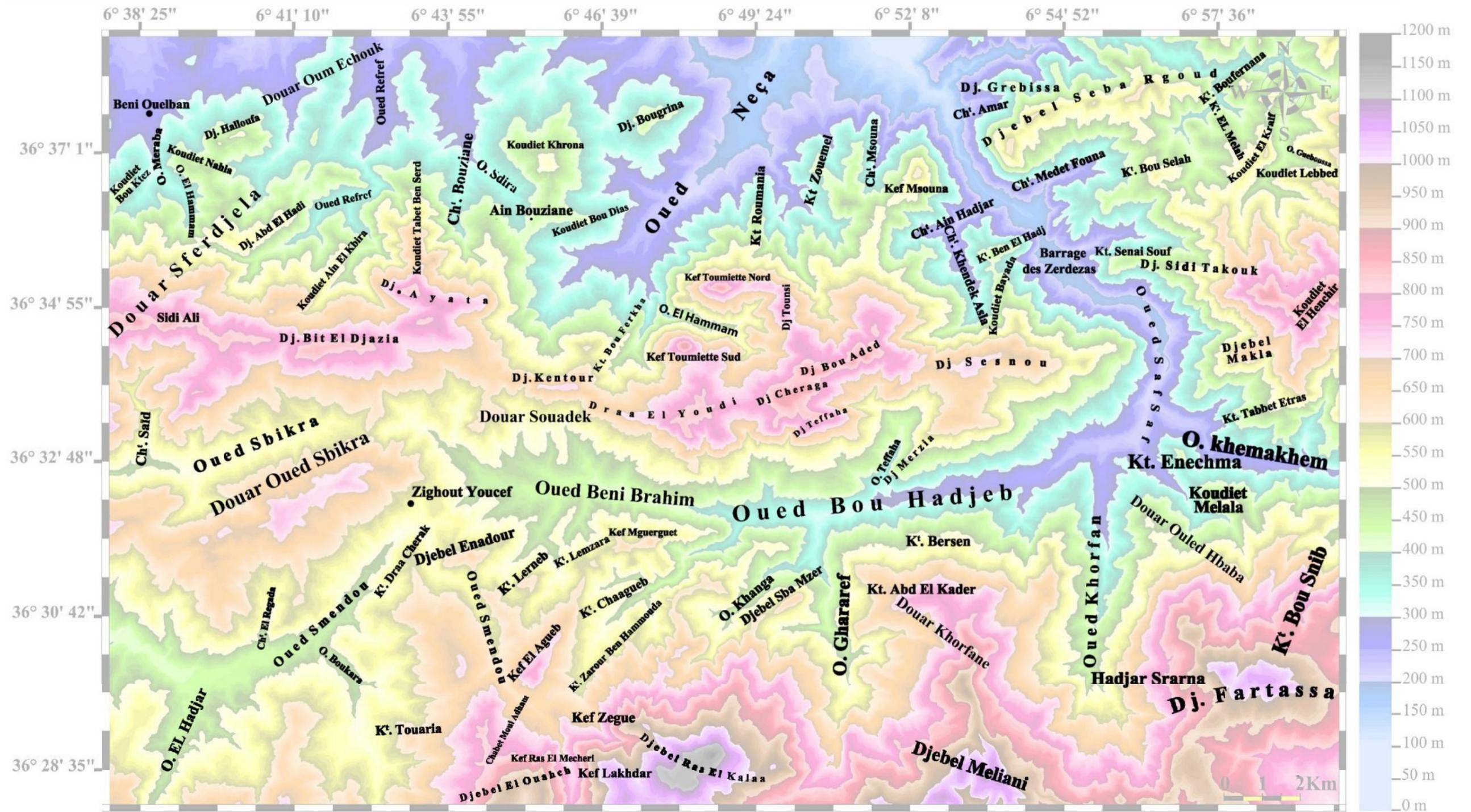


FIG. III.38 : LOCALISATION DES OUEDS ET DJEBELS DE LA CARTE HYSOMETRIQUE DE LA FEUILLE DE ZIGHOUT YUCEF

### III.2.3. Djebel Kentour

Ce Djebel est orienté Est-Ouest et culmine jusqu'à 712m d'altitude. Il est constitué essentiellement par les conglomérats et les grès calcaires du Miocène continental. Sa terminaison Est est rattachée à Koudiet Draa El Youdi, probablement, par un décrochement dextre qui affecte la ligne de partage des eaux (**Fig. III.39**). La région d'EL Kentour est caractérisée par de grands lambeaux rocheux et calcaires, formant un paysage de blocs pluri métriques détachés et enracinés. Ces derniers témoignent de l'énergie du relief et l'héritage morpho structural de cette zone qui est tout proche de la limite entre les zones internes et les zones externes (**Fac-similé III.13**).



FAC-SIMILE. III.13 : VUE SUR DES BLOCS CARBONATÉS PLURI METRIQUES PRES DU DJEBEL KENTOUR (Collection personnelle)

### III.2.4. Koudiet Bou Ferkha

Koudiet Bou Ferkha est orientée NE-SW et formée par les calcaires liasiques (**Fac-similé III.14**). Cette Koudiet est localisée à l'Ouest de Kef Toumienne Sud, elle est limitée à l'Est, par un **surcreusement linéaire remarquable de Chabet Ralboune qui fait apparaître le Permo-Trias (Fig. III.39)**.



FAC-SIMILE III.14 : AFFLEUREMENT CARBONATÉ DE KOUDIET BOU FERKHA (Collection personnelle)

Au centre de la carte hypsométrique (cf Fig. III.37), on y trouve une grande méga structure à aspect triangulaire, ses limites sont mises en valeur par de fortes incision et surcreusements d'un segment d'Oued Bou Hadjeb au Sud et par deux branches diagonales qui se rejoignent au Nord d'El Harouch, il s'agit d'Oued Saf Saf à l'Est et Oued Neça à l'Ouest.

Ce triangle possède un héritage morfo structural important et se distingue par un relief tordu, plissé, et cisailé avec des virgations (changements de direction), il est raviné et surcreusé (cf Fig. III.37). Ces limites correspondraient à des discontinuités géologiques. Elles favorisent l'évolution de plusieurs morfo structures, les plus importantes sont :

### III.2.5. Kefs Toumlette Nord et Sud

Kef Toumlette Sud atteint les 882m d'altitude et constitué par les calcaires massifs et liasiques de la dorsale Kabyle. Le versant Sud est escarpé au sommet et s'individualise par des replats à 740m d'altitude qui se rattachent avec Draa El Youdi (Fig. III.39). Au Nord, il est limité par **un surcreusement profond et linéaire de direction Est-Ouest** d'Oued El Hammam, où se forme un micro bassin versant qui sépare Toumlette Sud de Toumlette Nord. Ce dernier est formé par une bande calcaire, orientée Est-Ouest qui se rattache à l'Est avec Djebel Tounsi.

### III.2.6. Djebel Tounsi

Ce Djebel est formé par les phyllades du socle Kabyle et culmine jusqu'à 780m d'altitude. Il est orienté Nord-Sud et marqué par des paléo coulées à blocs au niveau de son versant Ouest (Fig. III.39). Sa ligne de partage des eaux est affectée par des déformations avec des replats, notamment au niveau de sa terminaisons Nord.

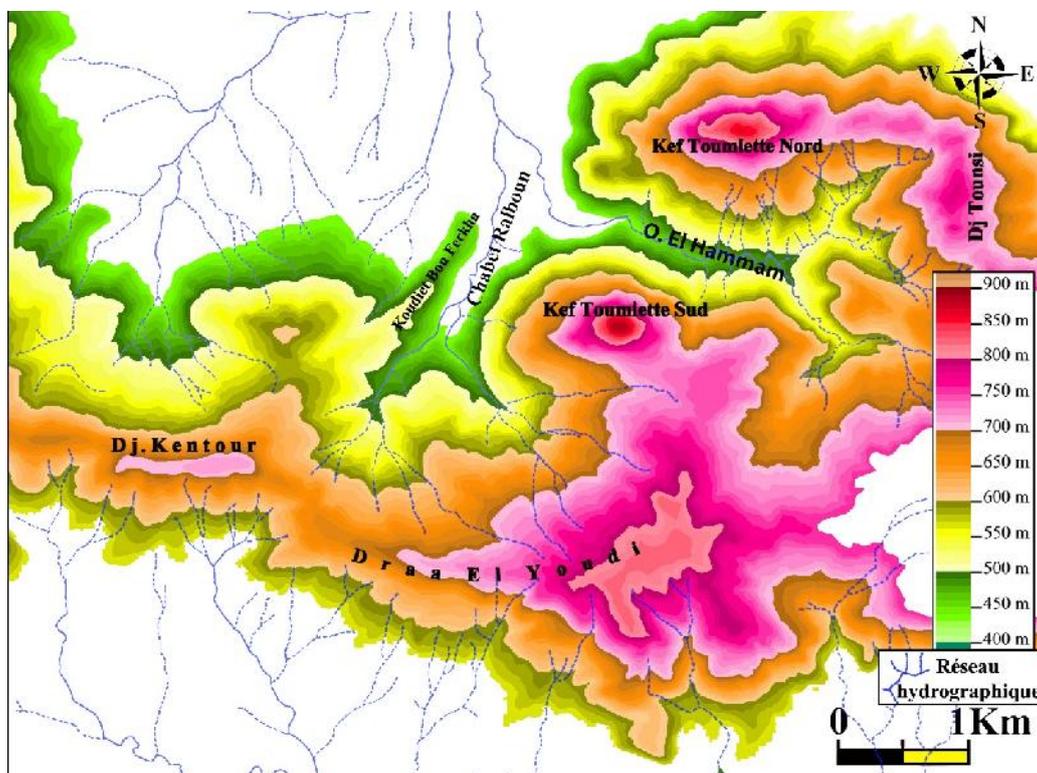


FIG.III.39 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DU DJEBEL KENTOUR, KOUDIET BOU FERKHA, KEFS TOUMIETTE ET DJEBEL TOUNSI

### III.2.7. Djebel Bou Aded

Djebel Bou Aded culmine jusqu'à 871m d'altitude et orienté NE-SW. Il est constitué par les calcaires massifs liasiques de la dorsale Kabyle. Sa ligne de partage des eaux est déformée, elle présente des virgations, notamment au niveau de sa terminaison Nord-Est (**Fig. III.40**). Le versant Sud surplombe une zone de fort surcreusement marquée par des cours d'eau qui alimentent Oued Teffaha.

Le versant Nord présente un replat à mi versant qui s'installe à 790m d'altitude, il surplombe aussi une zone à forte érosion où on observe **une concavité (perte de matière)**.

### III.2.8. Djebel Cheraga

Djebel Cheraga (870m) est constitué par les marnocalcaires sénoniens de l'unité ultra tellienne et orienté ENE-WSW. Sa ligne de partage des eaux est nettement affectée par des déformations qui mettent en valeur deux blocs séparés (**Fig. III.40**).

### III.2.9. Djebel Teffaha

Djebel Teffaha culmine jusqu'à 808m d'altitude et constitué par les calcaires sableux du Miocène continental. Il est situé au Sud du Djebel Cheraga et orienté ENE-WSW.

Son versant Sud est escarpé, il marque une limite entre les calcaires lacustres et les grès calcaireux (**Fig. III.40**). Tandis que son versant Nord est entièrement rattaché à Djebel Cheraga.

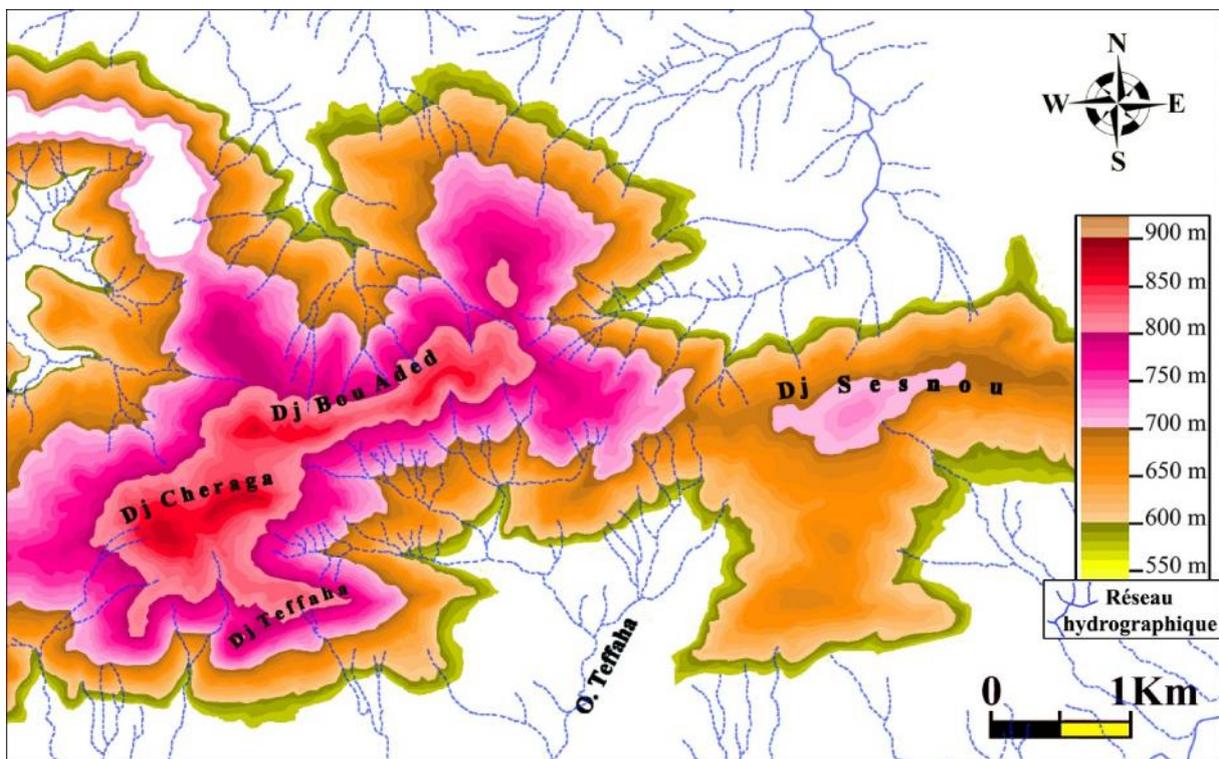


FIG.III.40 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DES DJEBELS BOU ADED, CHERAGA, TEFFAHA ET SESNOU

### III.2.10. Djebel Sesnou

Ce Djebel dépasse les 720m d'altitude et orienté Est-Ouest (**Fig. III.40**). Il est composé entièrement de grès numidiens fortement fracturés.

Son versant Nord est **escarpé et limité par une discontinuité géologique** entre les grès numidiens et les formations d'Oligo Miocène Kabyle. Le versant Sud se distingue par une **concavité remarquable (perte de matière)** où se développent plusieurs paléo coulées à blocs avec un réseau dense de ravins qui se convergent vers Oued Bou Hadjeb.

### III.2.11. La vallée d'Oued Ença

Oued Ença s'installe dans une dépression remarquable orientée SW-NE (**Fig. III.41**), creusée essentiellement dans les formations du flysch Maurétanien. Cette vallée présente une zone de transition entre le domaine des flyschs à l'Ouest et les conglomérats et les grès micacés de l'Oligo-Miocène Kabyle à l'Est. Les limites de cette vallée suivent **une linéarité parfaite** sur plusieurs kilomètres, et pourraient correspondre à **des accidents de direction NE-SW**. L'exemple de la rive droite est remarquable, cette dernière se distingue par plusieurs paléo coulées à blocs qui proviennent des formations calcaires du Kef Toumiette Nord.

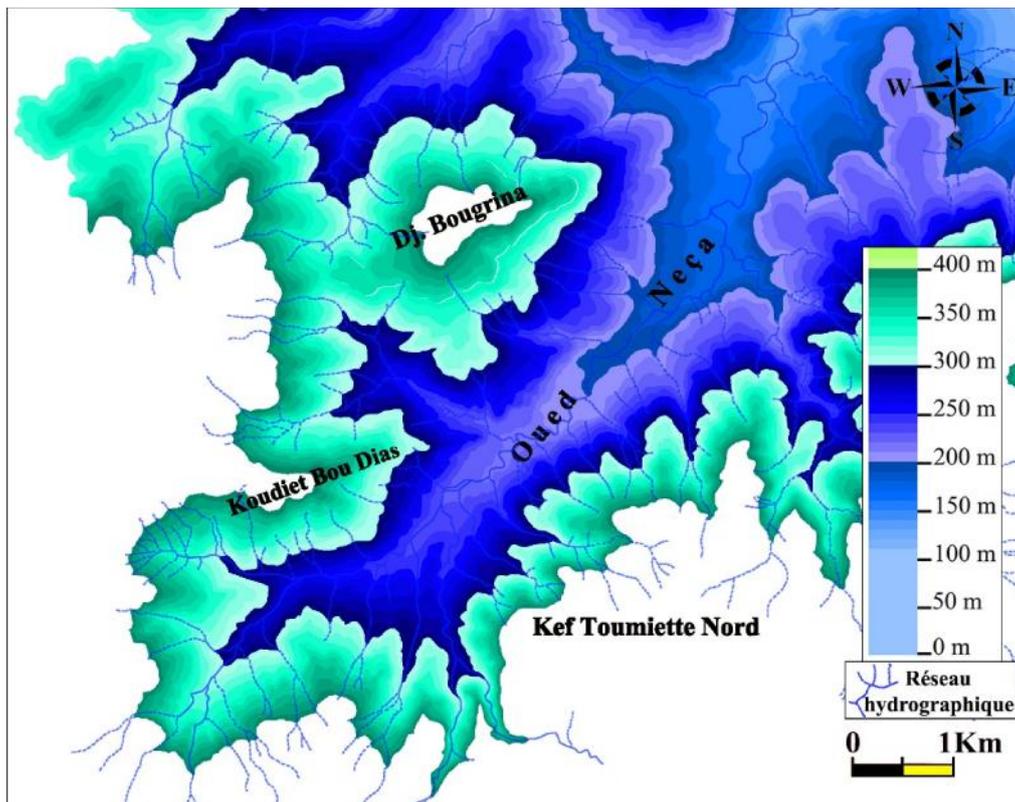


FIG.III.41 : REPRESENTATION HYPSONOMETRIQUE DE LA VALLEE D'OUED NEÇA

### III.2.12. La vallée d'Oued Saf Saf

Drainée par la confluence d'Oued Bou Hadjeb et Oued Khemakhem, la vallée d'Oued Saf Saf traverse la chaîne numidique centrale suivant la direction SE-NW (**Fig. III.42**). Le long de cette vallée, on remarque une extension des processus érosifs, avec un ruissellement et un ravinement intense, d'où le problème d'envasement du barrage des Zerdez. Dans les formations gréseuses

et conglomératiques, l'érosion linéaire marque profondément le paysage par des ravins qui peuvent atteindre plusieurs mètres de profondeur (Chabets Medet Founa et Ain Hadjar...etc.).

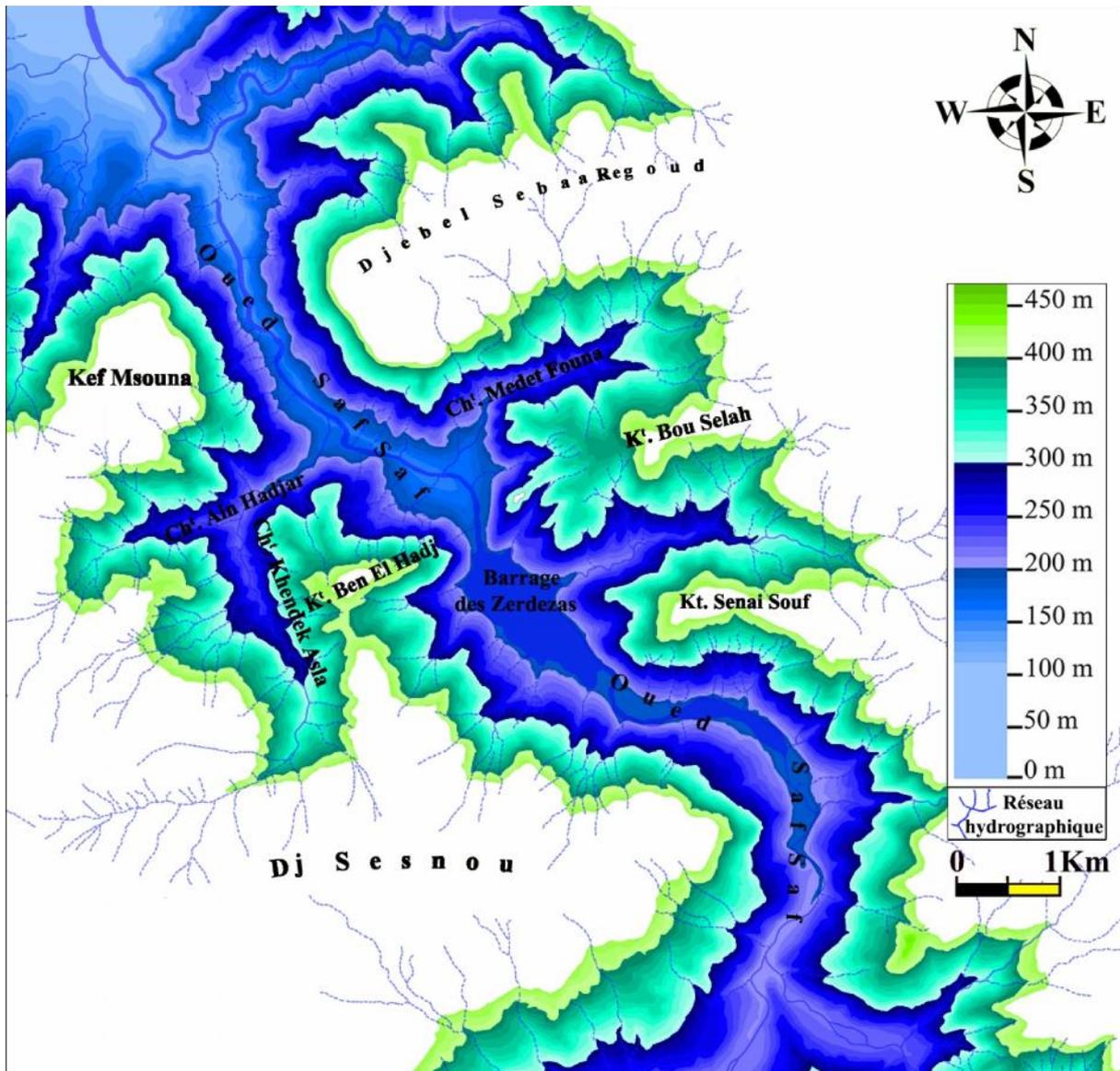


FIG.III.42 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DE LA VALLEE D'OUED SAF

Au Nord de la chaîne numidique centrale on y trouve d'Ouest en Est les éléments morphologiques suivants :

### III.2.13. Koudiets Bou Ktez et Nahla

Koudiet Bou Ktez est orientée NE-SW et ne dépasse pas les 385m d'altitude. Cette Koudiet est formée par les marnes et les argiles du flysch Massylien, et marquée par des déformations avec des replats topographiques, notamment au niveau de sa terminaison Nord-Est (Fig. III.43).

A l'Est, elle est limitée par un surcreusement important d'Oued Merabat qui traverse les marno-calcaires ultra-telliens **suivant la direction Nord-Sud.**

A l'Est de Koudiet Bou Ktez, les hauteurs du relief sont constituées principalement par les grès du flysch Maurétanien. Ces grès, souvent fracturés, forment les hauteurs de Koudiet Nahla (477m). Cette dernière présente des déformations **au niveau de la ligne de partage des eaux (Fig. III.43)**.

### III.2.14. Djebels Halloufa et Abd El Hadi

Au point de vue géologique, Djebel Halloufa présente la continuité des formations de Koudiet Nahla. Il culmine jusqu'à 529m et orienté NE-SW. La ligne de partage des eaux est constituée par deux entités morphologiques (**Fig. III.43**). Les paléo coulées à blocs sont bien développées au piedmont Nord et se dirigent vers Douar Oum Echouk.

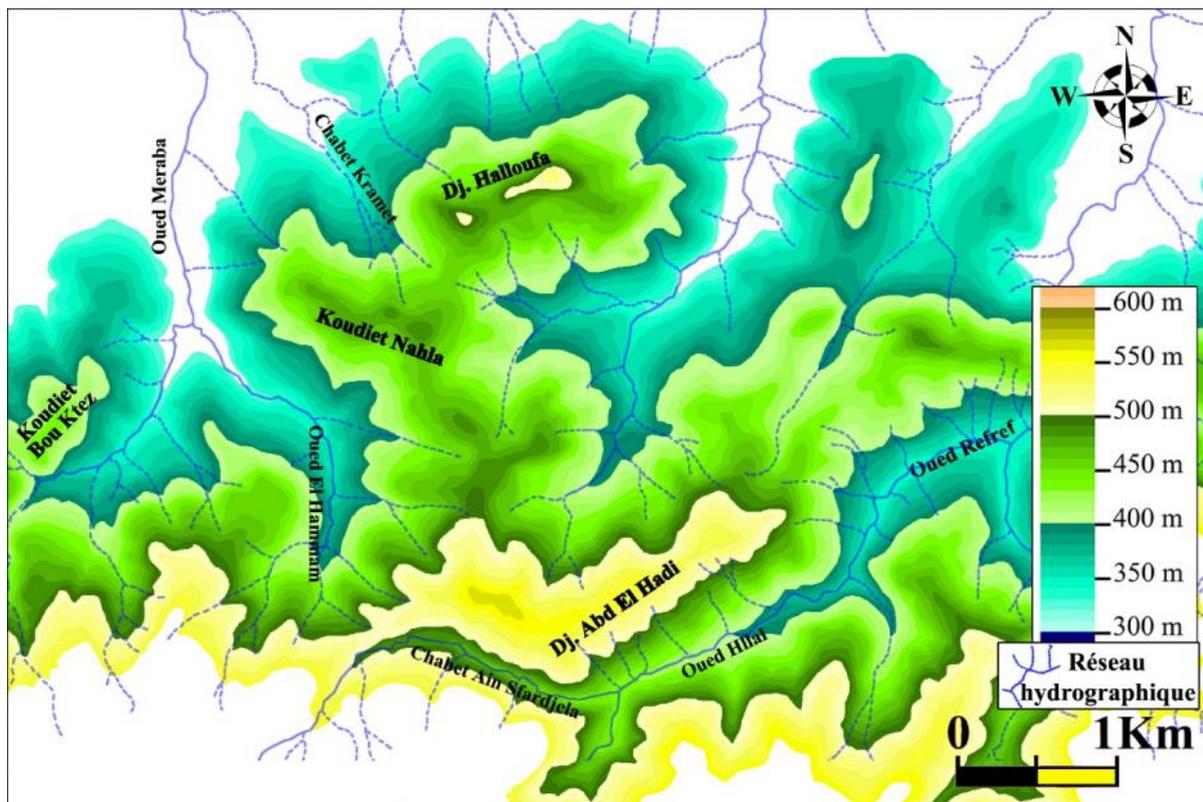


FIG.III.43 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DES DJEBELS HALLOUFA ET ABD EL HADI, KOUDIET NAHLA ET KOUDIET BOU KTEZ

Au Sud de Koudiet Nahla on y trouve Djebel Abd El Hadi. Ce dernier est constitué par les formations du flysch Massylien, où se développent des marnes et des argiles avec de nombreux bancs de calcaires microbréchiques. Ce Djebel est un chaînant déformé (**Fig. III.43**), orienté NE-SW et culmine jusqu'à 564m. Ces deux versants **sont étroits et linéaires limitant ainsi des zones de surreusements**. On a l'exemple de Chabet Ain Sfarjela, creusée dans les marno-calcaires ultra-telliens avec une linéarité parfaite. Cette Chabet alimente Oued Hllal qui s'achemine le long du versant Sud-Est du Djebel Abd El Hadi suivant la direction SW-NE.

### III.2.15. Les Koudiets Ain El Kbira, Tabet Ben Serd et Khrouna

- **Koudiet Ain El Kbira** est orientée NE-SW et se localise au Nord du Djebel Bit El Djazia (**Fig. III.44**). Cette Koudiet est formée par les conglomérats de l'Oligo Miocène

Kabyle et les marnes ultra telliennes. Son versant Sud-Est est limité par un **surcreusement important** du réseau hydrographique. Sa terminaison Nord-Est est dominée par un versant escarpé qui correspond au **ravinement profond** d'un segment d'Oued Refref.

- **Koudiet Tabet Ben Serd**, avec une altitude de 682m, elle est constituée de phyllades du socle Kabyle. Les versants sont irréguliers et se distinguent par plusieurs replats avec des paléo coulées à blocs (**Fig. III.44**). Sa terminaison Nord-Est est marquée par un **escarpement de direction NNW-SSE**.

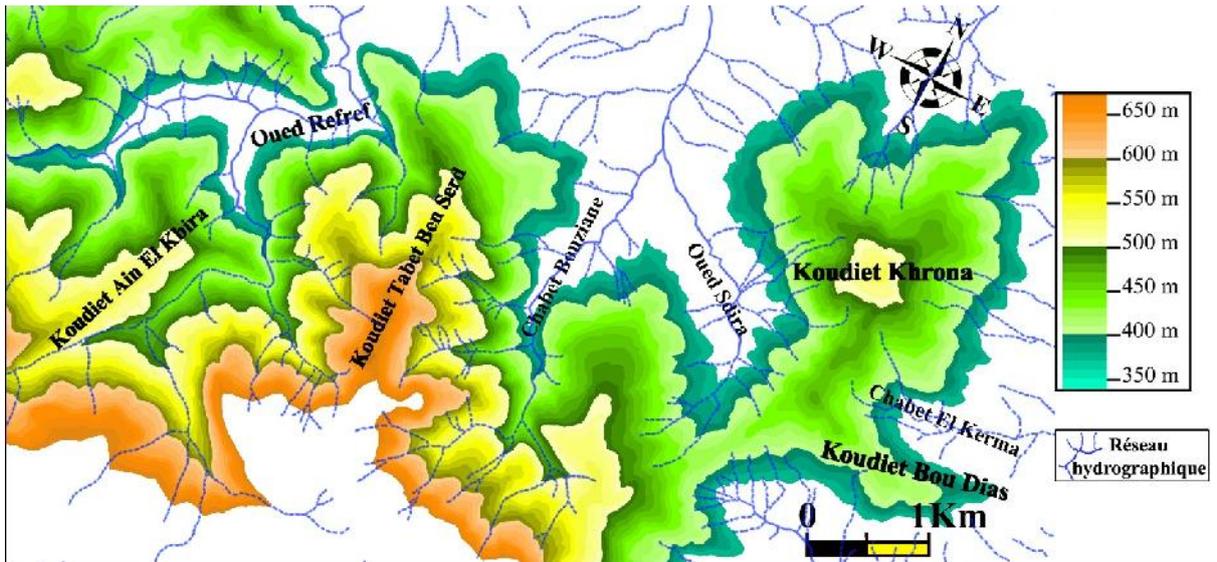


FIG.III.44 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DES KOUDIETS AIN EL KBIRA, TABET BEN SERD ET KHROUNA

- **Koudiet Khrouna** culmine jusqu'à 532m et constituée de conglomérats et de grès micacés de l'Oligo-Miocène Kabyle. Ses versants sont irréguliers notamment au Nord, où on distingue plusieurs replats à mi versant (**Fig. III.44**). Cette Koudiet est limitée au Sud par une série de replats qui se rattachent à Koudiet Bou Dias et où se développent les ravinements de Chabet El Kerma et Oued Sdira.

### III.2.16. Djebel Bougrina

Situé à l'Est de Koudiet Khrouna, Djebel Bougrina, dont l'altitude dépasse les 430m est constitué par une puissante masse gréseuse fracturée et entourée par les argiles flammées sénoniennes (**cf Fig. III.37**). A l'Est de ce Djebel on remarque un versant escarpé qui s'allonge selon une direction NE-SW en surplombant la rive gauche d'Oued Ença.

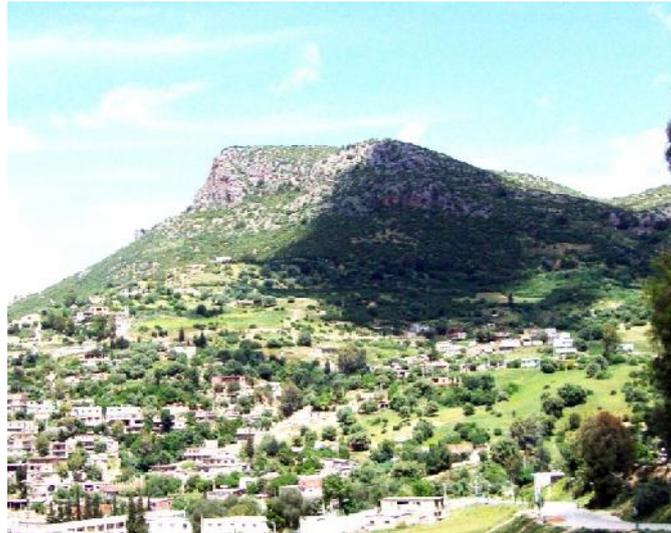
### III.2.17. Koudiet Ben El Hadj

Koudiet Ben El Hadj est située à l'Ouest du barrage des Zerdezas et culmine jusqu'à 456m avec une direction ENE-WSW (**cf Fig. III.37**). Au niveau du versant Sud, cette Koudiet se détache de Koudiet Bayada par un **escarpement qui correspond à une zone de fort surcreusement**.

Sa terminaison Ouest est limitée par **un ravinement linéaire de Chabet Khendek Asla**.

### III.2.18. Kef Msouna

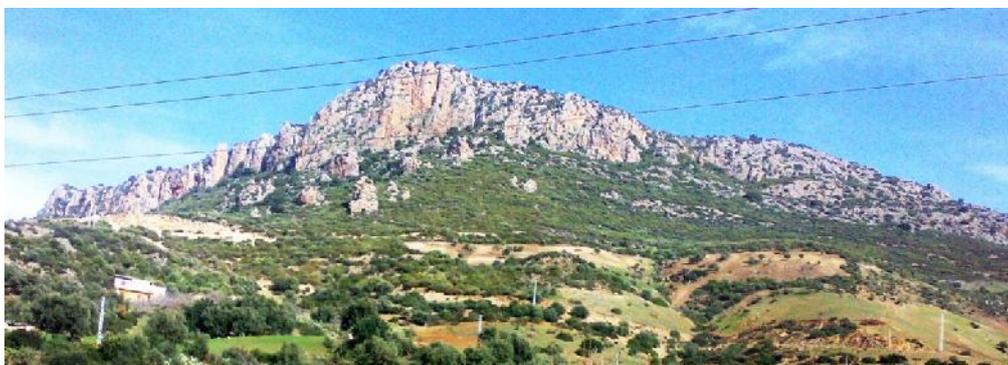
Kef Msouna est constitué par les calcaires blancs liasiques de la dorsale Kabyle et culmine jusqu'à 620m d'altitude (**Fac-similé III.15**). Ce Kef surplombe la vallée d'Oued Saf Saf avec des versants escarpés, raids et à forte pente (**cf Fig. III.37**). A l'Ouest, Kef Msouna est limité par un ravinement remarquable qui correspond au **surcreusement linéaire de direction Nord-Sud** de Chabet Msouna.



FAC-SIMILE III.15 : VUE SUR LE REVERS SUD DU KEF MSOUNA (Collection personnelle)

### III.2.19. Djebel Sebaa Regoud

C'est une puissante masse calcaire (**Fac-similé III.16**), qui surplombe la rive droite d'Oued Saf Saf où se développent des paléo coulées à blocs. Ce Djebel culmine jusqu'à 616m d'altitude (**Fig. III.45**) et marque la limite entre les phyllades du socle Kabyle au Nord et les formations de l'Oligo-Miocène Kabyle au Sud (**cf Fig.II.27**). Au plan morphologique c'est une montagne qui s'allonge suivant la direction ENE-WSW. La ligne de partage des eaux est nettement déformée avec des virgations et des zones d'incision qui limitent plusieurs méga blocs comme Kef Seba Regoud, Koudiet Zoulet et Koudiet Sebaa Regoud (**Fig. III.45**).



FAC-SIMILE III.16 : VUE SUR LE VERSANT SUD DU DJEBEL SEBAA REGOUD (Collection personnelle)

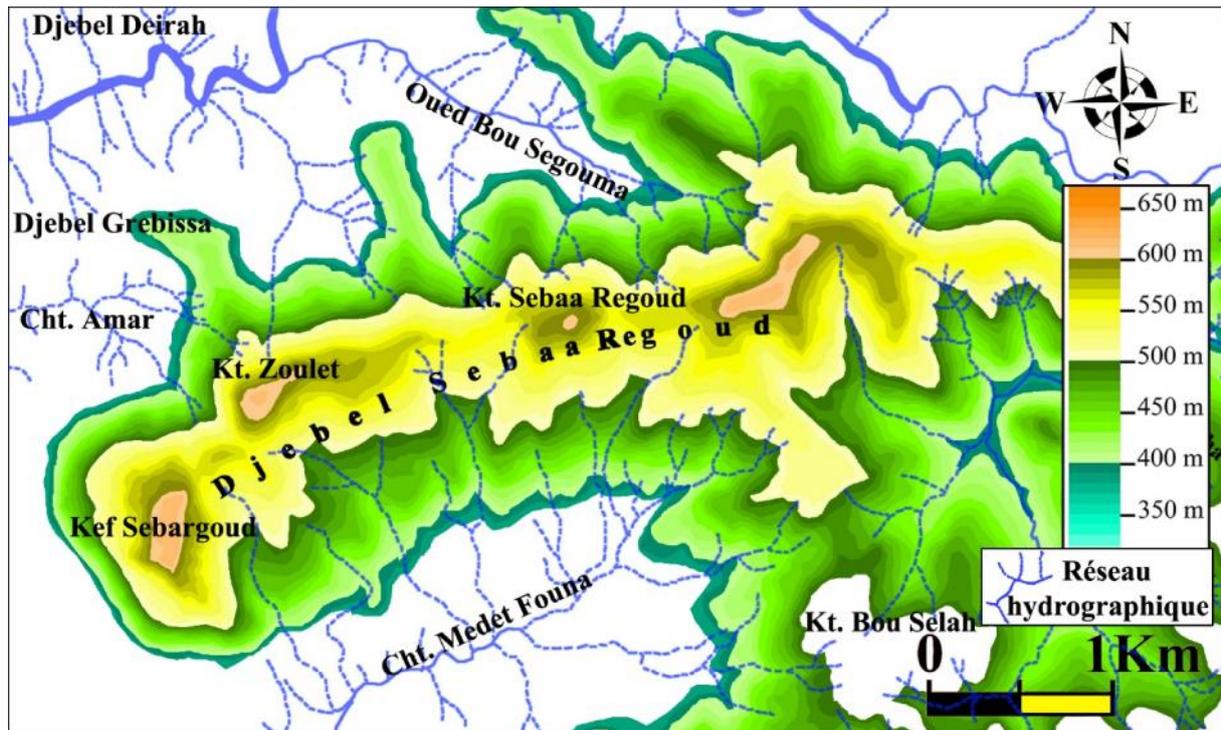


FIG.III.45 : REPRESENTATION HYPOMETRIQUE DU DJEBEL SEBAA REGOUD

Le ravinement est intense, il se développe par des surcreusements qui peuvent atteindre les sommets du Djebel Sebaa Regoud. Au Nord on y trouve Oued Bou Segouma qui marque profondément le paysage par ses ravins, encaissés de plusieurs mètres de profondeur, dans les phyllades du socle Kabyle. Au sud de ce Djebel, l'érosion se développe avec les creusements actifs de Chabet Medet Founa qui affecte les conglomérats et les grès micacés de l'Oligo-Miocène Kabyle.

Au Sud-Est du Djebel Sebaa Regoud on relève une série de Koudiets (Boufernana, Bou Selah, El Kraif, Lebbed et El Henchir) qui constituent le relief et qui sont formées essentiellement par les grès micacés et les conglomérats de l'Oligo-Miocène Kabyle.

### III.2.20. Les massifs du Djebel El Ouahch, Ras El Kelaa, Meliani et Fartassa

En allant vers le Sud, la morphologie change avec la dépression de Condé Smendou et les hauteurs des massifs gréseux du Djebel El Ouahch, Kef Lakhdar et Kef Ras El Kelaa. Ce dernier est le Djebel le plus élevé avec 1162m d'altitude. Les versants Nord de ces massifs gréseux sont irréguliers et se développent par des éboulis actifs (Fig. III.46). Enter Djebel Ouahch et Kef Lakhdar, on assiste à un **ravinement encaissé de plusieurs mètres de profondeur de direction Nord-Sud**, où prend naissance Oued Smendou.

On y trouve des méga blocs avec un système orthogonal nappé par de grands corps (structures) colluvionnaires visibles notamment au Sud du Djebel Ras El Kalaa.

L'exemple le plus frappant est celui du Djebel Meliani qui culmine jusqu'à 1110m. Il est constitué par les conglomérats miocènes et sa ligne de partage des eaux est fortement déformée par **des torsions et des virgations** (Fig. III.46).

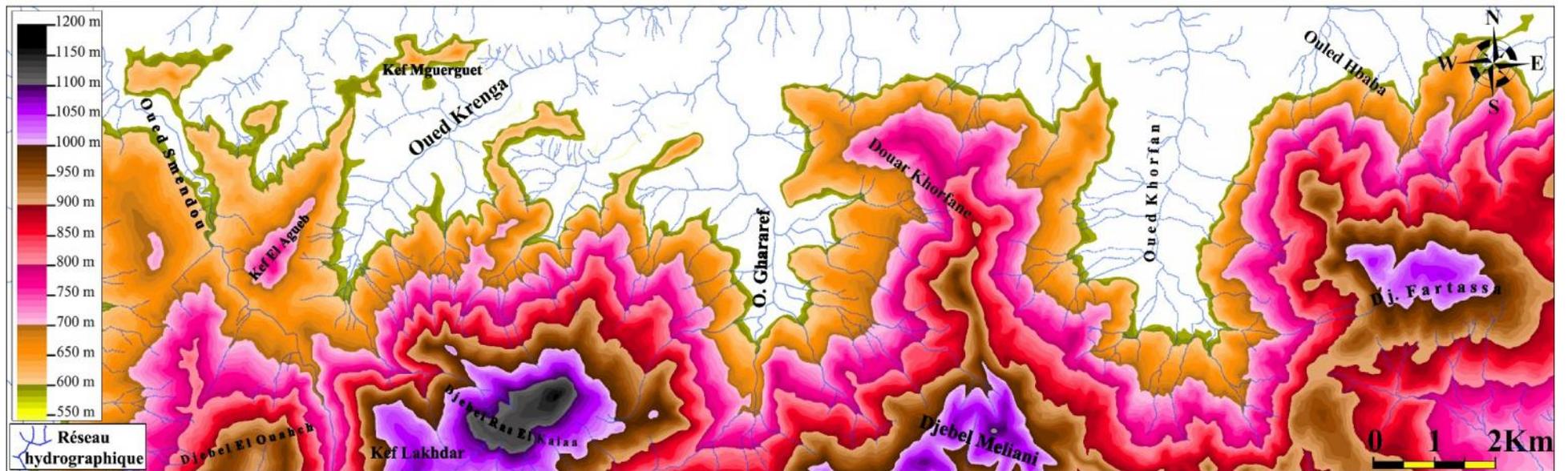
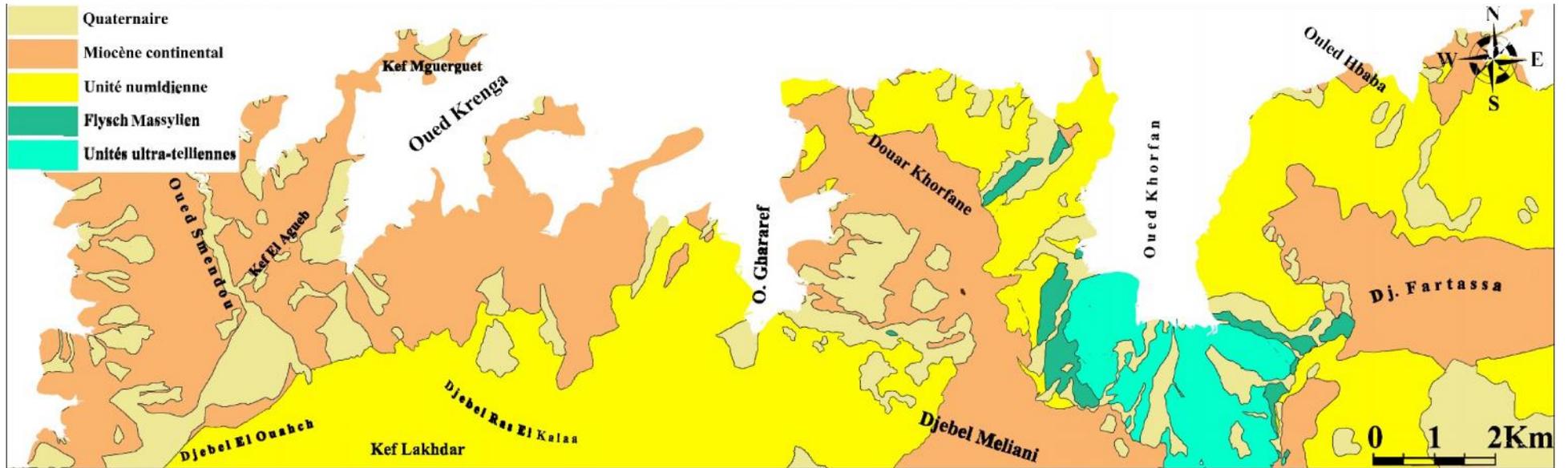


FIG.III.46 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE SUR UN FOND GEOLOGIQUE DU DJEBEL EL OUAHCH, RAS EL KALAA, MELIANI ET FARTASSA (Fond géologique établi à partir de la carte géologique du centre de la chaîne numidique, RAOULT J F., 1974)

Au niveau du Douar Khorfan, le modelé du Djebel Meliani est marqué par **une déviation** (changement de direction) de sa terminaison Nord, qui prend une direction **Est-Ouest (Fig. III.46)**. Ses deux versants se distinguent par des ravinements profonds et intenses qui alimentent deux collecteurs principaux, il s'agit d'Oued Khorfan à l'Est et Oued Ghararef à l'Ouest. Ces deux Oueds sont **d'une linéarité parfaite en suivant une direction Sud-Nord**.

### III.2.21. Djebel Fartassa

Djebel Fartassa atteint les 1065m d'altitude et constitué par les conglomérats miocènes. La déformation de sa ligne de crête reflète les irrégularités qui affectent ses versants, notamment le versant Sud qui se distingue par **une concavité (perte de matière)** où se développent plusieurs paléo coulées à blocs (**Fig. III.46**). Ce Djebel est séparé du Djebel Meliani par une zone affaissée, surcreusée par les ravinements d'Oued Khorfan.

### III.2.22. Kef El Agueb

Kef El Agueb, dont l'altitude atteint les 772m, est situé au Nord du Djebel El Ouahch, en suivant la direction NE-SW. Il a une forme triangulaire avec des versants abrupts (**Fig. III.46**). Sa terminaison Sud-Ouest est marquée par le surcreusement d'Oued Smendou. Ce Kef est limité à l'Est, **par un remarquable linéament orographique, de direction Nord-Sud** qui pourrait correspondre à un accident, affectant les conglomérats miocènes. **Ce linéament** se prolonge vers le Sud en séparant Djebel Ouahch et Kef Lakhdar, il correspond au **surcreusement de direction Nord-Sud** d'un segment d'Oued Smendou.

### III.2.23. L'organisation hydrographique du bassin néogène de Condé Smendou

Le bassin du Condé Smendou fait partie du bassin néogène de Constantine-Mila. Cette zone vallonnée est caractérisée par une morphologie irrégulière où se développe un réseau hydrographique dense qui suit des directions préférentielles (**Fig. III.47**).

Au point de vue structural, Oued Bou Hadjeb est l'un des principaux Oueds de la région de Zighout Youcef, il est drainé par plusieurs affluents (les Oueds Beni Brahim, Krenge, Ghararef, Khorfan, Teffaha...etc.). **Son tracé suit une méga structure de direction Est-Ouest, qui correspond à un segment de la limite internides-externides (Fig. III.47)**. Le prolongement de cette structure vers l'Est est visible par le **surcreusement linéaire d'Oued Khamakhem**.

Au Sud, le system de drainage des Oueds Ghararef et Khorfan, met en valeur **des linéaments orohydrographiques de direction Nord-Sud**. Ces derniers, seraient à l'origine du système orthogonal qui caractérise les versants du Djebel Fartassa, Djebel Meliani et Kef El Agueb (**Fig. III.46 et Fig. III.47**). Oued Smendou est un autre exemple, il prend naissance à partir du massif gréseux du Djebel El Ouahch suivant la direction SE-NW. Près de la localité de Zighout Youcef, il change de direction et devient NE-SW (**Fig. III.47**) suivant la même direction du segment d'Oued Ença qui se trouve plus au Nord.

A l'Ouest, au niveau de Douar Oued Sbikra, on assiste à une dépression occupée par la vallée d'Oued Sbikra (**Fig. III.47**). Ce dernier s'achemine d'ENE au WSW et creusé dans les argiles gypseuses miocènes.

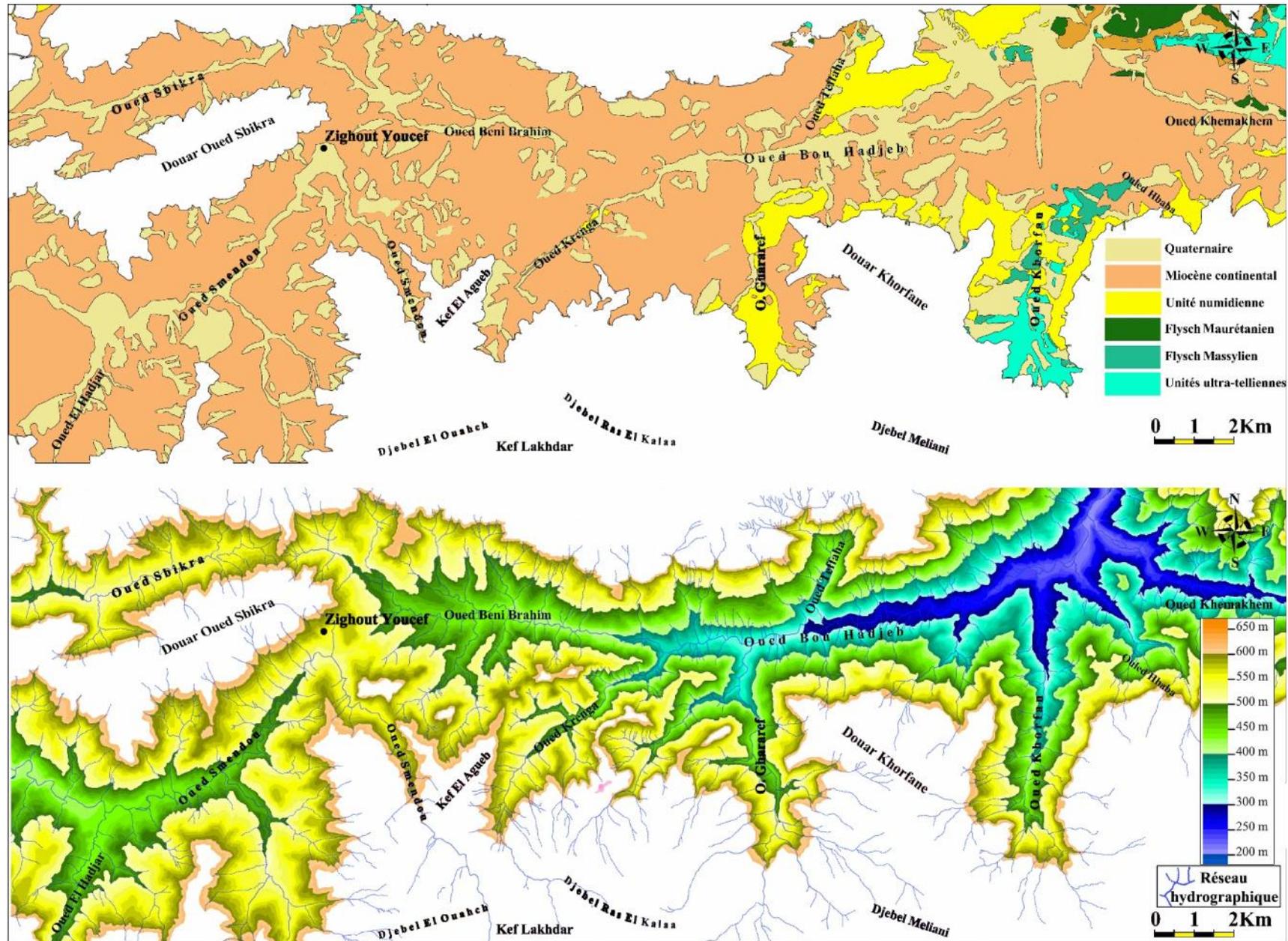


FIG.III.47 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE SUR UN FOND GEOLOGIQUE DES OUEDS DU BASSIN DE CONDE SMENDOU (Fond géologique établi à partir de la carte géologique du centre de la chaîne numidique, RAOULT J.F., 1974)

### III.3. LE DEMEMBREMENT VERTICAL DU RELIEF

#### III.3.1. Les coupes morpo géologiques

À partir des cartes topographiques au 1/25 000 et sur un fond hypsométrique et géologique, on a pu tracer des coupes morpo géologiques longitudinales : 1-1' et 2-2', le long des différentes structures géologiques, et des coupes transversales perpendiculaires à ces mêmes structures : A-A', B-B', B''-B''', C-C', D-D' et E-E' (**Fig. III.48**).

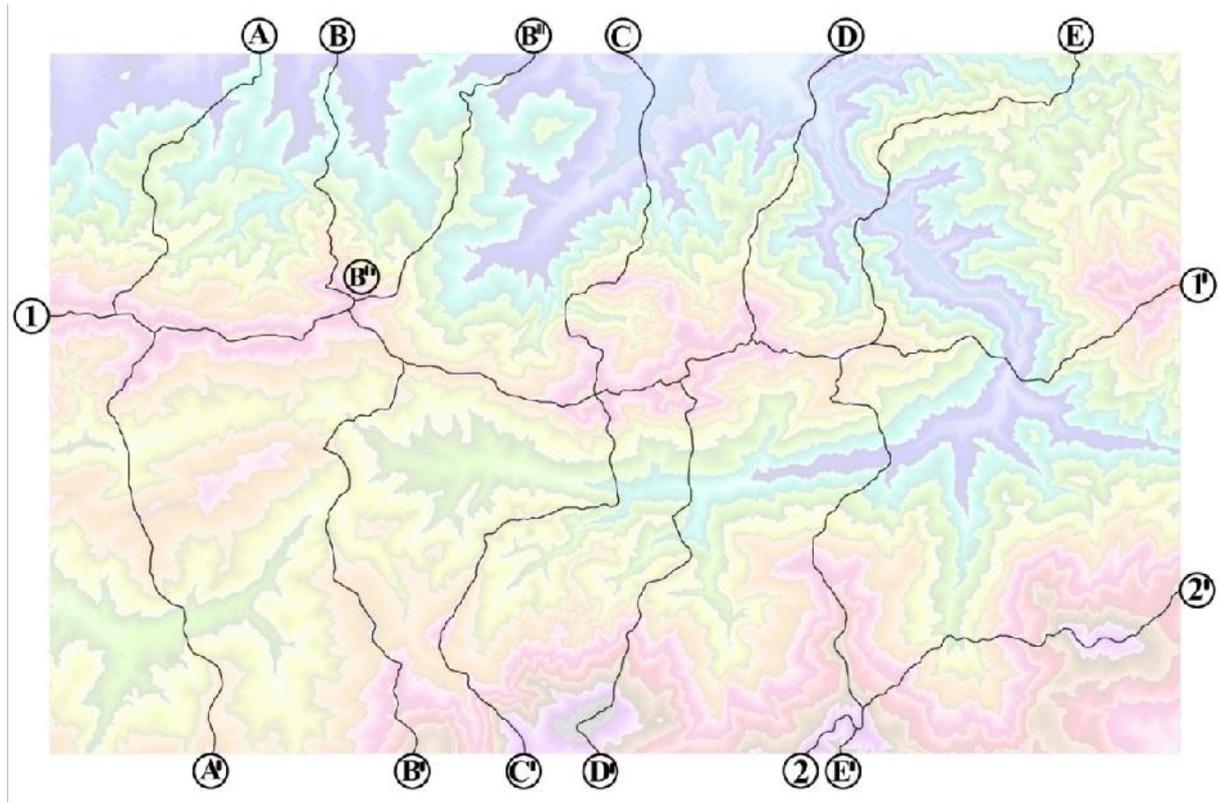


FIG. III.48 : TRACE DES DIFFERENTES COUPES MORPHO GEOLOGIQUES

#### III.3.1.1. Les coupes longitudinales

##### III.3.1.1.1 La coupe à travers la chaîne numidique centrale (1-1')

La coupe 1-1' passe par l'ensemble des massifs de la chaîne numidique centrale (**Fig. III.49**). Elle part du Djebel Sidi Ali à l'Ouest jusqu'à Koudiet El Henchir à l'Est, en passant par les Djebels Kentour, Cheraga, Bou Aded et Sesnou, Oued Saf Saf et enfin Djebel Makla. Elle nous renseigne sur l'allure et la forme des différents éléments du relief. On peut citer les observations suivantes :

- Le passage entre Djebel Sidi Ali et Djebel Cheraga se fait par plusieurs replats qui se trouvent entre 800m et 900m d'altitude.

- Djebel Bit El Djazia est présenté par les grès numidiens, il se distingue par un replat important au niveau de son sommet.
- Entre Djebel Bit El Djazia et Djebel Cheraga, on assiste à une dépression où se trouvent les conglomérats et les grès calcaires du Miocène continental. Au milieu on y trouve Djebel Kentour avec un replat à plus de 700m d'altitude.
- Djebel cheraga est constitué par les marnes et les calcaires sénoniens, il marque une discontinuité géologique avec les formations du bassin néogène. Sa ligne de crête présente deux entités morphologiques.
- A l'Est on remarque plusieurs replats au niveau du Djebel Bou Aded. Ce dernier est composé par les calcaires liasiques. Son modelé présente une série de replats qui se relie jusqu'à Djebel Sesnou à l'Est.
- Djebel Sesnou est constitué par les grès numidiens. Son versant Est surplombe la vallée d'Oued Saf Saf et présente plusieurs irrégularités avec une série de replats à mi versant. Ces replats se développent dans les grès numidien à la faveur d'un réseau de failles à composantes normales.
- La vallée d'Oued Saf Saf correspond à **une discontinuité géologique nette** entre les grès numidiens et les grès néocomiens du flysch Maurétanien. Sur les deux rives se développent des mouvements de masses colluvionaires.
- Djebel Makla domine la rive droite d'Oued Saf Saf, il est limité à l'Est par une discontinuité géologique entre les formations du flysch et les grès micacés de l'Oligo-Miocène Kabyle. Ces derniers, constituent les hauteurs de Koudiet El Henchir.

### III.3.1.1.2. La coupe du Djebel Meliani-Oued Khorfan-Djebel Fartassa (2-2')

Cette coupe part du Djebel Fartassa au Nord-Est jusqu'à Djebel Meliani au Sud-Ouest, en passant par Hadjar Srarna et Oued Khorfan (**Fig. III.50**). Elle nous renseigne sur l'évolution verticale du relief à l'extrémité Sud-Est de la feuille de Zighout Youcef. On peut noter les particularités morpho-géologiques suivantes :

- Djebel Meliani est constitué par les conglomérats miocènes et se présente comme un bloc en surrection qui dépasse les 1000m d'altitude. Ce Djebel montre des déformations au niveau de son modelé avec des zones concaves au sommet et des replats à mi versant qui affectent les marnes et les calcaires ultra telliens de la rive gauche d'Oued Khorfan.
- Oued Khorfan apparait comme une discontinuité géologique entre une rive droite marquée par les grès numidiens de Hadjar srarna et une rive gauche composée de marnes et calcaires sénoniens. Les deux rives d'Oued Khorfan limitent une zone en subsidence et se distinguent par une série de replats à mi versant.
- Djebel Fartassa correspond à un bloc, élevé à plus de 1000m d'altitude et constitué principalement par les conglomérats miocènes.

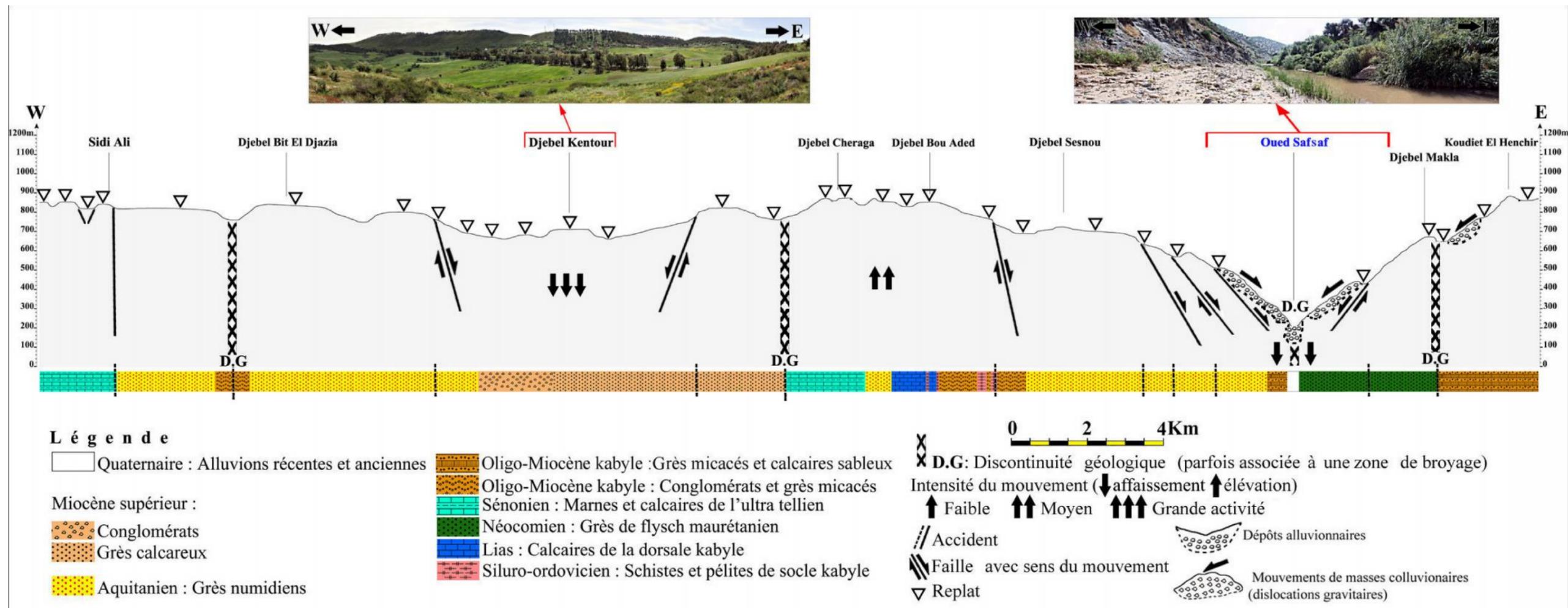


FIG. III.49: COUPE LONGITUDINALE DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE CENTRALE (1-1')

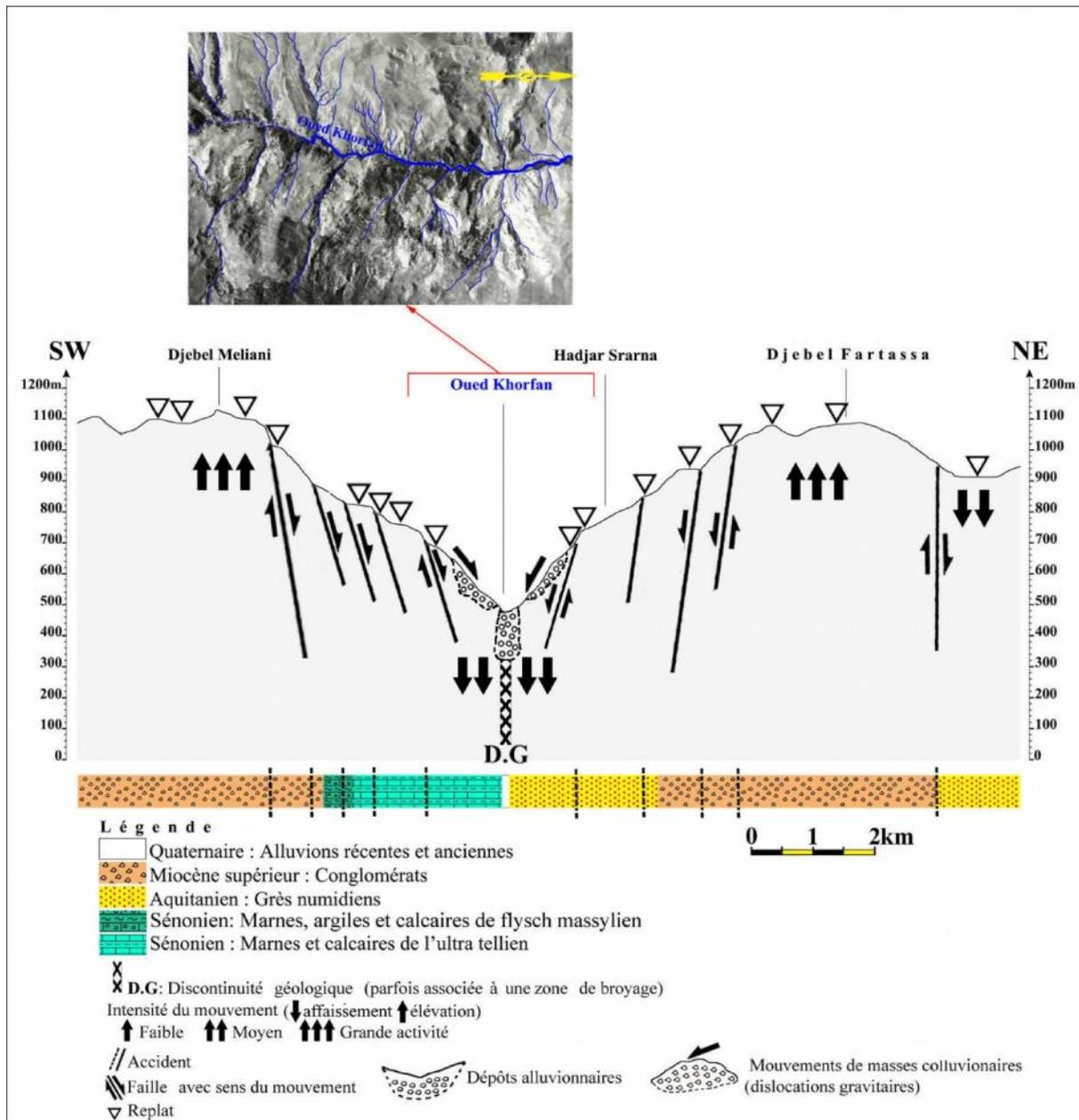


FIG. III.50 : COUPE LONGITUDINALE DU DJEBEL MELIANI-OUED KHORFAN-DJEBEL FARTASSA (2-2')

### III.3.1.2. Les coupes transversales

#### III.3.1.2.1. La coupe du Djebel Halloufa-Sidi Ali-Oued Sbikra-Oued Smendou (A-A')

Cette coupe montre une grande diversité orographique (**Fig.III.51**), on peut observer les particularités morpho-géologiques suivantes :

- Douar Oum Chouk est constitué sur des hauteurs planes composés d'argiles sénoniennes. Le passage avec Djebel Halloufa se fait par un versant irrégulier où se développent quelques replats topographiques.
- Djebel Halloufa est séparé de Koudiet Nahla par une zone effondrée.

- La terminaison Sud-Ouest du Djebel Abd El Hadi parait come un bloc soulevé avec un replat au sommet. Il limite avec Djebel Halloufa une zone effondrée constituée par les marnes, les argiles et les calcaires du flysch Massylien.
- Le passage entre Djebel Abd El Hadi et Djebel Sidi Ali se fait par Chabet Ain Sferdjela. Cette dernière présente une asymétrie entre les deux rives.
- Djebel Sidi Ali présente une zone de transition entre les formations du flysch et les dépôts continentaux miocènes. Cette zone apparait comme un bloc soulevé, suite probablement à des forces compressives. En effet, ce bloc qui dépasse les 800m d'altitude est composé par une variété de formations géologiques (grès micacés et calcaires sableux de l'Oligo Miocène Kabyle, grès numidiens et les marno-calcaires sénoniens de l'unité ultra tellienne).
- Le bassin continental se distingue par des zones effondrées qui correspondent à des dépressions vallonnées. Oued Sbikra s'achemine dans une large vallée, il est entaillé dans les argiles gypseuses à 500m d'altitude.  
Par contre Oued Smendou se creuse dans les conglomérats miocènes à 440m d'altitude.

### III.3.1.2.2. La coupe du Djebel Ayata-Oued Smendou-Djebel Ouahch (B-B')

Cette coupe (**Fig. III.52**) montre une diversité dans le relief qui se manifeste par deux blocs en surrection qui délimitent le bassin du Condé Smendou, il s'agit du Djebel Ayata au Nord et Djebel Ouahch au Sud.

- Le passage entre Douar Ref Ref et Koudiet Tabet Ben Serd se fait par une discontinuité géologique qui limite les formations du flysch Maurétanien au Nord et les phyllades du socle Kabyle au Sud.
- Plus on remonte en altitude, on y trouve les terrains anciens paléozoïques avec les phyllades du socle Kabyle qui forment le versant Nord du Djebel Ayata. Ce dernier est un versant irrégulier, qui présente un replat à 680m d'altitude. Ce replat est mis en évidence par un accident qui affecte les phyllades paléozoïques. Un autre replat se trouve au niveau de la ligne de partage des eaux à 800m d'altitude, il est limité par une **discontinuité géologique** qui marque la zone de transition entre les formations paléozoïques au Nord et les formations néogènes du bassin de Condé Smendou au Sud.
- Entre Djebel Ayata et Djebel El Ouahch, le bassin néogène de Condé Smendou présente un profil irrégulier. L'évolution verticale est peu évidente, mais la morphologie est encaissée par des concavités et des convexités qui prédominent le paysage. Les ravinements sont développés dans les zones affaissées, Oued Smendou est creusé dans les grès calcaireux miocènes avec des rives à faible pente.
- Au Sud, le bassin néogène est limité par **une discontinuité géologique** qui le sépare du massif gréseux du Djebel El Ouahch. Au niveau de cette limite, et au bas du versant Sud du Djebel El Ouahch se développent des mouvements de masses sous forme de dislocations gravitaires (corps colluvionnaires).

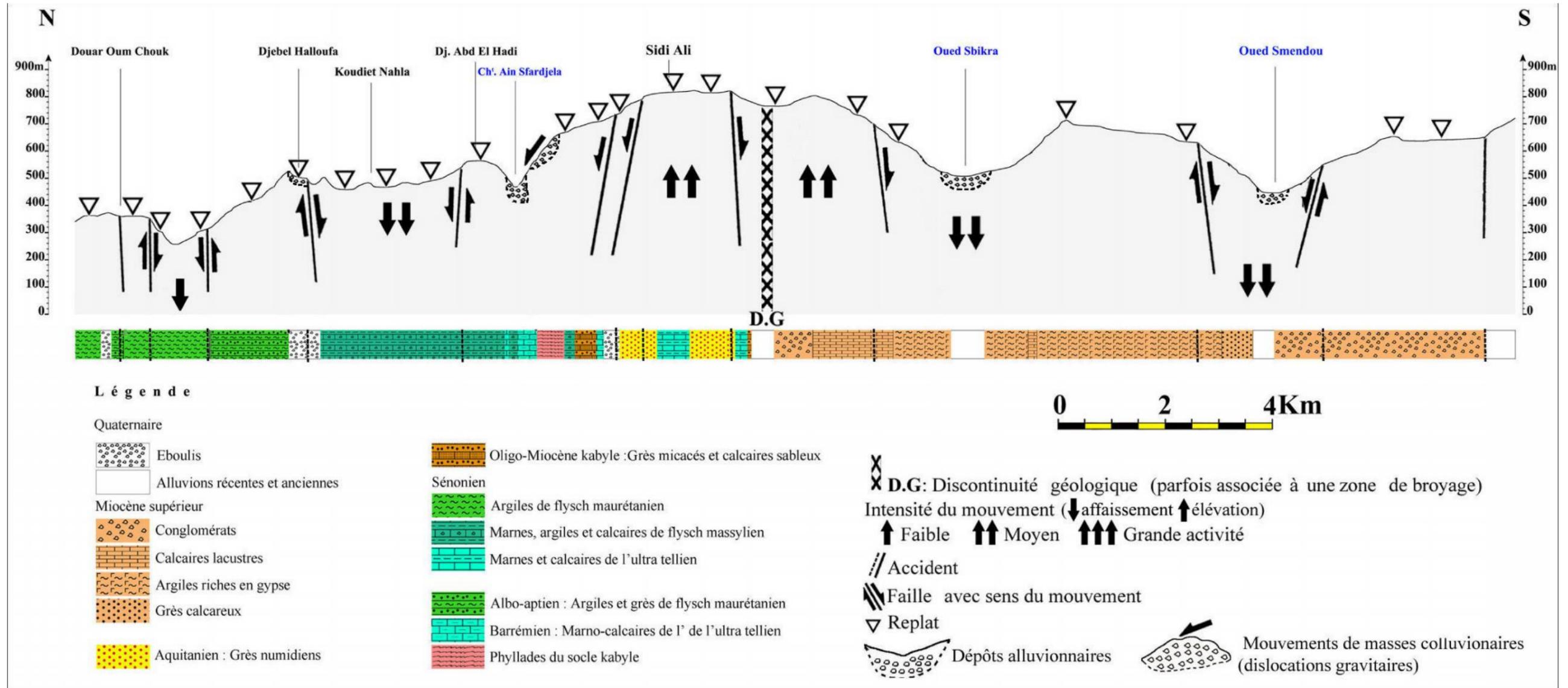


FIG. III.51 : COUPE TRANSVERSALE DU DJEBEL HALLOUFA-SIDI ALI-OUED SBIKRA-OUED SMENDOU (A-A')

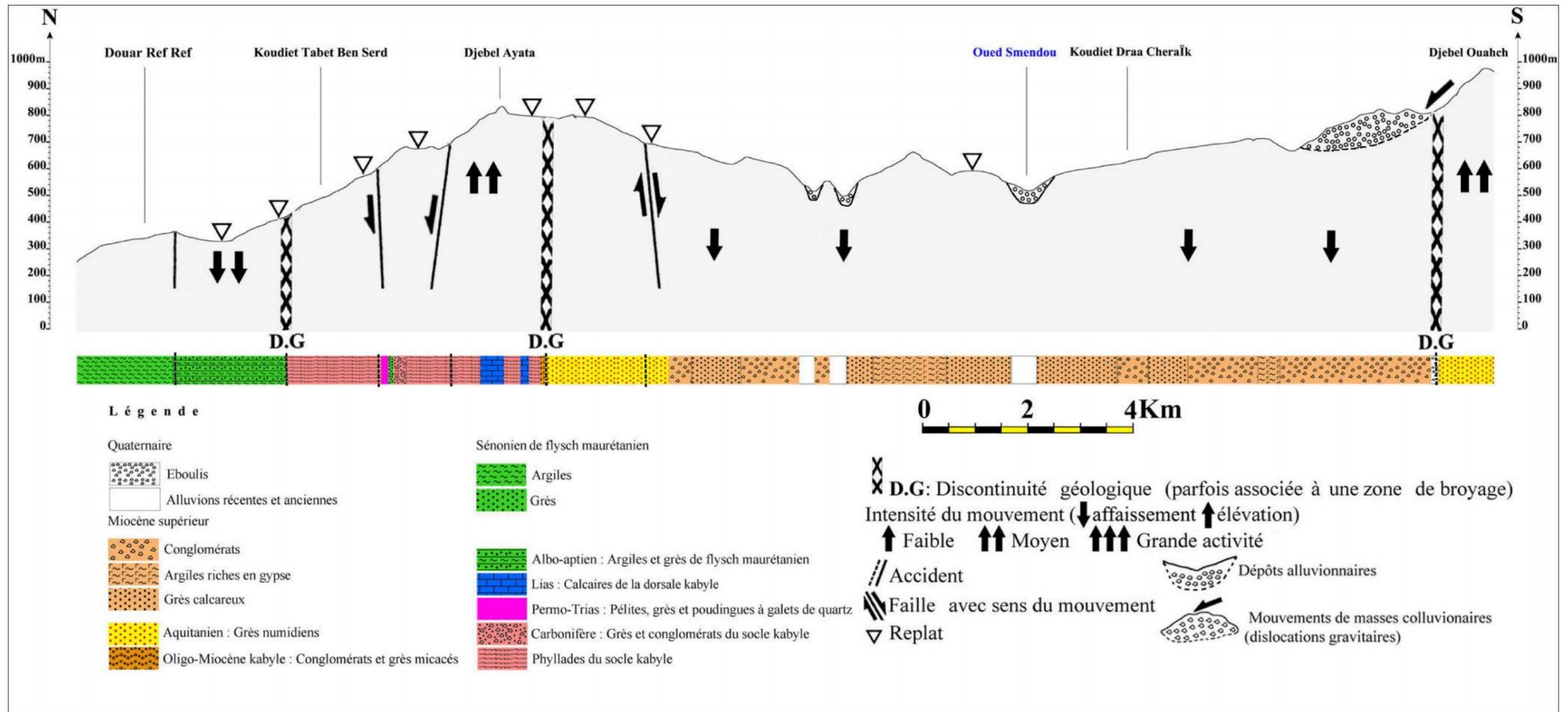


FIG. III.52 : COUPE TRANSVERSALE DU DJEBEL AYATA-OUED SMENDOU-DJEBEL OUAHCH (B-B')

### III.3.1.2.3. La coupe de Koudiet Khrouna-Djebel Ayata (B''- B''')

Cette coupe passe par Djebel Ayata et Koudiet Khrouna (**Fig.III.53**), on peut observer les caractéristiques suivantes :

- En allant de Douar Ref Ref jusqu'à Koudiet Khrouna, le versant présente des irrégularités avec une série de replats qui s'installent pour la plupart, dans les grès micacés de l'Oligo-Miocène Kabyle.
- Koudiet Khrouna se dessine dans le paysage par les grès micacés d'Oligo-Miocène Kabyle. Au Sud, cette elle est marquée par un vaste replat limité par une discontinuité géologique.
- **Une zone affaissée** se trouve entre Koudiet Khrouna et Djebel Ayata. Elle est installée dans un micro bassin où se déposent les formations du flysch Maurétanien (argiles et calcaires microbréchiques). En effet, cette dépression est limitée au Sud par les schistes et les phyllades du socle paléozoïque du Djebel Ayata. Le contact entre les formations du Crétacé et celles du Paléozoïque se fait par un versant abrupt qui correspond à **une discontinuité géologique**.
- Le passage entre Koudiet Khrouna et Djebel Ayata est caractérisé par **un système de replats-versants** qui pourrait être lié à la subsidence du micro bassin du flysch.

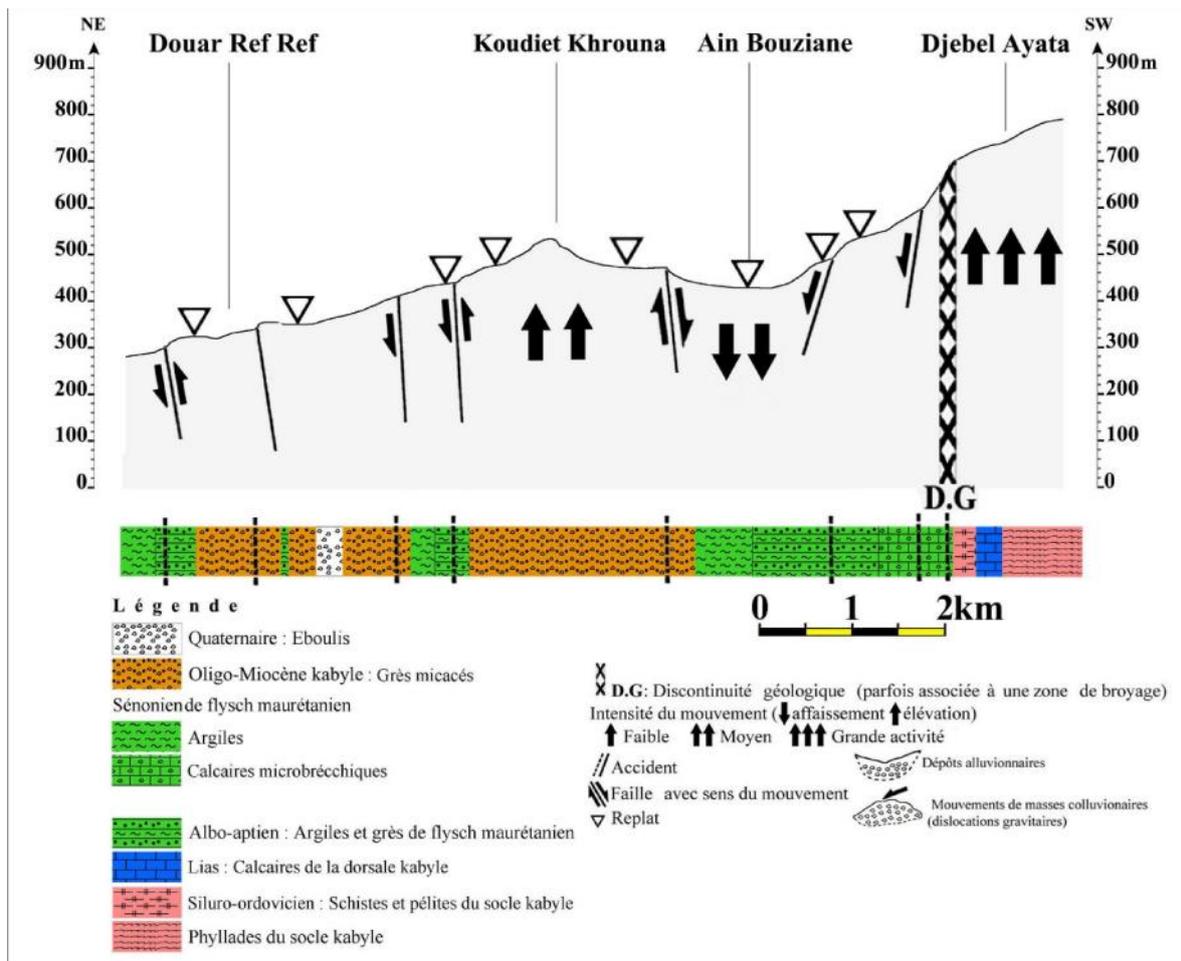


FIG. III.53 : COUPE TRANSVERSALE DE KOUDIET KHROUNA-DJEBEL AYATA (B''- B''')

#### III.3.1.2.4. La coupe d'Oued Neça-Kefs Toumiette-Oued Bou Hadjeb-Kef Lakhdar (C-C')

Cette coupe assez intéressante montre une grande diversité dans le modelé. Elle met en valeur plusieurs blocs qui caractérisent le relief structural (**Fig. III.54**).

- Oued Neça est drainé dans une large vallée. Cette dernière est située dans une zone affaissée. Il présente **une discontinuité géologique** entre les formations du flysch au Nord et les formations de l'Oligo-Miocène Kabyle et du socle paléozoïque au Sud.
- La rive droite d'Oued Neça est rattachée au versant Nord du Kef Toumiette Nord. Ce versant se distingue par une hétérogénéité lithologique (grès, conglomérats, schistes, phyllades et calcaires) avec des irrégularités morphologiques (série de replats structuraux).
- Au Sud du Kef Toumiette Nord on observe un replat structural à mis versant à environ 600m d'altitude. Ce dernier est mis en place par une cassure.
- Oued El Hammam correspond à un linéament hydrographique qui sépare les deux blocs des Kefs Toumiette. Le surcreusement et le ravinement profond de cet Oued pourraient être liés à une faille active de direction Est-Ouest.
- Le versant Nord du Kef Toumiette Sud présente une pente continue sans replats topographiques.
- Kef Toumiette Sud se rattache avec Draa Yhoudi par une discontinuité géologique qui marque la limite Nord du bassin de Condé Smendou. Cette discontinuité géologique met en valeur un soulèvement des conglomérats miocènes jusqu'à 800m d'altitude. En effet ce bombement des formations néogènes témoigne le rôle joué par la néotectonique dans l'évolution du relief.
- Le passage entre Draa Yhoudi au Nord et Kef Lakhdar au Sud se fait par le bassin néogène de Condé Smendou.
- Oued Bou Hadjeb se distingue par une asymétrie entre les deux rives. La rive gauche se rattache avec le versant abrupt du Djebel Bou Drissa. Par contre la rive droite est marquée par un versant à pente douce qui s'évolue dans les conglomérats miocènes jusqu'à Kef Mguerguet.
- Le bassin miocène est loin d'être stable, les conglomérats forment la majorité du relief de Kef Mguerguet 650m et Kef El Agueb 770m. Entre ces deux Kefs on note la présence de plusieurs replats topographiques qui se développent tout en se rapprochant de la limite entre le bassin miocène et les grès numidiens du Kef Lakhdar. Le passage entre ce dernier et le bassin miocène se fait par une discontinuité géologique qui limite d'une part la dépression qui s'étale jusqu'à Kef El Agueb et d'autre part le bloc de Kef Lakhdar.
- Les mouvements de masses colluvionaires sont assez fréquents au bas du versant Nord de Kef Lakhdar.

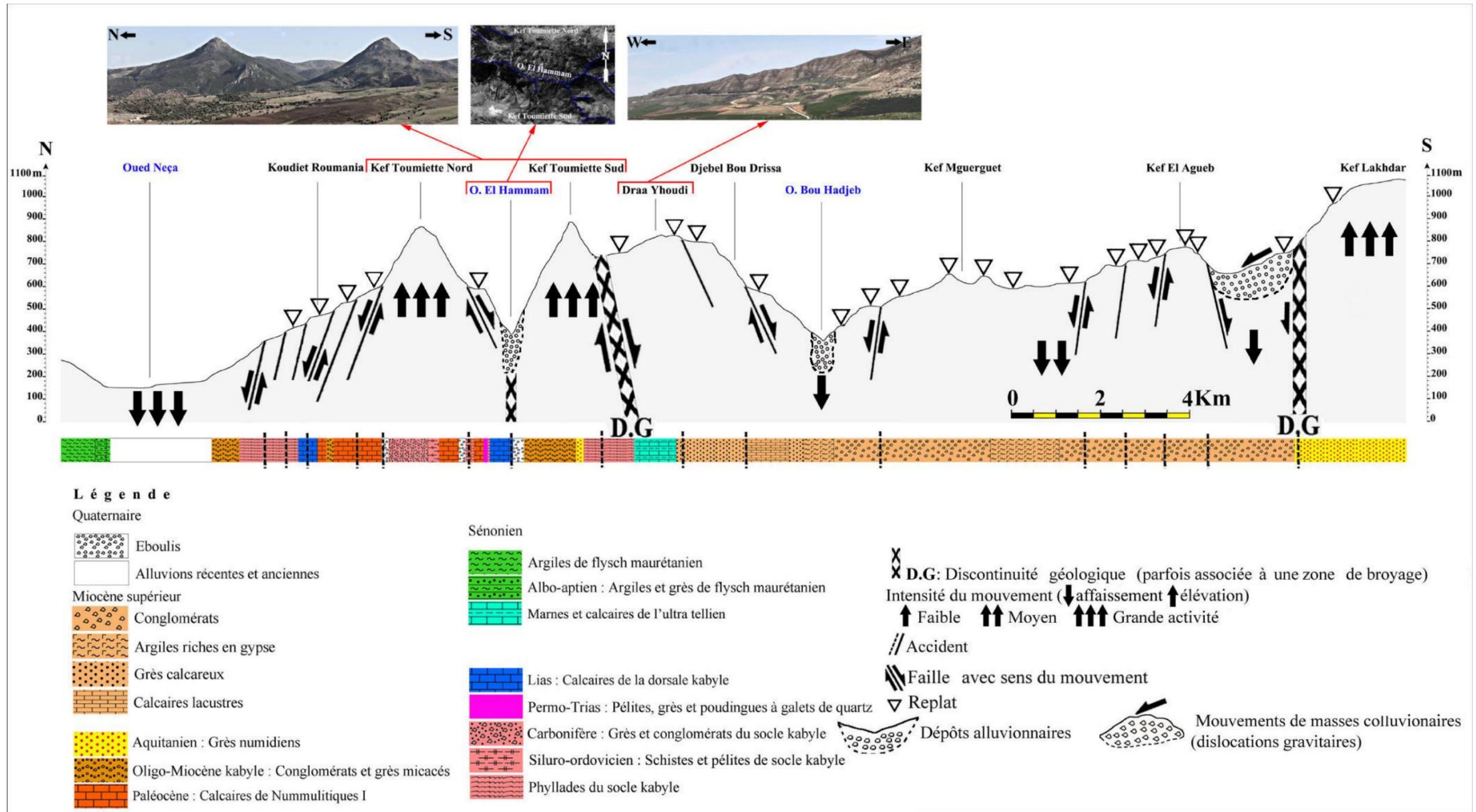


FIG. III.54 : COUPE TRANSVERSALE D'OUED NEÇA-KEFS TOUMIETTE-OUED BOU HADJEB-KEF LAKHDAR (C-C')

### III.3.1.2.5. La coupe d'Oued Saf Saf-Kef Msouna-Djebel Bou Aded-Oued Bou Hadjeb-Djebel Ras El Kalaa (D-D')

Cette coupe va du d'Oued Saf Saf au Nord jusqu'à Djebel Ras El Kalaa au Sud, en passant par Kef Msouna, Djebel Bou Aded, Djebel Cheraga, Oued Bou Hadjeb, Oued Khanga et Djebel Ras El Kalaa (Fig. III.55).

- Oued Saf Saf est creusé dans les phyllades paléozoïques du socle kabyle et se distingue par deux rives asymétriques.  
La rive droite se rattache au versant Sud du Djebel Deirah par une série de replats structuraux. Ces replats sont mis en place par des accidents à composante normale, qui affectent les phyllades du socle Kabyle.  
La rive gauche correspond au versant abrupt du Kef Msouna.
- Kef Msouna est constitué par les calcaires paléocènes du nummulitiques I, caractérisant les formations de la dorsale interne. Ce Kef est rattaché aux montagnes de la chaîne numidique centrale par une zone affaissée, limitée par deux accidents.
- Djebel Bou Aded est constitué par les calcaires liasiques avec des éléments du socle. Il forme avec Djebel Cheraga un méga bloc à aspect ascendant.
- Djebel Teffaha est constitué par les calcaires lacustres miocènes avec un versant Sud escarpé limitant la rive gauche d'Oued Bou Hadjeb. Ce versant se distingue par une évolution des mouvements de corps colluvionaires.
- Le bassin de Condé Smendou est limité par deux discontinuités géologiques, qui le sépare des zones internes au Nord et des massifs gréseux numidiens au Sud. Ce bassin présente une morphologie irrégulière qui se manifeste par les soulèvements des formations néogènes (conglomérats et grès calcareux) à des hauteurs qui dépassent les 600m d'altitude (Djebel Sba Mzer).
- Oued Bou Hadjeb est creusé dans les argiles gypseuses. Il montre une asymétrie entre les deux rives, dont la rive gauche correspond au versant escarpé du Djebel Teffaha.
- Oued Khanga présente aussi une asymétrie avec une rive droite qui correspond au versant Ouest du Djebel Sba Mzer. Ce dernier est constitué entièrement par les conglomérats miocènes et présente des irrégularités morphologiques avec un replat à mi versant.
- Au Sud, la montagne gréseuse de Ras El Kalaa limite le bassin néogène de Condé Smendou avec une discontinuité géologique, où se développent plusieurs mouvements de corps colluvionaires.

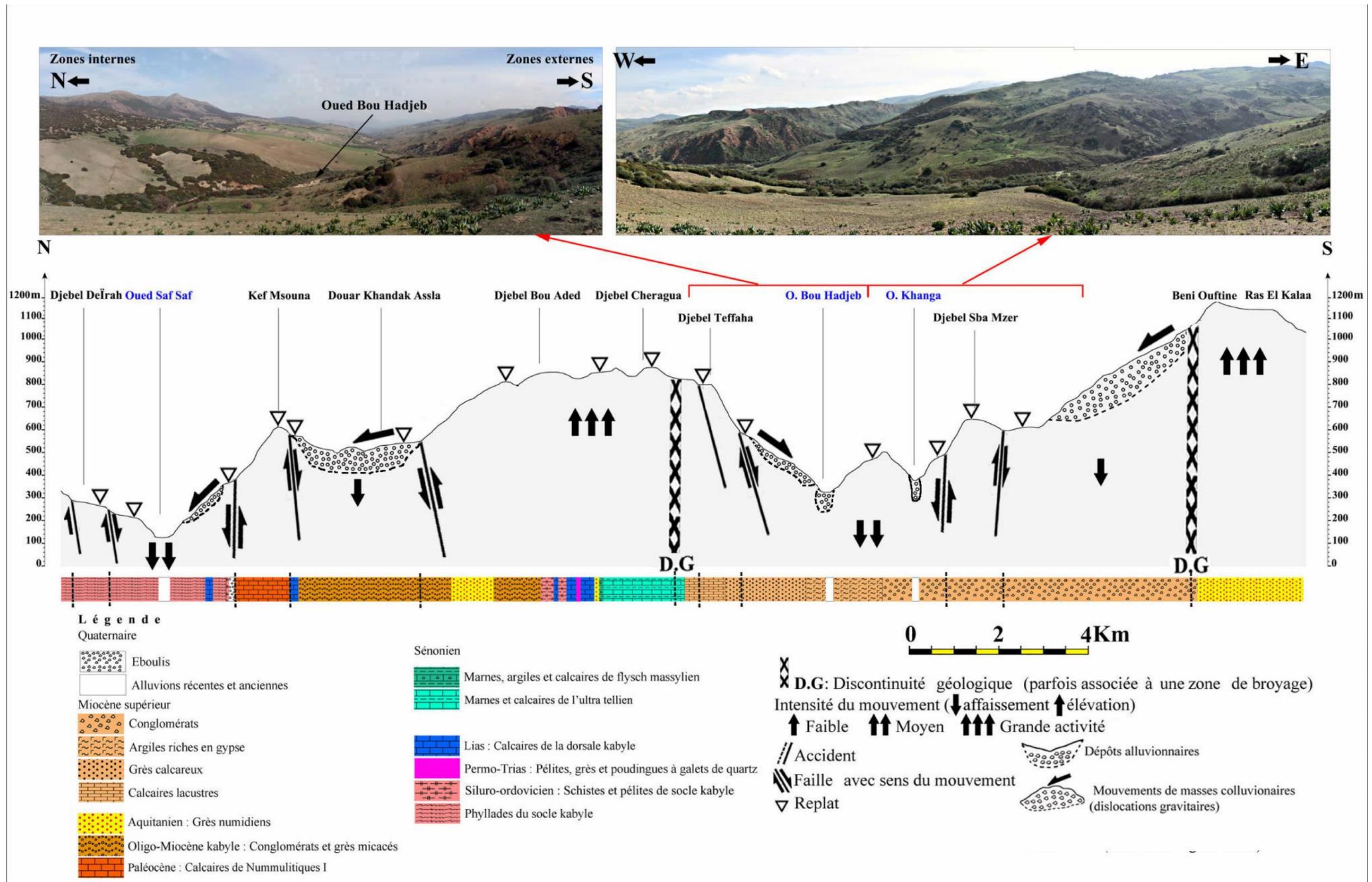


FIG. III.55 : COUPE TRANSVERSALE D'OUED SAF SAF-KEF MSOUNA-DJEBEL BOU ADED-OUED BOU HADJEB-DJEBEL RAS EL KALAA (D-D')

### III.3.1.2.6. La coupe du Djebel Sebaa Regoud-Oued Saf Saf-Djebel Sesnou-Oued Bou Hadjeb-Djebel Meliani (E-E')

Cette coupe transversale (**Fig. III.56**) traverse Oued Maiguen, Djebel Sebaa Regoud, Oued Saf Saf, Djebel Sesnou, Oued Bou Hadjeb et Djebel Meliani.

- Oued Maiguen présente une limite géologique entre les calcaires liasiques au Nord et les phyllades paléozoïques au Sud.
- Djebel Sebaa Regoud est un méga bloc à aspect ascendant, limité par les Oueds Maiguen et Saf Saf. Ce Djebel évolue dans les phyllades paléozoïques et les calcaires liasiques et nummulitiques de la dorsale Kabyle interne. Sa ligne de crête irrégulière témoigne la présence d'accidents qui affectent le modelé.
- Djebel Sesnou se présente comme un méga bloc constitué par les grès numidiens. Son modelé est nettement affecté par des failles qui limitent souvent des replats. Le versant Nord est caractérisé par une discontinuité géologique entre les grès numidiens d'une part et les conglomérats et les grès micacés de l'Oligo-Miocène Kabyle d'autre part. Ces derniers forment un versant irrégulier où se développent une série de replats (probablement d'origine tectonique) qui affectent Koudiet Bayada.
- Oued Saf Saf limite les deux méga blocs du Djebel Sebaa Regoud et Djebel Sesnou. Cet Oued est creusé dans les formations de l'Oligo-Miocène Kabyle. Sa rive droite correspond à la terminaison Ouest du Djebel Sebaa Regoud, où s'installe un versant escarpé à pente raide avec des replats topographiques. Tandis que la rive gauche est moins abrupte et correspond à la terminaison Nord de Koudiet Bayada.
- Oued Bou Hadjeb présente une asymétrie entre les deux rives. La rive droite est constituée par les argiles et les conglomérats miocènes, avec l'apparition d'une série de replats topographiques. La rive gauche est marquée par un versant gréseux, où se localisent des mouvements de masses colluvionaires associés et des paléo coulées à blocs provenant du Djebel Sesnou.
- Les formations néogènes du bassin de Condé Smendou présentent des déformations et des irrégularités morpho géologiques. Le cas des conglomérats du Miocène supérieur est un exemple parmi d'autres. En effet, ces conglomérats se trouvent à plus de 1000m d'altitude et forment les hauteurs du Djebel Meliani. Ces formations présentent un terrain propice aux glissements de terrain et aux mouvements du corps colluvionaires.

**L'objectif de ce chapitre est d'identifier d'une part la somme de particularités morpho géologiques qui affectent le relief et d'autre part de comparer et de conforter ces particularités et anomalies aux données géologiques disponibles. L'étude de l'évolution du relief structural de la région de Zighout Youcef nous a permis de dégager les renseignements suivants :**

- **Le modelé est vigoureux et se développe par un system de blocs et de méga blocs qui met en valeur des zones en surrection et d'autre en subsidence (les massifs numidiens, le bassin miocène, la chaîne numidique centrale...etc.).**

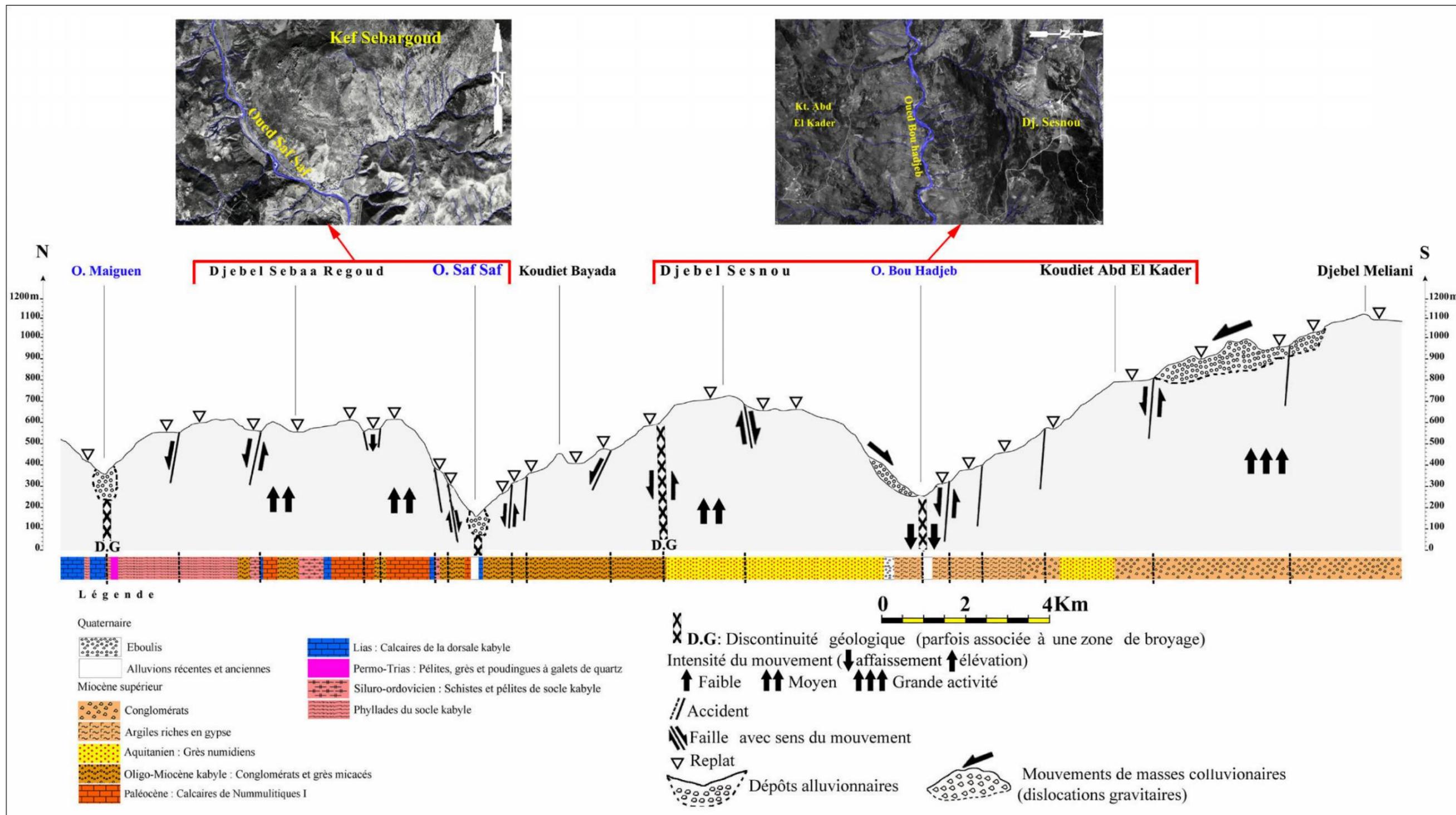


FIG. III.56 : COUPE TRANSVERSALE DU DJEBEL SEBAA REGOUD-OUED SAF SAF-DJEBEL SESNOU-OUED BOU HADJEB-DJEBEL MELIANI (E-E')

- **Le relief est caractérisé par des arrêts et des changements brutaux qui affectent certains éléments morpho géologiques (Djebel Meliani, Djebel Abd El Hadi...etc.).**
- **Les versants sont irréguliers et présentent de nombreux replats topographiques.**
- **Les crêtes et les lignes de partages des eaux sont souvent cisailés et déformés.**
- **La présence de phénomènes tectono gravitaires, en particulier les dislocations et les mouvements de masses colluvionaires. Ces derniers se développent essentiellement au bas des versants abrupts des massifs de la chaîne numidique centrale et de l'unité numidienne.**
- **Le réseau hydrographique est perturbé et se distingue par un ruissellement intense. Les ravins sont ramifiés et profonds. Par conséquent, les formes d'érosion sont nombreuses et remarquables.**

## **CHAPITRE IV**

### **ANALYSE MORPHO STRUCTURALE ET INDICES DE NÉOACTIVITE**

#### **IV.1. OUTILS ET METHODOLOGIE**

La cartographie et l'analyse morpho structurale de la région de Zighout Youcef constituent une tâche fort compliquée. Le grand degré de déformation ainsi que l'hétérogénéité des sols rendent difficile ce travail.

La méthodologie utilisée dans le présent travail est basée sur une cartographie multi scalaire et multi sources, ce qui permet une meilleure analyse et caractérisation des différentes déformations du relief. En effet, une légende de cartographie a été proposée (**Fig.IV.57**). Elle prend en considération les différentes spécificités de la région de Zighout Youcef.

Afin d'identifier les zones actives et évaluer leur exposition aux différentes formes de désordres, une réflexion est engagée sur l'activité sismique dans le Constantinois en général et la région de Zighout Youcef en particulier.

A travers cette analyse, on se donne aussi pour objectifs l'identification, l'inventaire et la caractérisation des facteurs défavorables, nécessaires à l'établissement de la cartographie des zones instables qui pourraient être liées à l'activité néotectonique.

Par ailleurs, pour le besoin de la photo-interprétation et l'analyse des morpho structures, nous sommes appuyés sur un ensemble d'outils dans notre travail :

- Elaboration de cartes photomosaïques réalisées à partir de l'assemblage de plusieurs photographies aériennes à l'échelle 1/20 000 de la boîte N°52 de Condé Smendou.
- Cartes géologiques et géomorphologiques
- La photo-interprétation couplée aux observations sur le terrain
- Le déchiffrement de l'image satellite couvrant la région de Zighout Youcef.

#### **IV.2. ACTIVITE SISMIQUE**

L'activité sismique et la néo activité tectonique jouent un rôle important dans le remodelage du paysage. La disposition actuelle des différentes unités géologiques, le grand degré de déformations des chaînons et des montagnes ainsi que la présence des zones en surrection et en subsidence sont les principaux témoins de cette activité néotectonique.

##### **IV.2.1. Distribution spatiotemporelle de la sismicité dans le Constantinois**

Chaque année, des dizaines voire de centaines de répliques sismiques sont enregistrés dans la région du Constantinois (**Fig.IV.58**). Le nombre de séismes enregistrés entre 2002 et 2011, montre une activité sismique assez modérée. La majorité des magnitudes varient entre 1,6 et 4 (**Fig.IV.59**).

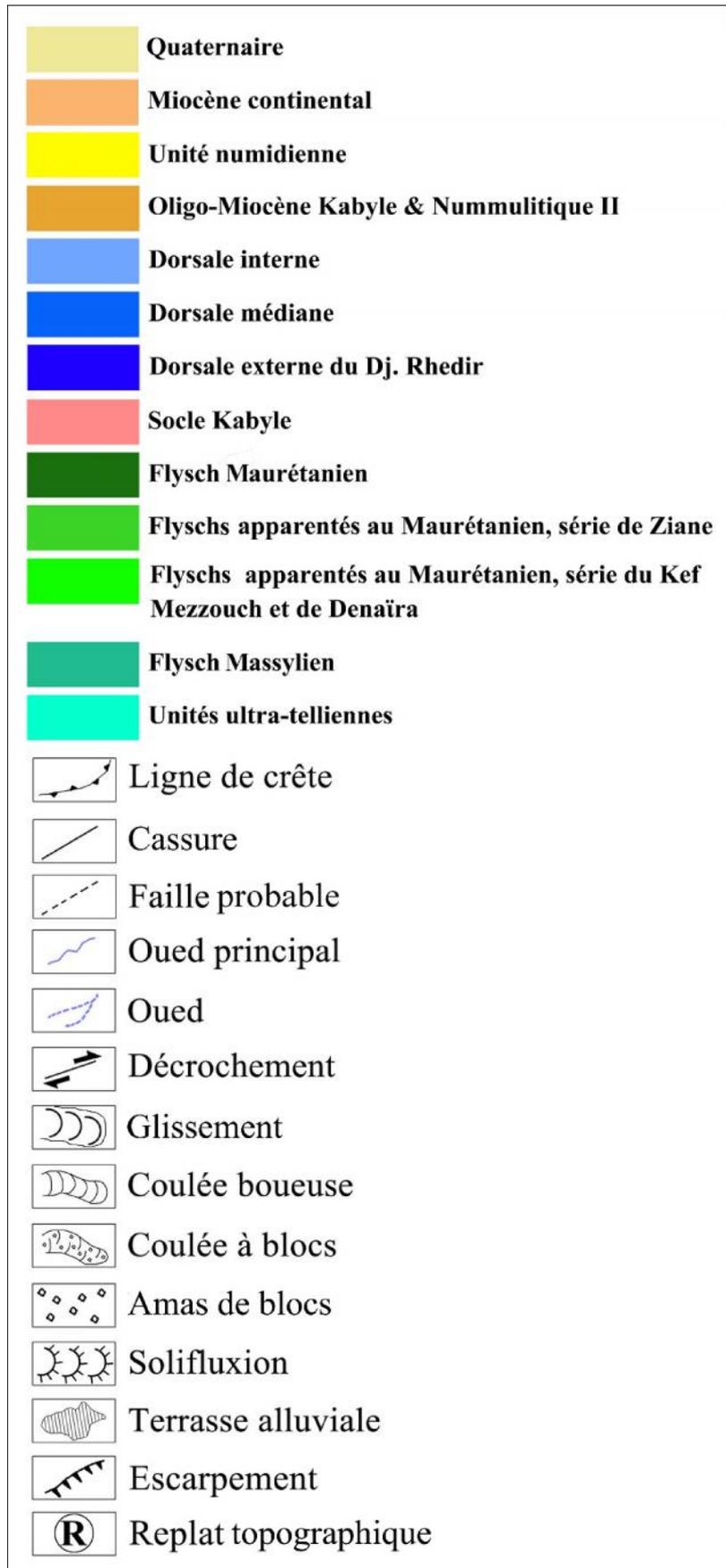


FIG.IV.57 : LEGENDE ADOPTÉE POUR LA CARTOGRAPHIE

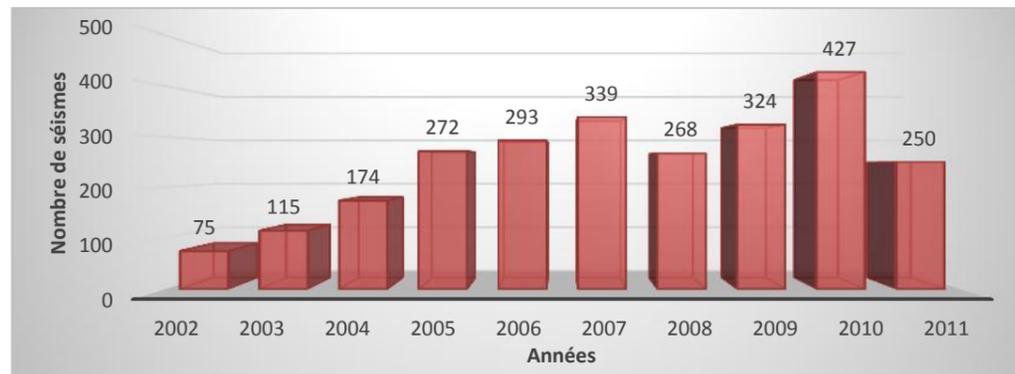


FIG.IV.58 : FREQUENCES DES SEISMES POUR LA REGION DU CONSTANTINOIS DE 2002 A 2011 (Catalogue du CRAAG 2011)

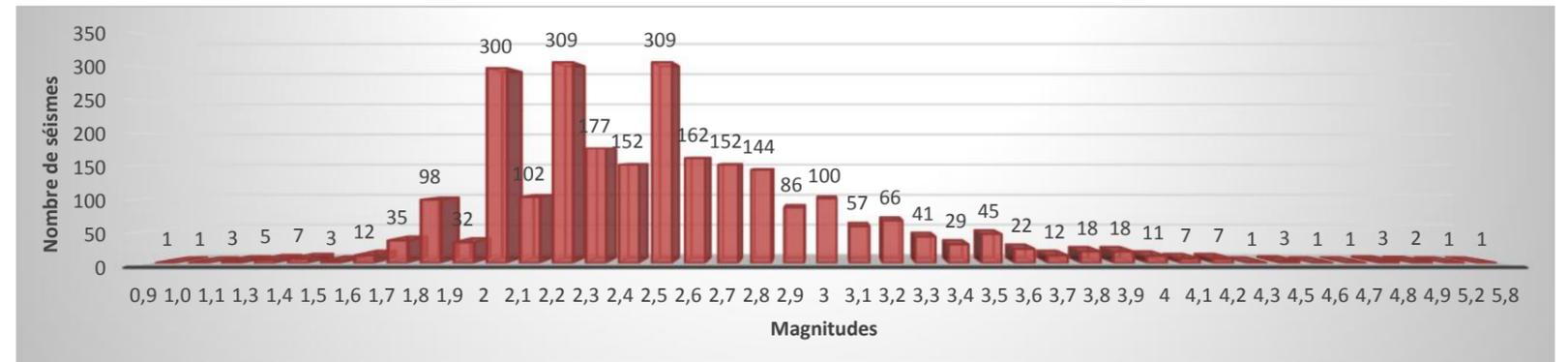


FIG.IV.59 : FREQUENCES DES SEISMES EN FONCTION DES MAGNITUDES POUR LA REGION DU CONSTANTINOIS DE 2002 A 2011 (Catalogue du CRAAG 2011)

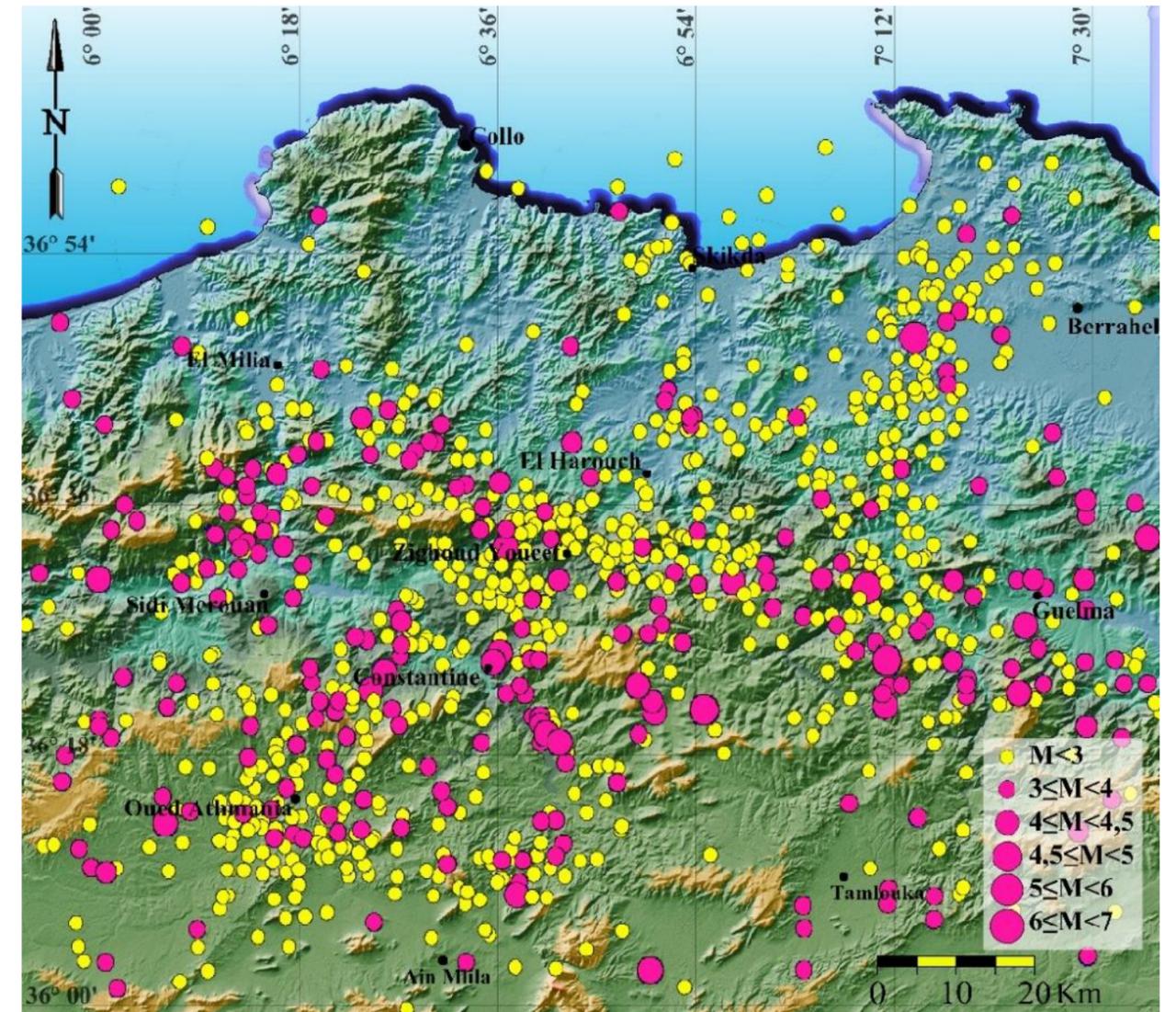
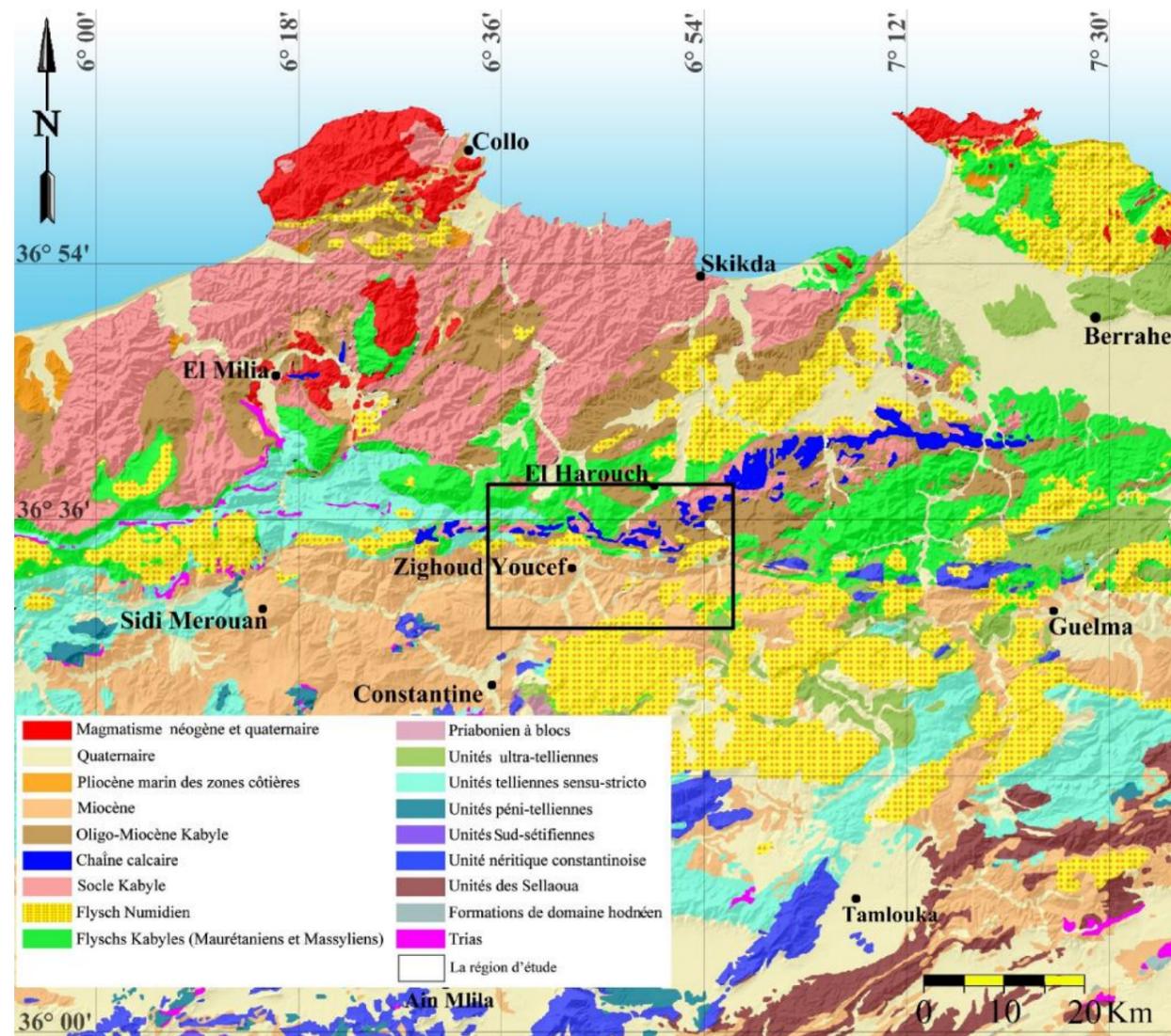


FIG.IV.60 : DISTRIBUTION SPATIALE DE LA SISMICITE DANS LA REGION DE CONSTANTINOIS DE 1900 A 2011 (Basée sur les catalogues de Harbi A. 2006 et du CRAAG 2011).

Si on élargit notre intervalle de temps (entre 1900 à 2011), on remarque que la répartition spatiale des différentes répliques sismiques dans le Constantinois est loin d'être aléatoire (cf Fig.IV.60).

Les répliques sismiques sont localisées sur les grandes structures tectoniques. Au plan géologique, le socle paléozoïque semble être calme par rapport à la limite septentrionale du bassin néogène de Condé Smendou.

Au niveau de la limite entre les zones internes et externes, on y trouve un essaim d'épicentre, notamment le long de l'axe Guelma, Zighout Youcef, Sidi Merouan avec des magnitudes allant de 3 à 6 (cf Fig.IV.60).

A l'Ouest de Berrahel on y trouve plusieurs événements sismiques, où les épicentres forment un essaim de direction NE-SW (cf Fig.IV.60). Cette même direction on la trouve plus à l'Ouest, sur l'axe Oued Athmania, Constantine, El Harouch.

Les plus fortes magnitudes (supérieur à 4) se localisent dans la région de Guelma, à l'Est et au Sud-Est de Constantine (cf Fig.IV.60).

#### IV.2.2. Distribution spatiotemporelle de la sismicité dans la région de Zighout Youcef

Pour la période de 2000 à 2011, la région de Zighout Youcef a connu plusieurs séismes modérés (Fig.IV.61).

Les répliques sismiques les plus importantes ont des magnitudes qui varient entre 1 et 3 (Fig.IV.62).

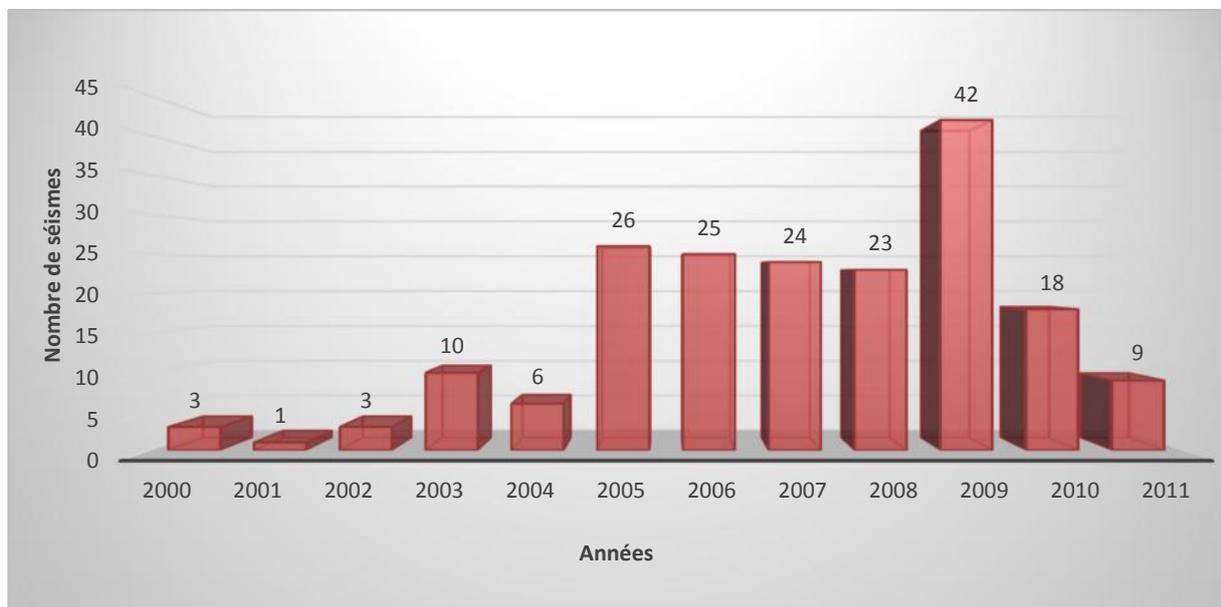


FIG.IV.61 : FREQUENCES DES SEISMES POUR LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF DE 2000 A 2011 (Catalogue du CRAAG 2011)

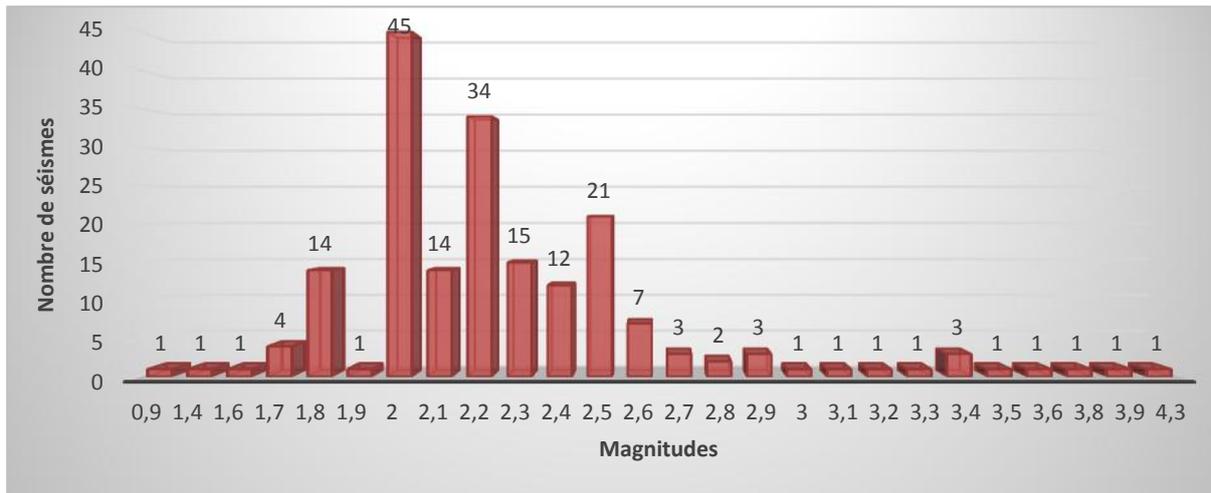


FIG.IV.62 : FREQUENCES DES SEISMES EN FONCTION DES MAGNITUDES POUR LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF DE 2000 A 2011 (Catalogue du CRAAG 2011)

L'examen de la carte de distribution spatiale de l'activité sismique (**Fig.IV.63**), montre quelques éléments intéressants relatifs à la sismicité dans cette région :

- De part et d'autre de la vallée d'Oued Neça, on relève plusieurs épïcêtres qui forment un nuage aligné sur une direction préférentielle NE-SW. Ce nuage s'étend vers le Sud-Ouest jusqu'à Oued Smendou et Oued El Hadjar en passant par Djebel Kentour et Douar Souadek.
- A l'Ouest de la carte (**Fig.IV.63**), et sur l'axe d'Oued El Hadjar-Douar Oued Sbikra-Beni Ouelban, on relève une intense activité micro sismique, elle forme un nuage d'épïcêtres qui s'allonge sur une direction Nord-Sud.
- Des essais de direction Nord-Sud ont été relevés aussi, notamment sur l'axe de Chabet Msouna-Djebel Bou Aded-Douar Khorfan et l'axe de Kefs Toumiette-Draa El Youdi-Kef Mguerguet.
- Au centre de la carte, on remarque un niveau de sismicité anormalement élevé, notamment dans la zone à forme triangulaire (**voire la carte hypsométrique, Fig.III.37**) où se trouve le méga bloc limité par des segments d'Oueds Saf Saf, Neça et Bou Hadjeb.
- Le long d'Oued Bou Hadjeb, la distribution spatiale des épïcêtres forme un essaim qui s'allonge sur la direction Est-Ouest (**Fig.IV.63**). Ce nuage d'épïcêtre se prolonge à l'Ouest suivant **le surcreusement linéaire d'Oued Khemakhem**. Cette forte activité sismique le long de ces deux Oueds, serait vraisemblablement en relation étroite avec la présence d'un accident tectonique orienté Est-Ouest. Sachant que cette région est proche de la limite paléogéographique qui sépare les zones internes et externes.
- Au niveau d'Oued Khorfan, pas moins de trois événements sismiques, dont un, d'une magnitude supérieure à 3, ont été enregistrés. L'alignement des épïcêtres le long de cet Oued serait en relation avec un accident tectonique orienté Nord-Sud.
- Au Sud de la carte, on relève une faible activité sismique au niveau des massifs gréseux du Djebel El Ouahch et Djebel Ras El Kalaa.

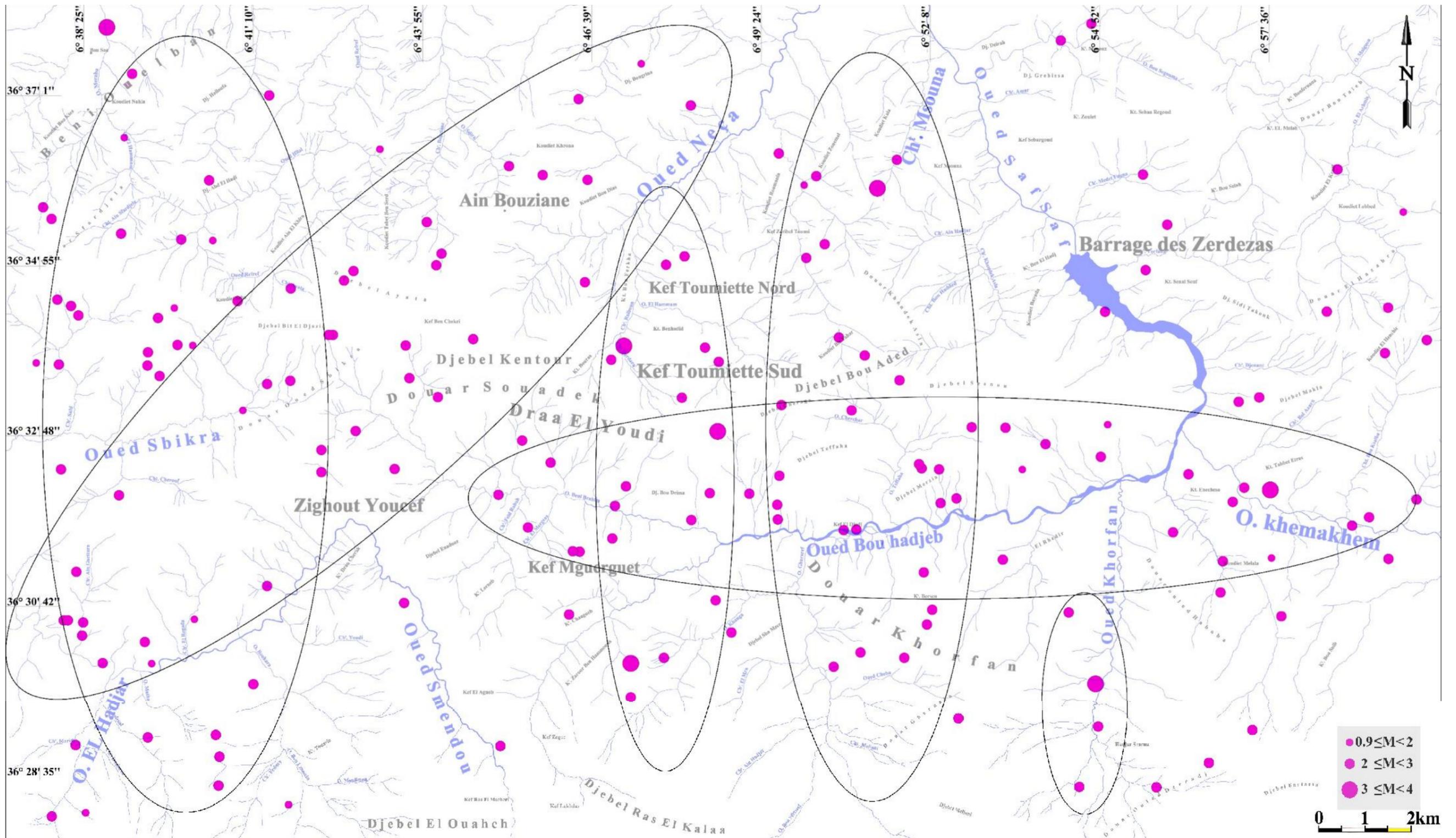


FIG.IV.63 : DISTRIBUTION SPATIALE DES SEISMES ET PRINCIPALES DIRECTIONS D'ALIGNEMENT DES EPICENTRES DANS LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF DE 2000 A 2011 (Catalogue du CRAAG 2011)

### IV.3. ETUDE DE QUELQUES NEO STRUCTURES DE LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF

#### IV.3.1. La région de Zerdezas-Djebels Bou Aded et Sesnou

Les formations de l'Oligo-Miocène Kabyle et Nummulitique II, couvrent une aire importante de cette zone. Les grès micacés et les conglomérats forment les hauteurs des collines qui entourent le barrage de Zerdezas (Koudiets : Bayada, Senai Souf, Ben El Hadj...etc.).

Au Sud, la région est recouverte par les grès (numidiens et du flysch Maurétanien) et à l'Ouest on y trouve les affleurements du socle et la dorsale Kabyles (schistes, phyllades, calcaires...etc.).

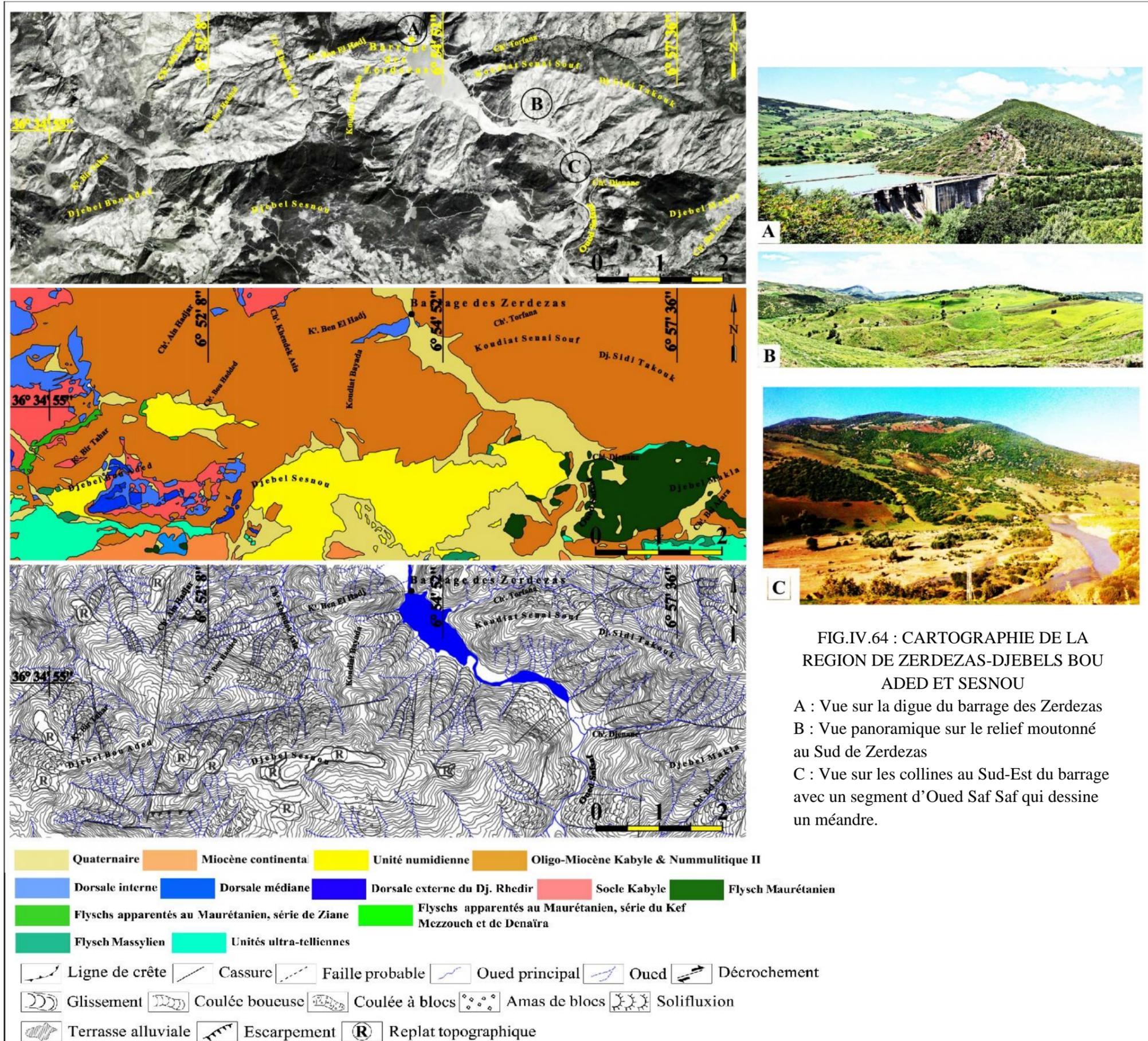
A partir de l'analyse cartographique de cette région (**Fig.IV.64**), on a pu relever les particularités suivantes :

- La vallée d'Oued Saf Saf est dominée par des versants à aspect boursoufflé. La topographie ondulée de ces versants s'explique par d'anciens mouvements de terrain (**Fig.IV.64, photos A, B et C**). Ces mouvements connaissent une réactivation plus ou moins marquée, perceptible grâce aux cicatrices d'arrachement fraîches.
- Les coulées boueuses se développent le long des versants de Koudiet Senai Souf et Djebel Sidi Takouk, et se dirigent vers les Oueds et les cours d'eau (Oued Saf Saf, Chabet Khandek Asla).
- Les limites des affleurements entre les grès maurétaniens (Djebel Makla) et numidiens (Djebel Sesnou) d'une part et les formations de l'OMK d'autre part, mettent en valeur une discontinuité géologique qui pourrait être un accident tectonique de direction Est-Ouest.
- Le versant Nord du Djebel Sesnou présente des désordres importants, où on relève plusieurs glissements de terrains qui convergent vers un segment de Chabet Khendek Asla. Ce dernier serait un segment d'accident de direction ENE-WSW.
- Au Sud-Est du Djebel Sesnou, les versants sont recouverts par des formations quaternaires, où s'observe des paléo coulées à blocs provenant du démantèlement des reliefs en amont (grès numidiens).
- Par ailleurs, le réseau hydrographique présente des directions préférentielles d'écoulement et souvent des linéarités parfaites (Chabet Djenan et Chabet Khendek Asla). Ces particularités semblent être contrôlées par le type de lithologie des terrains et surtout par la nature structurale du réseau hydrographique qui caractérise cette zone.

#### IV.3.2. Le versant instable du Djebel Deira Nord

Les terrains dans lesquels s'inscrit la zone du Djebel Deira correspondent à des séries d'âge varié (paléozoïque, miocène, quaternaire...etc). Les facies sont représentés par des schistes, des phyllades, des argiles et des grès (**Fig.IV.65**).

Cette région est affectée par des mouvements de terrain assez complexes. Ces derniers posent de sérieux problèmes pour les différents projets d'aménagement. Le versant Nord du Djebel Deira présente des indices d'instabilités assez variés, affectant les schistes et les phyllades du socle paléozoïque.



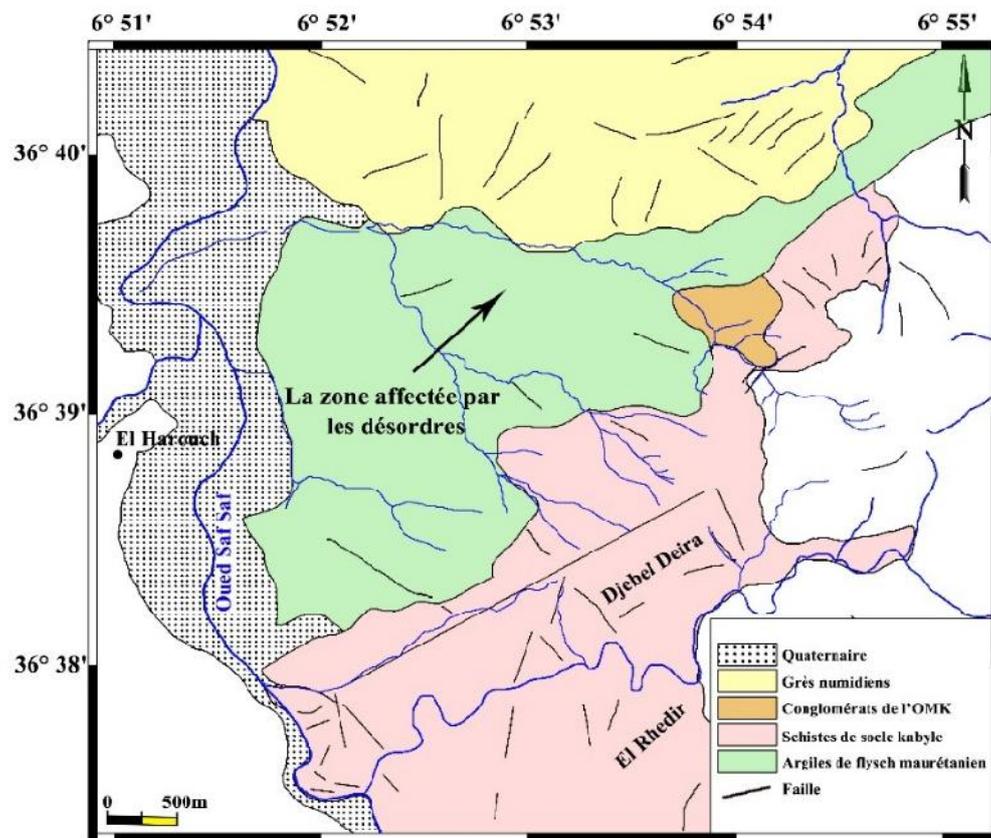
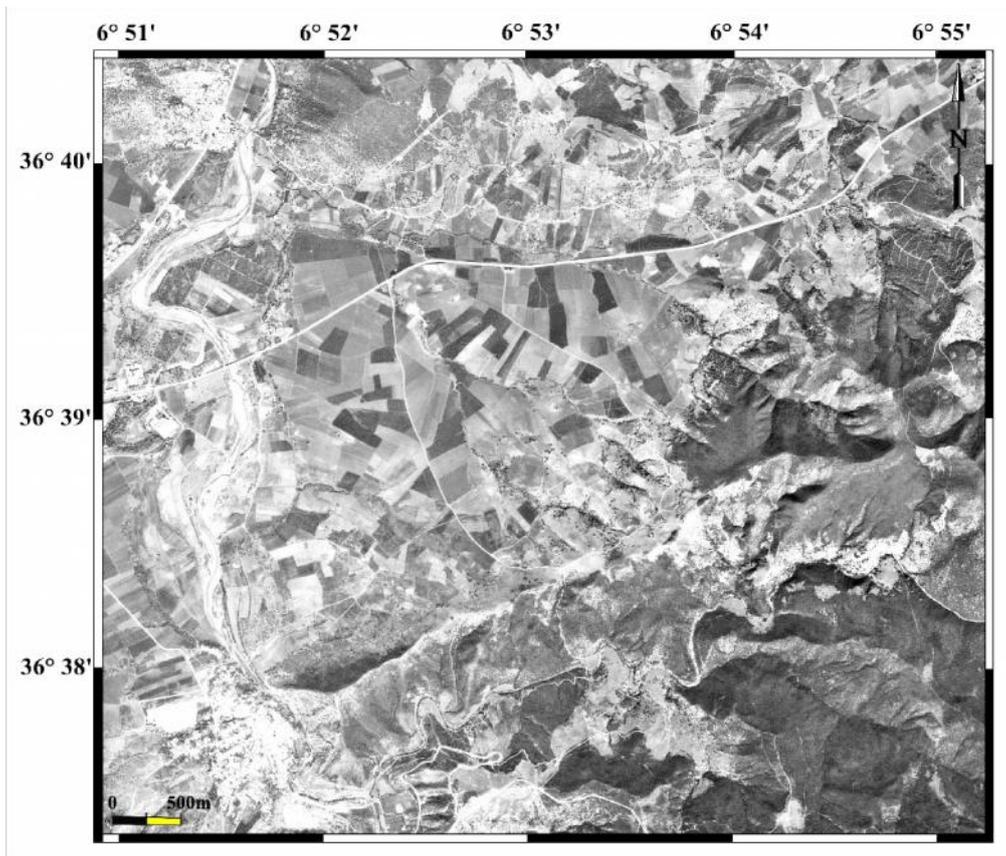


FIG.IV.65 : DECHIFFREMENT DE L'IMAGE SATELLITE COUVRANT LA REGION DU DJEBEL DEIRA

La situation géologique est fort complexe, l'instabilité affecte toute la zone comprise entre les schistes du Djebel Deira au Sud et les grès numidiens de Koudiet El Fedj au Nord (Fig.IV.66).

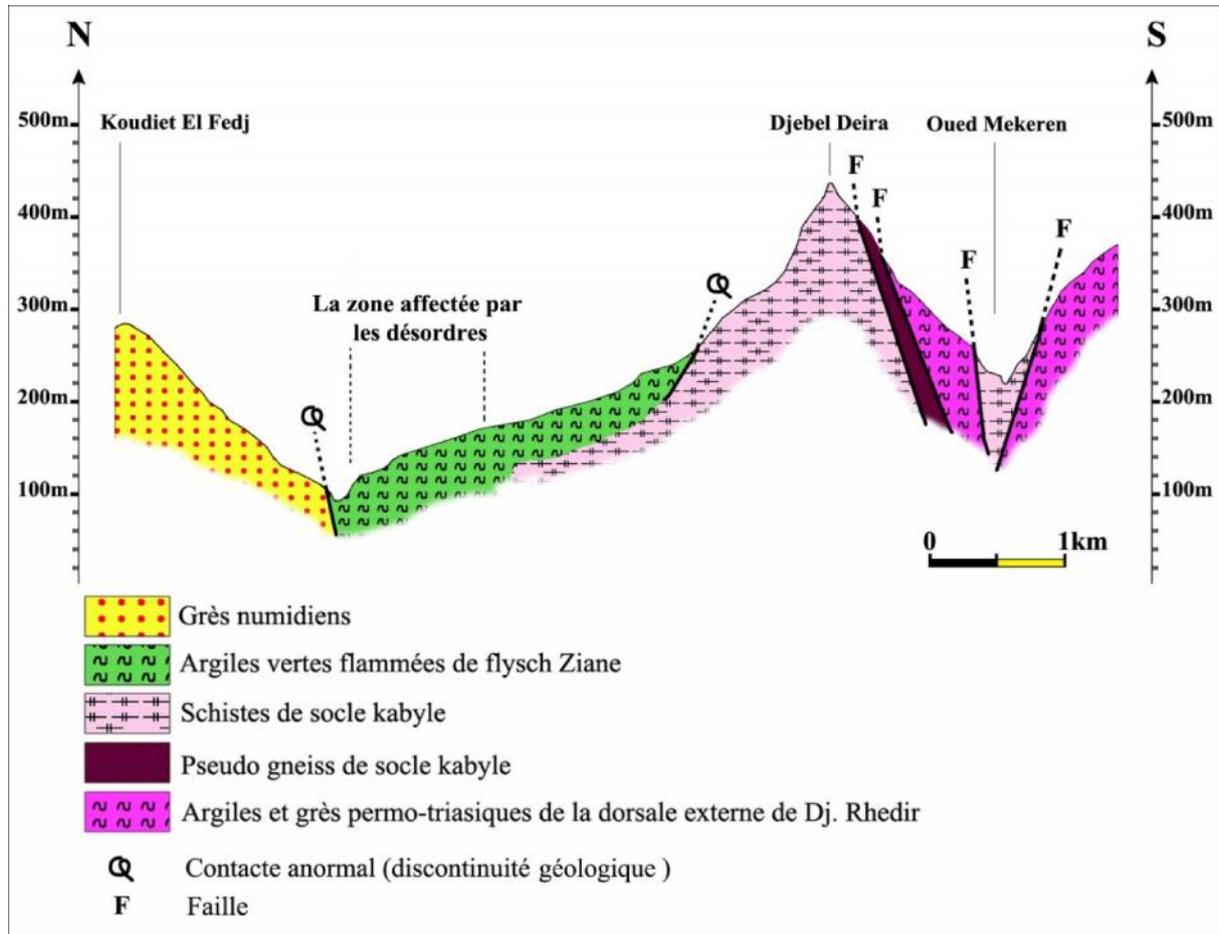
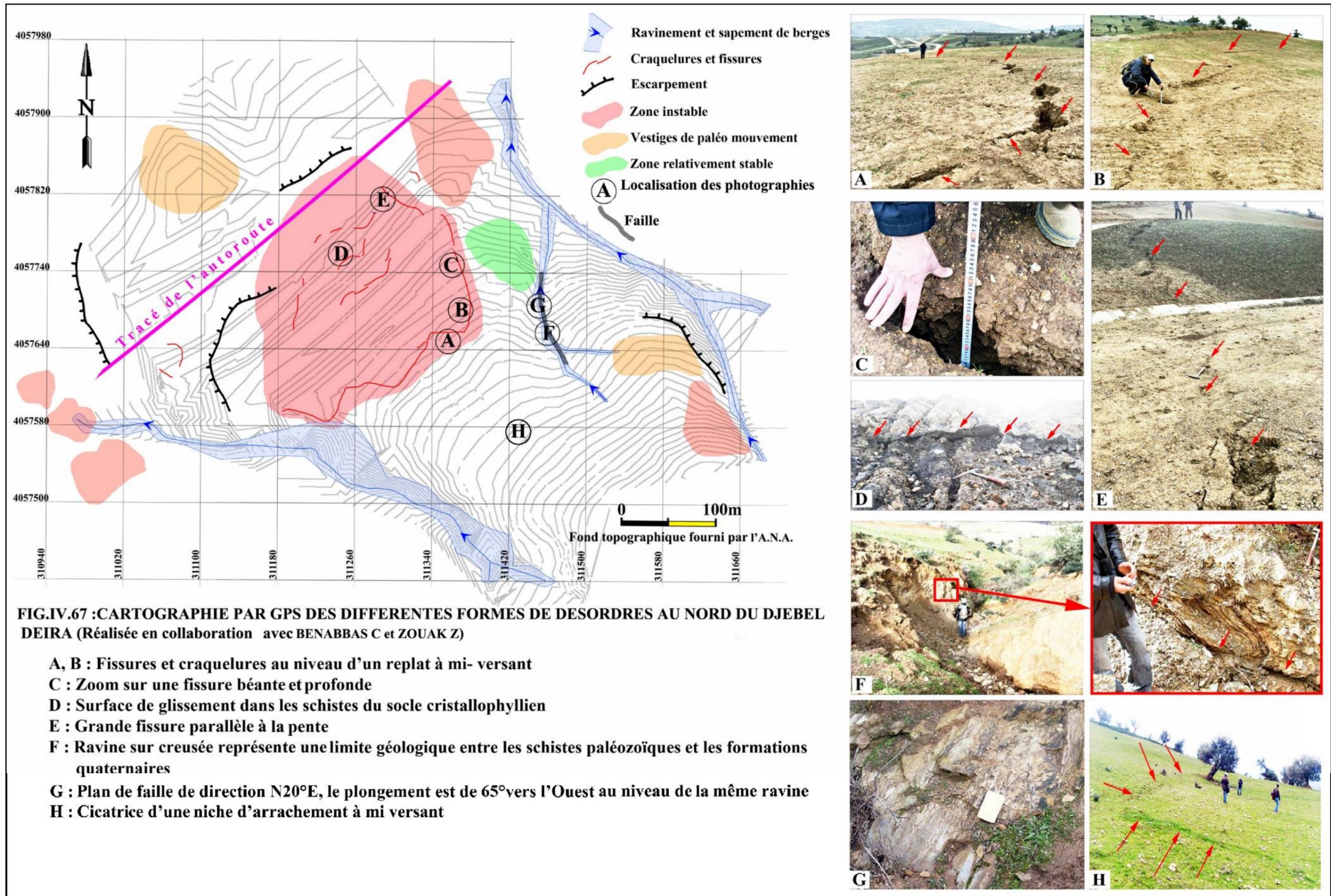


FIG.IV.66 : COUPE MORPHO GEOLOGIQUE PASSANT PAR LA ZONE DE DESORDRES (Réalisée en collaboration avec Mr BENABBAS C.)

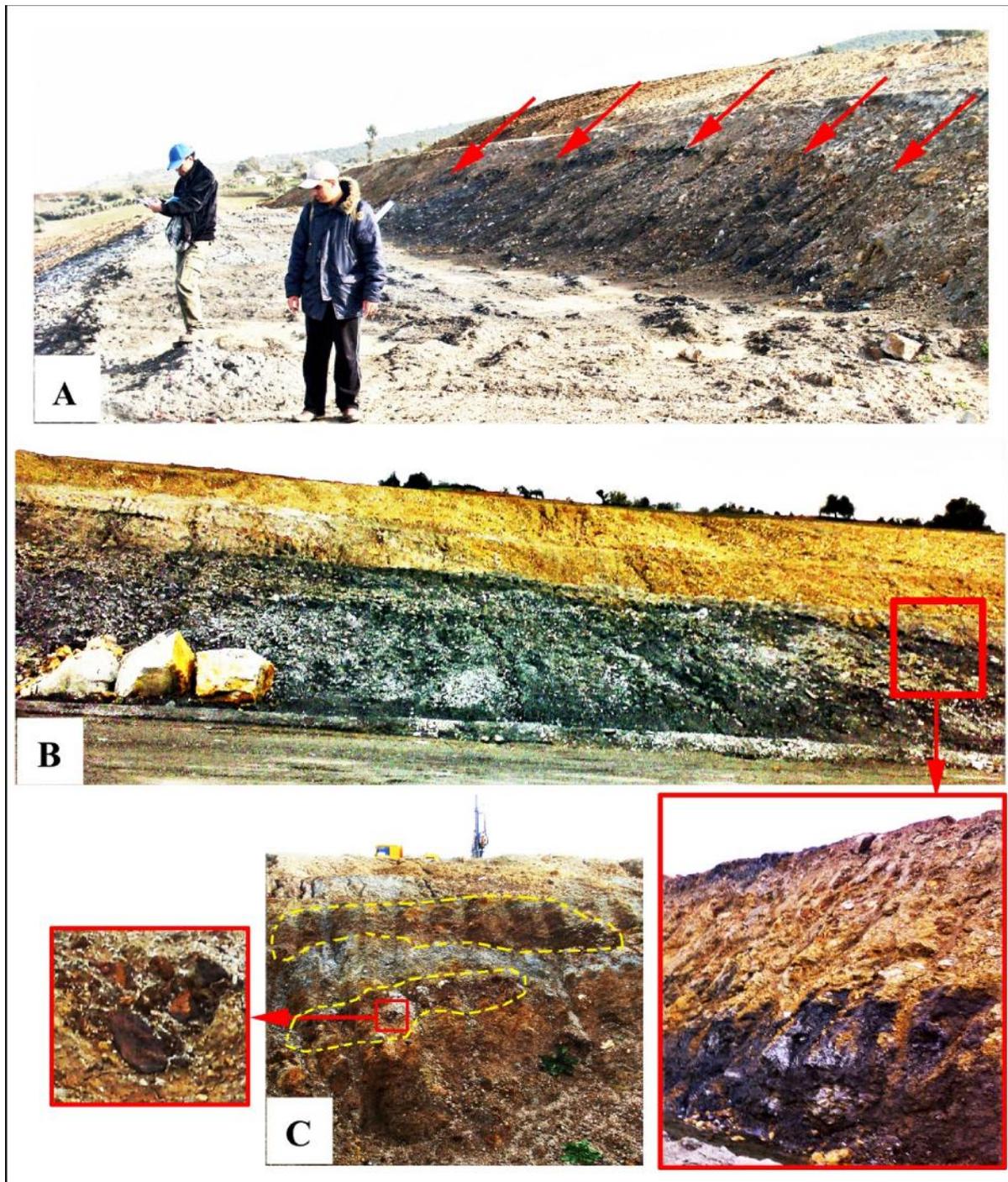
Lors des travaux de terrassement pour la construction d'un tronçon autoroutier, plusieurs formes de désordres sont apparues.

La cartographie fine par GPS (Fig.IV.67), ainsi que les investigations de terrain ont permis de cartographier des zones instables avec des révélateurs directs ou indirects de présence de désordres ou de glissements actifs.

- La cartographie montre une large zone instable, avec des versants à pente faible présentant des boursouflures et de solifluxion.
- Suite aux travaux effectués, notamment de déblais et remblais plusieurs craquelures et des fissures, de forme circulaire dépassant plusieurs dizaines de mètres et qui peuvent atteindre des dizaines de mètres de profondeur sont apparues (Fig.IV.67, photos A, B, C, D, E).
- Le déblai des argiles flammées du flysch Maurétanien type Ziane a laissé apparaître une superposition de schistes jaunes sur des schistes gris noirâtres souvent saturés en eau.



La limite entre ces deux formations correspond à une surface importante de décollement, fortement déformée avec une forte présence de trace d'oxydation (**Fig.IV.68, photos A, B, C**).



**FIG.IV.68 : LES DIFFERENTES FORMES DE DESORDRES AFFECTANT LES SCHISTES PALEOZOÏQUES AU NORD DU DJEBEL DIERA (Collection BENABBAS C)**

- A : Déblais montrant une surface du décollement (glissement) dans les formations schisteuses
- B : Déblais montrant la superposition des schistes jaunes sur des schistes gris noirâtres
- C : Traces d'oxydation au niveau de la limite entre les schistes jaunes et les schistes gris noirâtres

- La présence de plusieurs niveaux de broyage (fracturations) dans les schistes paléozoïques jaunes. Ces formations ont un héritage morpho structural très important.
- Dans la partie amont du versant, on note la présence de déformations topographiques et de décalages au niveau de la ligne de partage des eaux qui seraient induits par des accidents tectoniques. En descendant de la ligne de crête, on relève une cassure dans la pente avec l'apparition d'un bourrelet dans un sol saturé en eau, ressemblant à une future niche d'arrachement (**cf Fig.IV.67, photo H**).  
Par ailleurs, sur le même versant, on a pu relever un replat sur lequel sont bâtis des maisons. Ce replat est suivi d'un second plus bas, certes moins évident que le premier mais néanmoins réel sur site. Ces deux replats sont assez intéressants par leur emplacement et par leur allure, nous pensons qu'ils constituent en fait des replats d'un paléo glissement.
- A l'Est de la zone instable, une importante ravine sur creusée représente une limite géologique nette entre les schistes paléozoïques et les formations quaternaires (**cf Fig.IV.67, photo F**). Le long de cette limite géologique on note des sapements de berges et des glissements actifs parfois assez importants.  
A cette limite géologique, s'ajoute un plan de faille assez net de direction N20°E avec un plongement de 65° vers l'ouest (**cf Fig.IV.67, photo G**).  
Ces deux éléments tendent à confirmer le rôle joué par le cadre structural (la fracturation) dans l'évolution du relief et l'instabilité des versants de ce secteur.

### IV.3.3. La structure d'Oued Neça

La vallée d'Oued Neça suit une direction SW-NE, et traverse les formations de type flysch et d'Oligo-Miocène Kabyle (**Fig.IV.69**).

- Cet Oued présente une structure morphologique nette dans le paysage. Il limite une rive droite caractérisée par un relief contrasté avec des collines de moyenne altitude. Par contre la rive gauche de l'Oued présente un relief peu contrasté avec quelques replats topographiques à l'Ouest et au Sud du Djebel Bougrina.
- Les mouvements de masse sont présents le long d'Oued Neça. Les glissements de terrain sont très fréquents.
- Les coulées boueuses se développent le long de la rive droite où on relève une grande discontinuité géologique entre les formations du flysch et celles de l'Oligo-Miocène Kabyle. Cette limite géologique est orientée en parallèle à cet Oued, en suivant la direction NE-SW (**Fig.IV.69**).
- Djebel Bougrina est constitué par les grès numidiens. Son versant Sud-Est est marqué par des paléo coulées à blocs bien développées qui s'étendent jusqu'à la rive gauche de l'Oued.
- La direction structurale NE-SW est toujours constante dans cette région. On la trouve soit dans les cassures qui affectent les formations de l'Oligo-Miocène Kabyle, soit dans la direction des ravinements du réseau hydrographique, comme le surcreusement linéaire de Chabet Msouna.

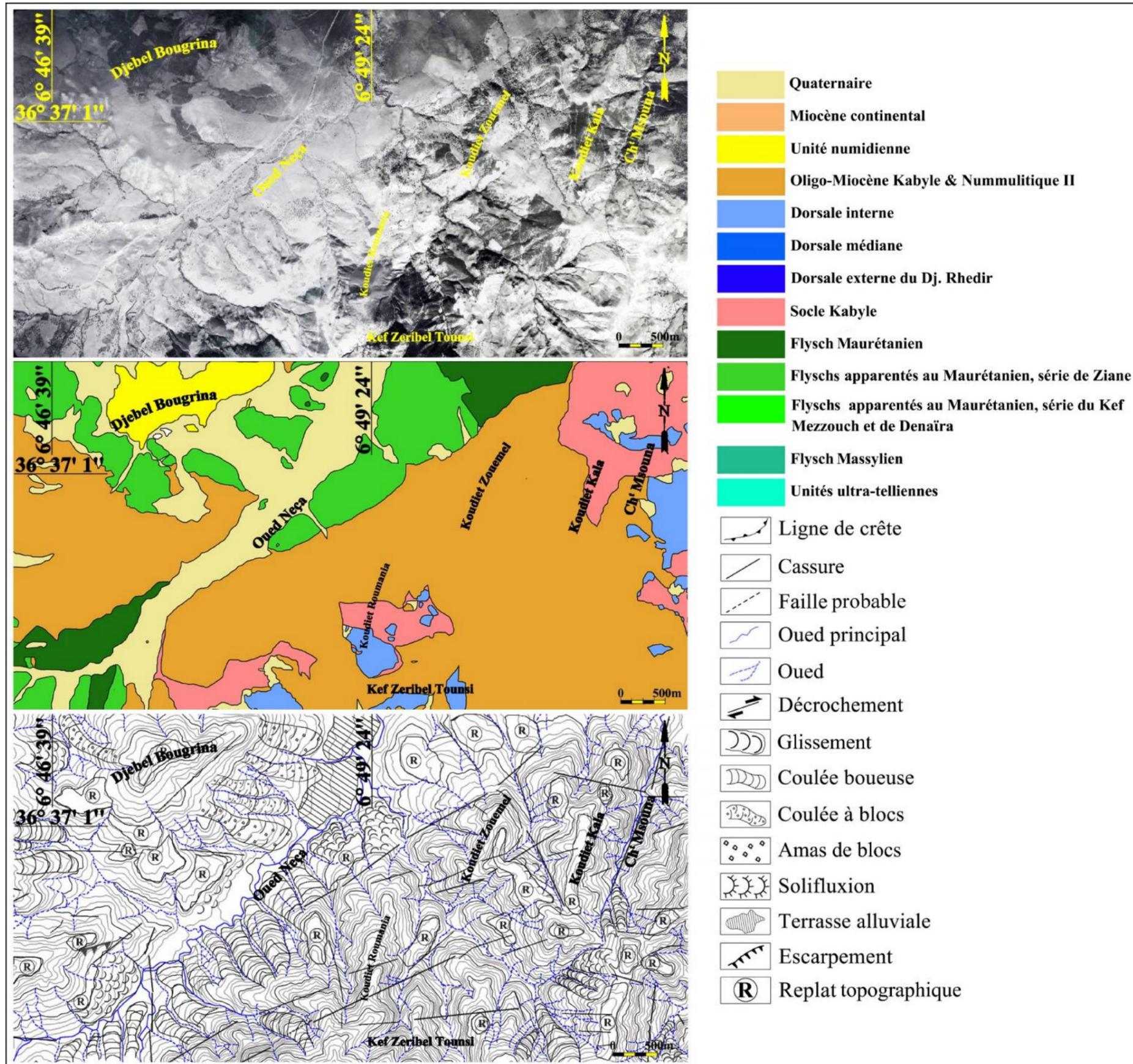


FIG.IV.69 : CARTOGRAPHIE DE LA STRUCTURE D'OUED NEÇA

#### IV.3.4. La région d'Ouled Hababa, Oueds Bou Hadjeb-Khemakhem

La vallée d'Oued Bou Hadjeb et Oued Khemakhem est marquée par une activité sismique remarquable. Cette sismicité est manifestée par plusieurs épicentres qui forment un nuage le long de ces deux Oueds, suivant la direction Est-Ouest (cf **Fig.IV.63**).

Oued Bou Hadjeb et Oued Khemakhem sont dominés au Nord par des versants qui se rattachent aux sommets de la chaîne numidique centrale. Au sud, les versants sont ondulés et boursoufflés, dû essentiellement aux anciens mouvements de terrain, inscrits dans les formations argileuses et conglomératiques du bassin néogène de Condé Smendou (**Fig.IV.70**).

- Le long de la rive gauche d'Oued Khemakhem, plusieurs glissements de terrain ont été cartographiés. Ces derniers affectent les dépôts détritiques miocènes (argiles gypseuses et conglomérats).
- Oued Bou Hadjeb dessine de nombreux méandres tout au long de son parcours (**Fig.IV.70, photo A**). La rive droite est affectée par une multitude de désordres où se développent de vastes glissements de terrain affectant les argiles à gypse du bassin néogène. Par contre, la rive gauche est limitée par des paléo coulées à blocs avec un relief contrasté marqué par des escarpements topographiques (au niveau du Djebel Teffaha et Djebel Merzia).
- La région du Douar Ouled Hababa se distingue par un relief irrégulier avec des versants à aspect ondulé (**Fig.IV.70, photos B, C**), où se développent de vastes glissements de terrain, affectant les argiles gypseuses miocènes. La plupart de ces mouvements se dirigent vers certains segments des Oueds Khorfan et Bou Hadjeb.
- A l'Est du Djebel Merzia, les formations quaternaires sont très répondues et correspondent à des paléo coulées à blocs, provenant du démantèlement des reliefs en amont (grès numidiens du Djebel Sesnou).
- Le surcreusement et la linéarité parfaite d'Oued Khorfan seraient vraisemblablement en relation avec **une structure tectonique de direction Nord-Sud (accident actif)**.
- Le caractère linéaire et les directions de certains segments du réseau hydrographique est fort intéressant, car nous pensons que ces segments linéaires, qu'on peut grouper en plusieurs faisceaux de directions : Est-Ouest (Oueds Bou Hadjeb et Khemakhem) et Nord-Sud (certains affluents d'Oued Bou Hadjeb), **seraient des segments d'accidents actifs**.

#### IV.3.5. La région du Douar Oued Sbikra

La région du Douar Oued Sbikra est située au Nord-Ouest de la localité de Zighout Youcef et s'inscrit dans les formations miocènes du bassin continental. Sur le plan morphologique, Oued Sbikra draine un micro bassin versant et suit une direction ENE-WSW, où les mouvements de terrain sont très répondus (**Fig.IV.71**).

- Les glissements de terrain et la solifluxion sont très fréquents et occupent d'importantes surfaces, notamment sur la rive gauche d'Oued Sbikra, où on relève la présence des argiles gypseuses miocènes (**Fig.IV.71**).

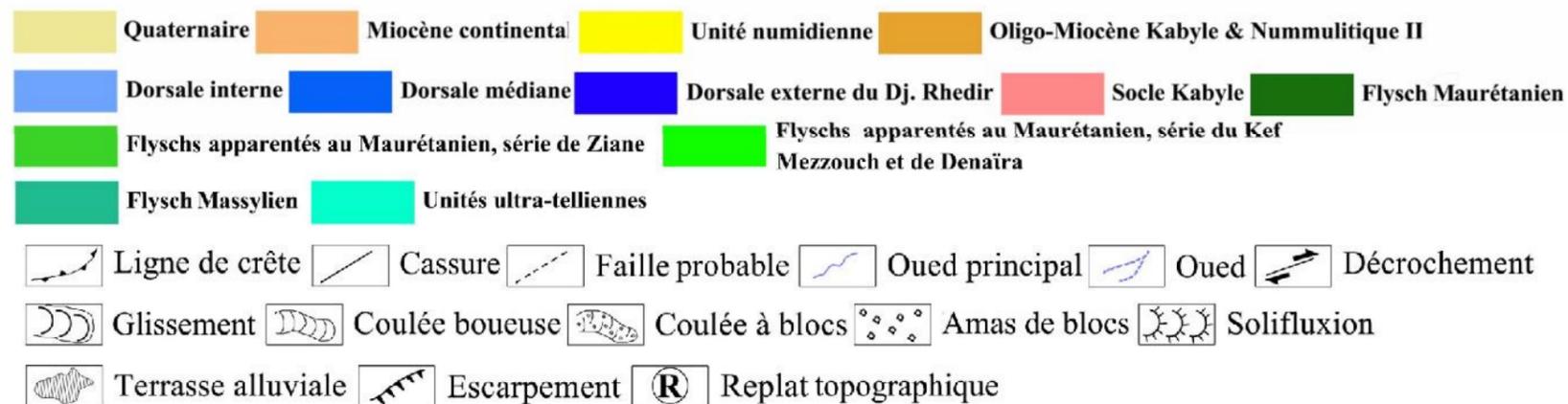
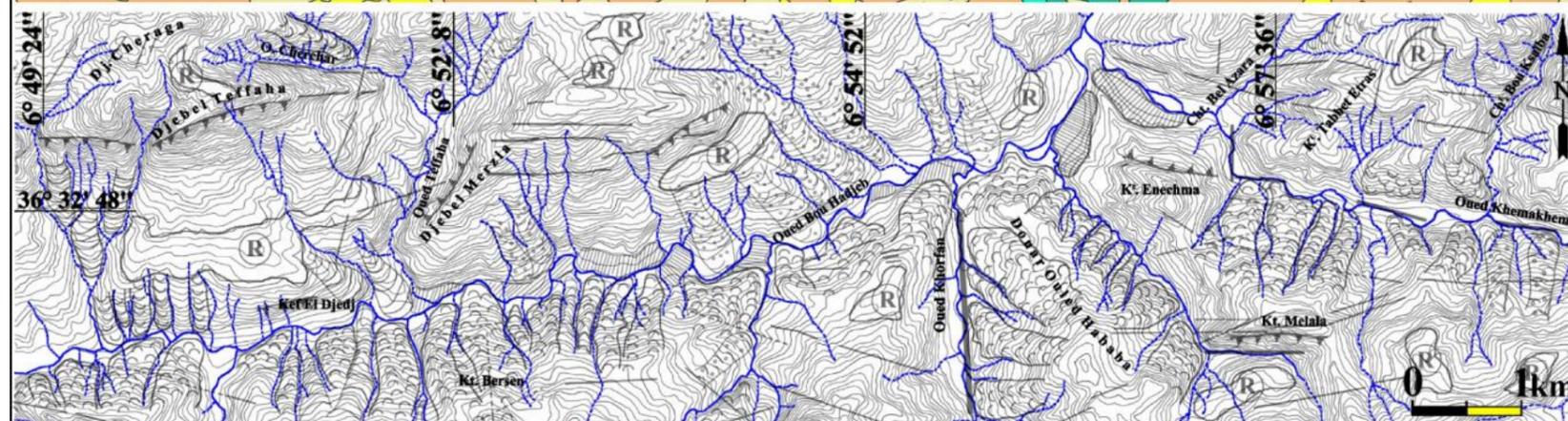


FIG.IV.70 : CARTOGRAPHIE DE LA REGION D'OULED HABABA, OUEDS BOU HADJEB-KHEMAKHEM

A : Segment d'Oued Bou Hadjeb

B et C : Vue sur les versants moutonnés à l'Est du Douar d'Ouled Hababa

- Au niveau de Chabet Cherouf, les glissements de terrain deviennent plus intenses. Ces derniers seraient en relation avec une série d'accidents tectoniques de direction Est-Ouest, ENE-WSW et Nord-Sud (Fig.IV.71).

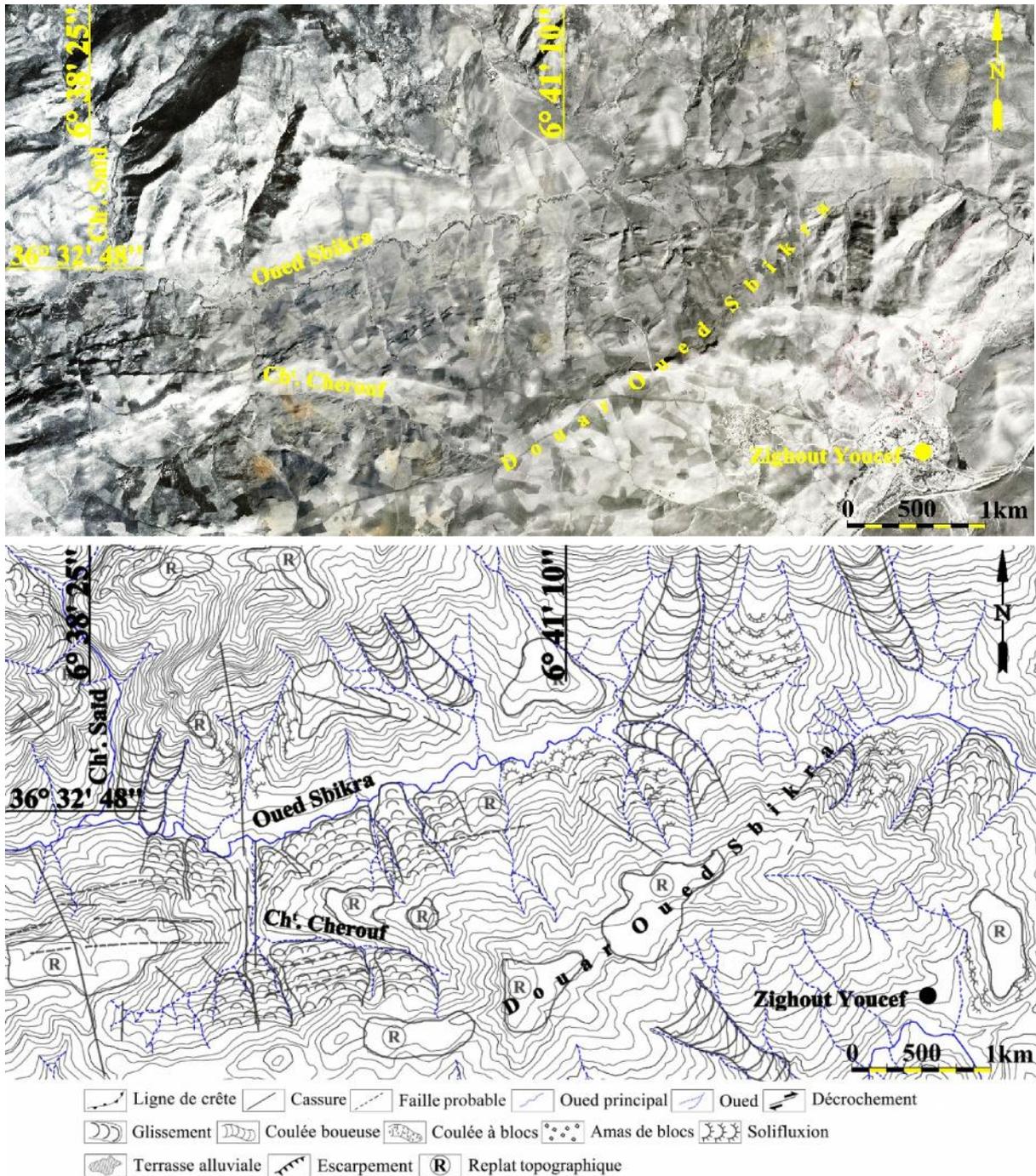


FIG.IV.71 : CARTOGRAPHIE DE LA REGION DU DOUAR OUED SBKRA

#### IV.3.6. La région active d'El Kentour

La région d'El Kentour est située près de la limite paléogéographique entre les zones internes au Nord et les zones externes au Sud. Cette région présente des déformations morpho-structurales très intenses avec une extension des différents types de désordres notamment les mouvements de terrain.

Ces mouvements sont très diffus dans un cadre structural très compliqué est très actif. La position structurale du bassin néogène de Condé Smendou, entre la chaîne numidique centrale au Nord et le massif gréseux du Djebel El Ouahch au Sud, semble contrôler la déformation de ce bassin (**Fig.IV.72**).

En effet, l'accident de direction Est-Ouest qui limite la bordure septentrionale du bassin est souvent responsable du déclenchement des mouvements de terrain aux alentours du Djebel Kentour. **Ici, le lien entre la déformation du relief et la néotectonique est très étroit.**

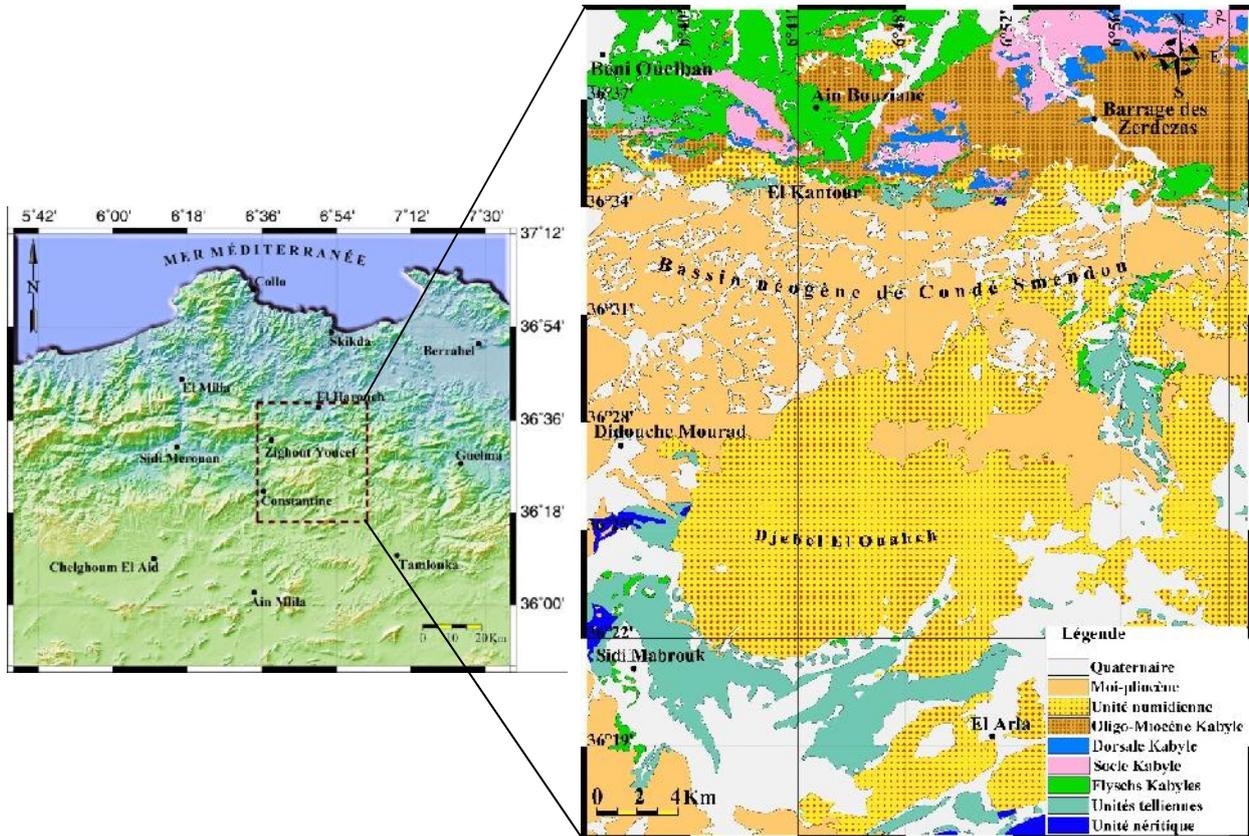


FIG.IV.72 : POSITIONNEMENT DU BASSIN NEOGENE DE CONDE SMENDOU PAR RAPPORT AUX ZONES INTERNES ET EXTERNES (Fond géologique digitalisé d'après les cartes géologiques du centre de la chaîne numidique RAOULT J F., 1974, et d'El Aria COIFFAIT P. E., et VILA J. M., 1979)

#### IV.3.6.1. Analyse minéralogique par diffraction des rayons X

Dans la région d'El Kentour, les sols argileux occupent des surfaces importantes et sont souvent le siège d'instabilité. Les propriétés de ces sols argileux et leurs comportements peuvent être néfastes sur la stabilité des versants. Pour mieux comprendre les caractéristiques de ces sols argileux et voir leurs relations avec les mouvements de terrain, on a procédé à un prélèvement d'échantillons des matériaux affectés par des mouvements de masse. Ces derniers sont très répandus aux alentours du Djebel Kentour (**Fig.IV.73**).

On a procédé à une analyse du spectre minéralogique des matériaux affectés par les mouvements de terrain, en se basant sur une analyse minéralogique par diffraction des rayons X. Ces analyses ont été réalisées au laboratoire de l'unité de recherche « Argiles, Géochimie et Environnements Sédimentaires, AGEs » de l'université de Liège en Belgique (**Voir les étapes de l'analyse ainsi que les résultats dans les Annexes A, B, C**).

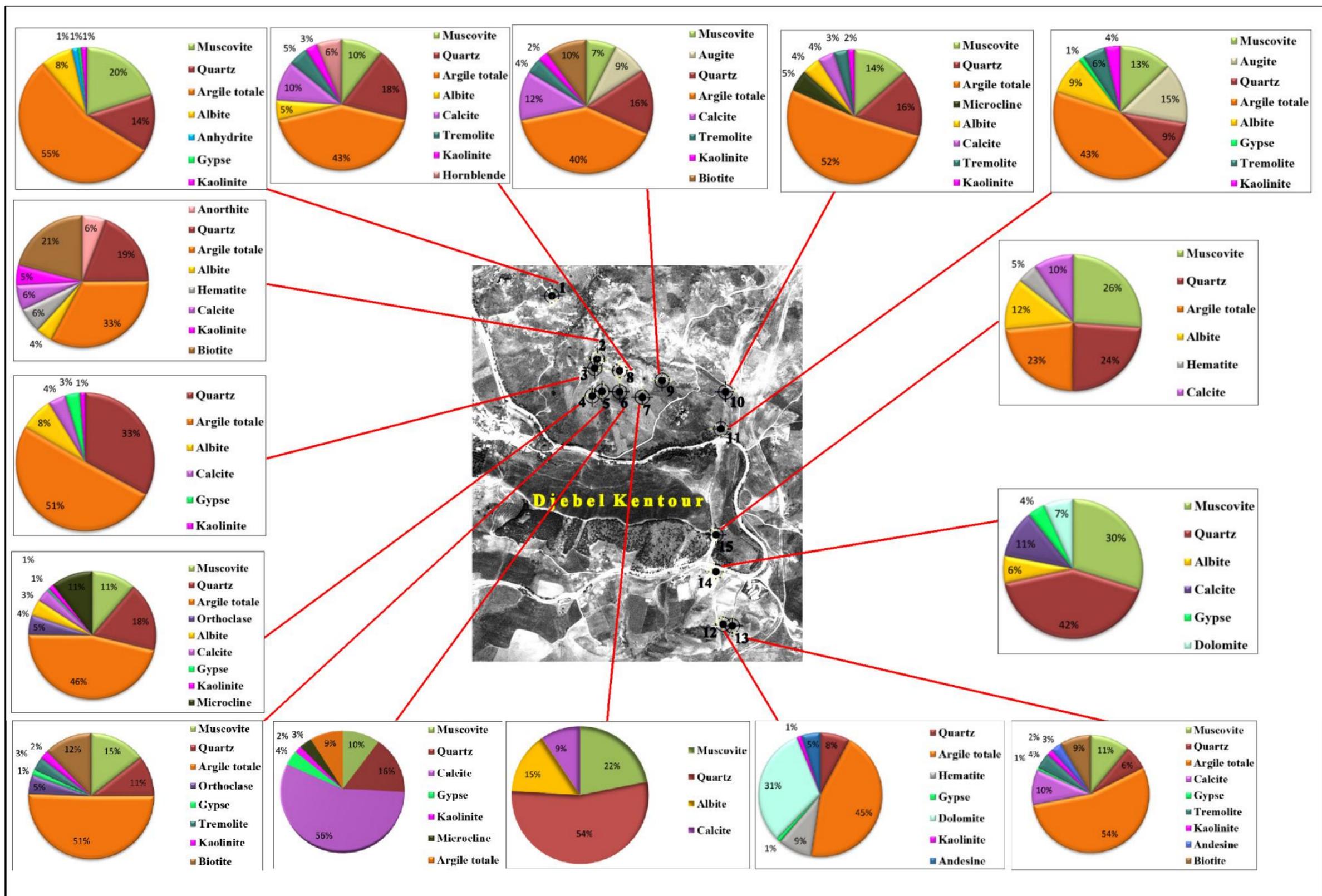


FIG.IV.73 : CARTE DE POSITIONNEMENTS ET RESULTATS DES ANALYSES MINERALOGIQUES DES ECHANTILLONS PRELEVES AU PRES DU DJEBEL KENTOUR

Les analyses aux rayons X, effectuées sur les échantillons prélevés au niveau des différents sites affectés par les désordres montrent les résultats suivants (cf Fig.IV.73) :

- Le pourcentage des argiles (minéraux argileux) domine la composition de la majorité des échantillons (entre 33 et 56% de la minéralogie totale). En outre, la plupart des échantillons prélevés (N° 3, 4, 7, 8, 11, 12, 13, 14, 15) indiquent la présence des minéraux argileux gonflants (**Voir l'Annexe C**). Ces derniers peuvent favoriser l'instabilité des versants et accélèrent les mouvements de terrain au Nord et au Sud du Djebel Kentour.
- La muscovite est présente avec des pourcentages allant de 10% à 30%.
- Le pourcentage du gypse est limité entre 3 et 4% (Échantillons N° 3, 6 et 14).

#### IV.3.6.2. La région d'El Kentour Nord (Kefs Toumiette, Djebels Bit El Djazia et Ayata)

Cette région est hautement tectonisée, elle est caractérisée par un relief très déformé, et une géologie fort complexe. Les terrains vont du plus anciens (formations paléozoïques) des Kefs Toumiettes et Djebel Ayata jusqu'aux conglomérats néogènes d'El Kentour en passant par les grès numidiens du Djebel Bit El Djazia (**Fig.IV.75**).

A partir du déchiffrement des photographies aériennes (**Fig.IV.75**) on a pu relever les éléments suivants :

- La zone la plus touchée par les désordres est celle qui se trouve au Nord du Djebel Kentour. Elle est distinguée par le développement d'un réseau d'accidents de direction Est-Ouest qui serait en relation avec l'extension des mouvements de terrain (**Fig.IV.75, photos B, C, D**). Cette région est marquée par de vastes mouvements de masse qui s'étendent sur plusieurs centaines de mètres (paléo coulées à blocs, solifluxions, coulées boueuses et glissements de terrain) (**Fig.IV.74**) et (**Fig.IV.76**). Dans ce secteur, les mouvements de terrain semblent être contrôlés par un couloir tectonique de direction Est-Ouest.

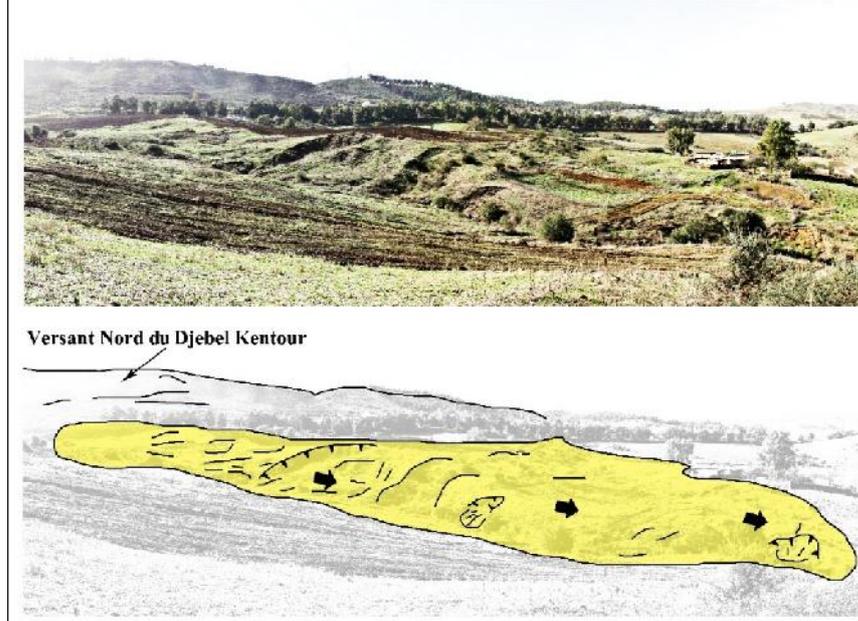


FIG.IV.74 : VUE SUR LES VASTES MOUVEMENTS DE TERRAIN AU NORD DU DJEBEL KENTOUR

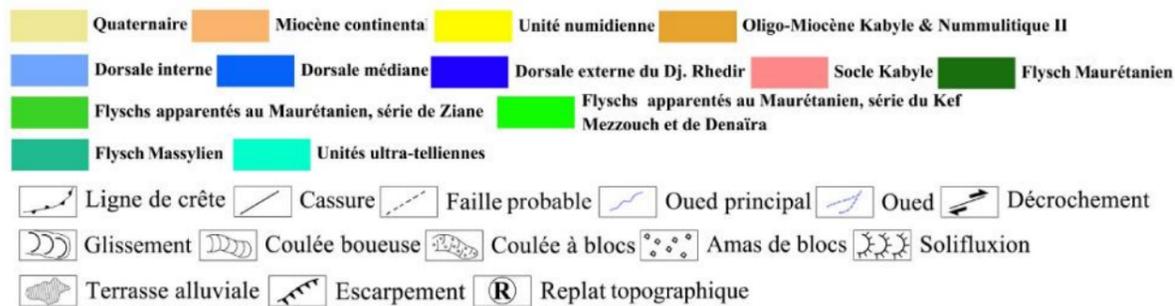
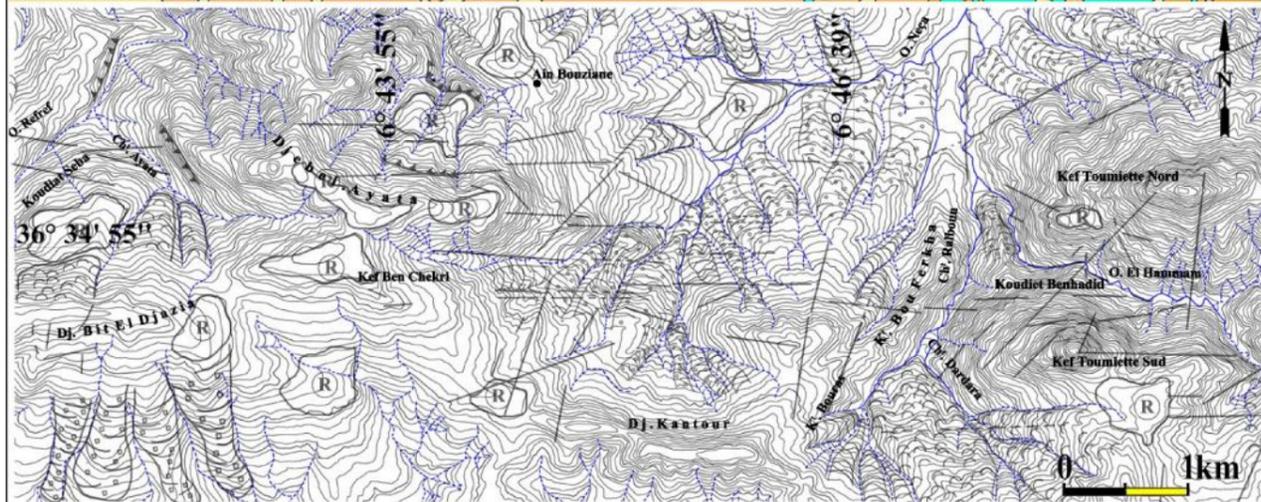
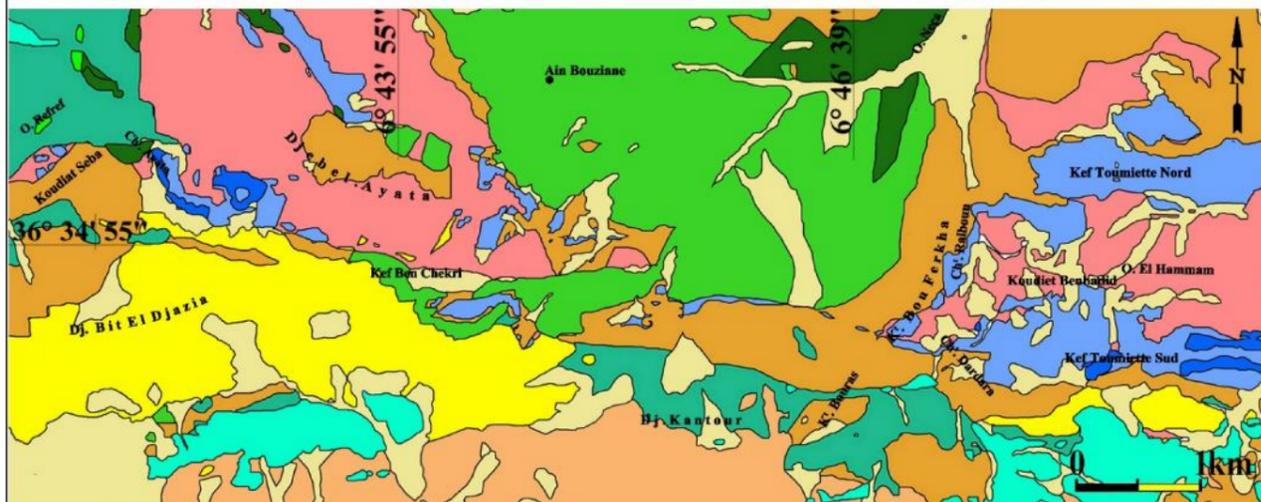
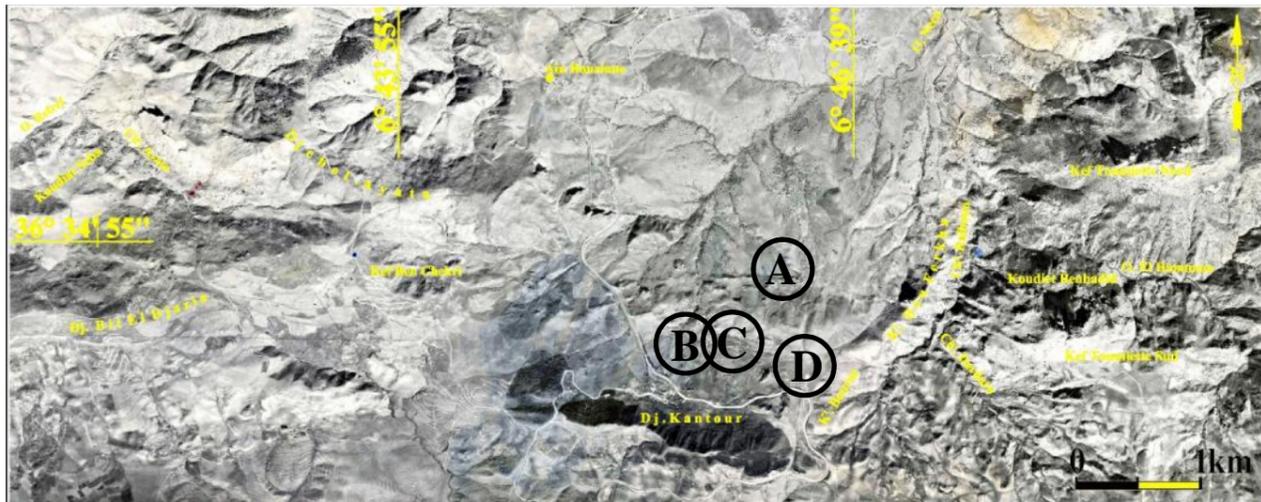


FIG.IV.75 : CARTOGRAPHIE DE LA REGION D'EL KENTOUR NORD (KEFS TOUMIETTE, DJEBELS BIT EL DJAZIA ET AYATA)

A : Escarpement de ligne de faille de direction Est-Ouest associé au mouvement de terrain, au Nord du Djebel Kentour

B, C, D : Vue sur les versants instables au Nord du Djebel Kentour

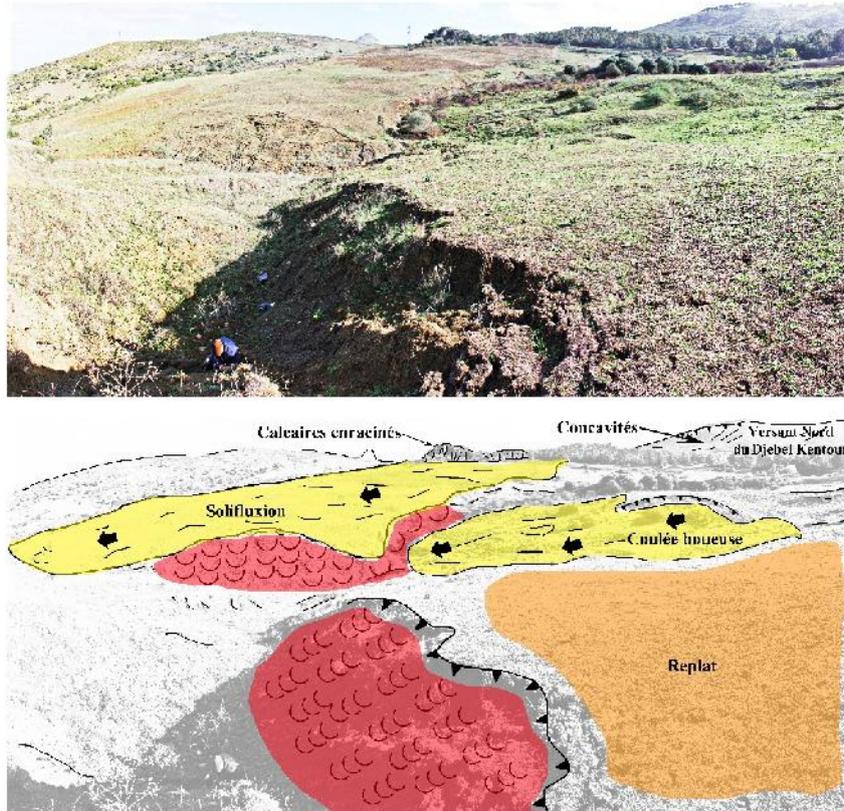


FIG.IV.76 : SOLIFLUXION ET COULEES BOUEUSES AU NORD DU DJEBEL KENTOUR

- Entre Kef Toumienne Nord et Sud, on observe un micro bassin versant d'Oued El Hammam, formé essentiellement par les phyllades du socle Kabyle. Ce bassin est affecté par plusieurs accidents de direction Est-Ouest à NE-SW.
- Oued El Hammam qui se trouve entre les Kefs Toumienne, serait la prolongation de l'accident d'El Kentour de direction Est-Ouest (cf Fig.IV.75, photo A).
- Le bas du versant Nord de Kef Toumienne Nord est marqué par des paléo coulées à blocs, probablement contrôlées par des accidents de direction NE-SW.
- Au sud de Chabet Dardara et Chabet Ghalboun on remarque une extension des mouvements de terrain, où s'observe des glissements et des coulées boueuses affectant les formations de type flysch Massylien et d'Ultra Tellien.
- Le versant Sud du Djebel Bit El Djazia est limité par plusieurs paléo coulées à blocs.
- La majorité des affluents d'Oued Neça limitent des corps de glissements de terrain de coulées boueuses ou de paléo coulées à blocs.

#### IV.3.6.3. La région d'El Kentour Sud (Draa El Youdi- Douar Souadek-Kef Mguerguet)

La région du Draa El Youdi-Douar Souadek-Kef Mguerguet est caractérisée par les dépôts du Miocène continental. Ce dernier est constitué à la base par un ensemble conglomératique surmonté par un terme médian très variable avec des alternances irrégulières d'argiles sableuses, de grès calcareux et de calcaires lacustres. La partie supérieure est composée

essentiellement d'argiles, localement riches en gypse, et comportant des intercalations minces et rares de calcaires sableux et/ou travertineux.

Dans cette région, les mouvements de terrain sont fréquents et occupent de vastes surfaces. Les versants présentent des formes de modelé très variées (replats, boursouflures, sols moutonnés et gorgés d'eaux...etc.). Ces nombreuses formes et traces d'instabilité en surface, représentent enfin une remobilisation d'anciens grands mouvements.

Au Sud du Douar Souadek, une multitude de désordres apparaissent et plusieurs types de mouvements de terrain sont observés (**Fig.IV.77**).

Ces formes de mouvement **sont fraîches (actives)** et prennent de l'ampleur en aval, près d'Oued Beni Brahim (un affluent d'Oued Bou Hadjeb qui suit une direction Est-Ouest). Elles sont encadrées par un contexte structural actif où se développent des structures morpho géologiques instables (**Fig.IV.77**) qui se dirigent vers Oued Beni Brahim. L'ensemble de ces structures ressemble à des anciennes **dislocations**, probablement **tecton gravitaires**.

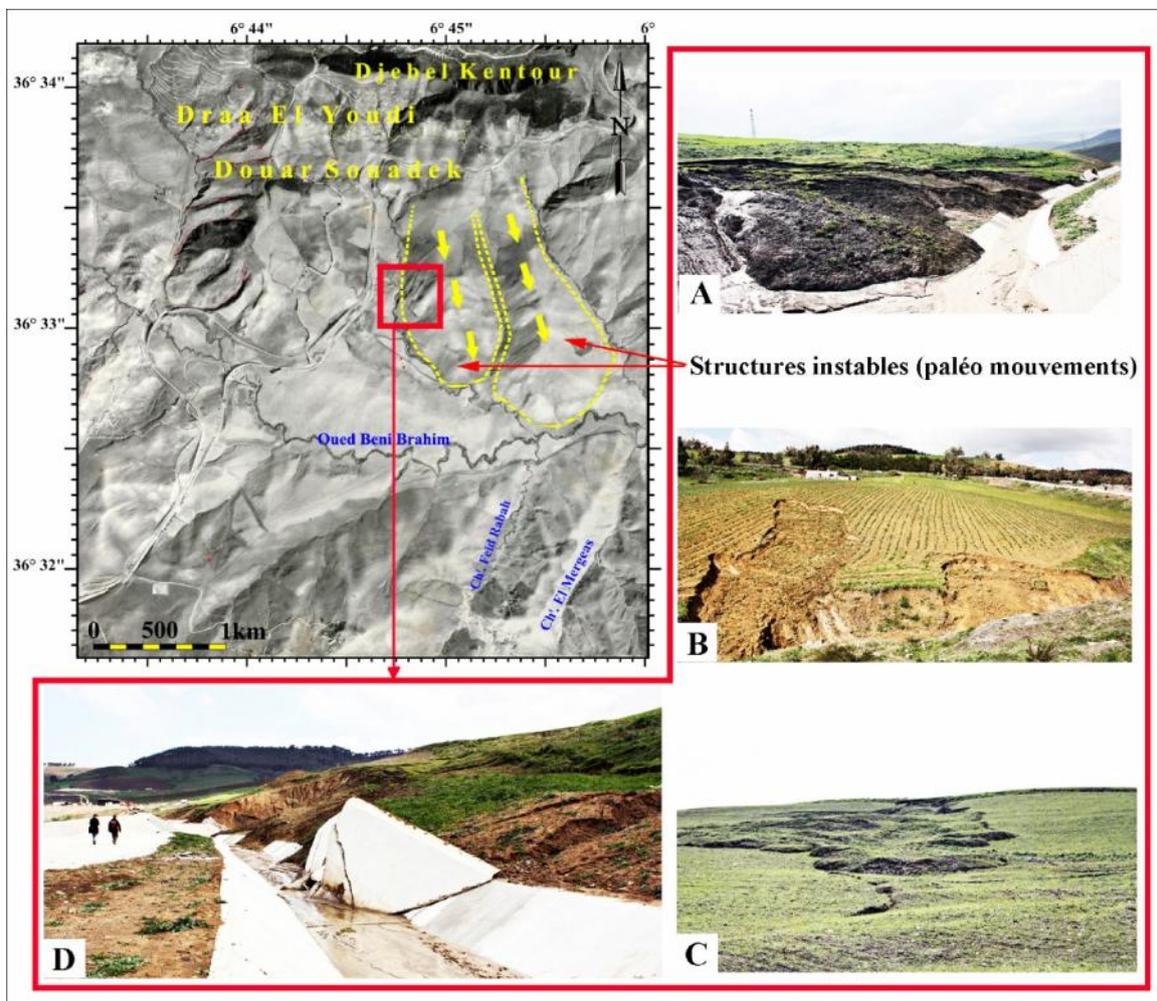


FIG.IV.77 : LES FORMES DE DESORDRES AU SUD DU DOUAR SOUADEK

A : Coulée boueuse.

B : Sapements de berge actif provoquant l'effondrement de berge par voie de glissements

C : Solifluxion

D : Glissement rotationnel affectant un système du drainage à bas versant

Le contexte structural intervient d'une manière directe et favorise l'évolution de ces mouvements de terrain. Le meilleur exemple est celui de la faille de Kef Mguerguet, au Sud du Draa El Yhoudi.

La coupe morpho géologique qui passe par cette zone, montre une grande hétérogénéité dans le modelé (**Fig.IV.78**). Elle met en relief une zone très compressée (tectonisée) entre Draa El Youdi et Kef Mguerguet, ce qui favorise la mise en place de plusieurs cassures notamment sur la rive gauche d'Oued Beni Brahim. Les conglomérats miocènes sont très déformés et témoignent l'influence de l'héritage structural dans l'évolution actuelle des versants.

La faille de Kef Meguerguet se dessine dans le paysage par un escarpement qui dépasse 1,5 km de longueur (**escarpement de ligne de faille**), orienté Est-Ouest, affectant les argiles et les conglomérats miocènes (**Fig.IV.79, photo A**).

Le long de cet escarpement de ligne de faille, se développent des mouvements de terrain spectaculaires d'une grande dimension (essentiellement des coulées boueuses) (**Fig.IV.79, photos B, D**), associés à des brèches formées par les grès calcaireux du bassin néogène de Condé Smendou (**Fig.IV.79, photo C**). Là on est en présence d'un accident actif potentiellement sismique.

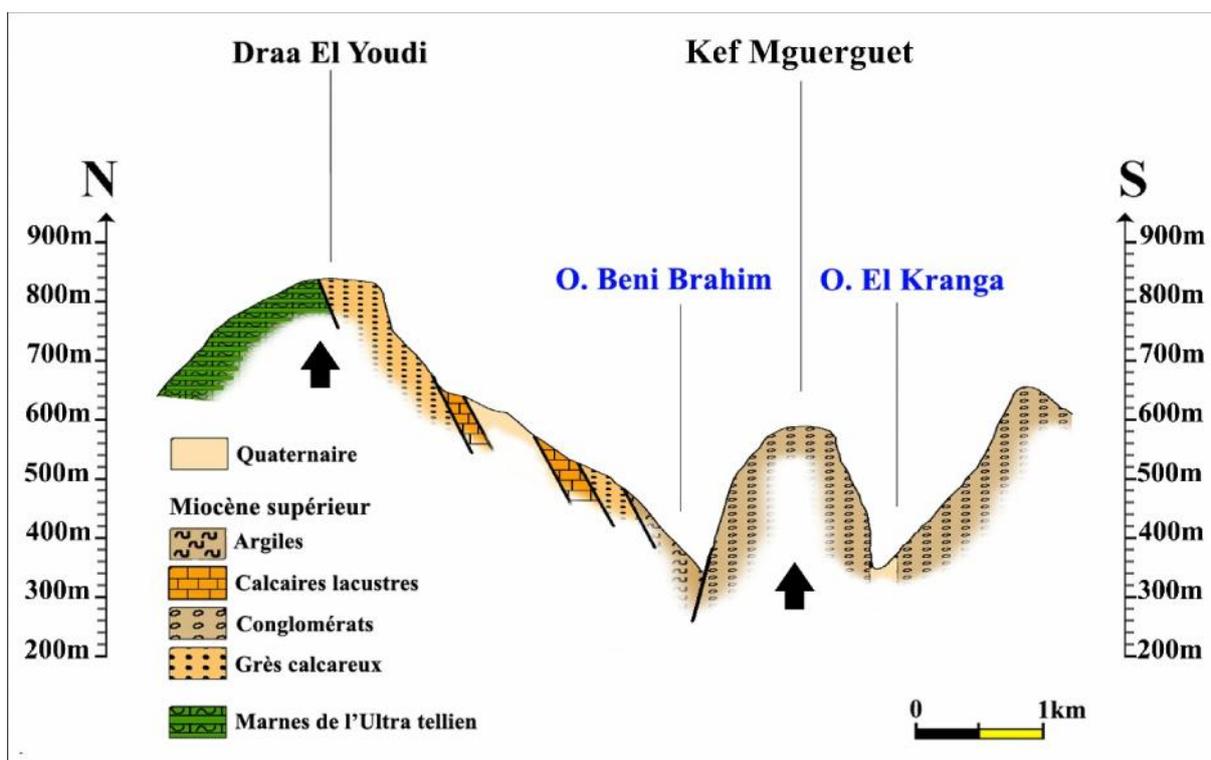


FIG.IV.78 : COUPE MORPHO GEOLOGIQUE PASSANT PAR KEF MEGUERGUET  
(Réalisée en collaboration avec Mr BENABBAS C.)

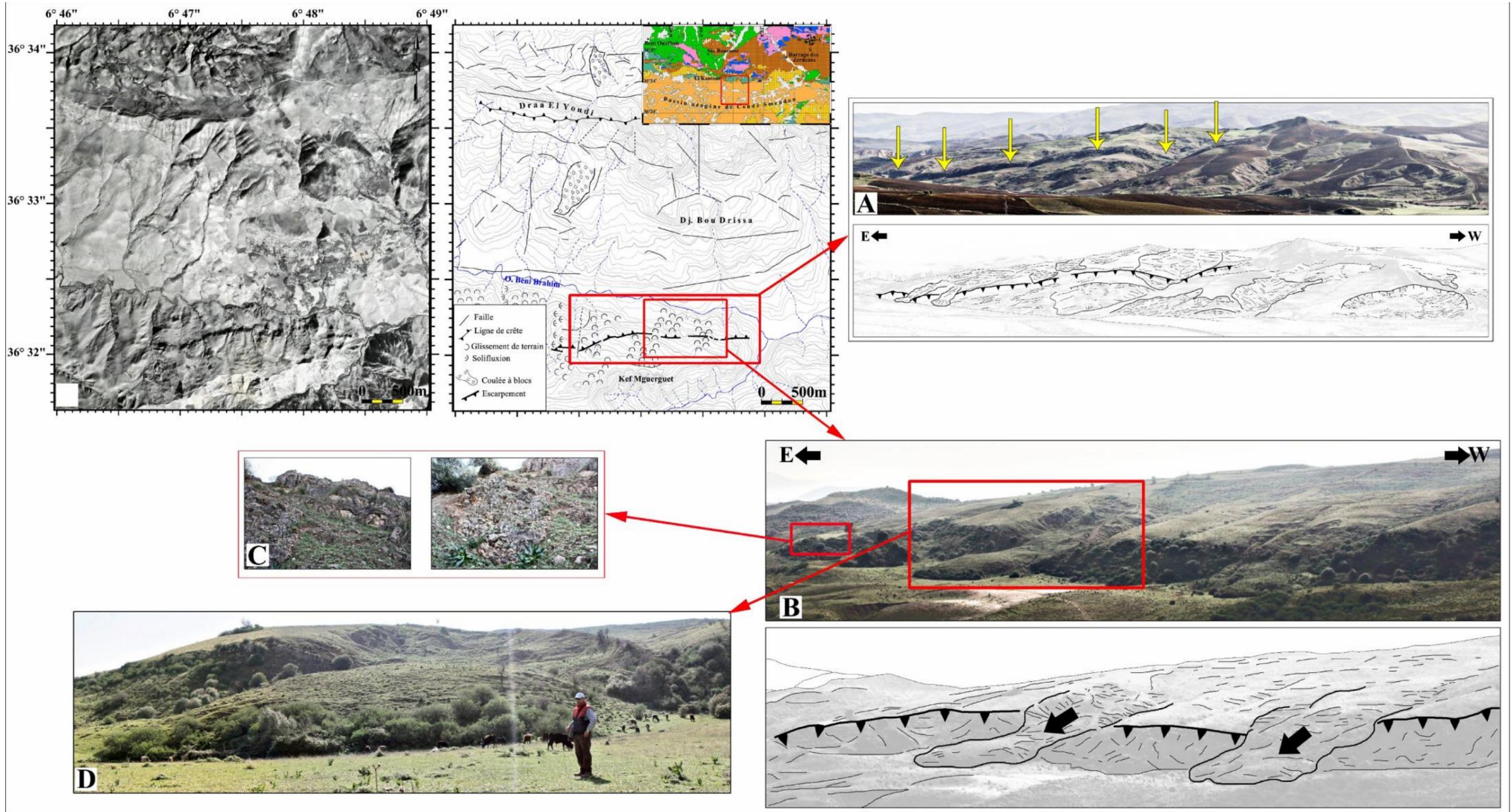


FIG.IV.79 : CARTOGRAPHIE DE LA REGION DU DRAA EL YOUDI-KEF MGUERGUET

- A : Escarpement de ligne de faille affectant les formations néogènes au Nord du Kef Mguerguet
- B : Agrandissement sur un segment de l'escarpement où se développent des coulées boueuses
- C : Brèches formées par les grès calcaires du bassin néogène
- D : Agrandissement sur une coulée boueuse

#### **IV.4. SYNTHÈSE DES PARTICULARITÉS MORPHO STRUCTURALES DE LA RÉGION DE ZIGHOUT YUCEF**

La photo-interprétation et l'analyse des cartes géologiques et topographiques nous ont permis de cartographier et de caractériser des accidents tectoniques qui pourraient être en relation avec certains mouvements et instabilités des terrains. Ces instabilités occupent des surfaces importantes et se manifestent par des glissements de terrain, coulées actives, replats topographiques, escarpements linéaires et boursouffures.

- Les glissements de terrain sont bien développés à l'Est du barrage des Zerdezas, notamment au Nord du Djebel Sidi Takouk et Koudiets Senai Souf et El Hanchir.
- Au Sud du barrage, s'observe une série de glissements de terrain qui affecte les deux rives d'Oued Saf Saf.
- De Koudiet Melala jusqu'à la rive gauche d'Oued Khemakhem on note une zone instable affectant les argiles à gypse du bassin continental. Cette zone serait contrôlée par des accidents de direction WNW-ESE.
- Le long d'Oued Khorfan se développent plusieurs mouvements de terrain. La partie amont est marquée par des paléo coulées à blocs et des coulées boueuses qui s'étalent sur le versant Nord du Djebel Meliani. Par contre, la partie aval se distingue par des glissements de terrain, qui pourraient être contrôlés par un accident de direction Nord-Sud.
- De part et d'autre d'Oued Bou Hadjeb, plusieurs zones instables sont relevées. La rive droite est occupée par de vastes glissements de terrain qui seraient contrôlés par des accidents de direction Est-Ouest. Par contre, sur la rive gauche, plusieurs paléo coulées à blocs viennent se mettre en place, particulièrement sur les versants Sud des Djebels Sesnou et Merzia.
- C'est surtout dans la région d'El Kentour que se trouvent des mouvements complexes de grandes dimensions. Les paléo coulées à blocs se développent au Nord du Djebel Kentour et seraient en relation avec des accidents de direction Est-Ouest qui affectent les formations entre Kefs Toumiettes et Djebel Ayata. Au Nord du Draa El Youdi on note une zone de glissement couvrant une surface importante.
- Les paléo coulées à blocs sont très répandues au Sud du Djebel Bit El Djazia, au Nord du Djebel Ras El Kalaa et au niveau de la rive gauche d'Oued Ghararef.
- Des glissements de terrain ont été rencontrés au versant Nord-Ouest du Djebel Abd El Hadi et sur la rive gauche d'Oued Sbikra.

**Les déformations tectoniques sont bien visibles, notamment celles qui affectent les lignes de crête.**

- Les Djebels Sidi Ali et Bit el Djazia : la ligne de crête est cisailée par une série de décrochements senestres.

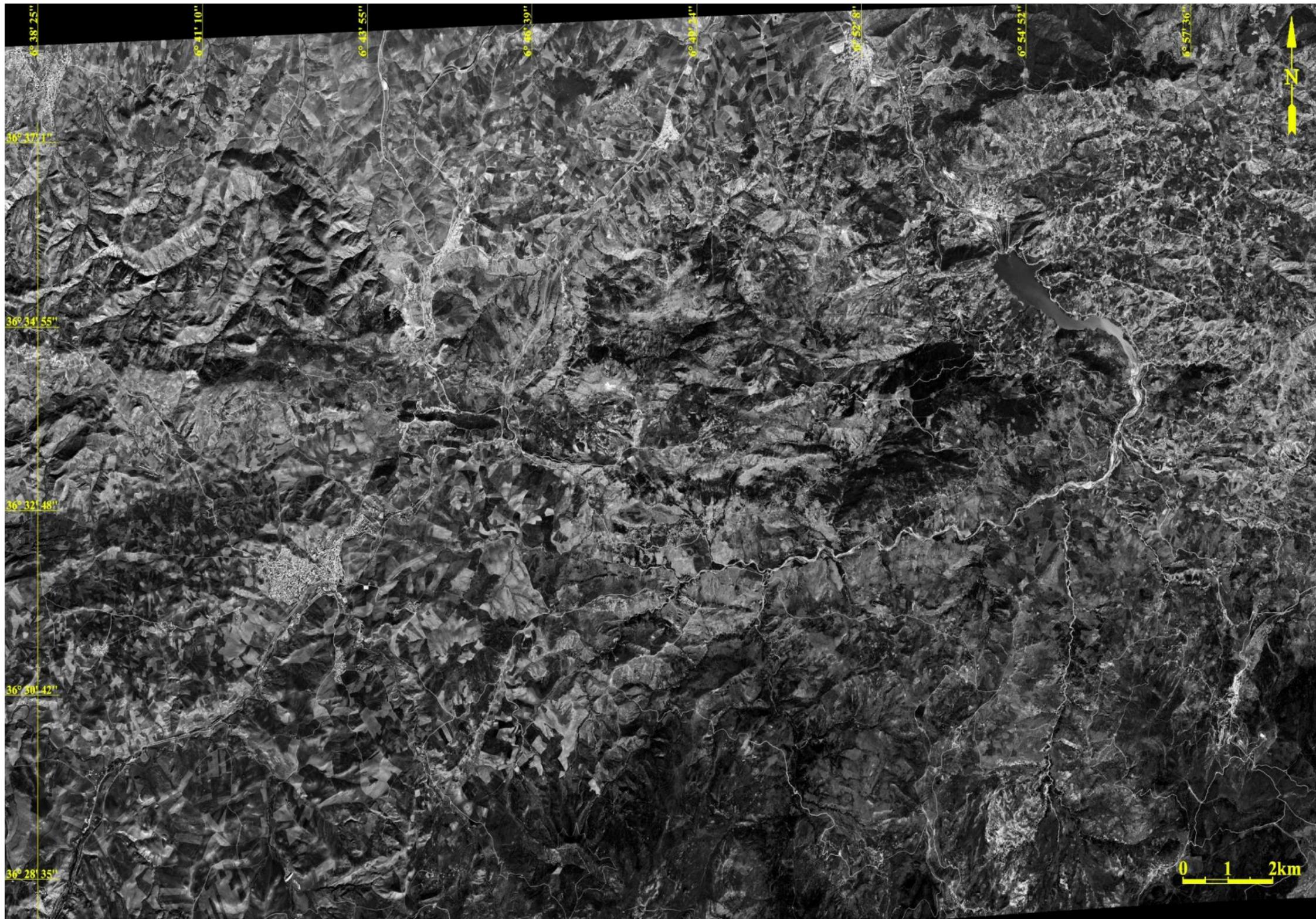
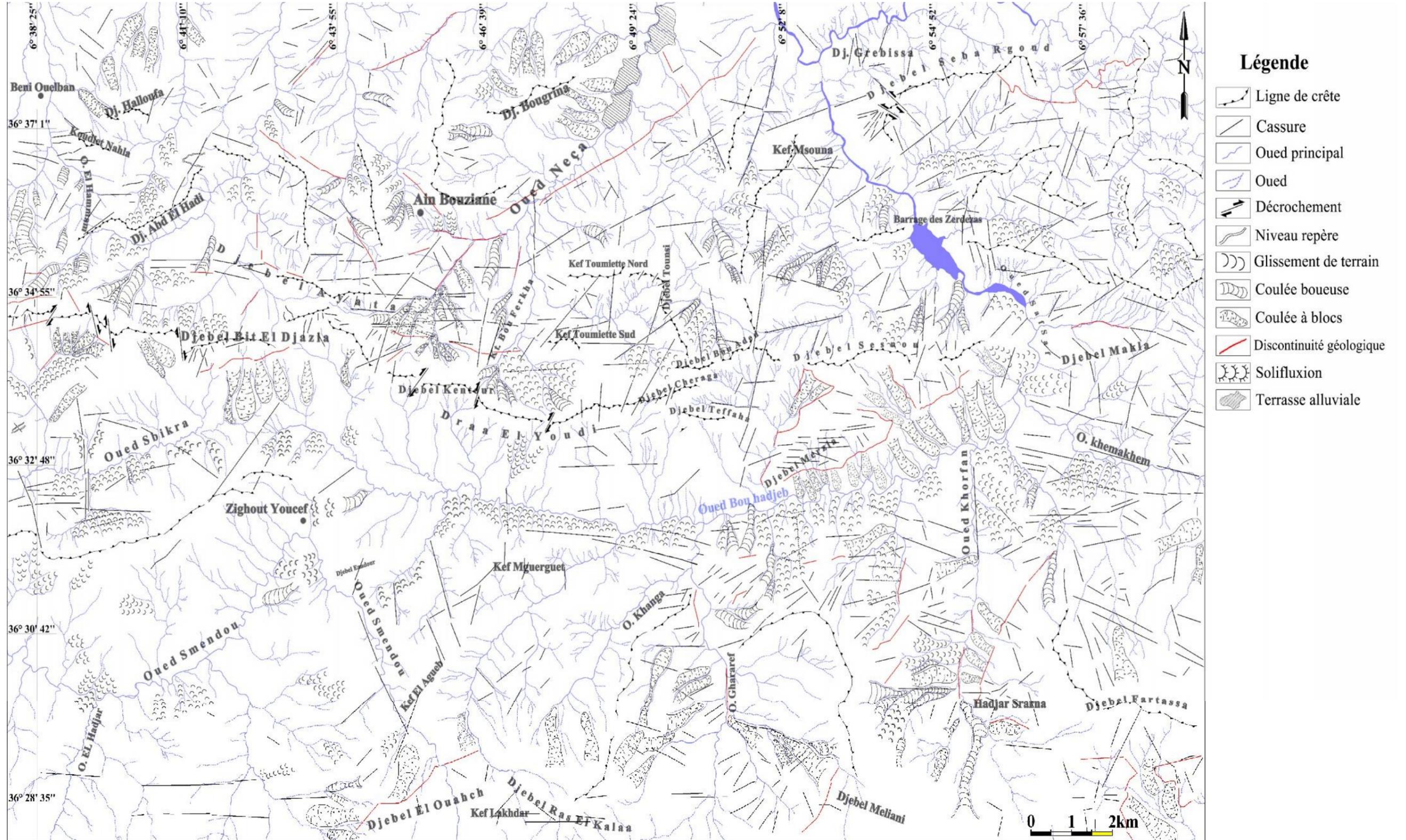


FIG.IV.80 : IMAGE SATELLITE COUVRANT LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF



- Djebel Bou Aded : la déformation de la ligne de crête est principalement plicative. Les accidents ont souvent des composantes verticales. On a aussi relevé des décrochements sénestres.
- Djebel Sesnou se distingue par une ligne de crête déformée en forme de S.

### **La majorité des cassures et des accidents suivent des directions préférentielles**

- La direction Est-Ouest est largement dominante. Elle est très visible sur les versants Nord de la chaîne numidique centrale (Kefs Toumiettes, Djebel Kentour, Draa El Youdi, Djebel Ayata). Cette direction est présente de part et d'autre des Oueds Bou Hadjeb et Khemakhem.
- La direction Nord-Sud est localisée essentiellement dans les régions de Kefs Toumiette, Zerdezas, Douar Khorfan et Douar Oued Sbikra.
- La direction NE-SW est présente au Nord du Djebel Kentour, Draa El Youdi, Djebel Cheraga et au NE du barrage des Zerdezas.
- La direction NW-SE est peu représentée, on la trouve au Nord d'Oued Khemakhem et Djebel Fartassa, à l'Est d'Oued Khorfan, et au niveau de Koudiet Tabet Ben Serd.

## CONCLUSION GENERALE

L'objectif principal de ce travail est de montrer les indices et les effets de la néotectonique sur l'évolution morpho-géologique de la région de Zighout Youcef. Cette dernière est une zone fort complexe du Tell Nord constantinois, elle montre un dispositif géologique varié à caractère structural prédominant. Les affleurements sont très tectonisés et témoignent l'existence d'un héritage morpho structural lourd.

L'approche, préconisée dans cette étude, repose sur une analyse plane et verticale du relief ainsi qu'une cartographie fine des principales structures géologiques. Elle nous a permis de tirer un certain nombre d'enseignements sur la relation entre la néotectonique, l'évolution du relief et l'instabilité des versants.

Bien que la région se caractérise par une activité sismique moyenne au regard des données de la sismicité historique et instrumentale. Cette constatation est en contradiction avec les observations qui mettent en évidence de nombreux indices d'activité néotectonique.

L'analyse plane et verticale du relief nous a permis de déceler les déformations liées à l'activité néotectonique qu'a connue la région. Ces déformations sont manifestées par des arrêts et changements brutaux de certains reliefs, des cisaillements et déformations le long des crêtes et lignes de partages des eaux, ainsi que la présence de nombreux replats structuraux. Ces derniers seraient le résultat d'une tectonique saccadée plio-quadernaire.

Le modelé du paysage se développe selon un système de blocs et méga blocs, car on y trouve des zones en surrection et d'autres en subsidence. La limite entre la chaîne numidique centrale au Nord et le bassin néogène de Zighout Youcef au Sud se fait par un accident tectonique de direction Est-Ouest. Ce dernier montre une évolution plio-quadernaire active, caractérisée par des mouvements verticaux.

Le long de cet accident, les formations miocènes subissent des déformations intenses, où on note une extension spectaculaire des mouvements de terrain et de processus érosifs (la région d'El Kentour).

Au Sud de la région d'étude, les formations néogènes se manifestent sous forme de grands blocs aux limites orthogonales décelés à partir de l'analyse des cartes hypsométriques. Ces blocs sont marqués par des mouvements de terrain et peuvent atteindre des hauteurs qui dépassent les 1000m d'altitude (Djebels Meliani et Fartassa).

Les phénomènes tectono-gravitaires sont très fréquents, notamment au niveau des discontinuités géologiques qui limitent le bassin néogène de Zighout Youcef (versants Nord des massifs gréseux numidiens, versants sud des Djebel Sesnou et Bit El Djazia)

La photo-interprétation et l'analyse des cartes géologiques et topographiques nous ont permis de cartographier et de caractériser les déformations et les accidents tectoniques qui pourraient être en relation avec certains mouvements et instabilités des terrains. Ces instabilités occupent

des surfaces importantes et se manifestent par des glissements, coulées actives, replats topographiques, escarpements linéaires et boursouflures...etc.

Les déformations tectoniques récentes sont visibles, notamment celles qui affectent les lignes de crête (déformations plicatives, décrochements, accidents à composante verticale...etc).

Le réseau hydrographique est très perturbé, il présente des angularités et des changements brutaux de direction. L'érosion, le surcreusement et le ravinement profond de certains cours d'eau sont contrôlés par des accidents tectoniques.

Les accidents tectoniques Est-Ouest sont présents par les surcreusements des Oueds Bou Hadjeb et Khemakhem et les accidents NE-SW se distinguent par la vallée d'Oued Neça et un segment d'Oued Smendou.

Les accidents Nord-Sud sont souvent perturbés par d'autres accidents directionnels (Est-Ouest). Cependant, ils sont bien présents et marquent les accidents tectoniques de cette région (surcreusements linéaires des Oueds Khorfan et Guararef).

Nous pensons que les déformations du relief et l'instabilité de ses versants dans la région de Zighout Youcef, leurs natures, leurs extensions, et leurs degrés de complexité confirment l'étroite relation entre la tectonique et l'évolution du relief. Cette relation serait contrôlée par une activité néotectonique qu'il faudrait prendre en considération dans les études à venir.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

**AMIRECHE H.**, 2001 : L'eau, le substrat, la tectonique et l'anthropisation dans les phénomènes érosifs du Tell Nord Constantinois (Algérie)., Thèse de doctorat, Univ. Mentouri Constantine, 226 p.

**ARIS Y.**, 1994 : Etude tectonique et micro tectonique des séries jurassiques à plio-quaternaires du Constantinois central (Algérie nord orientale) caractérisation des différentes phases de déformations. Doctorat d'université, Nancy I, 215p.

**BENABBAS C.**, 1991 : Etude néotectonique du Caucase oriental. PhD, Univ. Lomonossov, Moscou, 147p.

**BENABBAS C.**, 2006 : Evolution Mio-Plio-Quaternaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale : apport de la photogéologie et analyse morpho structurale. Thèse de doctorat, Univ. Mentouri Constantine, 256 p.

**BOUILLIN J P.**, 1977 : Géologie alpine de la petite Kabylie dans la région de "Collo" et "d'EI Milia" (Algérie). Thèse SC., Paris VI, 551 p., 127 fig., 2 pl.h.t.

**BOUNIF M O A.**, 1990 : Etudes sismotectoniques en Algérie du nord : contribution à l'étude d'un tronçon de la chaîne tellienne à partir des répliques du séisme de Constantine du 27 octobre 1985. Thèse de Magister, U.S.T.H.B, Alger, 152p.

**CHADI M.**, 1991 : Etude géologique de monts de Ain Mlila (Algérie orientale). Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy1, 191p

**CHADI M.**, 2004 : Cadre géologique et structural des séries crétacées néritiques du constantinois (Est-Algérien). Thèse de doctorat d'Etat. Univ. Constantine, 219 p.

**COIFFAIT P E.**, 1992 : Un bassin post-nappe dans son cadre structural l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord Orientale). Thèse Sciences. Nancy I.P.502.

**DELEAU P.**, 1938 : Etude géologique des régions de Jemmapes « Hammam Meskoutine » et du col des oliviers. Ibid (2). N°.14. T.1. 55P.Alger

**DURAND DELGA M.**, 1955 : Etude géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique. Publ. serv. Carte géol. Algérie, Bull. n° 24, 533 p., 143 fig., 16 pl., 10 pl.h.t.

**DURAND DELGA M.**, 1963 : Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale. Geologische Rundschau, Bd 53.

**DURAND DELGA M.**, 1969 : Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S., Bull. n°39, pp 89-131, 9 fig.

**FARAH A S.**, 1991 : Etude du comportement hydro chimique d'un Oued en zone méditerranéenne semi-aride d'Afrique du Nord et de ses causes naturelles et anthropiques : l'Oued Rhumel, Constantinois Algérie. Thèse de Doctorat. Université d'Orléans. France.

**GELARD J P.**, 1969 : Le flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata : le flysch Mauritanien (Grande Kabylie). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XI, pp. 676-686, 3 fig., 1 pl.

**GUELLAL S. et AL.** 1973 : Permis d'Ain Reggada, rapport interne. (BEICIP-SONATRACH), 19 fig., 27 pl. 167p.

**GUIRAUD R.**, 1973 : Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse Sc. Univ. Nice, 270p.114 fig.12 pl.h.t.

**HARBI A.**, 2006 : Evaluation de l'Aléa Sismique en Algérie du Nord par la Modélisation de l'Input Sismique dans les Zones Urbaines et L'Etablissement d'un Catalogue. Doctorat F.S.T.G.A.T/USTHB, Alger, 222p.

**HOLTZAPFFEL T.**, 1985 : Les minéraux argileux, préparation, analyse diffractométrique et détermination. Publication n°12 Société géologique du nord. I.S.S.N. 0291-3062. Villeneuve d'Ascq. France.

**JOLEAUD L.**, 1912 : Etude géologique de la chaîne numidique des monts de Constantine. MontPellier, Montane, Sicardiet, Valentin Ed. Thèse. Paris.

**KOSTENKO N P.**, 1971 : Evolution du relief des pays montagneux. (En langue russe). Edition Missle, Moscou, 367p.

**MARRE A.**, 1987 : Etude géomorphologique du Tell Oriental Algérien de Collo à la frontière tunisienne. Thèse d'état, Aix-Marseille II, 559p.

**MAHDJOUB Y. et MERLE O.**, 1990 : Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de la Petite Kabylie (Algérie orientale). Bull. Soc. Géol. France.

**RAOULT J F.**, 1974 : Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord - Constantinois, Algérie). Mém. Soc. Géol. Fr., N.S., t. LIII, n°121, 164 p., 62 fig., 11 pl.h.t. Rapport interne, pp 1-31.

**SAVORNIN J.**, 1920 : Etude géologique de la région du Hodna et du plateau setifien. Bull. du S.C.G.A., 2ème série stratigraphie, descriptions régionales N° 7.

**VILA J. M.**, 1980 : La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro- tunisiens. Thèse Sc. Univ. Paris VI, 3 vol, 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.h.t.

**WILDI W.**, 1983 : La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. Dyn. géog. Phys., (24), 3, pp 201-297.

## **Cartes topographiques**

- Feuille Zighout Youcef N° 52, échelle à l'échelle 1/50 000ème.
- Feuille Zighout Youcef N° 1-2, 3-4, 5-6 et 7-8, à l'échelle 1/25 000ème.
- Feuille El Aria N° 74, à l'échelle 1/50 000ème
- Feuille Constantine N° 73, à l'échelle 1/50 000ème
- Feuille Sidi Dris N°51, à l'échelle 1/50 000ème

## **Cartes géologiques**

- Carte structurale de la chaîne alpine d'Algérie nord orientale et des confins algéro-tunusiens à l'échelle 1/500 000ème. VILA J. M., 1978. CNRS, BEICIP.
- Carte géologique d'Afrique du nord à l'échelle 1/500 000ème. Wildi W., 1983, Revue de géologie dynamique et de géographie physique vol 24, fasc.3
- Carte géologique du centre de la chaîne numidique à l'échelle 1/50 000ème. RAOULT J F., 1974.
- Carte géologique d'El Aria à l'échelle 1/50 000ème. COIFFAIT P. E., et VILA J. M., 1979, service de la carte géologique de l'Algérie/SONATRACH.

## **Photographies aériennes**

Boite N° 52, à l'échelle 1/20 000ème.

## **Sites web**

- Earth Science Data Interface <http://glcfapp.glcf.umd.edu:8080/esdi/>

## LISTE DES FIGURES

|  |    |
|--|----|
| FIG.1 : PRESENTATION SCHEMATIQUE : METHODOLOGIE ET THEMATIQUES<br>ABORDEES.....  | 5  |
| FIG. I.2 : CARTE OROGRAPHIQUE D'ALGERIE NORD ORIENTALE AVEC POSITION DE LA<br>REGION D'ETUDE.....  | 6  |
| FIG. I.3 : ASSEMBLAGE DES CARTES COUVRANT ET DELIMITANT LA ZONE D'ETUDE.....   | 7  |
| FIG. I.4 : LIMITES ADMINISTRATIVES DE LA REGION D'ETUDE.....   | 7  |
| FIG. I.5 : CARTE ORO-HYDROGRAPHIQUE ET TOPONYMIQUE DE LA REGION<br>D'ETUDE...9   |    |
| FIG. I.6 : POSITION DE LA REGION D'ETUDE PAR APPORT AUX DIFFERENTS DOMAINES<br>PALEO GEOGRAPHIQUES.....  | 10 |
| FIG. I.7 : CARTE ET COUPE STRUCTURALE SCHEMATIQUE DE LA CHAINE DES<br>MAGHREBIDES.....   | 11 |
| FIG. I.8 : COUPE PALEO GEOGRAPHIQUE HYPOTHETIQUE DE L'ALGERIE NORD<br>ORIENTALE AU CRETACE INFERIEUR.....  | 12 |
| FIG. I.9 : REPARTITION ACTUELLE DES DIFFERENTES UNITES GEOLOGIQUES EN<br>ALGERIE NORD ORIENTALE.....   | 13 |
| FIG. I.10 : HYPOTHESES SUR L'ORIGINE DES FLYSCHS KABYLES.....  | 15 |
| FIG. I.11 : POSITION RELATIVE DES DIFFERENTES UNITES STRUCTURALES.....   | 18 |
| FIG. I.12 : HYPOTHESE D'UNE DEFORMATION COMPRESSIVE EN TRANSPRESSION<br>DXTRE RESPONSABLE DES CHEVAUchemENTS VERS L'EST AFFECTANT LE SOCLE<br>KABYLE ET LA SERIE DES FLYSCHS A L'ÉOCENE SUPERIEUR..... | 20 |
| FIG. I.13 : LES PRINCIPALES DEFORMATIONS RATTACHEES A LA COMPRESSION<br>MIOCENE GLOBALEMENT NORD-SUD.....  | 21 |
| FIG. II.14 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE SEDIMENTAIRE DU<br>SOCLE KABYLE, LA REGION DES KEFS TOUMIETTE ET DJEBEL BOU ADED.....  | 24 |
| FIG. II.15 : CARTE D'AFFLEUREMENT DU SOCLE ET DE LA DORSALE KABYLE.....  | 26 |
| FIG. II.16 : COLONNES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DES DIFFERENTES SERIES DE LA<br>DORSALE KABYLE.....  | 27 |
| FIG. II.17 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU FLYSCH MASSYLIEN.....   | 30 |

|   |    |
|---|----|
| FIG. II.18 : CARTE D’AFFLEUREMENT DES DIFFERENTES UNITES DE FLYSCHS.....  | 31 |
| FIG. II.19 : COLONNES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DES SERIES DU FLYSCH<br>MAURETANIEN .....                             | 32 |
| FIG. II.20 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE NUMIDIENNE DU DOUAR<br>KHORFAN.....                         | 34 |
| FIG. II.21 : CARTE D’AFFLEUREMENT DES UNITES ULTRA-TELLIENNES.....  | 36 |
| FIG. II.22 : COLONNES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE L’UNITE ULTRA TELLIENNE.....                                       | 37 |
| FIG. II.23 : CARTE D’AFFLEUREMENT DE L’OLIGO-MIOCENE KABYLE ET DU<br>NUMMULITIQUE II.....                         | 40 |
| FIG. II.24 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE L’OLIGO-MIOCENE KABYLE.....  | 41 |
| FIG. II.25 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU NUMMULITIQUE II.....   | 41 |
| FIG. II.26 : CARTE D’AFFLEUREMENT DES FORMATIONS MIOCENES ET<br>QUATERNAIRES.....                                 | 44 |
| FIG. II.27 : CARTE D’AFFLEUREMENT DES DIFFERENTES UNITES GEOLOGIQUES<br>COUVRANT LA FEUILLE DE ZIGHOUT YUCEF..... | 46 |
| FIG. III.28 : CARTE HYSOMETRIQUE DE LA REGION NORD DE CONSTANTINE.....  | 49 |
| FIG.III.29 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DE L’ENSEMBLE KEF SEMA-DJEBEL<br>SIDI DRIS.....                          | 50 |
| FIG.III.30 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DU MASSIF DE CHETTABA<br>(L’ENSEMBLE ZOUAOUI, KARKARA.....               | 52 |
| FIG.III.31 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DU DJEBEL AKHAL.....   | 53 |
| FIG.III.32 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DU MASSIF DE DJEBEL EL<br>OUAHCH.....                                    | 54 |
| FIG.III.33 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DE LA REGION SUD DU MASSIF DU<br>DJEBEL EL OUAHCH.....                   | 55 |
| FIG.III.34 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE D’OUED EL ARIA.....  | 56 |
| FIG.III.35 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DES OUEDS RHUMEL ET<br>SMENDOU.....                                      | 57 |
| FIG.III.36 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DES DJEBELS BIT EL DJAZIA ET<br>AYATA.....                               | 58 |
| FIG. III.37 : CARTE HYSOMETRIQUE DE LA FEUILLE DE ZIGHOUT YUCEF.....  | 59 |
| FIG. III.38 : LOCALISATION DES OUEDS ET DJEBELS DE LA CARTE<br>HYSOMETRIQUE DE LA FEUILLE DE ZIGHOUT YUCEF .....  | 60 |

|  |    |
|--|----|
| FIG.III.39 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DU DJEBEL KENTOUR, KOUDIET BOU FERKHA, KEFS TOUMIETTE ET DJEBEL TOUNSI.....           | 62 |
| FIG.III.40 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DES DJEBELS BOU ADED, CHERAGA, TEFFAHA ET SESNOU.....                                 | 63 |
| FIG.III.41 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DE LA VALLEE D'OUED NEÇA.....   | 64 |
| FIG.III.42 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DE LA VALLEE D'OUED SAF SAF.....  | 65 |
| FIG.III.43 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DES DJEBELS HALLOUFA ET ABD EL HADI, KOUDIET NAHLA ET KOUDIET BOU KTEZ.....           | 66 |
| FIG.III.44 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DES KOUDIETS AIN EL KBIRA, TABET BEN SERD ET KHROUNA.....                             | 67 |
| FIG.III.45 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE DU DJEBEL SEBAA REGOUD.....   | 69 |
| FIG.III.46 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE SUR UN FOND GEOLOGIQUE DU DJEBEL EL OUAHCH, RAS EL KALAA, MELIANI ET FARTASSA.....    | 70 |
| FIG.III.47 : REPRESENTATION HYSOMETRIQUE SUR UN FOND GEOLOGIQUE DES OUEDS DU BASSIN DE CONDE SMENDOUC.....                     | 72 |
| FIG. III.48 : TRACE DES DIFFERENTES COUPES MORPHO GEOLOGIQUES.....   | 73 |
| FIG. III.49: COUPE LONGITUDINALE DE LA CHAINE NUMIDIQUE CENTRALE (1-1').....   | 75 |
| FIG. III.50 : COUPE LONGITUDINALE DU DJEBEL MELIANI-OUED KHORFAN-DJEBEL FARTASSA (2-2').....                                   | 76 |
| FIG. III.51 : COUPE TRANSVERSALE DU DJEBEL HALLOUFA-SIDI ALI-OUED SBIKRA-OUED SMENDOUC (A-A') .....                            | 78 |
| FIG. III.52 : COUPE TRANSVERSALE DU DJEBEL AYATA-OUED SMENDOUC-DJEBEL OUAHCH (B-B').....                                       | 79 |
| FIG. III.53 : COUPE TRANSVERSALE DE KOUDIET KHROUNA-DJEBEL AYATA (B''-B''').....   | 80 |
| FIG. III.54 : COUPE TRANSVERSALE D'OUED NEÇA-KEFS TOUMIETTE-OUED BOU HADJEB-KEF LAKHDAR (C-C').....                            | 82 |
| FIG. III.55 : COUPE TRANSVERSALE D'OUED SAF SAF-KEF MSOUNA-DJEBEL BOU ADED-OUED BOU HADJEB-DJEBEL RAS EL KALAA (D-D').....     | 84 |
| FIG. III.56 : COUPE TRANSVERSALE DU DJEBEL SEBAA REGOUD-OUED SAF SAF-DJEBEL SESNOU-OUED BOU HADJEB-DJEBEL MELIANI (E-E') ..... | 86 |
| FIG.IV.57 : LEGENDE ADOPTEE POUR LA CARTOGRAPHIE.....  | 89 |

|   |     |
|---|-----|
| FIG.IV.58 : FREQUENCES DES SEISMES POUR LA REGION DU CONSTANTINOIS DE 2002 A 2011.....  | 90  |
| FIG.IV.59 : FREQUENCES DES SEISMES EN FONCTION DES MAGNITUDES POUR LA REGION DU CONSTANTINOIS DE 2002 A 2011.....                                       | 90  |
| FIG.IV.60 : DISTRIBUTION SPATIALE DE LA SISMICITE DANS LA REGION DE CONSTANTINOIS DE 1900 A 2011.....   | 90  |
| FIG.IV.61 : FREQUENCES DES SEISMES POUR LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF DE 2000 A 2011.....  | 91  |
| FIG.IV.62 : FREQUENCES DES SEISMES EN FONCTION DES MAGNITUDES POUR LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF DE 2000 A 2011.....                                       | 92  |
| FIG.IV.63 : DISTRIBUTION SPATIALE DES SEISMES ET PRINCIPALES DIRECTIONS D'ALIGNEMENT DES EPICENTRES DANS LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF DE 2000 A 2011..... | 93  |
| FIG.IV.64 : CARTOGRAPHIE DE LA REGION DE ZERDEZAS-DJEBELS BOU ADED ET SESNOU.....   | 95  |
| FIG.IV.65 : DECHIFFREMENT DE L'IMAGE SATELLITE COUVRANT LA REGION DU DJEBEL DEIRA.....  | 96  |
| FIG.IV.66 : COUPE MORPHO GEOLOGIQUE PASSANT PAR LA ZONE DE DESORDRES.....   | 97  |
| FIG.IV.67 :CARTOGRAPHIE PAR GPS DES DIFFERENTES FORMES DE DESORDRES AU NORD DU DJEBEL DEIRA.....  | 98  |
| FIG.IV.68 : LES DIFFERENTES FORMES DE DESORDRES AFFECTANT LES SCHISTES PALEOZOÏQUES AU NORD DU DJEBEL DIERA.....  | 99  |
| FIG.IV.69 : CARTOGRAPHIE DE LA STRUCTURE D'OUED NEÇA.....   | 101 |
| FIG.IV.70 : CARTOGRAPHIE DE LA REGION D'OULED HABABA, OUEDS BOU HADJEB-KHEMAKHEM.....   | 103 |
| FIG.IV.71 : CARTOGRAPHIE DE LA REGION DU DOUAR OUED SBIKRA.....   | 104 |
| FIG.IV.72 : POSITIONNEMENT DU BASSIN NEOGENE DE CONDE SMENDOU PAR RAPPORT AUX ZONES INTERNES ET EXTERNES.....   | 105 |
| FIG.IV.73 : CARTE DE POSITIONNEMENTS ET RESULTATS DES ANALYSES MINERALOGIQUES DES ECHANTILLONS PRELEVES AU PRES DU DJEBEL KENTOUR.....                  | 106 |
| FIG.IV.74 : VUE SUR LES VASTES MOUVEMENTS DE TERRAIN AU NORD DU DJEBEL KENTOUR.....   | 107 |

|   |     |
|---|-----|
| FIG.IV.75 : CARTOGRAPHIE DE LA REGION D'EL KENTOUR NORD (KEFS TOUMIETTE, DJEBELS BIT EL DJAZIA ET AYATA)..... | 108 |
| FIG.IV.76 : SOLIFLUXION ET COULEES BOUEUSES AU NORD DU DJEBEL KENTOUR....                                     | 109 |
| FIG.IV.77 : LES FORMES DE DESORDRES AU SUD DU DOUAR SOUADEK.....  | 110 |
| FIG.IV.78 : COUPE MORPHO GEOLOGIQUE PASSANT PAR KEF MEGUERGUET.....   | 111 |
| FIG.IV.79 : CARTOGRAPHIE DE LA REGION DU DRAA EL YOUNI-KEF<br>MGUERGUET.....                                  | 112 |
| FIG.IV.80 : IMAGE SATELLITE COUVRANT LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF.....  | 114 |
| FIG.IV.81 : CARTE MORPHO STRUCTURALE DE LA REGION DE ZIGHOUT YUCEF.....                                       | 115 |

## LISTE DES FAC-SIMILES

|   |    |
|---|----|
| FAC-SIMILE. II.1 : LES FORMATIONS DU SOCLE KABYLE.....  | 23 |
| FAC-SIMILE. II.2 : LES RELIEFS CALCAIRES DE LA DORSALE KABYLE.....  | 25 |
| FAC-SIMILE. II.3 : LES FORMATIONS DU FLYSCH MAURETANIEN A AIN BOUZIANE.....   | 29 |
| FAC-SIMILE. II.4 : LES FORMATIONS DU FLYSCH NUMIDIEN AU NORD DU DJEBEL EL<br>OUAHCH.....                            | 33 |
| FAC-SIMILE. II.5 : FORMATIONS CONGLOMERATIQUES ET GRESO-MICACEES DE<br>L'OLIGO-MIOCENE KABYLE PRES DE ZERDEZAS..... | 38 |
| FAC-SIMILE. II.6 : CALCAIRE MICROBRECHIQUE A DEBRIS COQUILLIERS AU NORD DES<br>KEFS TOUMIETTE.....                  | 39 |
| FAC-SIMILE. II.7 : LES FORMATIONS MIOCENES CONTINENTALES DU BASSIN DE<br>CONDE SMENDOU .....                        | 42 |
| FAC-SIMILE. II.8 : LES DEPOTS ALLUVIONNAIRES DES DIFFERENTS OUEDS.....  | 43 |
| FAC-SIMILE. III.9 : VUE SUR LE VERSANT SUD DU DJEBEL MCID AICHA.....  | 48 |
| FAC-SIMILE. III.10 : LA TERMINAISON NORD DU DJEBEL ZOUAOUI.....   | 51 |
| FAC-SIMILE. III.11 : AFFLEUREMENT CARBONATÉ DE LA TERMINAISON NORD-EST DU<br>DJEBEL KARKRA .....                    | 52 |
| FAC-SIMILE. III.12 : VUE DU VERSANT NORD DU DJEBEL AKHAL.....   | 53 |
| FAC-SIMILE. III.13 : VUE SUR DES BLOCS CARBONATÉS PLURI METRIQUES PRES<br>DU DJEBEL KENTOUR .....                   | 61 |
| FAC-SIMILE III.14 : AFFLEUREMENT CARBONATE DE KOUDIET BOU FERKHA.....   | 61 |
| FAC-SIMILE III.15 : VUE SUR LE REVERS SUD DU KEF MSOUNA.....  | 68 |
| FAC-SIMILE III.16 : VUE SUR LE VERSANT SUD DU DJEBEL SEBAA REGOUD.....  | 68 |

# **ANNEXES**

## ANNEXE A

### A.1. ANALYSE MINÉRALOGIQUE PAR DIFFRACTION DES RAYONS X

Depuis leur découverte en 1895, les rayons x sont beaucoup utilisés pour percer les secrets de la matière. Ils ont une longueur d'onde de l'ordre de millième de micron, qui correspond tout à fait aux distances dans les différents matériaux. L'observation en rayon X de la matière est le seul moyen d'obtenir des informations à l'échelle de l'Angström sur la structure interne et le degré d'organisation. Cette organisation interne de la matière détermine les propriétés physiques des matériaux.

La détermination de la structure de la matière cristalline, est fondée sur l'analyse des figures de diffraction obtenues lors de l'éclairement d'un échantillon de matière par un faisceau X monochromatique (la couleur de lumière n'est formée que d'une seule fréquence). Cette mesure est effectuée par un diffractomètre (**Fig.A.1**).

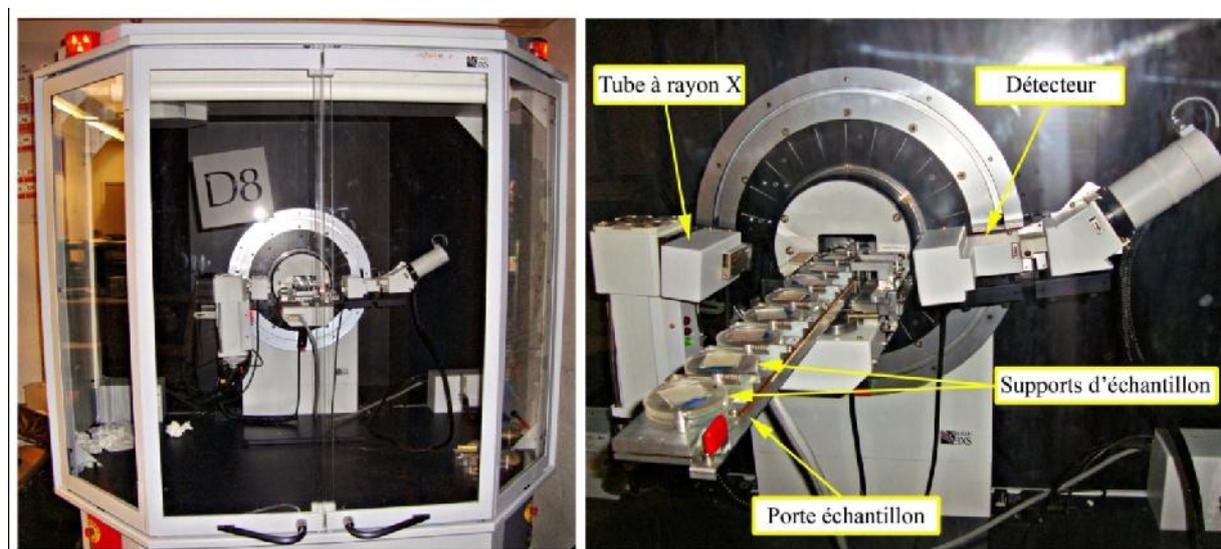


FIG.A.1 : VUE D'ENSEMBLE DU DISPOSITIF DU DIFFRACTOMETRE BRUCKER D8 – ADVANCE (Laboratoire Argiles, Géochimie et Environnements Sédimentaires, AGES, université de Liège, Belgique)

Le diffractomètre comporte un tube de rayon X, le rayonnement est focalisé sur l'échantillon. Le détecteur est positionné par rapport à l'échantillon et se déplace avec l'angle d'incidence  $\theta$ . L'échantillon et le détecteur sont couplés, la rotation de  $2\theta$  du détecteur s'accompagne d'une rotation de  $\theta$  de l'échantillon. Ceci permet de conserver un angle d'incidence et de diffraction identique  $\theta$ , équivalent à la moitié de diffraction  $2\theta$ .

Le matériau est réduit en poudre puis étalé sur une plaquette en une surface la plus régulière possible. La plaquette est ensuite positionnée précisément au centre du goniomètre, de telle manière que le faisceau diffracté soit focalisé sur le détecteur. La surface irradiée comprend plusieurs milliers de grains qui nous donneront des informations fiables sur la structure du matériau. Les diagrammes de diffraction obtenus sont composés d'un ensemble de pics, certains d'entre eux sont déterminants en permettant de choisir un premier modèle de mail

crystalline qui sera affiné par la suite. Le dépouillement consiste à expliquer l'origine de tous les pics en présence. L'analyse des pics a été réalisée à l'aide du logiciel de traitement EVA (Fig.A.2 et Tableau.A.2.). L'interprétation de ces pics permettra d'accéder aux informations recherchées telles que ; paramètres de maille, morphologie et orientation des grains, microdéformations...etc.

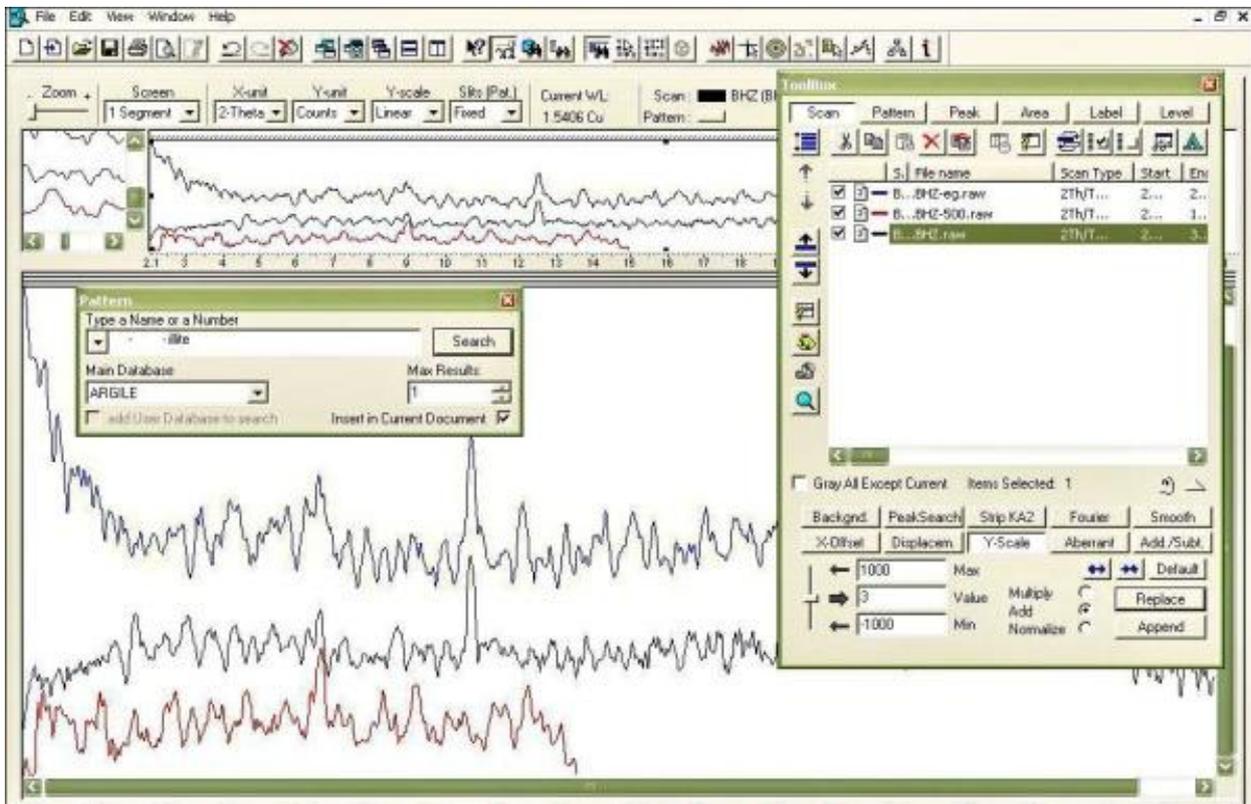


FIG.A.2 : INTERPRETATION DES SPECTRES PAR LE LOGICIEL DE TRAITEMENT EVA

|                |               |            |                 |
|----------------|---------------|------------|-----------------|
| <b>Ms</b>      | Muscovite     | <b>Dol</b> | Dolomite        |
| <b>Kln</b>     | Kaolinite     | <b>Mc</b>  | Microcline      |
| <b>Arg tot</b> | Argile totale | <b>Mnt</b> | Montmorillonite |
| <b>Gp</b>      | Gypse         | <b>Or</b>  | Orthoclase      |
| <b>Ab</b>      | Albite        | <b>Tr</b>  | Tremolite       |
| <b>Cal</b>     | Calcite       | <b>Brt</b> | Barite          |
| <b>Hem</b>     | Hematite      | <b>Hbl</b> | Hornblende      |
| <b>Bt</b>      | Biotite       | <b>Aug</b> | Augite          |
| <b>Anh</b>     | Anhydrite     | <b>Arg</b> | Aragonite       |
| <b>An</b>      | Anorthite     | <b>And</b> | Andesine        |

TABLEAU A.2 : ABREVIATION DES DIFFERENTS MINERAUX LORS DE L'ANALYSE PAR LE LOGICIEL EVA

## ANNEXE B

### B.1. PREPARATION DES ECHANTILLONS DES SÉDIMENTS AU LABORATOIRE

La préparation des échantillons passe par plusieurs étapes (Holtzapffel T., 1985) :

#### B.1.1. Préparation des poudres (minéralogie totale)

La première étape concerne la confection de préparations orientées (poudres). Ce type d'échantillons nécessite un broyage à l'aide du mortier puis un tamisage à sec à 250 microns. Après la poudre sera compacté délicatement sur un support en plexiglas (**Fig.B.3**) et passée par le diffractomètre. Ce type d'analyse permet d'avoir une idée sur la minéralogie totale du sédiment.



FIG.B.3 : PREPARATION DES POUDRES (MINERALOGIE TOTALE)

#### B.1.2. Analyse de la fraction argileuse

##### B.1.2.1. Préparation des lames (Spectre normal)

La deuxième étape consiste à confectionner les lames pour analyser les particules inférieures à 2 microns (analyse de la fraction argileuse). La préparation nécessite un prélèvement d'une aliquote d'échantillon brut, puis le mettre en suspension dans de l'eau déminéralisée. Après on procède un tamisage à 63 microns, la fraction inférieure à 63 microns est récupérée dans un erlenmeyer. La présence des carbonates nécessite une décarbonatation, en utilisant l'acide chlorhydrique dilué (0.1 N ou même 1 N si l'échantillon est riche en carbonates), l'acide est ajouté progressivement à la suspension d'argiles, qui reste constamment sous agitation magnétique, afin d'éviter les surconcentrations locales (**Fig.B.4**). Le PH est contrôlé tout au long de l'attaque, à l'aide de papier pH. Lorsque celui-ci vire au rose, indiquant que les

carbonates sont dissous, l'attaque est arrêtée. Après on ajoute de l'eau déminéralisée et laisser décanter la solution, l'élimination des carbonates est nécessaire car ils gênent la dispersion (floculation) des argiles et l'orientation des préparations donc leur élimination améliore la qualité des diffractogrammes. Après la décarbonatation on procède au lavage. Le but de ce dernier est de débarrasser les échantillons de l'acide excédentaire et de permettre la défloculation des argiles. Pour cela, on centrifuge les suspensions à 3500 tr/min durant 15 minutes. Après chaque centrifugation, l'eau surnageant est éliminée et le culot est remis en suspension dans l'eau distillée. On effectue quatre cycles centrifugation-remise en suspension. Une fois nettoyé de l'acide, on transfère la solution dans un pilulier, on agite le pilulier puis on le dépose pour se sédimer pendant 50 minutes, après la fraction argileuse est prélevée en enfonçant la pipette 1 cm dans la solution (particules inférieures à 2 microns) puis déposée délicatement sur une lame de verre et laisser sécher à l'air pendant 24 heures (**Fig.B.4**). Une fois les lames sont séchées, on passe les échantillons au diffractomètre. Dans cette première étape on obtient le spectre normal (**Fig.B.7**).

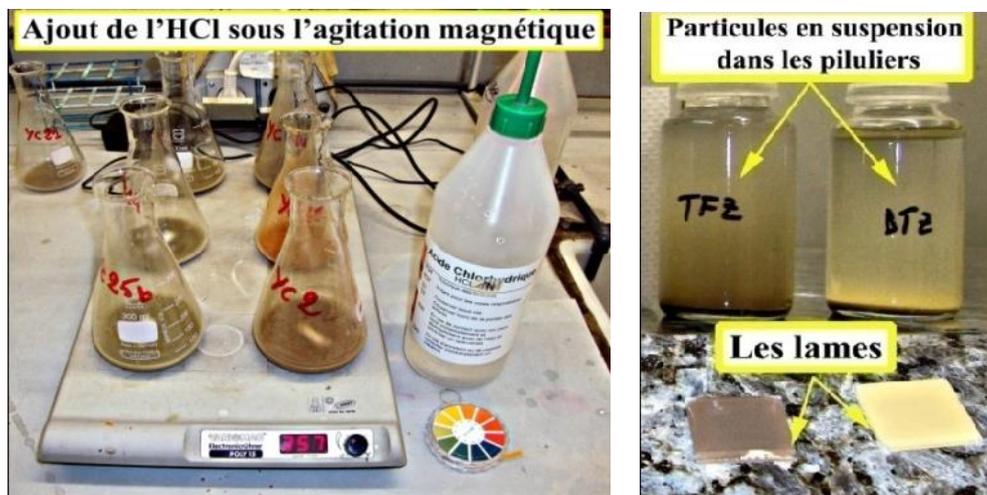


FIG.B.4 : PREPARATION DES LAMES (FRACTION ARGILEUSE)

### B.1.2.2. Saturation par l'éthylène-glycol (Spectre EG)

Le but de cette étape est de faire gonfler les feuillets d'argiles par introduction dans l'espace inter foliaire de molécules d'éthylène glycol (polyalcool). Elle se pratique sur la préparation orientée déjà analysée dans les conditions naturelles. On place les échantillons dans un évaporateur en verre contenant l'éthylène glycol. Après on transfère les échantillons dans un porte-objet en Aluminium, et le place dans une cloche avec de l'éthylène-glycol, on ferme la cloche et faire le vider en allumant la pompe quelques minutes (**Fig.B.5**). On ferme le robinet de la cloche, éteindre la pompe à vide et vérifier l'étanchéité laisser les échantillons maximum 24h, après on passe les échantillons au diffractomètre en choisissant la procédure spectre EG (**Fig.B.7**).

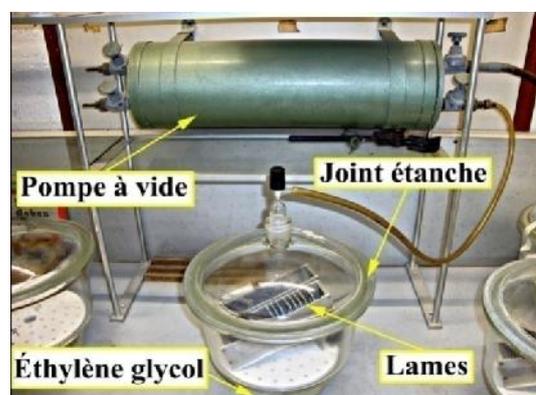


FIG.B.5 : SATURATION DES LAMES PAR L'ETHYLENE-GLYCOL

### B.1.2.3. Chauffage (Spectre H)

Ce traitement permet de caractériser les minéraux hydratés sensibles à la chaleur. L'opération se fait sur la préparation précédente (saturée en éthylène glycol) dans un four à moufle sous une température de 500°C. On met les lames sur une plaque réfractaire, et les mettre au four pour un chauffage à 500°C pendant 4 heures (Fig.B.6). Après on passe les échantillons au diffractomètre en choisissant la procédure spectre H (Fig.B.7).

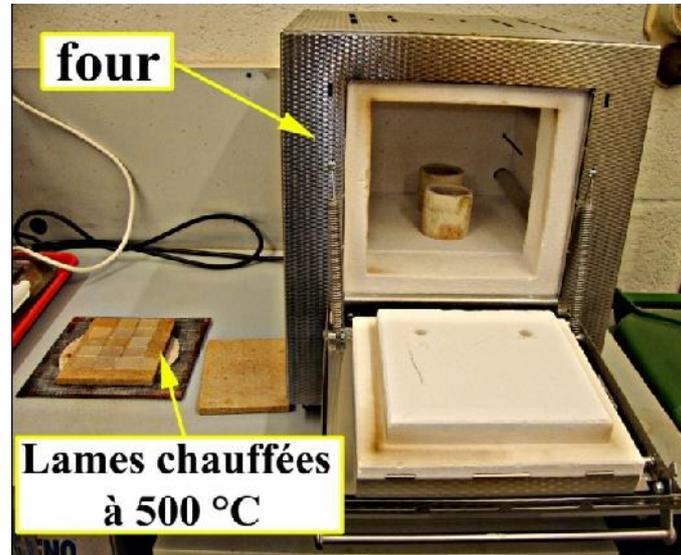


FIG.B.6 : CHAUFFAGE DES LAMES A 500 °C

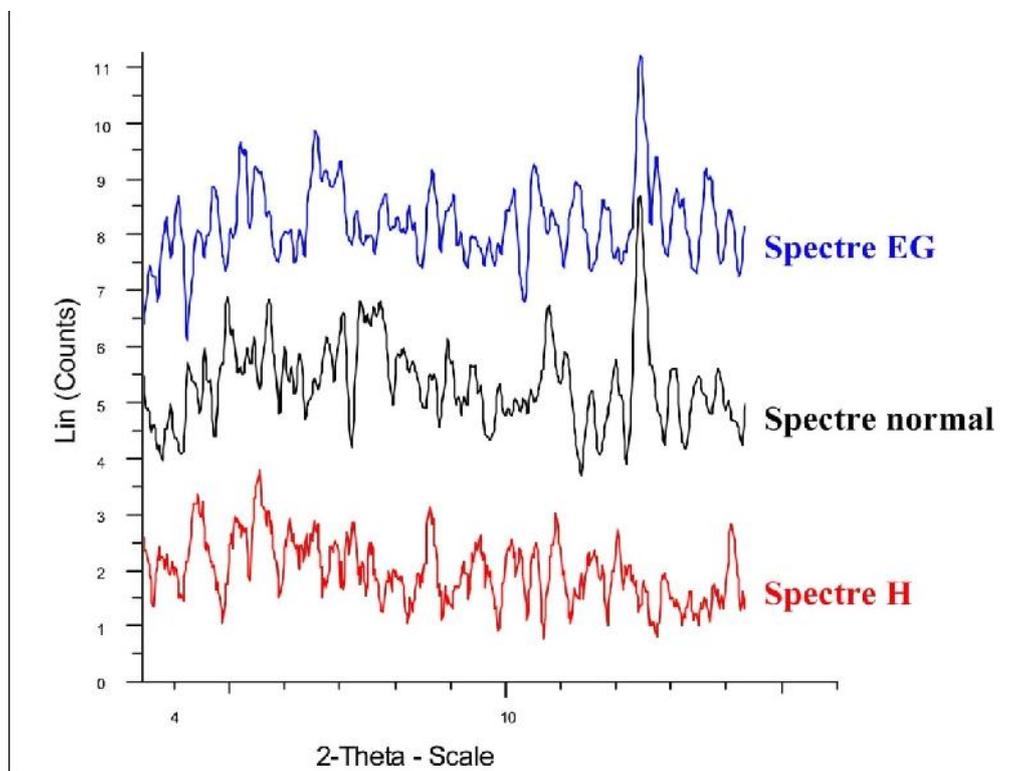
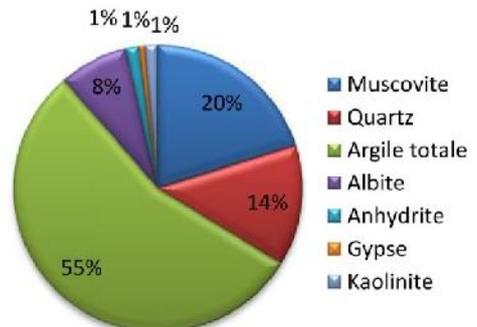
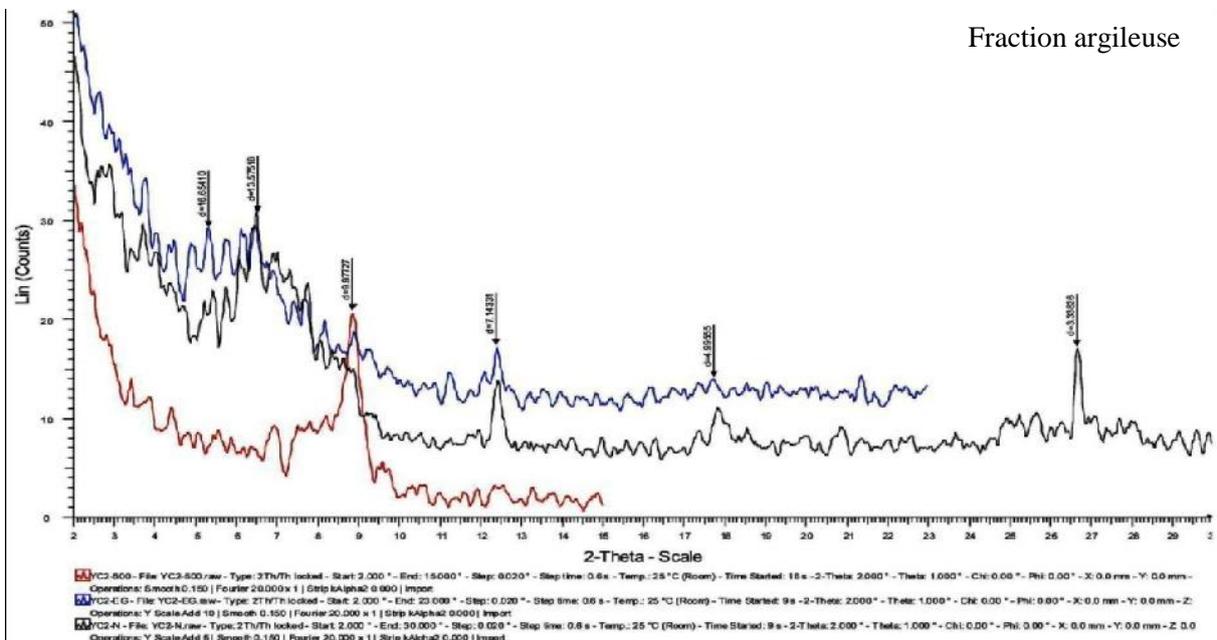
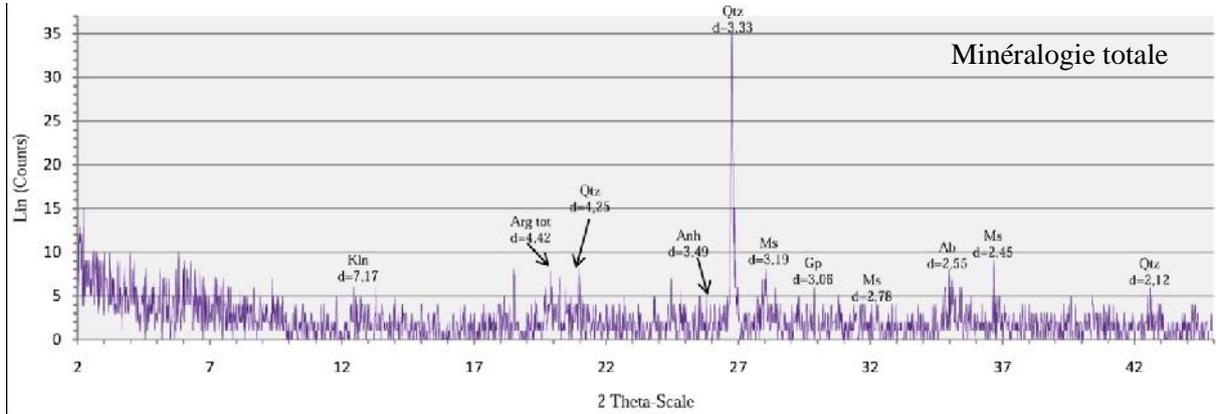


FIG.B.7 : LES TROIS DIFFRACTOGRAMMES DE L'ANALYSE DE FRACTION ARGILEUSE

## ANNEXE C

### C.1. DIFFRACTOGRAMMES ET ESTIMATION DES POURCENTAGES DES MINERAUX DES DIFFERENTS ECHANTILLONS

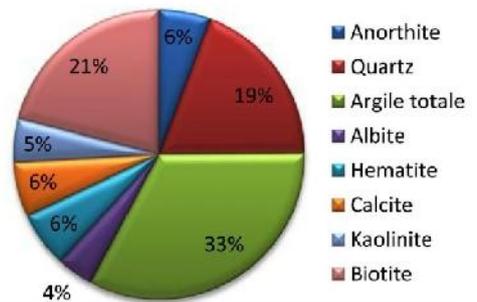
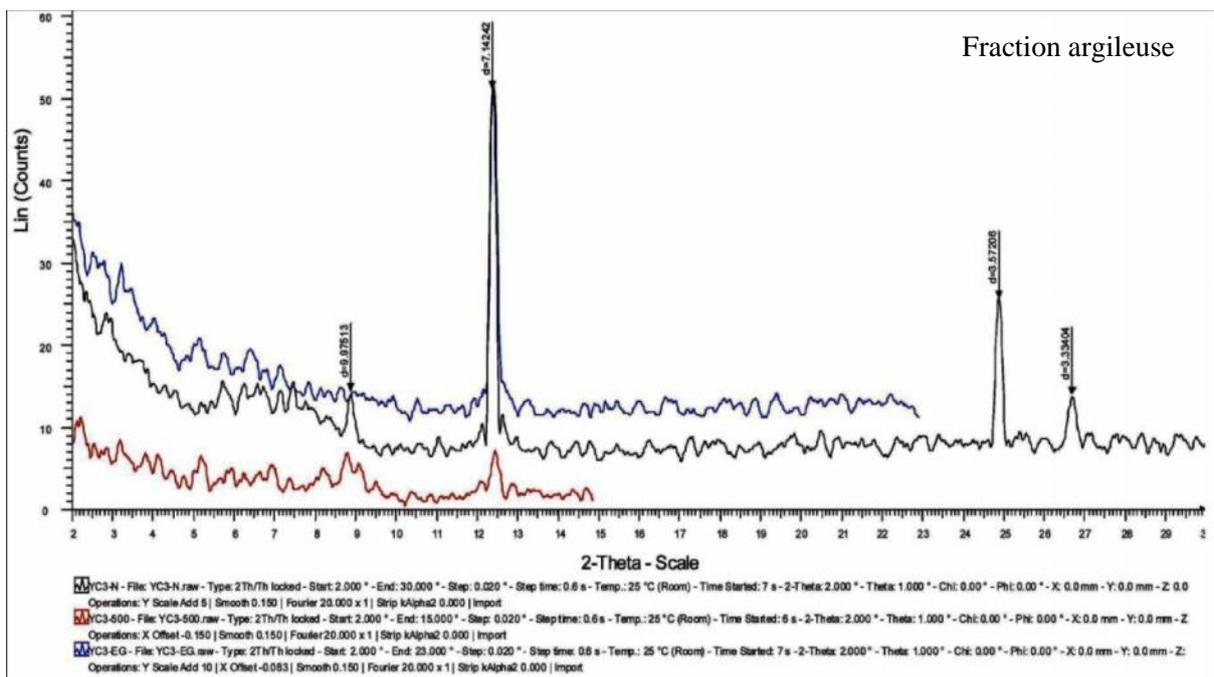
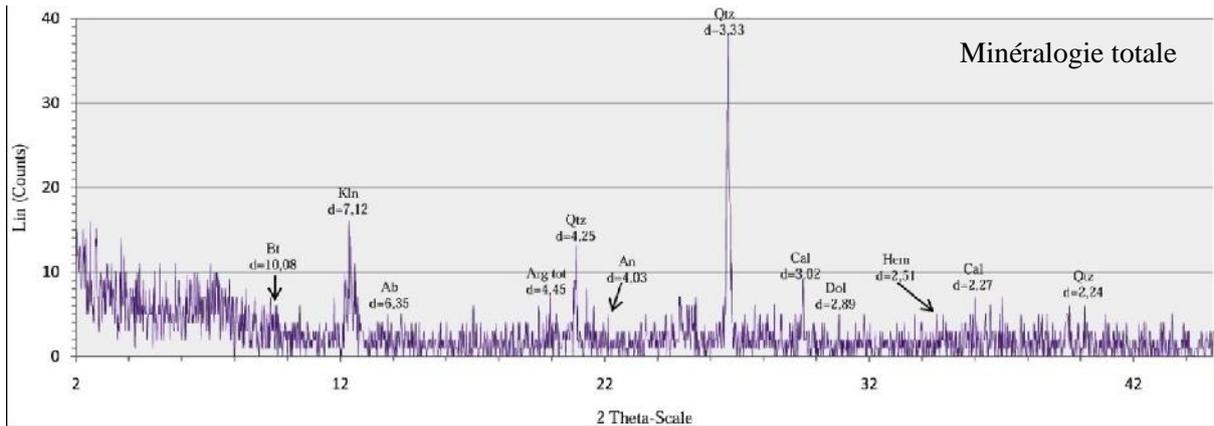


Coordonnées UTM :

X= 298788

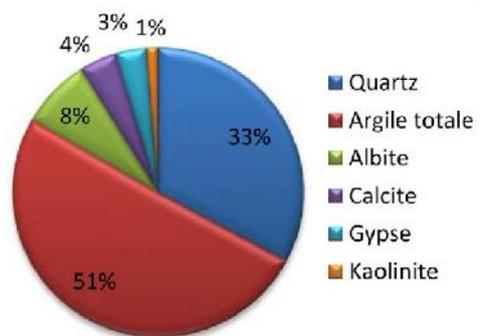
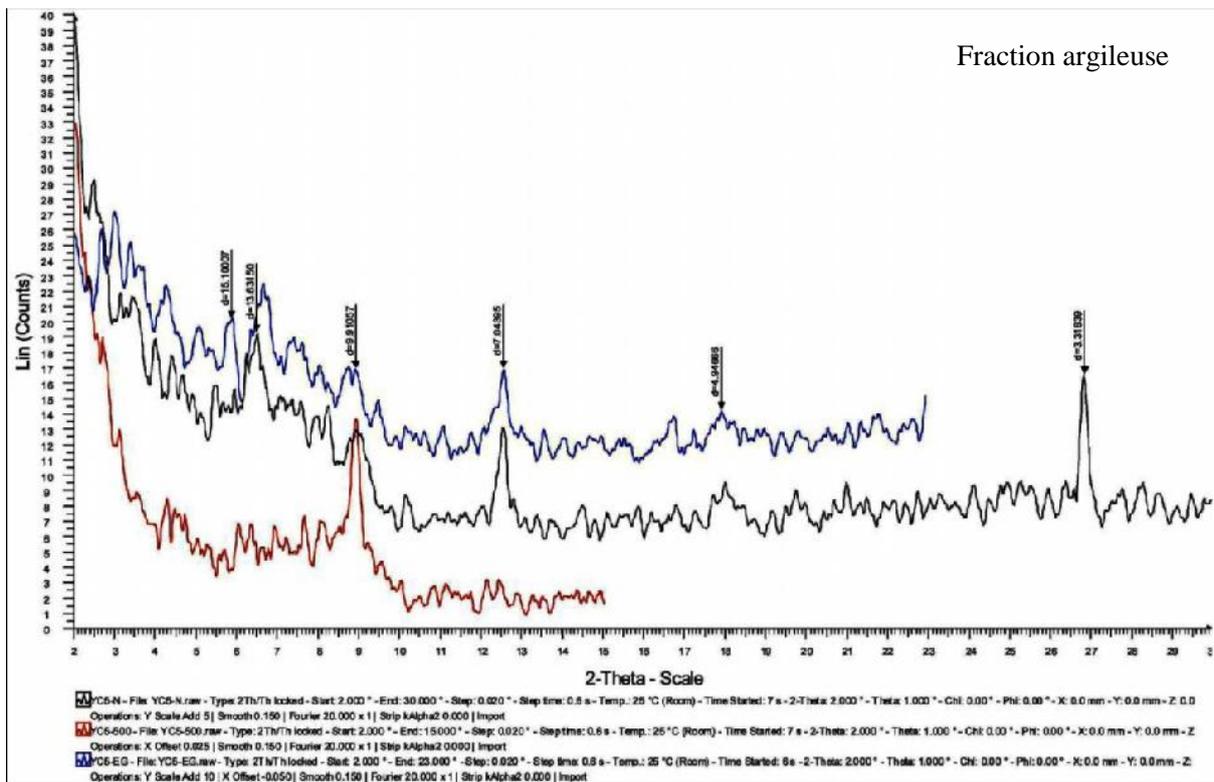
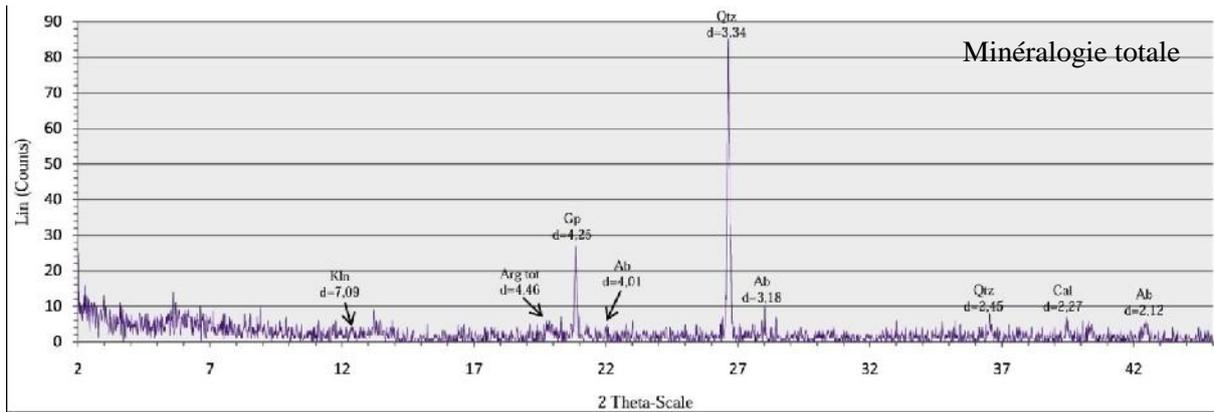
Y= 4049767

Echantillon N°1



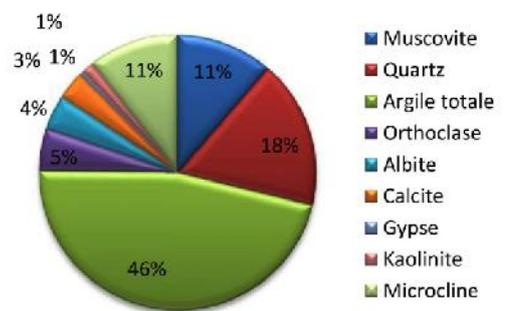
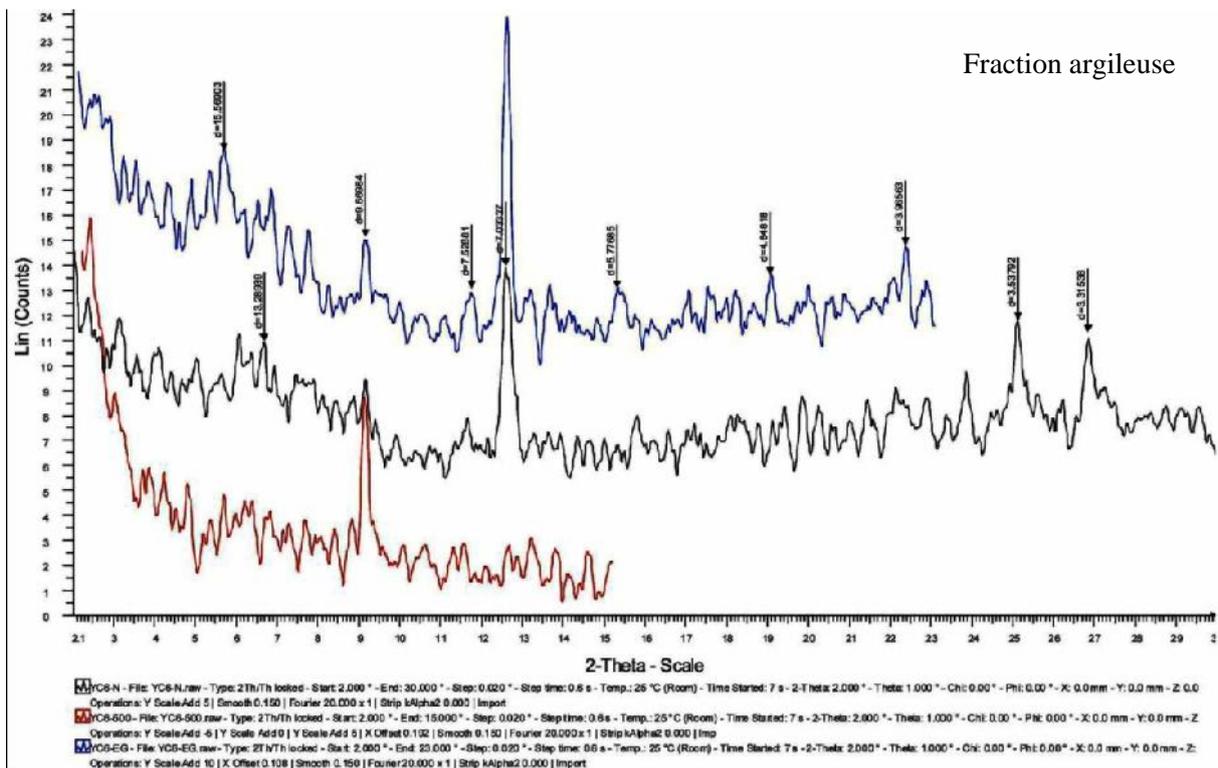
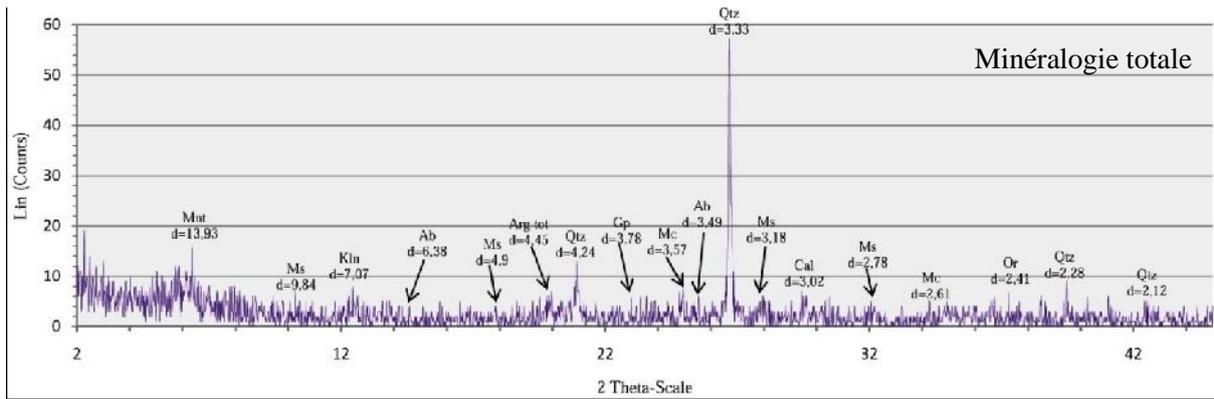
Coordonnées UTM :  
 X= 299072  
 Y= 4049404

Echantillon N°2



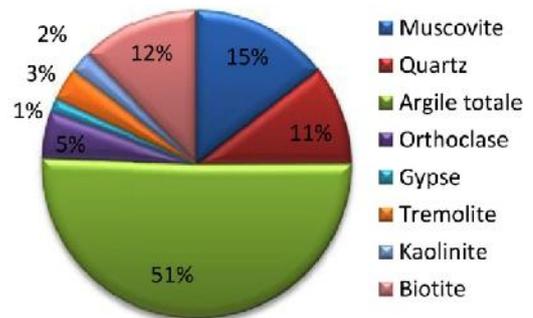
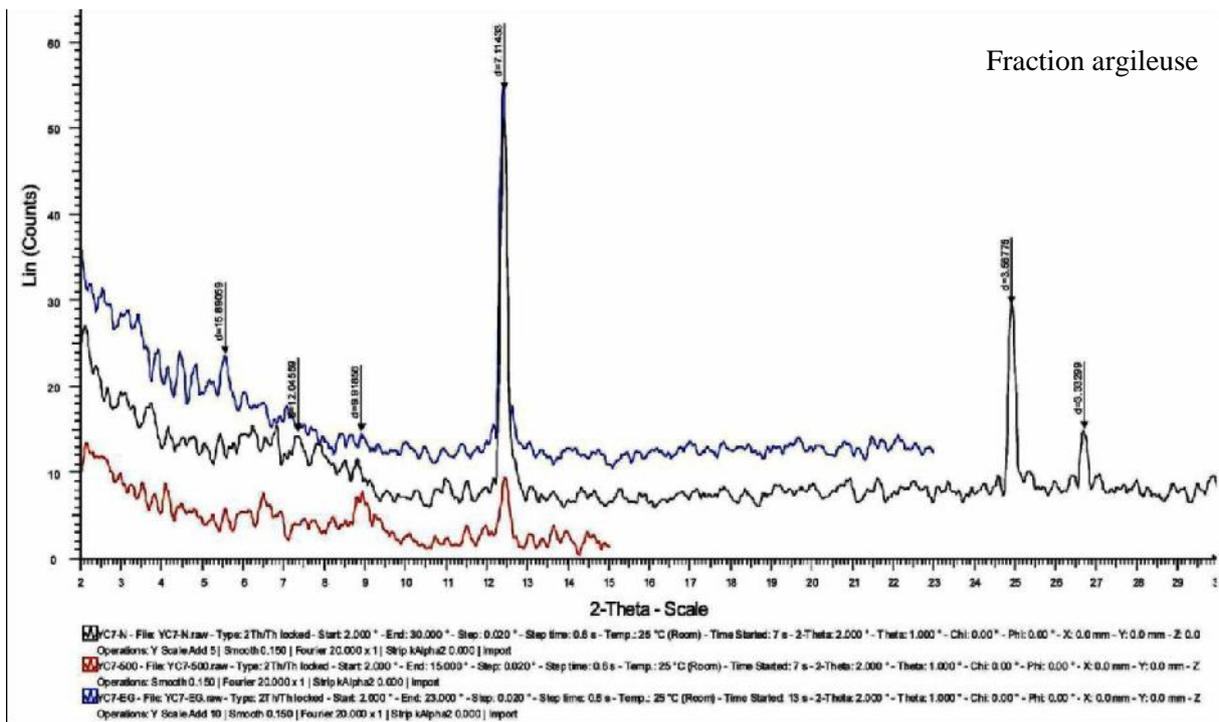
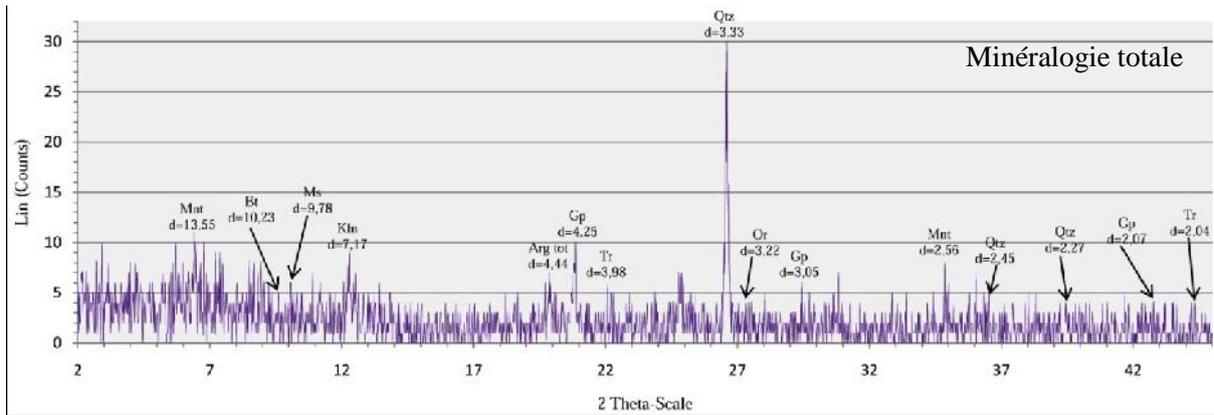
Coordonnées UTM :  
 X= 299066  
 Y= 4049342

Echantillon N° 3



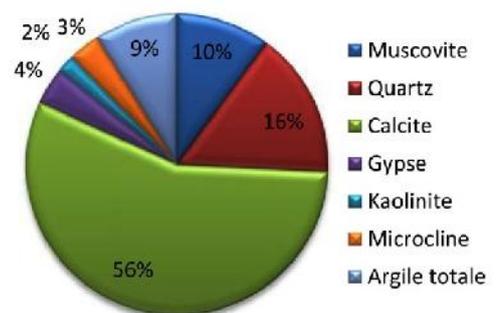
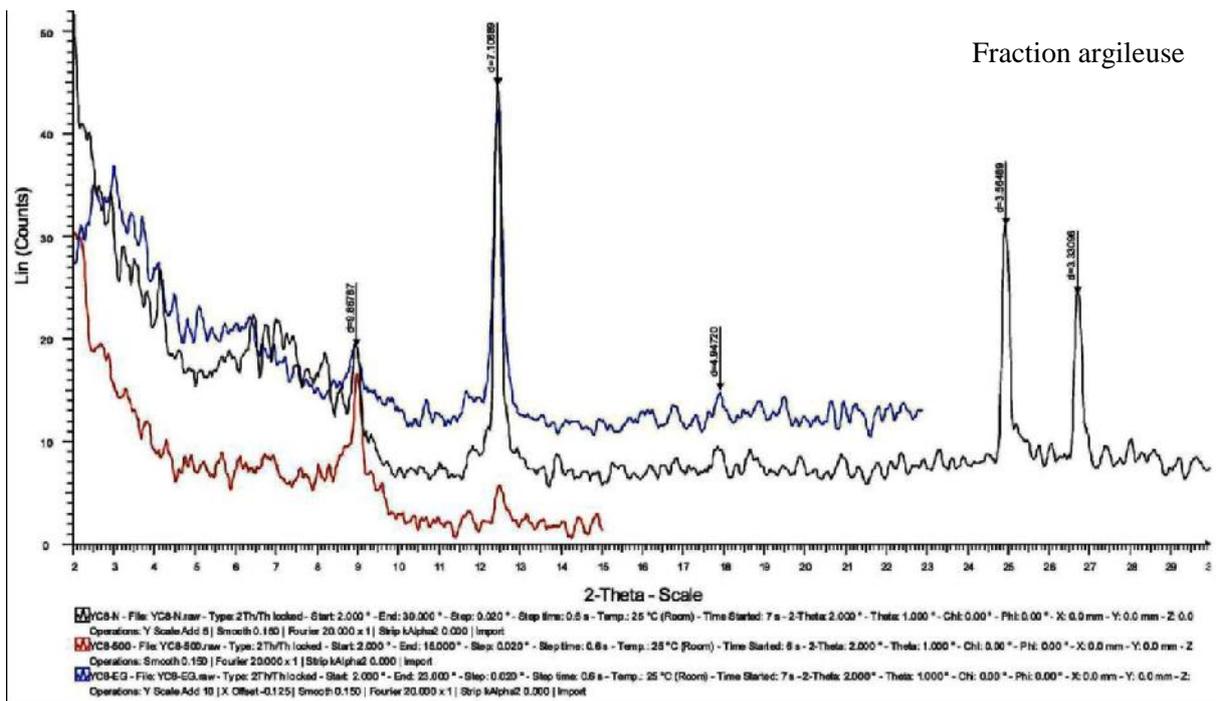
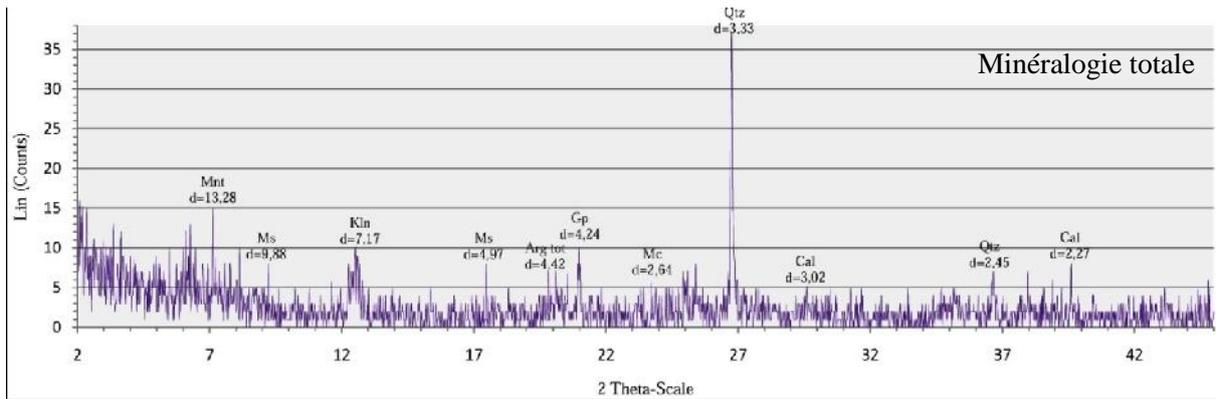
Coordonnées UTM :  
 X= 299021  
 Y= 4049179

Echantillon N° 4



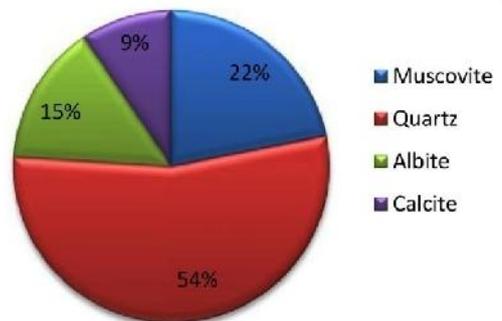
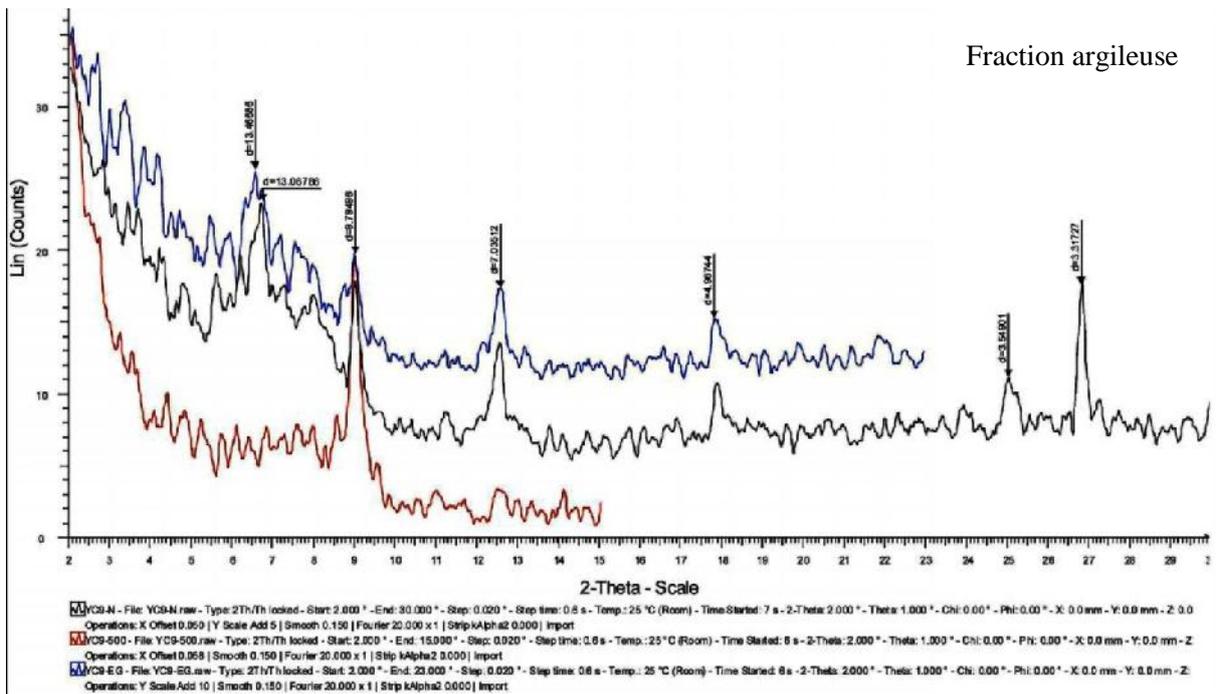
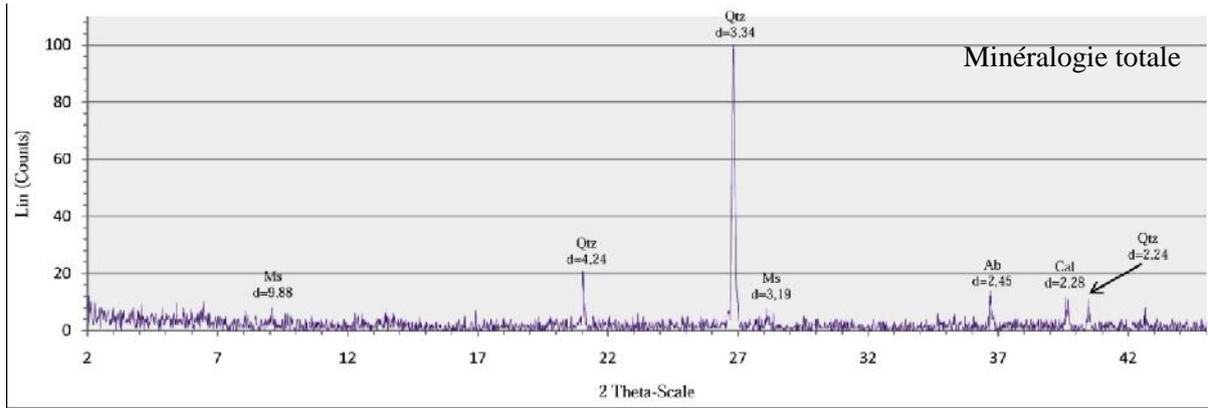
Coordonnées UTM :  
 X= 299089  
 Y= 4049199

Echantillon N° 5



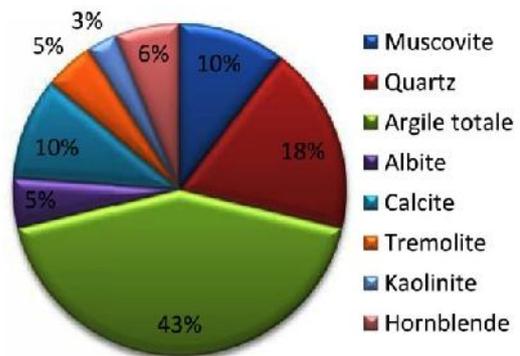
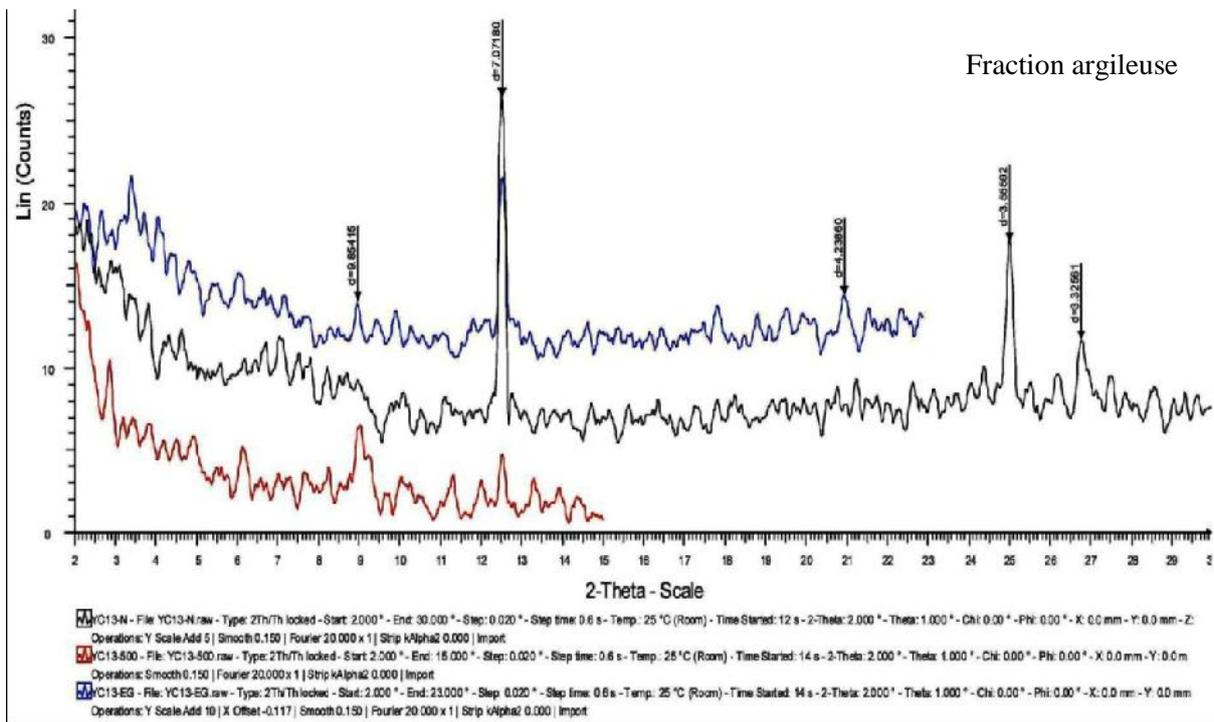
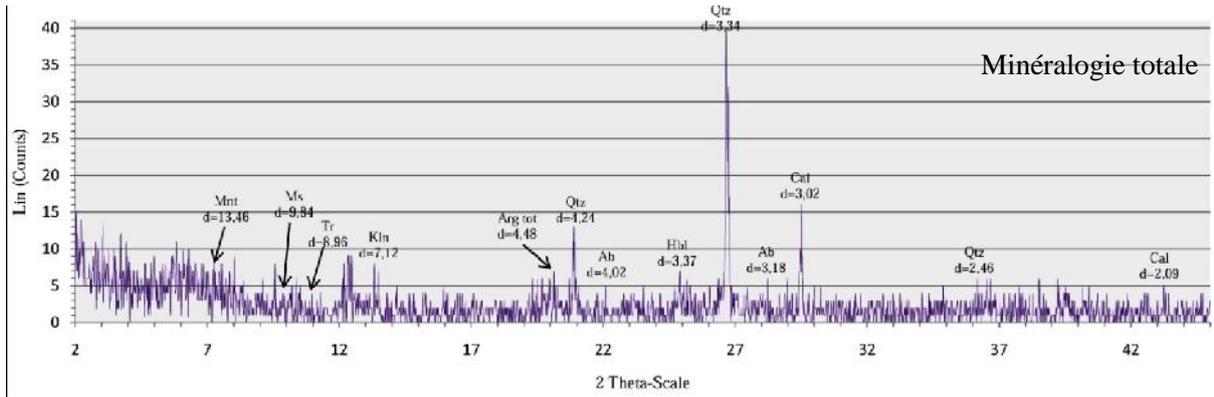
Coordonnées UTM :  
 X= 299201  
 Y= 4049200

Echantillon N° 6



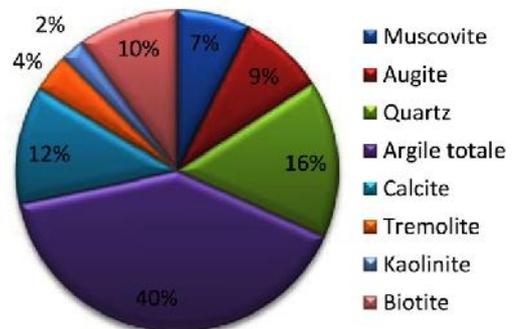
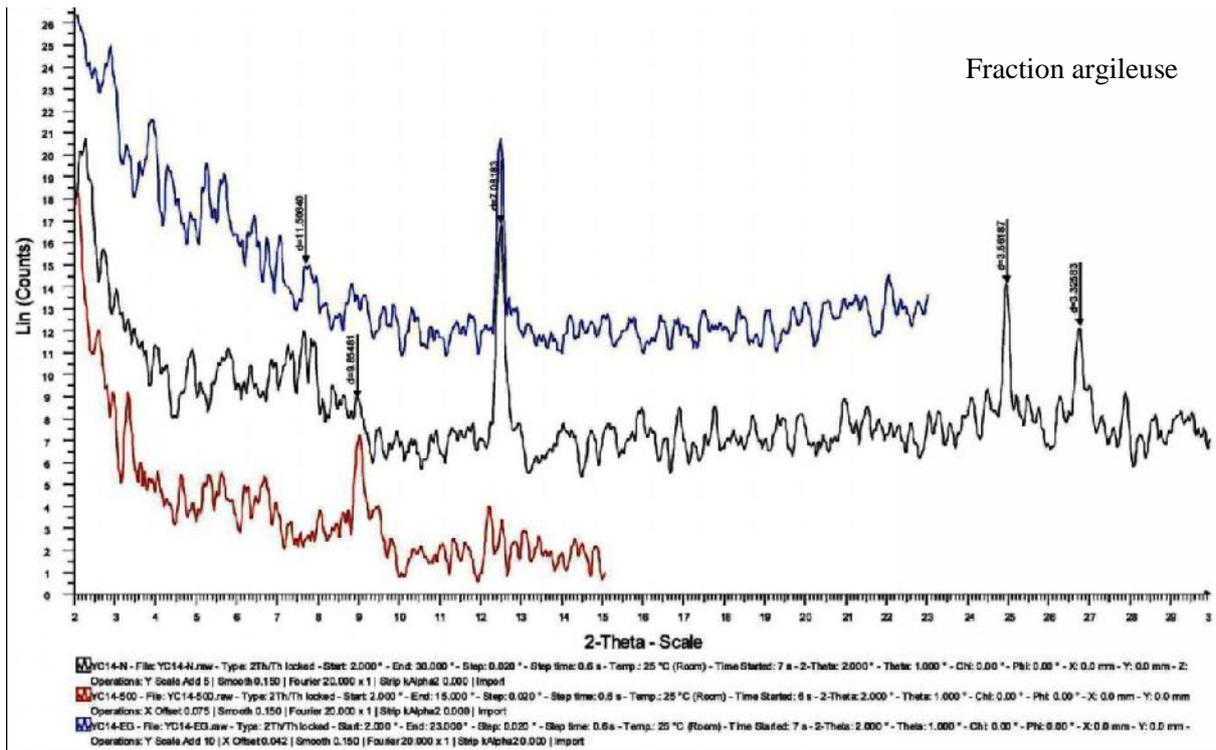
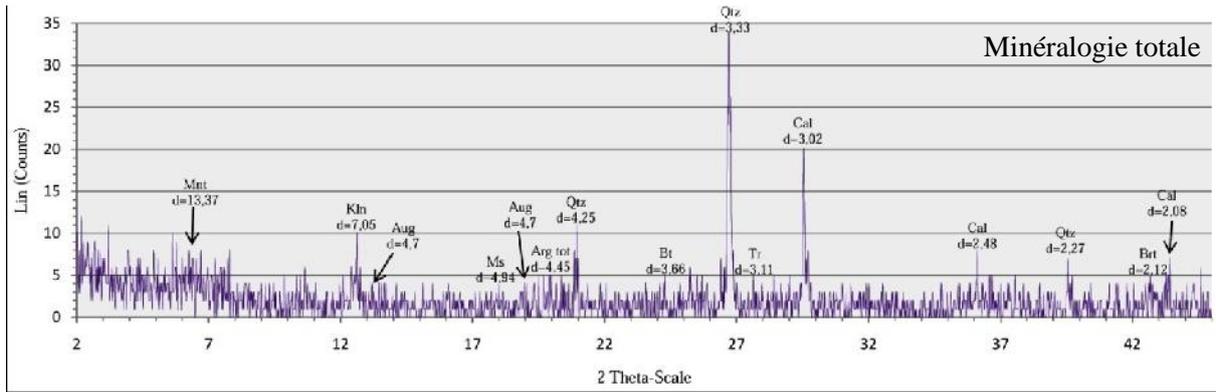
Coordonnées UTM :  
 X= 299339  
 Y= 4049177

Echantillon N° 7



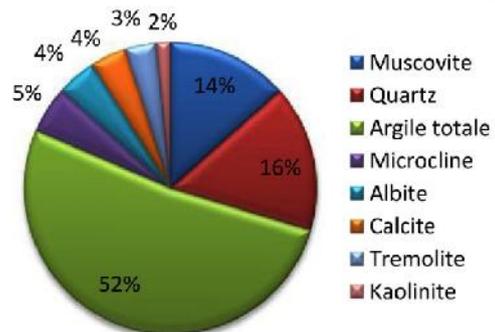
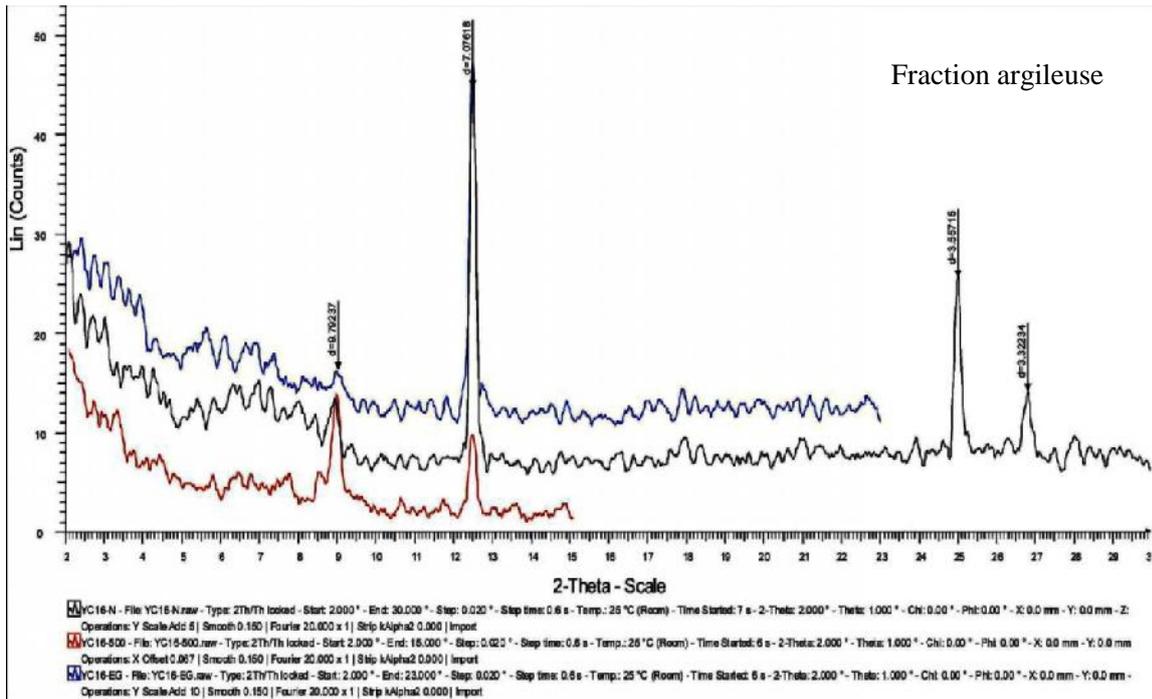
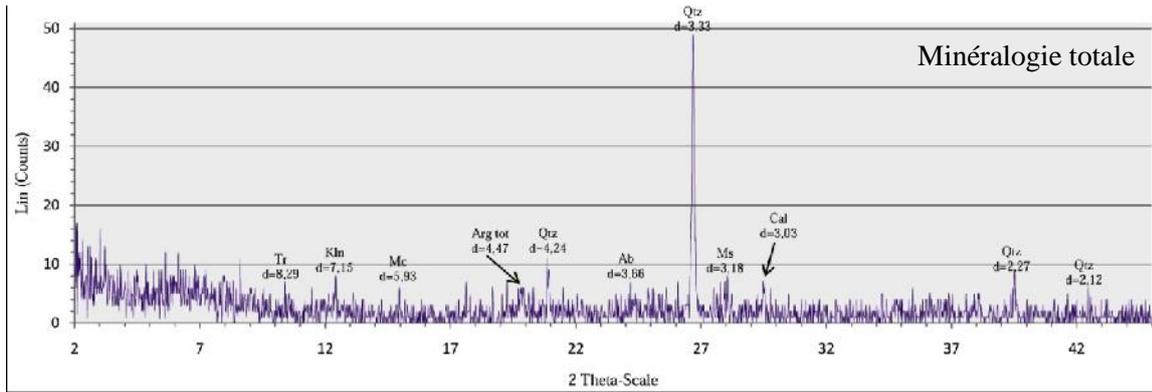
Coordonnées UTM :  
 X= 299204  
 Y= 4049335

Echantillon N° 8



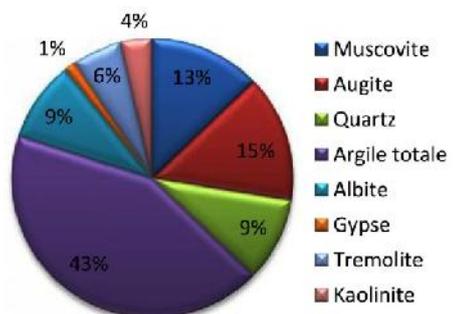
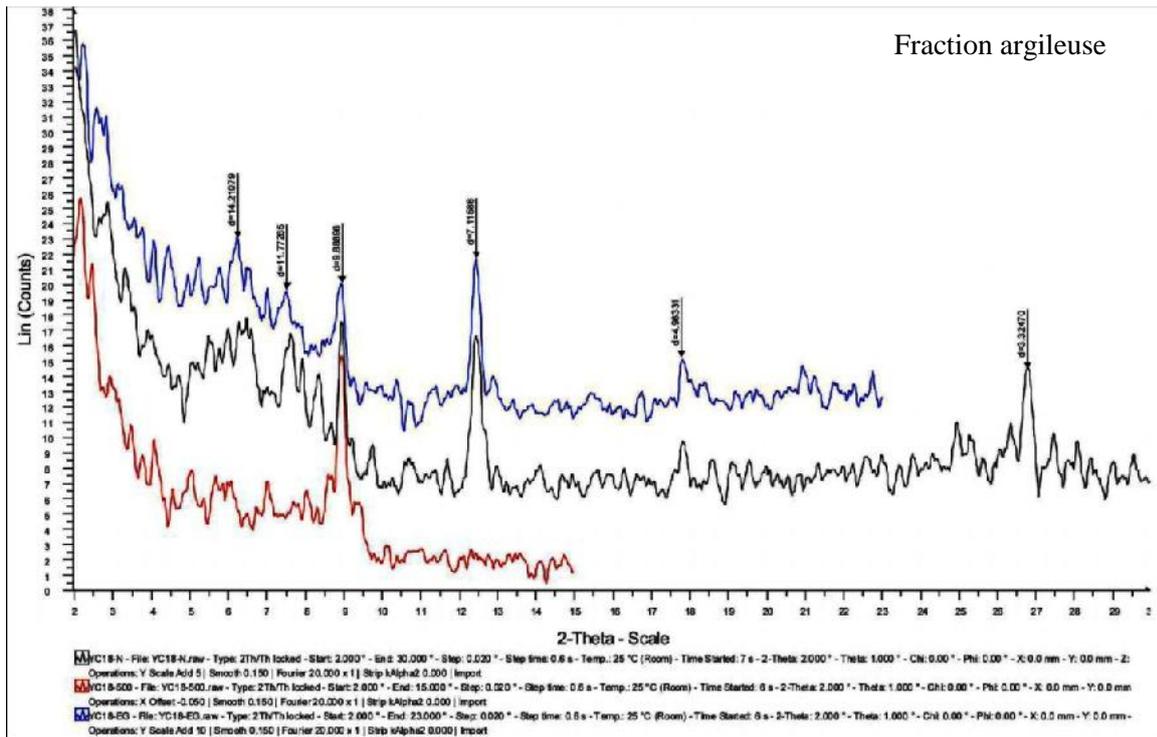
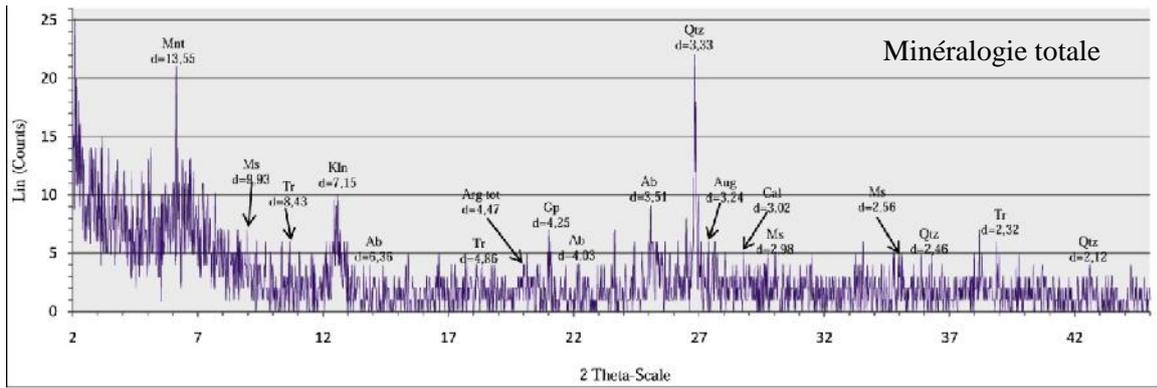
Coordonnées UTM :  
 X= 299456  
 Y= 4049283

Echantillon N° 9



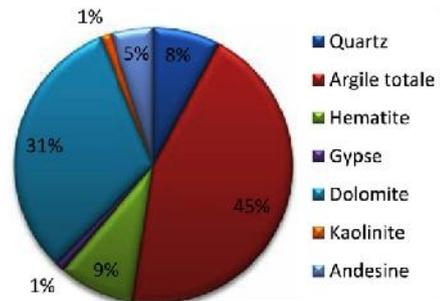
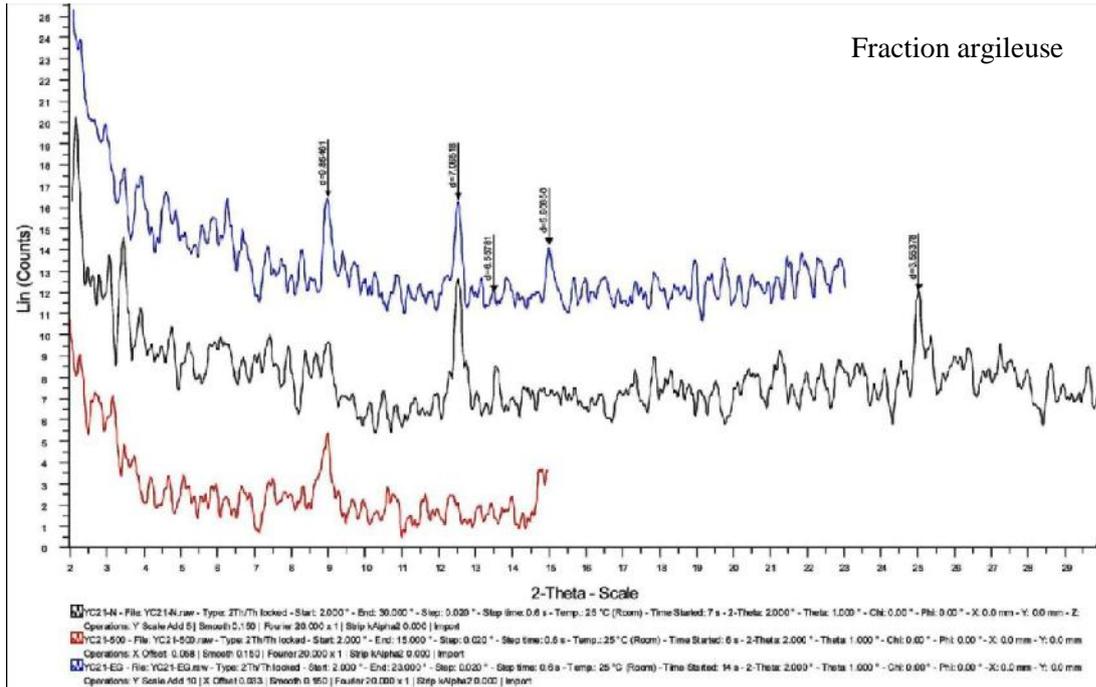
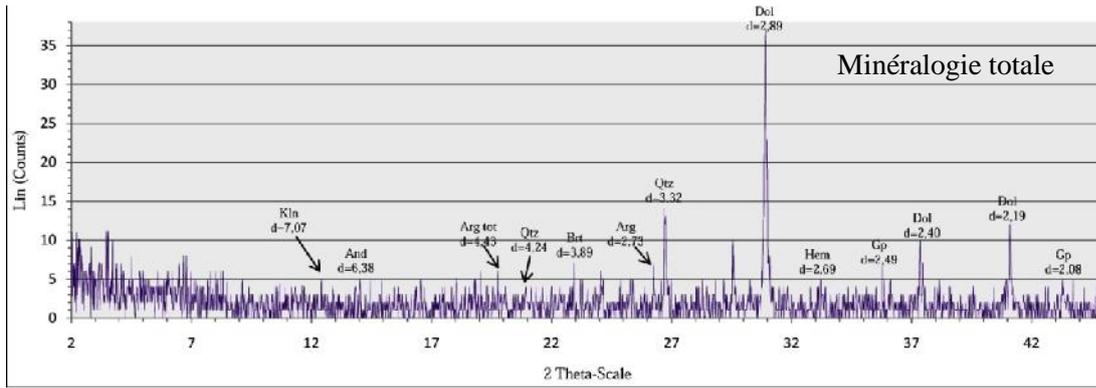
Coordonnées UTM :  
 X= 299845  
 Y= 4049214

Echantillon N° 10



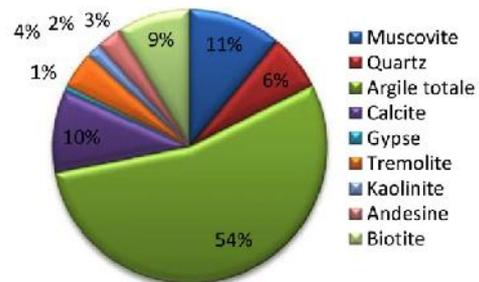
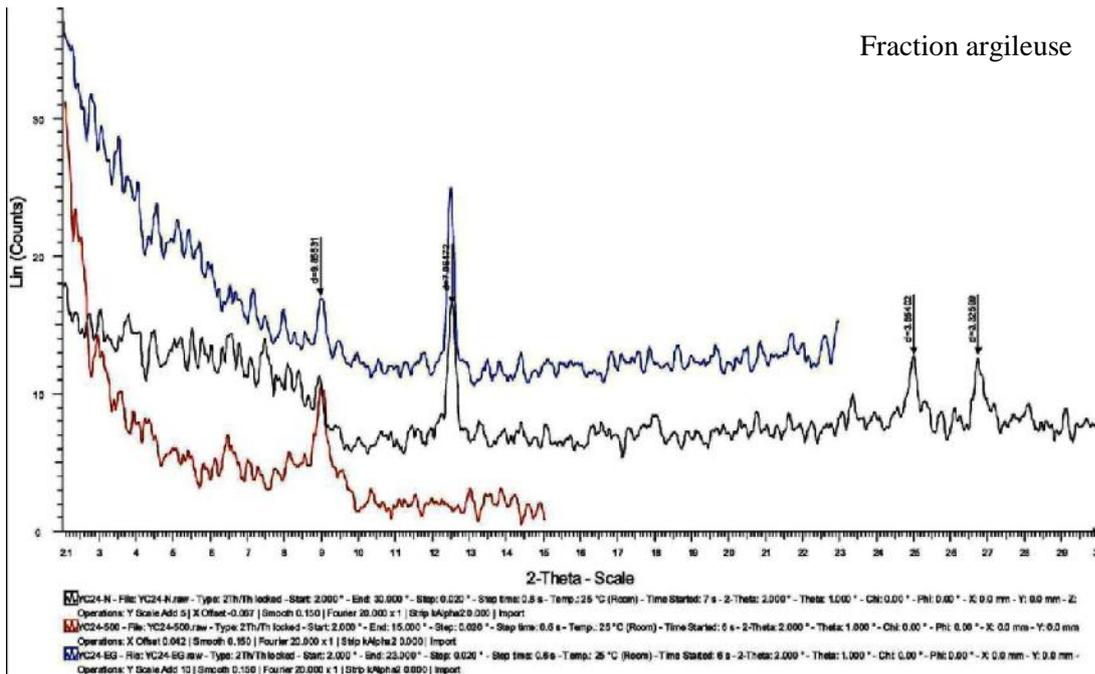
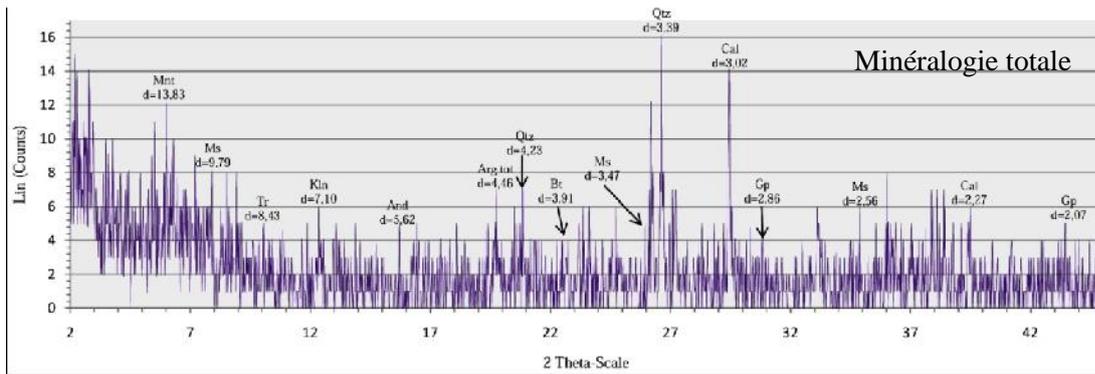
Coordonnées UTM :  
 X= 299800  
 Y= 4048987

Echantillon N° 11



Coordonnées UTM :  
 X= 299813  
 Y= 4047814

Echantillon N° 12

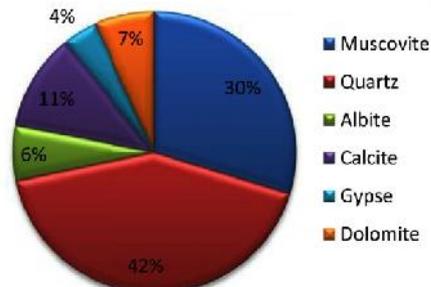
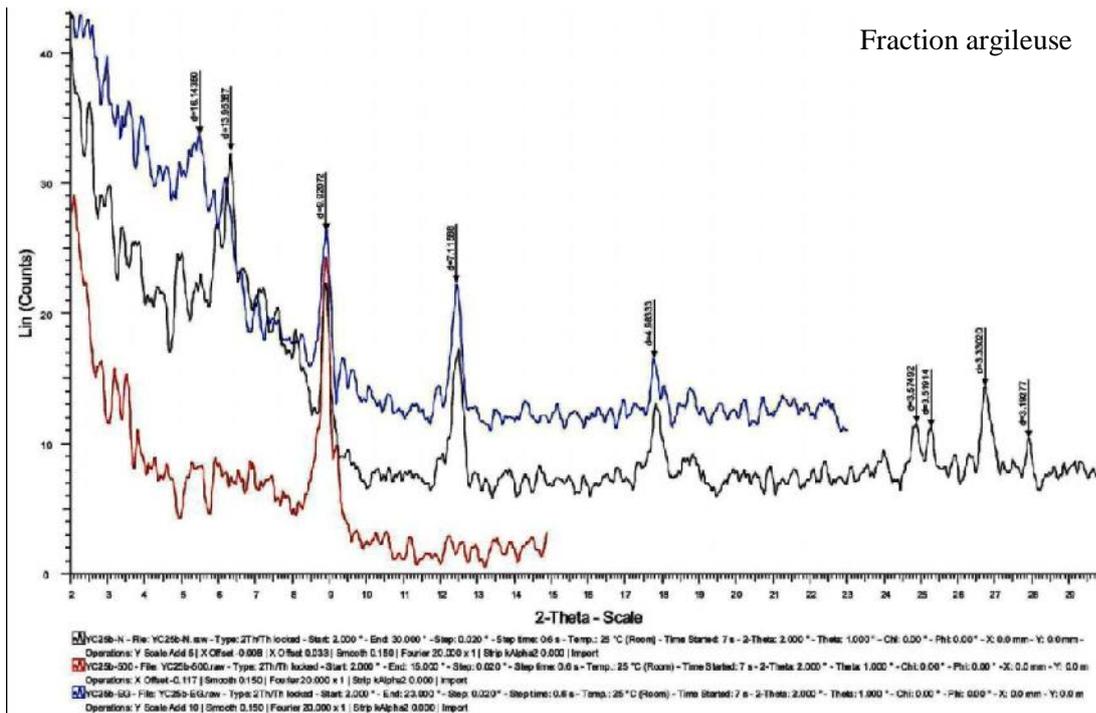
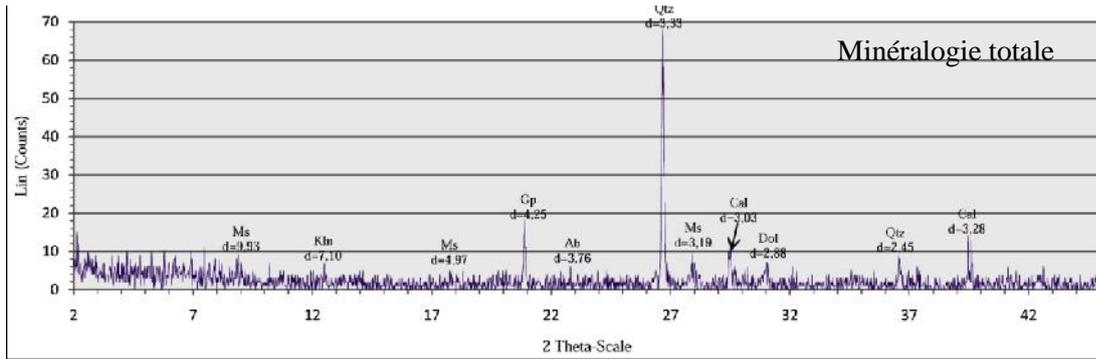


Coordonnées UTM :

X= 299867

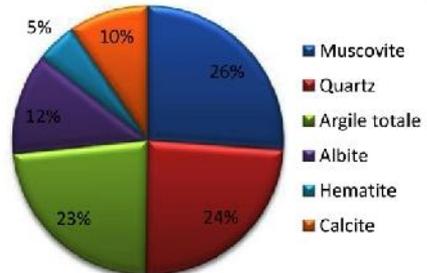
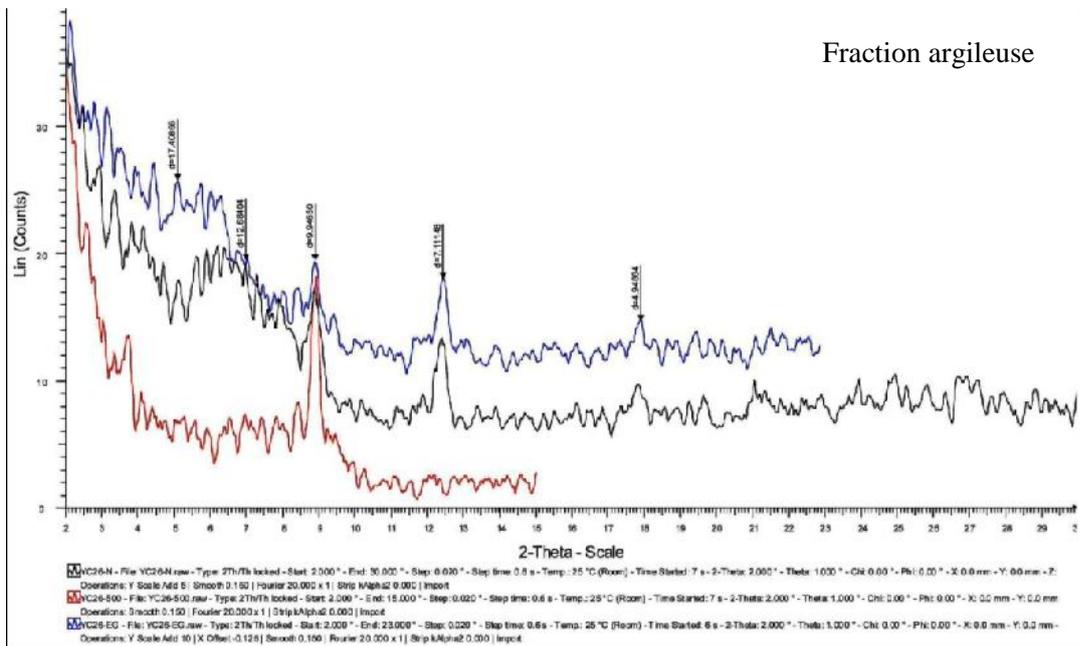
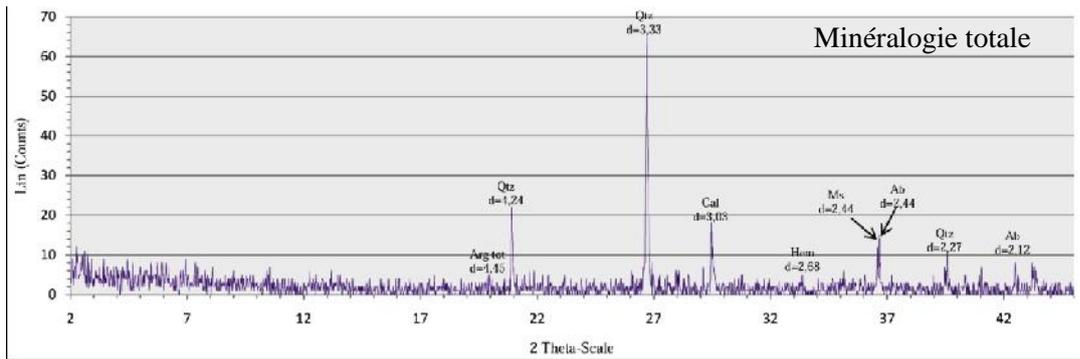
Y= 4047825

Echantillon N° 13



Coordonnées UTM :  
 X= 299776  
 Y= 4048137

Echantillon N° 14



Coordonnées UTM :  
 X= 299769  
 Y= 4048369

Echantillon N° 15