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

جامعة الإخوة منتوري قسنطينة 1
Frères Mentouri Constantin 1 University
Université Frères Mentouri Constantine 1

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

DÉPARTEMENT DES SCIENCES GÉOLOGIQUES

THÈSE DE DOCTORAT DE 3ème CYCLE

(Sciences de la Terre et de l'Univers, Option : Géorisques et Géo-matériaux)

DÉFORMATIONS TARDI-CÉNOZOÏQUES DANS LA RÉGION DE HAMMAM MESKHOUTINE : LEURS MANIFESTATIONS ET LEURS IMPLICATIONS (NE Algérien)

Présentée et soutenue publiquement par

ZOUAK Zakaria

2022

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

THÈSE DE DOCTORAT DE 3ème CYCLE

(Sciences de la Terre et de l'Univers, Option : Géorisques et Géo-matériaux)

N° d'ordre : 09/D3C/2022
N° de série : 02/AM/2022

جامعة الإخوة منتوري قسنطينة 1
Frères Mentouri Constantin 1 University
Université Frères Mentouri Constantine 1

DÉFORMATIONS TARDI-CÉNOZOÏQUES DANS LA RÉGION DE HAMMAM MESKHOUTINE : LEURS MANIFESTATIONS ET LEURS IMPLICATIONS (NE Algérien)

Présentée et soutenue publiquement le 30/03/2022 par

ZOUAK Zakaria

Jury

Président :……	MARMI Ramdane,	Professeur à l'Université de Constantine 1
Directeur de thèse :……..	BENABBAS Chaouki,	Professeur à l'Université de Constantine 3
Co-directeur de thèse :….	BOUREFIS Ahcène,	Professeur à l'Université de Constantine 1
Examinateurs :……	KHIARI abdelkader,	Pr. à l'Université d'Oum El Bouaghi
	AMIRECHE Hamza,	Professeur à l'Université de Jijel
	CHADI Mohammed,	Docteur à l'Université de Constantine 3

2022

Avant-propos

Mes premiers remerciements sont adressés à Benabbas Chaouki, mon directeur de thèse, pour la confiance qu'il m'a accordée, et pour m'avoir permis de réaliser cette thèse dans des conditions optimales. Malgré ses lourdes fonctions de directeur de laboratoire, il s'est toujours montré très disponible et attentif à mon travail. Je tiens à le remercier tant pour ses compétences scientifiques que pour ses qualités humaines.

Je souhaite également remercier Bourfis Ahcène pour avoir suivi de près mon travail tout au long de ces années. Encore merci pour ton aide, tes conseils et ta disponibilité.

Je remercie vivement les membres de jury, le professeur Marmi Ramdane qui ma honorer en présider ce jury, les professeurs Khiari Abdelkader et Amireche Hamza pour avoir accepté de juger ce travail et d'en être les rapporteurs.

Mes remerciements s'adressent à Messieurs Boulaarak Moussa, Chabour Nabil et l'ensemble des enseignants du département de Géologie à l'Université de Constantine, ainsi qu'au personnel administratif.

Un grand merci aussi à Grecu Floare et Visan Gheorghe pour m'avoir accueilli en stage à l'Université de Bucarest. Anisi que Draidia Saleh, Fagel Nathalie et Havenith Hans-Blader qui m'ont accueilli en stage à l'Université de Liège. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je remercie Madame Asfrane Fawzia et Messieurs Boubaya Djamal, Maouche Said et Seffari Abderraouf pour leurs aides et conseils.

Je remercie également mes amis qui ont été toujours à côté de moi pour leur aide moral et matériel Bouablou Hamza, Bennouar Réda et Gharram Hani, ainsi que mes collègues thésards : Asma Kerbouaa, Farid Aolemit, Loubna Cherouna et Rym Ait Kaki qui m'ont soutenu, pour leur soutien, et la bonne ambiance qui a régné chez les thésards.

Ce travail à bénéficier des facilités accordées par les responsables des entreprises dont je faisais partie, Takahiro Aoyagi et Mega Takachi de COJAAL, Bruno Guerin et Boudekhana Aziz de SYSTRA, et enfin Boumezoued Nadjim et Arslane Mahmoud de COSIDER.

Mes remerciements vont aussi à Monsieur Saada Kamal, Directeur du complexe touristique de Hammam Debagh, qui à facilité mes travaux dans la région.

Un remerciement particulier à Benzid Yacine pour son intérêt et encouragements.

Enfin, Je remercie toute ma famille pour leur soutien moral et matériel qu'elle m'a fourni lors de mes études. Ce travail n'aurait pas vu le jour sans leurs sacrifices continus.

C'est à ma mère, mon père, mes sœurs, ma femme et à mes enfants Khadidja, Yahya et Djade que je dédie ce travail.

"Et tu verras les montagnes - tu les crois figées - alors qu'elles passent comme des nuages. Telle est l'œuvre d'Allah qui a tout façonné à la perfection. Il est Parfaitement Connaisseur de ce que vous faites"

Sourete Les fourmis Verset-88

RÉSUMÉ

L'évaluation du risque sismique en Algérie du nord, est l'un des principaux challenges de l'aménagement au Nord de l'Algérie. Cette thèse porte sur l'étude des déformations tardi-Cénozoique de la région de Hammam Meskhoutine.

Sur le plan régional, le Néo-Maurétanien est défini comme étant le terme sommital du flysch Maurétanien qui comprend l'OMK et le Nummulitique, l'interprétation des forages profonds, ainsi que la tomographie électrique et le suivi du front de taille du tunnel du Djebel Kellal, nous ont permis de confirmer le charriage de la nappe Néritique Constantinoise, enfin le fini-Lutétien est déterminé âge de la phase atlasique.

Sur le plan local, après l'élaboration d'une nouvelle carte géologique de Hammam Meskoutine, une approche pluridisciplinaire et multi-scalaires a été adoptée afin de relever les déformations néotectonique, qui consiste à l'identification des particularités morpho-géologiques et hydrographiques, et la cartographie des anomalies linéaires.

L'évolution plane du relief est appréhendée par l'élaboration du MNT et ses cartes dérivées, qui ont permis la caractérisation morphologique du relief structural et l'analyse statistique de ces paramètres. Les coupes morpho-géologiques permettent de dégager des enseignements intéressant sur l'évolution verticale du relief et la relation entre la morphologie et la tectonique.

L'indice de linéarité des cours d'eau défini dans cette thèse, ainsi que les autres indices morphométriques exploités ici comme des marqueurs de la néotectonique, ont permis de distinguer les zones actives.

Le nature tectonique de certains linéaments a été confirmé par le traitement et l'interprétation des données aéromagnétiques. La corrélation des images optiques et l'interférométrie radar ont permet l'identification des failles sismiques responsables des secousses du 22/11/2020 et du 01/04/2021.

Mots clés : Néo-Maurétanien, nappe Néritique Constantinoise, nouvelle carte géologique de Hammam Meskoutine, indice de linéarité des cours d'eau, aéromagnétisme, corrélation des images optiques, interférométrie radar.

ABSTRACT

The assessment of the seismic risk in northern Algeria is one of the main challenges of development in northern Algeria. This thesis focuses on the study of late-Cenozoic deformations in the region of Hammam Meskhoutine.

At the regional level, the Neo-Mauretanian is defined as being the summit term of the Mauritanian flysch which includes the MKO and the Nummulitic, the interpretation of deep boreholes, as well as the electric tomography and the monitoring of the working face of the tunnel of the Djebel Kellal, allowed us to confirm the thrust of the Constantinian Neritic water table, finally the finish-Lutetian is determined age of the Atlas phase.

At the local level, after the elaboration of a new geological map of Hammam Meskoutine, a multidisciplinary and multi-scalar approach was adopted in order to identify the neotectonic deformations, which consists in the identification of the morpho-geological and hydrographic particularities, and the mapping of linear anomalies.

The plane relief evolution is understood by the development of the DEM and its derived maps, which allowed the morphological characterization of the structural relief and the statistical analysis of these parameters. The morpho-geological sections provide interesting lessons on the vertical evolution of the relief and the relationship between morphology and tectonics.

The linearity index of streams defined in this thesis, as well as the other morphometric indices used here as markers of neotectonics, made it possible to distinguish active areas.

The tectonic nature of some lineaments has been confirmed by the processing and interpretation of aeromagnetic data. The correlation of optical images and radar interferometry allowed the identification of the seismic faults responsible for the earthquakes of 11/22/2020 and 04/01/2021.

Keywords: Neo-Mauritanian, Néritique Constantinoise nappe, new geological map of Hammam Meskoutine, linearity index of rivers, aeromagnetic, correlation of optical images, radar interferometry.

ملخص

يعد تقييم المخاطر الزلزالية في شمال الجزائر أحد التحديات الرئيسية للتنمية في شمال الجزائر. تركز هذه الرسالة على دراسة التشوهات في أواخر العصر الحجري الحديث في منطقة حمام المسخوطين.

على المستوى الإقليمي، يُعرَّف مصطلح الفليش الموريتاني الجديد بأنه قمة الفليش الموريتاني، والذي يشمل ما كان يسمى الأوليقو- ميوسين القبائلي والنومولیت، سمح لنا تفسير الآبار العميقة، التصوير المقطعي الكهربائي ومراقبة مقاطع نفق جبل كلال، بتأكيد حركة الرصيف القاري القسطنطيني، وأخيراً تم تحديد اللوتيسياني النهائي كعمر لمرحلة التشوه التكتوني الأطلسي

على المستوى المحلي، بعد وضع خريطة جيولوجية جديدة لحمام المسخوطين، تم اعتماد نهج متعدد التخصصات ومتعدد المقاييس من أجل تحديد التشوهات النيو تكتونية، والتي تتمثل في تحديد الخصائص المورفولوجية والجيولوجية والهيدروغرافية، ورسم خرائط الشذوذ الخطي

مكن تطوير النموذج الثلاثي الأبعاد للمنطقة والخرائط المشتقة منه، من التوصيف المورفولوجي للتضاريس الهيكلية والتحليل الإحصائي لهذه المعلومات، ومن فهم التطور الأفقي للتضاريس. كما وفرت المقاطع المورفو - جيولوجية معطيات مهمة حول التطور العمودي للتضاريس والعلاقة بين الشكل المورفولوجي والتشوهات التكتونية

مؤشر الخطية للوديان المعرف في هذه المذكرة، بالإضافة إلى المؤشرات المورفو - مترية الأخرى المستخدمة هنا كعلامات للتشوهات التكتونية الحديثة، جعلت من الممكن تمييز بعض المناطق النشطة تكتونيا

تم تأكيد الطبيعة التكتونية لبعض الخطوط من خلال معالجة وتفسير البيانات المغناطيسية الجوية، كما سمحت المقارنة بين الصور البصرية وقياس التداخل بالرادار بتحديد الفوالق الزلزالية المسؤولة عن الهزات الأرضية المسجلة أيام 2020/22/11 و 2021/1/4

الكلمات المفتاحية: الفليش الموريتاني الجديد، الخريطة الجيولوجية الجديدة لحمام المسخوطين، المؤشر الخطي للأنهار، المغناطيسية الجوية، مقارنة الصور البصرية، قياس التداخل بالرادار

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE 1

Problématique 1

Objectifs 2

Organisation de la thèse 2

CHAPITRE I. CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE 4

I.1 SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE 4

I.1.1 Le domaine interne 4

I.1.1.1 Le socle Kabyle 4

I.1.1.2 La Dorsale Kabyle 5

I.1.2 Le domaine des Flyschs 6

I.1.2.1 Le flysch Maurétanien 6

I.1.2.2 Le flysch Massylien 7

I.1.2.3 Le flysch Numidien 7

I.1.3 Le domaine externe 7

I.1.3.1 Les nappes telliennes 7

I.1.3.1.1 Les nappes ultra-telliennes 7

I.1.3.1.2 Les nappes telliennes sensu-stricto 8

I.1.3.1.3 Les nappes péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites 8

I.1.3.2 Les séries de l'avant pays 8

I.1.3.2.1 Le sillon écaillé des Sellaoua 8

I.1.3.2.2 La nappe néritique constantinoise 8

I.1.3.2.3 L'ensemble allochtone Sud Sétifien 9

I.1.3.2.4 Le para autochtone Nord-aurésien 9

I.1.3.2.5 L'autochtone Nord-aurésien 9

I.2 HISTOIRE GEODYNAMIQUE 9
I.2.1 Synthèse géodynamique 9
I.2.2 Les principales phases tectoniques 12
I.2.2.1 Les évènements tectoniques durant le mésozoïque 13
I.2.2.1.1 Au Trias : 13
I.2.2.1.2 Au Lias 13
I.2.2.1.3 Au Dogger – Malm 13
I.2.2.1.4 Au Crétacé inférieur 14
I.2.2.1.5 Au Crétacé supérieur 14
I.2.2.2 Les évènements tectoniques durant le tertiaire 15
I.2.2.2.1 A l'Eocène -Phase Atlasique- 15
I.2.2.2.2 Au Miocène 16
I.2.2.2.3 La tectonique récente 18
I.3 REFLEXIONS 19
I.3.1 L'âge de la phase Atlasique 19
I.3.2 Le NéoMaurétanien 19
I.3.3 Le charriage de la nappe Néritique Constantinoise 22
CHAPITRE II. CADRE GEOLOGIQUE LOCAL 31
II.1 GRANDS TRAITS PHYSIQUES DE L'AIRE D'ETUDE 31
II.1.1 Aperçu géographique 31
II.1.2 Aperçu socioéconomique 33
II.1.3 Historique des travaux 33
II.2 LITHOSTRATIGRAPHIE 36
II.2.1 Les formations du domaine interne 36
II.2.1.1 Le socle Kabyle 36
II.2.1.2 La dorsale Kabyle 36

II.2.2 Les formations du domaine des flyschs 37
II.2.2.1 Le flysch Maurétanien 37
II.2.2.2 Le flysch Massylien 43
II.2.2.3 Le Flysch Numidien 44
II.2.3 Les formations du domaine externe 45
II.2.3.1 La nappe néritique constantinoise 45
II.2.3.2 La nappe ultra tellienne 48
II.2.3.3 La nappe tellienne 50
II.2.4 Les formations post nappes 50
II.2.4.1 Le Mio-pliocène continental 50
II.2.4.2 Le Quaternaire 54
II.3 STYLE TECTONIQUES DES UNITES 57
CHAPITRE III. ANALYSE MORHOSTRUCTURALE 58
III.1 ANALYSE MORPHOGEOLOGIQUE 58
III.1.1 Le modèle numérique du terrain 58
III.1.2 L'hypsométrie 59
III.1.3 La pente 61
III.1.4 Les replats 63
III.1.5 L'exposition des versants 64
III.2 DEMEMBRMENT VERTICAL DU RELIEF 65
III.2.1 Swath profiles 65
III.2.2 Les coupes morpho-géologiques 67
III.3 LES PRINCIPAUX ELEMENTS DU RELIEF STRUCTURAL 69
III.4 FORMES PARTICULIERES D'EROSIONS 76
III.4.1 Les phénomènes karstiques 76
III.4.2 Les mouvements de versants 77

III.5 LINEAMENTS MORPHOGEOLOGIQUES 79
CHAPITRE IV. ANALYSE HYDROGRPHIQUE ET MORPHOMÉTRIQUE 83
IV.1 ETUDE QUALITATIVE GLOBALE DU RESEAU HYDROGRPHIQUE 84
IV.1.1 La classification descriptive de Howard 84
IV.1.2 Définition d'un indice de linéarité des cours d'eau 87
IV.1.3 Les anomalies de drainage 88
IV.2 APPORTS DE LA MORPHOMETRIE 92
IV.2.1 Hiérarchisation du réseau hydrographique 92
IV.2.2 Les directions d'écoulement 95
IV.2.3 La pente des cours d'eau 97
IV.2.4 Définition des unités hydrographiques 100
IV.2.5 Les indices calculés 102
IV.2.5.1 Les indices du réseau de drainage 103
IV.2.5.2 Les indices de topographie 110
IV.2.5.3 Les indices de forme planaire des bassins 117
IV.2.5.4 Les indices de Profils des rivières 120
IV.2.6 CONCLUSIONS 124
CHAPITRE V. APPORT DE L'AEROMAGNETISME 125
V.1 LA PROSPECTION MAGNETIQUE 126
V.1.1 Champ magnétique terrestre 126
V.1.2 Les éléments du champ géomagnétique 126
V.1.3 Champ magnétique de référence IGRF 127
V.1.4 Variations du champ géomagnétique 128
V.1.5 Mesure des anomalies magnétiques 128
V.2 DESCRIPTION ET TRAITEMENT DU LEVE AEROPHYSIQUE 130
V.2.1 Description du levé 130

V.2.1.1 Historique du levé 130
V.2.1.2 Appareillage 130
V.2.1.3 Paramètres du levé 131
V.2.2 Traitement des données 132
V.2.2.1 Transformation des fichiers numériques 133
V.2.2.2 Récupération de l'information perdue 133
V.2.2.3 Suppression des valeurs erronées 133
V.2.2.4 Sélection des données de la zone d'étude 135
V.3 Etablissement des cartes des données brutes 136
V.3.1 Interpolation des données (Gridding) 136
V.3.2 Méthode d'interpolation 137
V.3.3 Pas de la grille 137
V.3.4 Carte des anomalies du champ magnétique 138
V.3.5 Carte du fond radiométrique brut 139
V.3.6 Cartes des comptages spectrométriques 141
V.3.6.1 Comptage du Potassium 141
V.3.6.2 Comptage de l'Uranium 142
V.3.6.3 Comptage du Thorium 143
V.3.7 Réduction au pôle Nord magnétique 144
V.3.8 Les dérivées du champ 145
V.3.9 La localisation des sources magnétiques 148
V.3.9.1 Amplitude du signal analytique 149
V.3.9.2 Méthode De La Déconvolution D'Euler 150
V.3.9.2.1 Paramètres de la déconvolution d'Euler 150
V.3.9.2.2 Résultats de la déconvolution d'Euler 152
V.4 Conclusions 153

CHAPITRE VI. SISMICITE ET TELEDETECTION 155
VI.1 LA SISMICITE 155
VI.1.1 Sismicité historique 155
VI.1.2 Sismicité instrumentale 157
VI.1.3 Les séismes étudiés 158
VI.2 LA TELEDTECTION 160
VI.2.1 Apport de l'imagerie otique 160
VI.2.1.1 La classification d'image satellitaire 160
VI.2.1.2 La cartographie des linéaments 162
VI.2.1.2.1 La cartographie automatique 162
VI.2.1.2.2 La cartographie manuelle 163
VI.2.1.3 La corrélation des images optiques 164
VI.2.1.3.1 Méthodes 165
VI.2.1.3.2 Calcul des déplacements horizontaux 166
VI.2.2 Apport de l'imagerie radar (L'interférométrie) 173
VI.2.2.1 Bases théoriques de l'interférométrie radar 173
VI.2.2.1.1 Image Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) 173
VI.2.2.1.2 Acquisition et géométrie d'une image RSO 174
VI.2.2.1.3 Interférométrie radar et mesure des déplacements 175
VI.2.2.2 Application : calcul des déplacements co-sismiques 183
VI.2.2.2.1 Déformations verticales du séisme de 02/11/2019 183
VI.2.2.2.2 Déformations verticales du séisme de 22/11/2020 184
VI.2.2.2.3 Déformations verticales du séisme de 17/12/2020 187
VI.2.2.2.4 Déformations verticales du séisme de 01/04/2021 188
VI.3 CONCLUSIONS 191
CONCLUSIONS GÉNÉRALES 192

Résultats 192
Discussions 194
Perspectives et recommandations 195
BIBLIOGRAPHIE 196
LISTE DES FIGURES 218
LISTE DES TABLEAUX 225

INTRODUCTION GENERALE

Problématique

En Algérie, la tectonique active est localisée au nord du pays, essentiellement dans le Tell. La déformation engendrée par la convergence actuelle des deux plaques Africaine et Eurasiatique s'exprime par des tremblements, et des structures plicatives et/ou cassantes.

Si les campagnes d'études récentes le long de la marge près de la frontière entre ces deux plaques ont montré que la déformation se traduit dans la partie de la plaine abyssale proche du continent, par le plissement de la couverture plio-quaternaire, et qu'au niveau de la pente et sur le plateau continental, la sismicité est générée par des accidents qui se prolongent parfois à terre, où la sismicité s'exprime surtout le long des bordures des bassins néogènes, ces dernières sont le plus souvent à l'origine des violents séismes que connaît l'Algérie.

Décrypter les mécanismes de fonctionnement de ces phénomènes naturels, revient en premier lieu à identifier leur traçabilité, c'est-à-dire les failles géologiques et les structures sismogéniques , qui sous l'effet de contraintes se bloquent jusqu'au seuil de rupture et donnent des tremblements de terre; Mais ce type d'analyse se heurte à diverses difficultés notamment la faiblesse et l'imprécision du fond géo-cartographique existant (limites géologiques, datations ….), la prédominance des faciès terrigènes et la dégradation des expressions morphologiques des déformations.

La réflexion initiée ici est à la fois transdisciplinaire et multi-scalaires. Elle s'appuie sur les particularités et les anomalies aussi bien morphologiques que géologiques pour identifier des déformations actives et ce, grâce à des critères de tectoniques actives.

Toute la structure de cette thèse s'articule en fait autour de trois axes essentiels :

- L'identification des expressions topographiques des déformations.
- La caractérisation et la quantification des mouvements horizontaux et verticaux et leurs liens avec les réseaux de fracturation.
- La relation néotectonique, déformation et dynamique des versants.

Enfin, l'analyse portera également sur certains impacts des déformations tardi-cénozoïques telles que :

- Les fortes surrections.
- Le démembrement du relief.

- L’incision des vallées et la subsidence.

Les éléments de problématique posés précédemment permettent de déduire l’articulation de la démarche scientifique à suivre.

Sources documentaires et échelles de travail

La réflexion est basée sur un grand nombre de photographies aériennes de différentes échelles (1/20 000 et 1/40 000) ; pour être ensuite confrontées aux résultats d’interprétation des scènes spatiales.

Les cartes topographiques à l’échelle 1/25 000, 1/50 000, et 1/200 000) constitueront le support essentiel de l’analyse du relief structural.

L’analyse multi-scalaire sera déterminante dans l’identification des particularités géologiques et morphologiques. Ce type de méthode se fonde sur l’apport des différentes échelles d’observation et d’analyse.

Cartographie

L’approche cartographique sera l’outil adéquat dans l’étude des particularités morphologique et tectoniques ; cette approche, basée sur la méthode morpho-structurale, constitue un document scientifique et de décision nécessaire aux politiques d’aménagement du territoire.

Objectifs

Les objectifs de ce travail sont aussi bien scientifiques que socio-économiques.

Au plan scientifique la démarche vise à mettre en évidence la nature néo-active de la région d’étude, identifier l’activité tectonique récente et actuelle dans le champ d’investigation.

Au plan socio-économique, les retombées de cette réflexion scientifique sont multiples.

Il s’agit par conséquent ici, de réaliser une série de cartes morpho-structurales qui fournirons des informations indispensables à l’élaboration et la mise en œuvre des politiques d’aménagements et de gestions des territoires.

Organisation de la thèse

Le premier chapitre synthétise l'état de l'art de connaissances actuelles sur le Constantinois, d’un point de vue géologique mais aussi géodynamique. Ce chapitre se distingue par certaines réflexions sur quelques sujets qui touchent le contexte géologique régional.

Dans le second chapitre nous présentons une révision de la carte géologique de la feuille de Hammam Meskoutine, en détaillant la géologie de la feuille de Hammam Meskoutine.

Le troisième chapitre est consacré à l'analyse morpho-structurale de la région étudiée, un modèle numérique de terrain a été élaboré, les cartes dérivées de ce MNT sont analysées, afin de dresser un schéma de linéaments orographiques. L'analyse verticale du relief est faite grâce aux différents types de profils réalisés.

Le quatrième chapitre, consiste à une étude qualitative du réseau hydrographique, qui s'achève par un inventaire de linéaments hydrographiques, une analyse morphométrique exhaustive, et la définition d'indice de linéarité des cours d'eau.

Les données aéromagnétiques du Nord-est de l'Algérie sont traitées et interprétée dans le cinquième chapitre, où le caractère tectonique de certains linéaments orographiques et hydrographiques cartographiés auparavant a été confirmé, grâce aux filtres appliqués sur la carte des anomalies magnétiques de la région étudiée.

Enfin, présente l'étude de quelques évènements sismiques par photogrammétrie et interférométrie radar, les failles sismiques ont étés cartographies, pour finaliser le texte avec une conclusion générale qui récapitule les principaux résultats de cette thèse.

CHAPITRE I. CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE

Sur le plan géologique, la feuille de Hammam Meskoutine couvre des terrains qui se trouvent à la limite entre le domaine interne et le domaine externe des Maghrébides, chaîne alpine d'Afrique du Nord.

À fin de mieux comprendre la configuration géologique de la région étudiée, ainsi que les résultats d'ampleurs régionale de cette étude, il est indispensable de situer cette région dans son cadre régional, celui de la chaîne alpine de l'Algérie Nord orientale.

I.1 SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE

En Algérie, le domaine alpin peut être subdivisé géographiquement du Nord vers le Sud en deux systèmes distincts Tellien et Atlasique (Bracène, 2002), chaque système est limité au Sud par un front de déformation ou un contact tectonique majeur.

La chaîne des Maghrébides est un tronçon du système alpin de la méditerranée occidentale, elle est composée de diverses unités litho-stratigraphiques et structurales (Fig. I.1) qui peuvent êtres groupés selon leurs provenances dans trois grands domaines paléogéographiques, ces domaines qui sont actuellement en partie superposés, sont du Nord au Sud : le domaine interne, le domaine des Flyschs et le domaine externe.

I.1.1 Le domaine interne

Le domaine interne comprend le socle Kabyle et la dorsale Kabyle.

I.1.1.1 Le socle Kabyle

Appelé aussi Kabylide, est composé de massifs cristallophylliens métamorphiques et d'un ensemble sédimentaire paléozoïque peu métamorphique. On lui attribue quatre ensembles lithologiques avec de bas en haut :

- Un ensemble crustal profond appartenant au faciès granulites (Bouillin J.P., et al. 1976)
- Des gneiss à intercalation de quartz et d'amphibolite.
- Des phyllades peu métamorphisés.
- Un ensemble sédimentaire qui débute au Cambrien et atteint le carbonifère.

Les Kabylides, comprenant, d'ouest en est, les massifs du Chenoua et d'Alger, la Grande Kabylie et la Petite Kabylie, sont composées de socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque (principalement des gneiss âgés de 480 Ma à 300 Ma selon des datations Rb-Sr par

(J. Sonet, in Durand-Delga, 1969), présentant des analogies à celui des massifs des Alpujarrides en Andalousie(Cordillères Bétiques) ou des Sebtides dans le Rif, et du Paléozoïque supérieur non métamorphique comparable à celui des Malaguides en Espagne (Cordillères Bétiques) et les Ghomarides du Maroc (Rif) (Durand-Delga, 1969).

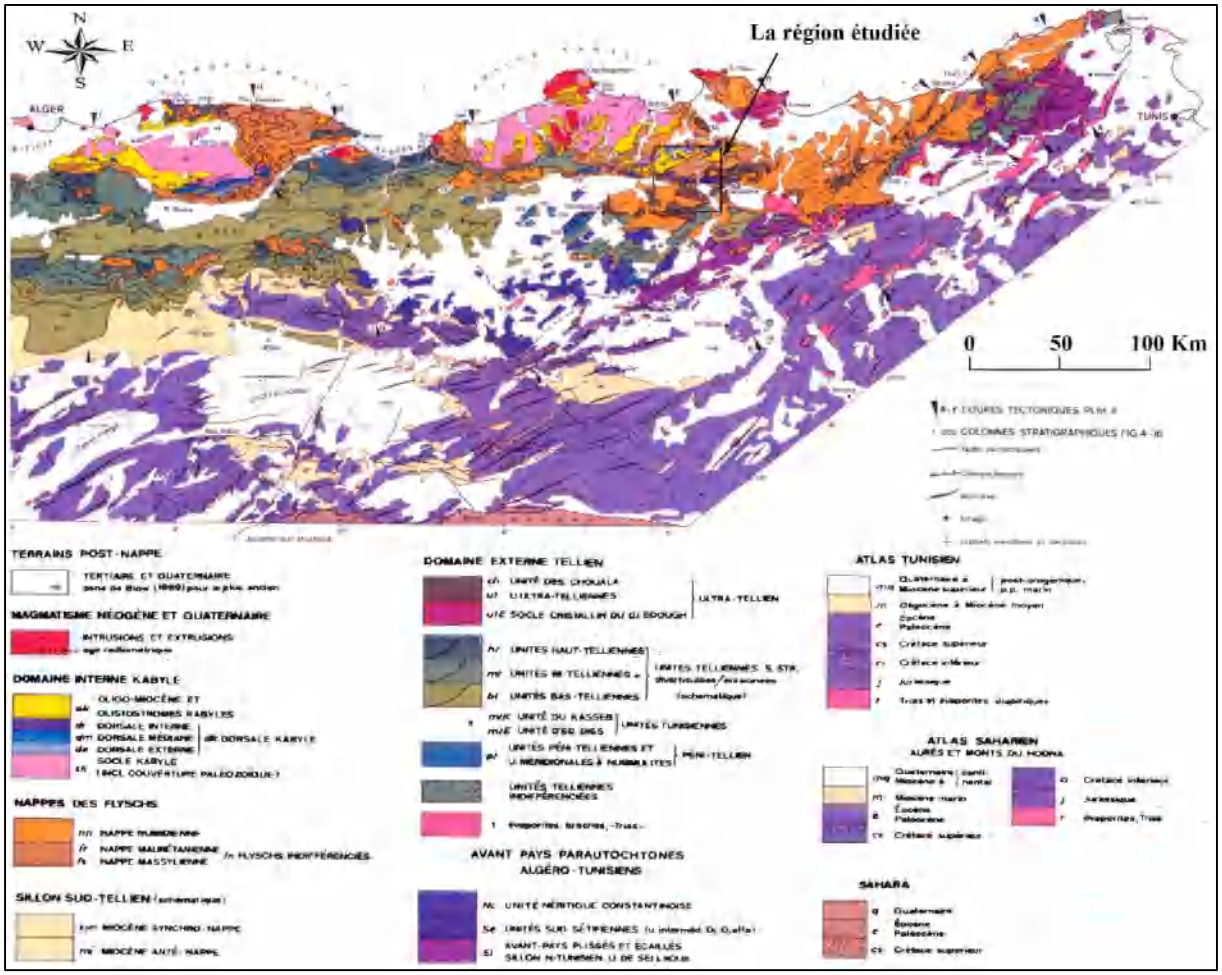

Fig. I.01 Carte géologique de l'Algérie Nord orientale (WILDI W., 1983)

Ce socle semble pelliculaire car à certains endroits (par exemple Ain Kechera) en petite Kabylie, au milieu du socle affleurent des faciès telliens sous-jacents (Durand-Delga, 1969).

Le socle Kabyle chevauche la Dorsale Kabyle qui correspond à sa couverture sédimentaire Mésozoïque (Durand-Delga, 1969).

I.1.1.2 La Dorsale Kabyle

Pour ce qui est de la Dorsale kabyle, les auteurs (Durand Delga M., 1969 ; Raoult J.F., 1974 ; Vila J.M., 1980) ont distingué des unités internes, médianes et externes. Ces séries constituaient, à l'origine, la couverture sédimentaire mésozoïque et tertiaire du socle kabyle,

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

La dorsale Kabyle est visible en Algérie au niveau du Cap Ténès, du Mont Chenoua et du sud des Kabylides, au niveau du Djurdjura et au sud de Skikda. On retrouve ses homologues au Maroc (dorsale rifaine) et en Sicile (dorsale péloritaine), ainsi qu'à l'est de Grenade, et quelques reliques en Calabre.

On considère que tous ces terrains formant les Kabylides font partie d'un ensemble nommé Zones Internes (ou « AlKaPeCa » selon (Bouillin J. P. 1986), pour Alboran, Kabylies, Peloritain, Calabre), Ces zones internes, actuellement dispersées autour de la Méditerranée Occidentale, faisaient autrefois probablement partie de la marge européenne comme l'attestent, entre autres, leurs analogies du point de vue lithologique (Bouillin J. P. 1986).

Toutefois, on peut globalement retenir que les Zones Internes, similaires d'un point de vue géologique, présentent un caractère très discontinu d'un point de vue géographique, et chevauchent les Zones Externes avec une limite à pendage nord.

I.1.2 Le domaine des Flyschs

Constitué par des nappes de flyschs crétacés-paléogènes qui affleurent dans les zones littorales sur 800 km de long, entre Mostaganem et Binzerte (Tunisie). Il s'agit essentiellement de dépôts de mer profonde, correspond vraisemblablement à l'espace océanique qui séparait les zones Kabyles de la paléo marge africaine. Il s'agit surtout des formations de plaine abyssale mise en place généralement par des courants de turbidités (Bouillin J.P., 1986).

On distingue du Nord au Sud deux grands groupes de flyschs, les flyschs Maurétaniens et les flyschs Massyliens auxquels s'ajoutent un troisième groupe de flyschs plus récent, les flyschs Numidiens d'âge Oligocène supérieur – Burdigalien inférieur.

Les flyschs reposent, avec des modalités structurales variées, sur les zones internes et occupent une position allochtone par rapport aux zones externes. La nappe numidienne correspond aux formations les moins tourmentées. Elle n'est que peu impliquée dans les accidents qui affectent le reste de l'édifice allochtone.

I.1.2.1 Le flysch Maurétanien

Sont relativement épais et occupent une position interne dans le domaine des flyschs. Ils sont composés d'alternances de bancs argileux, calcaires et gréseux. La série débute par des

radiolarites rouges du Dogger-Malm et se termine par des niveaux conglomératiques du Paléocène.

I.1.2.2 Le flysch Massylien

Occupent une position externe dans le domaine des flyschs et comportent une série pélito-quartzitique d'âge Crétacé inférieur surmontée par une série pélito-micro-bréchique d'âge Crétacé supérieur.

I.1.2.3 Le flysch Numidien

Constitués de niveaux gréseux d'âge Oligocène terminal–Aquitanien épais de plusieurs centaines de mètres qui reposent sur des argilites versicolores oligocènes. Ces flyschs reposent anormalement à la fois sur les zones internes et sur les zones externes.

La nappe numidienne correspond aux formations les moins tourmentées. Elle n'est que peu impliquée dans les accidents qui affectent le reste de l'édifice allochtone, sauf au Nord-Est de Constantine et au Nord d'el Aria ou elle se présente comme un ensemble écaillé.

I.1.3 Le domaine externe

Le domaine externe est représenté par les séries telliennes, les séries de l'avant pays allochtone et les séries de l'avant pays atlasique autochtone (Chadi M. 2004). L'allochtone tellien résulte du décollement et du clivage de la couverture sédimentaire mésozoïque-cénozoïque déposée sur la marge nord de la plaque Afrique (Chouabi. A 1987).

I.1.3.1 Les nappes telliennes

Il s'agit de séries très épaisses à dominante marneuse issue du sillon Tellien lui-même subdivisé en trois grandes unités (J.M Vila 1980), qui sont du nord vers le sud :

I.1.3.1.1 Les nappes ultra-telliennes

Elles ont été définies au Dj. Bousba, au nord de Guelma, par (Vila J.M., et al. 1968) et du Kef Sidi Dris par (Raoult J.F., 1969). La dénomination d'ultra-tellien a été proposée par (Durand Delga M., 1969).

Elles sont représentées par des formations marneuses et marno-calcaires généralement claires d'âge Barrémien à Eocène (Coiffait P.E., 1992). Elles apparaissent en demi fenêtre (Oued Zenati, et Guelma), elles sont généralement en position inverse.

I.1.3.1.2 Les nappes telliennes sensu-stricto

Elles ont été définies par (Vila J.M. 1980) et représentent l'équivalent de la série méso-tellienne dans la nomenclature de (Durand Delga M. 1969). Ces unités reposent au sud sur l'avant pays para-autochtone et au nord sont chevauchées par les nappes ultra-telliennes, ce sont les nappes Baboriennes (Obert D. 1981), les unités bibaniques (Leïkine M. 1971), les nappe de Djemila, Béni Abdallah, Barbacha, Dra el Arba-Eurraguene et Gouraya-Arablou-Brek et les nappes Sétifiennes à matériel Eocène (Leïkine M. 1971 et Obert D.1981).

I.1.3.1.3 Les nappes péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites

Le terme péni-tellien (S. Guellal et al. 1977) désigne la série localisée sur le versant nord du Dj. Zouaoui dans le massif de Chettabah près de Constantine, elles se caractérisent par des faciès néritiques prépondérant du Crétacé à l'Oligocène. Ces séries assuraient le transit entre le faciès néritique Constantinois et les faciès septentrionaux plus profonds d'affinités Bibanique (N. Kazi-Tani 1986).

I.1.3.2 Les séries de l'avant pays

La chaîne des Maghrébides est bordée, au sud, par des avant-pays de nature et de comportement tectonique variables.

I.1.3.2.1 Le sillon écaillé des 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 (J.M. Vila 1980) et par (P.E. Coiffait 1992).

L'écaillage de ces séries est attribué à des raccourcissements considérables ayant provoqué des chevauchements de grandes ampleurs.

I.1.3.2.2 La nappe 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, pour (Vila J.M., 1980), les écailles de Sellaoua et les unités Sud-Sétifiennes.

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.1.3.2.3 L'ensemble allochtone Sud Sétifien

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.1.3.2.4 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, 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.1.3.2.5 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.2 HISTOIRE GEODYNAMIQUE

I.2.1 Synthèse géodynamique

Les différents éléments structuraux de la chaîne atlasique nord-africaine résultent d'une évolution géodynamique qui a commencé par une tectonique distensive, à la fin du Paléozoïque et pendant le Mésozoïque par l'ouverture de la Téthys, qui s'est faite selon un régime tectonique transtensif sénestre (Dercourt et al., 1986 ; Soyer et Tricart, 1987 ; Piqué et al., 1998 ; Laville et al., 2004), et s'est manifestée par une inversion tectonique des chevauchements hercyniens.

L'évolution géodynamique est ensuite contrôlée par la convergence entre la plaque africaine et la plaque européenne qui a débuté pendant le Crétacé supérieur (Le Pichon et al., 1988 ; Dewey

et al., 1989 ; Roest et Srivastava, 1991 ; Stampfli et al., 1991 ; Olivet, 1996 ; Mauffret et al., 2004). Le système a évolué ensuite avec le chevauchement de la plaque Eurasie sur la plaque Ibérie responsable de la formation des Pyrénées (Roure et al., 1989 ; Choukroune et al., 1990 ; Roest et Srivastava, 1991) et avec le chevauchement de l'Apulie sur la plaque Eurasie responsable de la formation des Alpes (Nicolas et al., 1990).

D'après (Vergés et al. 1995) et (Meigs et al. 1996), la phase principale de l'orogenèse pyrénéenne a eu lieu entre l'Eocène inférieur et l'Oligocène supérieur (entre 55 et 25 Ma). Dans les Alpes, l'orogénèse se développe du Crétacé jusqu'au Miocène. Cependant la Téthys Ligure est déjà fermée au début de l'Eocène (Nicolas et al., 1990). La déformation des zones internes de la chaîne atlasique semble débuter à l'Eocène supérieur et se développer au cours de l'Oligocène.

En effet, vers la fin de l'Eocène, un plan de subduction incliné vers le WNW s'est probablement mis en place sur la marge sud européenne (Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Meulenkamp et Sissingh, 2003). A la fin de l'Oligocène, un nouveau bassin d'arrière arc orienté NNE-SSW commence à s'ouvrir en entraînant avec lui des îlots détachés de la Plaque européenne (Cherchi et Montadert, 1982 ; Burrus, 1984 ; Casula et al., 2001) connus sous le nom de bloc AlKaPeCa (Alboran-Kabylie-Peloritan-Calabre ; Bouillin et al., 1986). Différents arguments, dont l'étude du socle submergé dans le canal de Sardaigne entre la Sardaigne et la Tunisie (Mascle et Tricart, 2001 ; Mascle et al., 2001) renforcent l'idée que l'AlKaPeCa était attaché avec la Sardaigne à la marge européenne de la Téthys. Le bassin néoformé constitue le bassin Algéro-Provençal. Il continue son ouverture par dérive du bloc corso-sarde vers l'Est et des Kabylies vers le Sud-Est. Des flyschs se sont déposés au-dessus des séquences sédimentaires recouvrant la croûte océanique téthysienne ce qui a probablement formé des prismes d'accrétion le long de la bordure sud de la plaque européenne (Johansson et al., 1998 ; Stromberg et Bluck, 1998) pendant l'Oligocène-Miocène inférieur (Aquitanien–Burdigalien).

Au Langhien (Miocène inférieur), la plaque océanique en subduction s'enfonce complètement dans l'asthénosphère entraînant la collision de la Grande et de la Petite Kabylie avec la Plaque Africaine (Carminati et al., 1998 ; Devoti et al., 2001 ; Mascle et al., 2001 ; Tricart et al., 1994).

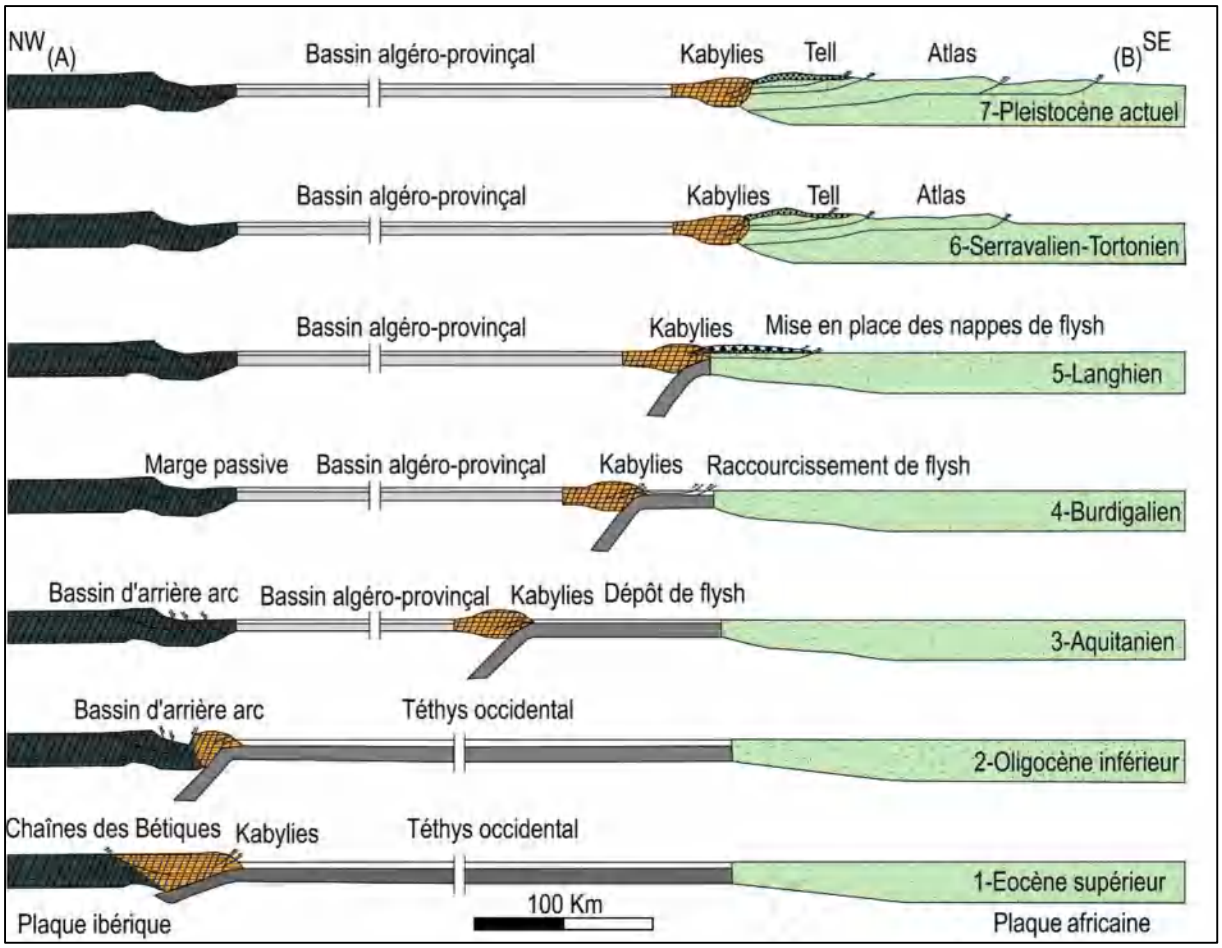

Fig. I.02 Scénario d'évolution de la Méditerranée Occidentale (Frizon de Lamotte et al. 2000)

Tout au long de la côte nord-africaine, des phénomènes magmatiques calco-alcalins ont été enregistrés. Ils sont particulièrement développés en Petite Kabylie où des massifs de granitoïdes se sont mis en place à partir de 16 Ma, mais aussi au niveau de la Grande Kabylie par la mise en place de basaltes et de granodiorites (Aïte et Gélard, 1997). Ce magmatisme calco-alcalin ne peut pas être mis en relation d'une façon simple avec une subduction active et il est envisagé qu'il résulte plutôt d'un phénomène de détachement de Slab (Maury et al., 2000). Différents auteurs envisagent alors un retrait de la subduction vers l'Est (Doglioni et al., 1997), accompagné de la formation de l'arc calabro-péloritain et de l'ouverture de la mer Tyrrhénienne, ou un retrait à la fois vers l'Est et vers l'Ouest, pour rendre compte des déplacements vers l'Ouest observés dans l'arc de Gibraltar (Frizon de Lamotte et al., 2000). Des études tomographiques confirment cette dernière hypothèse en montrant l'absence de Slab au Nord de l'Algérie et sa présence probable de part et d'autre, ce qui suggère que la plaque plongeante s'est détachée et que le plan de subduction s'est découpé en deux parties : l'une s'est retirée vers l'Est entrainant

l’ouverture de la mer Tyrrhénienne et l’autre a migré vers l'Ouest provoquant l’ouverture de la mer d’Alboran.

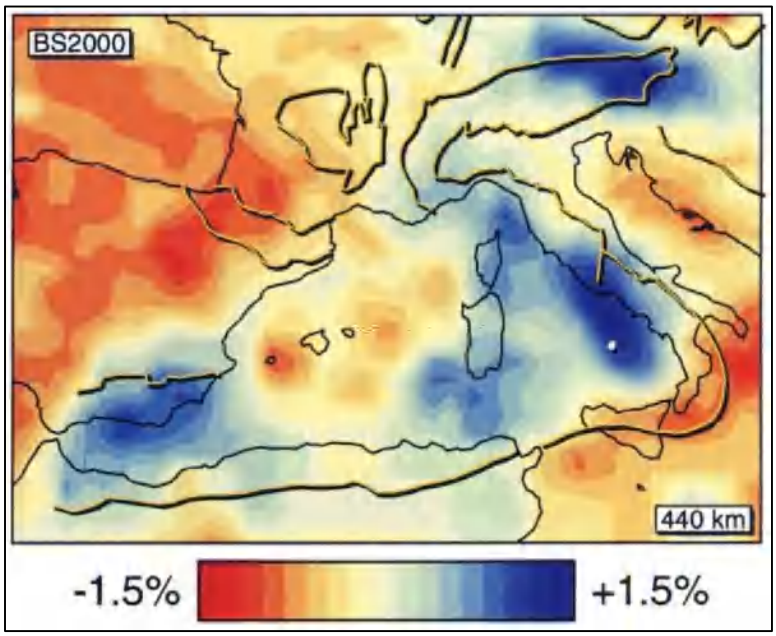

Fig. I.03 Image tomographique à 440 km de profondeur (Roca et al., 2004)

Des chevauchements se poursuivent cependant dans la partie sud des zones externes de l’orogène au Serravallien et au Tortonien (Vila, 1980 ; Thomas, 1985) et atteignent alors le domaine des chaînes atlasiques, ce qui implique une poursuite de la convergence entre le bloc interne et la marge africaine. Les zones internes de l’orogène restent en régime compressif, marqué par des plis à grand rayon de courbure (Aïte et Gélard, 1997). Le Pliocène paraît avoir enregistré une compression NS dans le bassin du Chéliff au Nord algérien (Meghraoui et al., 1986). Au Quaternaire inférieur, la poursuite de la convergence entre l’Europe et l’Afrique se localise principalement dans l’Atlas tellien (Meghraoui et al., 1986). La sismicité actuelle se concentre le long d'une bande EW traversant la mer d'Alboran et l’avant-pays des Maghrébides. Des chevauchements et des plis en rampes quaternaires se localisent le long de cette bande (Meghraoui et al., 1996 ; Meghraoui et Doumaz, 1996 ; Boudiaf et al., 1999).

I.2.2 Les principales phases tectoniques

La chaîne des Maghrébides s’est surtout structurée au cours des phases tectoniques tertiaires. Cette structuration est rattachée à la fermeture du sillon des flyschs, dont le contenu est largement charrié au-dessus des zones externes. Les zones externes enregistrent des déformations influencées par l’héritage structural anté-Tertiaire, (Aris Y., 1994). Les structures

de la chaîne alpine de l'Algérie nord-orientale et leur répartition sont la conséquence de plusieurs événements tectoniques :

I.2.2.1 Les évènements tectoniques durant le mésozoïque

A l'échelle des zones externes de l'Algérie nord orientale, les événements tectoniques durant cette époque sont peu étudiés. Les travaux réalisés jusqu' à présent s'accordent sur les événements suivants :

I.2.2.1.1 Au Trias :

Dans l'ensemble des domaines externes du Tell, des pélites et des évaporites très épaisses témoignent d'une forte subsidence à partir du Trias moyen et supérieur. Cette subsidence est facilitée sûrement par une période de distension généralisée. Les séries évaporatiques (sédimentation argilo-gypseuse) sont accompagnées de coulées basaltiques et de carbonates du Keuper (Benabbas C. 2006).

I.2.2.1.2 Au Lias

La distension provoque une subsidence différentielle. Celle-ci se poursuit jusqu'au Crétacé inférieur, permettant de la sorte la création de bassins marins ouverts dans les hauts atlas sahariens, (Wildi W., 1983). La plateforme constantinoise se distingue dès la fin du Lias comme un haut-fond à sédimentation calcaire dominante, (Guellal S., et al, 1973a).

I.2.2.1.3 Au Dogger – Malm

A cette période, l'approfondissement et le caractère océanique des milieux sédimentaires se confirment et s'accentuent. Le bloc africain est décalé par un coulissage senestre par rapport à l'Ibérie et au bloc Alboran à partir de 165 Ma, engendrant probablement les premiers plissements dans les Babors vers la fin du Malm, avec des axes de plis d'orientation N-S. Le Malm représente la fin d'une période de distension et de subsidence caractérisant le Lias et le Dogger (Benabbas C. 2006).

Dans les zones telliennes, les structures associées à la tectonique du Malm sont attestées par des discordances angulaires marquant la base du Crétacé inférieur.

Plus au Sud, dans l'avant pays, la phase Jurassique supérieure se manifeste par une sédimentation terrigène au cours du Néocomien sans discordance angulaire notable, (Wildi W., 1983).

I.2.2.1.4 Au Crétacé inférieur

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 E-W entre l'Ibérie et l'Afrique s'arrêtent pratiquement dès l'Aptien supérieur (110 Ma), (Wildi W., 1983).

Suivant une transversale régionale, au Crétacé inférieur on peut noter une alternance de régressions et de transgressions individualisant ainsi des zones sédimentaires préfigurant déjà les unités structurales majeures, tel le domaine néritique, qui dès cette période, apparaît comme un entablement massivement carbonaté situé entre deux zones vaseuses, (Guellal S., et al, 1973).

I.2.2.1.5 Au Crétacé supérieur

Au Crétacé supérieur, il semble qu'un épisode tectonique important correspondant au Cénomanien inférieur a eu lieu. En effet sur la bordure Sud-ouest de la plate-forme néritique constantinoise et dans le Sud Sétifien, la sédimentation devient planctonique. Les marnes pélagiques succèdent aux calcaires. Ce changement peut être relié à un épisode tectonique entraînant un relèvement du niveau eustatique. Cet épisode tectonique est le plus souvent traduit dans la sédimentation par une surface durcie (Hard-ground) observable dans plusieurs massifs (Oum Settas). Cette phase correspond à une phase compressive, qui coïncide avec le début de la rotation anti-horaire de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Cette phase compressive a engendré des plis orientés E-W ainsi qu'une forte schistosité de fracture dans les Babors affectant les niveaux anté-vraconiens. Elle est orientée conformément aux plissements W-E à SW-NE. Des évaporites triasiques se trouvent remaniées et resédimentées dans des formations qui datent de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur. (Wildi W., 1983).

A cette époque la différentiation paléogéographique, apparue au Crétacé inférieur, se poursuit et s'accusent par le fonctionnement des zones positives et négatives. Dans le domaine néritique, la construction de l'entablement carbonaté s'achève avec l'émersion définitive de la fin du Crétacé supérieur. Cette émersion est confirmée par (Guellal S. et al. 1973).

- Remaniement conglomératique du Vraconien-Turonien dans le Sénonien dans la partie Nord du domaine néritique (massif de Chettaba).

- Présence de nombreux hard-grounds.
- Turonien localement érodé ou absent.
- Faciès néritique en lentilles (massif de Karkara)

I.2.2.2 Les évènements tectoniques durant le tertiaire

La chaîne alpine de l'Algérie Nord orientale s'est surtout structurée pendant les phases Tertiaires.

I.2.2.2.1 A l'Eocène -Phase Atlasique-

Cette phase connait différentes appellations en fonction des auteurs et des domaines étudiés. Ainsi, pour (Durand Delga M. 1969) et (Raoult J.F. 1974), il s'agit de la phase « fini-lutétienne ». (Guiraud R. 1973) la définie comme étant « la phase Atlasique » ; (Boullin J. P. 1979) la considère comme une phase tectonique continue qu'il dénomme « la phase du Lutétien Miocène inferieur-Burdigalien moyen ». Dans son étude (Vila J. M. 1980) la désigne sous le nom de « phase Priabonienne ».

Cette phase intervient à la fin d'un grand cycle sédimentaire qui a débuté dès le Trias. La rareté des affleurements d'Oligocènes, peut inciter à considérer que la phase Atlasique, indiscutable plus au sud, a modelé cette région avant le Burdigalien terminal (P.F. Coiffait, 1992). Les déformations rattachées à cette phase sont représentées par des structures d'origine compressive, se traduisant par des anticlinaux et synclinaux à grand rayon de courbure. A l'origine de l'émersion de la majeure partie de la région et du non-dépôt de l'Oligocène. La direction générale N45° E des structures, correspond d'ailleurs à la direction des plis atlasiques. C'est essentiellement dans les synclinaux correspondant à cette phase tectonique que se déposera le Burdigalien supérieur. Donc, la phase Atlasique avec une direction de raccourcissement NW-SE, engendre d'amples structures à axes orientés N45° E à N60° E.

Dans les zones internes elle se manifeste par l'écaillage et le charriage vers le S-E de la marge méridionale du socle paléozoïque (J. F. Raoult, 1974), un métamorphisme régional (Mahdjoub Y. et Merle O., 1992), et des accidents verticaux de direction NE-SW tels que l'accident N45°-50°E d'El-Kentour (Raoult J.F., 1974) qui se prolonge vers le SW et se retrouve dans l'avant-pays correspondant à la transversale de Constantine.

Selon (Lahondére J.C. 1983) et (Coiffait P.E. 1992), le domaine de la plate-forme constantinoise ne semble pas avoir été affecté par une tectonique fini-lutécienne. Cependant, il semble selon (Vila J.M. 1980) avoir été le siège d'un raccourcissement important au cours du

Priabonien. Pour lui cette phase est responsable des structures syntectoniques priaboniennes à blocs et d'une forte schistosité de fracture.

Postérieurement à cet épisode tectonique, une importante érosion a enlevé des massifs calcaires leur couverture marneuse crétacée et tertiaire.

Cette phase compressive est expliquée par la fermeture de la Téthys occidentale par la rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé à l'Ouest de Tanger, conduisant à la collision entre la partie orientale de l'Alboran et la marge Africaine tellienne. Dans les zones internes la position relative E-W de la Kabylie par rapport au Tell est bloquée dès l'Eocène supérieur. Elle est associée à un métamorphisme régional, (Wildi W., 1983).

Cette phase est associée à des accidents verticaux de direction NE-SW tels que l'accident N45°-50° E d'El Kentour qui se prolonge jusque dans l'avant pays au Sud-ouest, entre les monts du Bélezma et ceux du Hodna correspondant à la « transversale de Constantine ».

I.2.2.2.2 Au Miocène

i. Phase compressive du Burdigalien

La phase Miocène est caractérisée par une direction de raccourcissement N-S. La partie occidentale de la plaque d'Alboran continue sa migration vers l'Ouest, pour entrer finalement en collision avec la marge rifaine de l'Afrique. Cette migration contribue à l'ouverture du bassin nord algérien.

Cette phase se manifeste par :

- L'avancée de la nappe numidienne vers le Sud et la formation des olistostromes kabyles dans une dépression septentrionale.
- Un bombement à l'aplomb du bord kabyle méridional, ou s'étaient antérieurement empilées les unités de flyschs sur les nappes telliennes au Priabonien.
- Des structures plissées, au sud du domaine kabyle.

A la fin du Miocène inférieur et au début du Miocène moyen, des bras de mer envahissent des golfes de la partie septentrionale des chaînes algériennes. Dans les Babors, les premiers sédiments post-nappes marins se déposent.

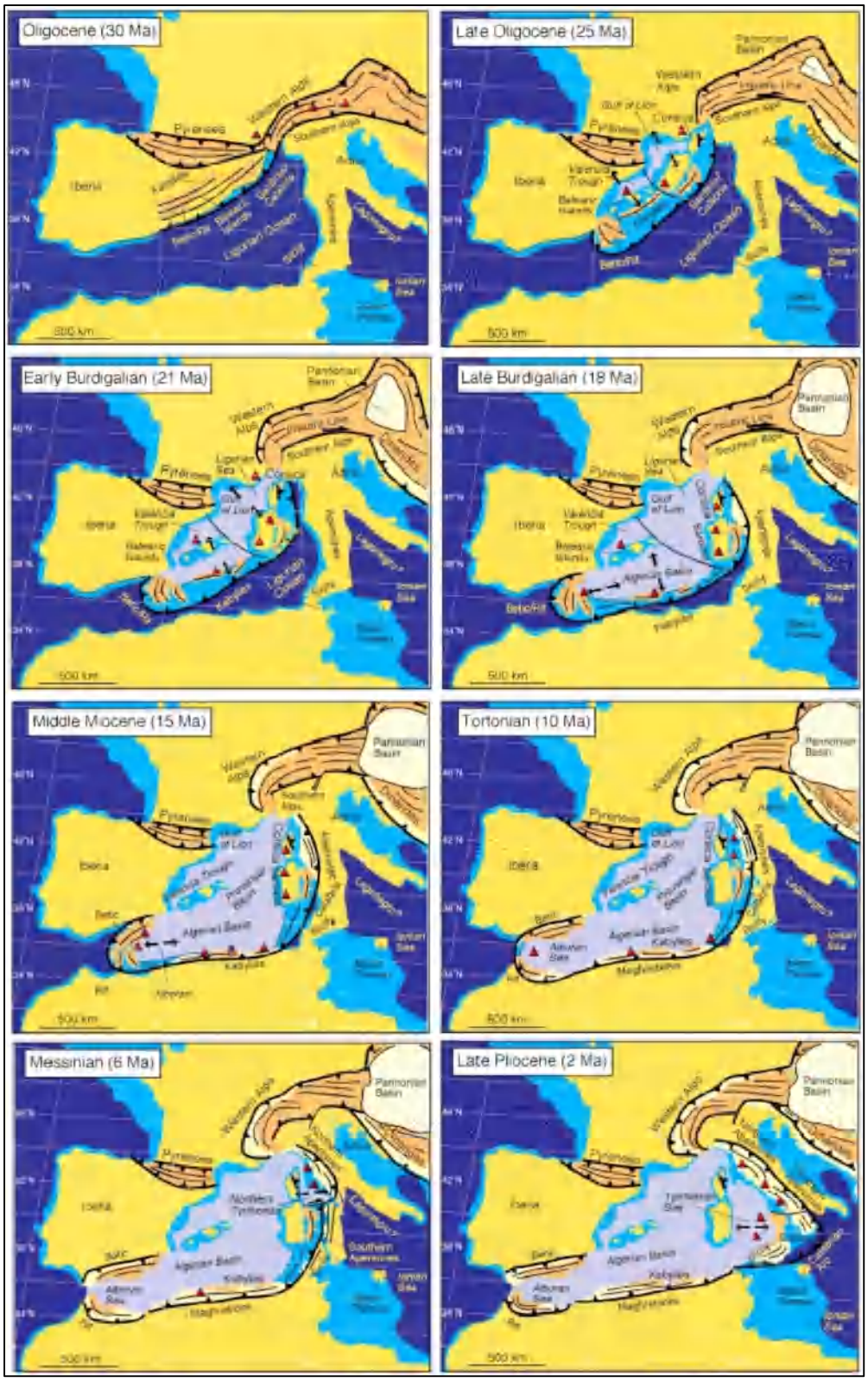

Fig. I.04 Reconstitution paléogéographique depuis l'Oligocène (Rosenbaum et al., 2002)

Cette transgression va de pair avec une phase volcanique calco-alcaline et un plutonisme qui a mis en place les intrusions granitiques en grande Kabylie, dans les Babors et en petite Kabylie. Les datations radiométriques y indiquent souvent des âges entre 12 et 16 Ma.

ii. Phase tangentielle tortonienne -phase alpine-

Pour (Vila J.M., 1980), c'est la phase tortonienne majeure, à vergence Sud qui est responsable de vastes raccourcissements impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur dont la nappe numidienne. Toujours selon le même auteur, cette phase serait responsable de la genèse de la nappe néritique constantinoise, des unités allochtones des Sellaoua, de l'ensemble « sud-sétifien » et des « unités méridionales à nummulites ».

Cette phase a engendré dans l'ensemble de Algérie Nord orientale des chevauchements vers le Sud des unités méridionales à nummulites, des unités sud-sétifiennes et des écailles de Sellaoua, ainsi que des plissements à axes E-W des monts du Hodna jusqu'à la transversale de l'Aurès ; genèse des « plis emboutis » qui interférent et reprennent les plis éocènes.

Pour revenir à la notion de tectonique tangentielle tortonienne selon (Vila J.M., 1980) du nord au sud et de haut en bas de l'édifice structural on distingue :

- La zone intermédiaire est fortement plissée (Burdigalien-Langhien).
- La zone nappée méridionale, où se manifestent de vastes mouvements anormaux, impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur.
- Les nappes telliennes sont reprises en bloc.
- L'ensemble allochtone sud-sétifien constitue un empilement de lames en série normale.
- La nappe néritique constantinoise et les unités allochtones de type Sellaoua relaient en plan l'ensemble allochtone sud-sétifien vers l'Est.

I.2.2.2.3 La tectonique récente

Cette phase tectonique post-nappes est responsable de l'orographie actuelle. Elle a induit le comblement des bassins Mio-pliocènes, alimentés par la destruction des reliefs environnants.

A l'échelle du Constantinois, les structures attribuées à cette tectonique évoquent une tectonique polyphasée. En effet, deux phases successives de distension et de compression ont affecté les formations tortoniennes, entraînant ainsi un resserrement des structures préexistantes, et la formation de plis qui s'alignent en gros sur la direction atlasique. Parmi ces plis on note ceux de Djebel Ouahch, du massif du Chettaba et du Djebel Djaffa.

Par ailleurs, des failles inverses parfois décrochantes ou chevauchantes ainsi que des déformations cassantes de direction E-W et NW-SE, peuvent être observées.

I.3 REFLEXIONS

La synthèse nous a montré clairement la richesse et la complexité géologique de l'Algérie Nord orientale, cette complexité est accentuée par le nombre peu important des études locales la rareté des travaux de synthèse qui englobe toute cette région et qui unifient les appellations des différents termes litho-stratigraphiques.

L'élaboration de cette synthèse mis en évidence la persistance de certaines grandes problématiques qui restent encore non résolues tel que l'âge exacte de la phase Atlasique, le charriage ou non de la nappe Néritique Constantinoise.

I.3.1 L'âge de la phase Atlasique

À cause de l'âge Priabonien attribué par (J.-M. Vila 1980) aux marnes à blocs qui témoignent l'instabilité tectonique durant leurs dépôt, l'auteur a placé la phase Atlasique au Priabonien.

Cependant, suite aux datations repises par (P.E. Coiffait 1992) par microfaune et nanoflore qui montrent que l'âge de cette formation est Lutétien, et notamment l'attribution de l'âge Fini-Lutétien à la phase Atlasique à l'est (Durozoy, 1956, Blès et Fleury., 1978, Kuscer et al. 1985, Dozet 1985) du Constantinois, au Sud (Laffitte 1939), et à l'Ouest du Constantinois (Delteil J. R. 1974, Guardia P. 1975 et Fenet B. et al., 1969), nous rejoindrons (Marmi R. 1996 et Benabbas C. 2006) pour conclure que le paroxysme de la phase alpine est Fini-Lutétien.

I.3.2 Le NéoMaurétanien

Ce terme désigne les dépôts de type Flysch Maurétanien qui succèdent la phase fini-Lutétienne et précèdent la phase Burdigalienne.

Cette nouvelle appellation rassemble les séries du Nummulitique I, Nummulitique II_a, Nummulitique II_b (Raoult 1974), le Flysch gréso-micacé (J.-M. Vila 1980) et l'Oligo-Miocène Kabyle (Raoult 1974, Vila 1980).

En effet toutes ces formations citées au-dessus présentent un caractère de type Flysch, riche en produits d'altération du socle, de la dorsale et du Flysch Maurétanien lui-même (débris calcaires, débris de socle, micas détritiques), ce Flysch est donc interne.

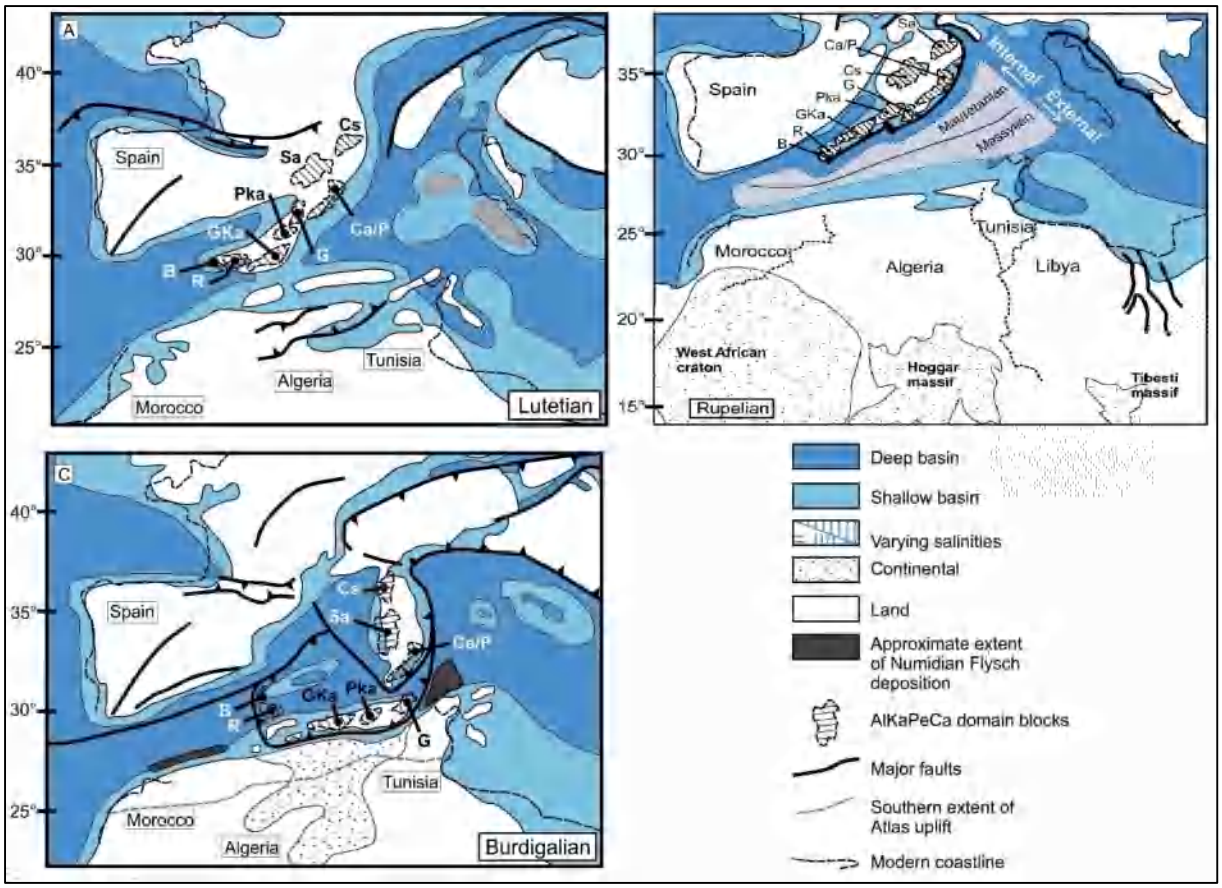

Fig. I.05 paléogéographie de la Méditerranée occidentale mettant en évidence la localisation du bassin du flysch maghrébin (d'après Thomas 2011, modifié)

Si les formations du Nummulitique II se distinguent de celles du Nummulitique I par leur caractère sableux, leur richesse en micas détritiques et en débris de socle (Raoult 1974), la distinction entre les formations du Nummulitique II_a et du Nummulitique II_b n'est pas toujours possible, on parle simplement de Nummulitique II (Raoult 1974), l'Oligo-Miocène Kabyle et le Nummulitique II ont des facies analogues et voisins, souvent indifférenciables, localement (Raoult 1974) n'a pas pu mettre de limite entre l'OMK et le Nummulitique II, il conclut qu'au moins ici l'OMK succède simplement au Nummulitique II et qu'il y a eu simplement migration de la zone de sédimentation vers le Nord.

D'après la carte géologique de (Wildi 1983), les formations rassemblées maintenant sous la nouvelle appellation (NéoMaurétanien) affleurent entre le méridien d'Annaba et d'Alger où ils constituent toujours la couverture commune du socle de la dorsale ainsi que des séries les plus internes du flysch Maurétanien, cependant d'autres formations de même âge et de même facies ont été signalées au Maroc.

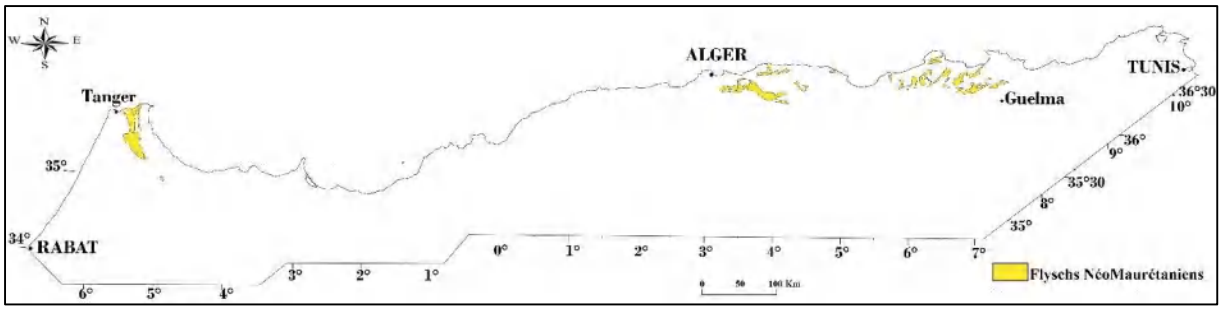

Fig. I.06 Affleurement du NéoMaurétanien en Afrique du Nord

Pendant que les Kabylies migrent vers le sud approximativement entre 30 et 15 Ma (Domzig 2006), à la fin de l'Oligocène, un prisme d'accrétion (formé des unités de flyschs) se développe entre les Kabylies et la marge africaine (Roca et al. 2004).

Ainsi avec son complément, le Flysch Maurétanien en Algérie est parfaitement corrélable avec les Flysch du bassin Maghrébin.

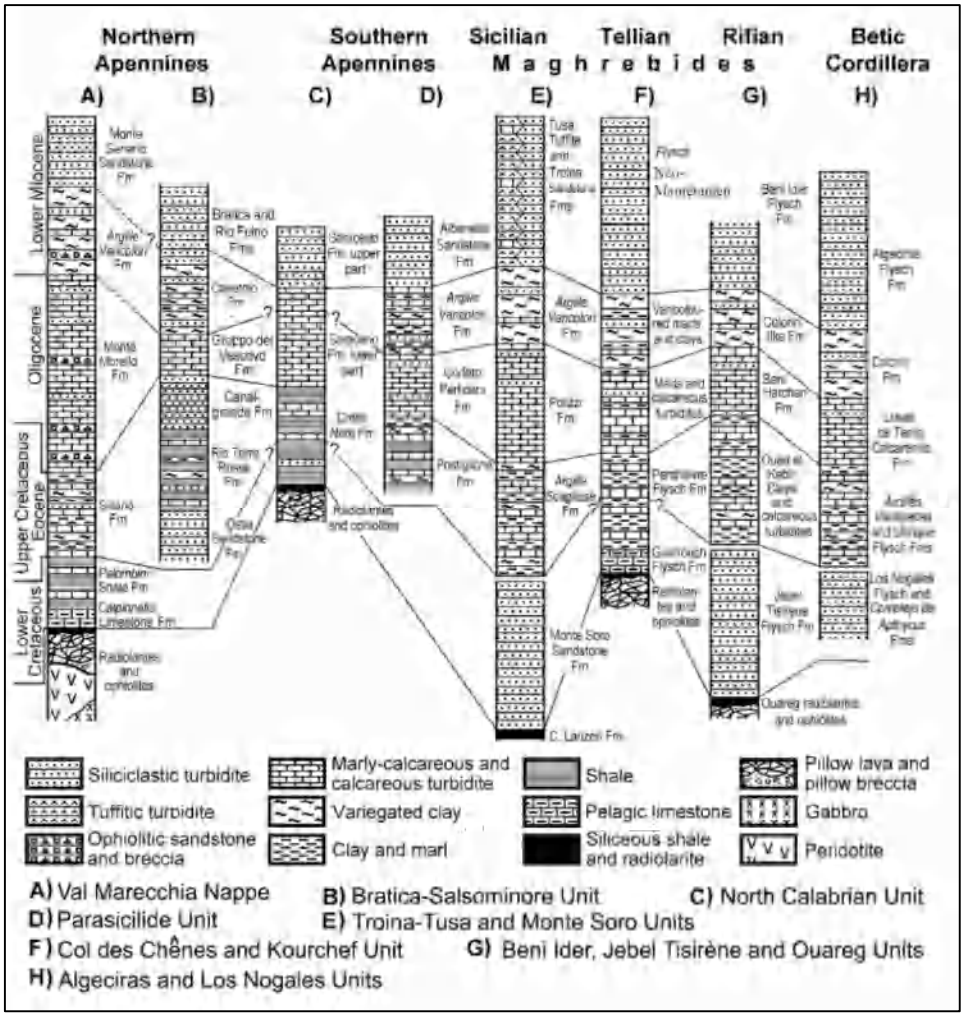

Fig. I.07 Corrélation (pas à l'échelle) des unités originaires de l'océan Lucanien et du bassin maghrébin du Flysch (d'après Paola de Capoa et al. 2015, modifié)

I.3.3 Le charriage de la nappe Néritique Constantinoise

L'allochtonie de l'unité Néritique Constantinoise demeure la question la plus controversée de l'histoire géologique du Constantnois, Guiraud été le premier à envisager l'allochtonie de la nappe néritique Constantinoise il partait de la proximité des séries carbonatés néritiques et celles pélitiques de Sellaoua et admit la possibilité que la série Néritique repose sur un matériel autochtone assez souple fortement plissé et écaillé Sellaoua.

(Kazitani N. 1986) explique l'évolution paléogéographique et structurale de la plate-forme Constantinoise et Sétifienne par un système d'accidents bordiers NE-SW et NW-SE limitant des bassins et des blocs basculés et trouve les arguments mis en avant pour étayer l'allochtonie de « l'avant-pays allochtone » peu convaincants.

(Vila J. M. 1980) avoue que l'étude des massifs méridionaux lui conduit à démontrer l'allochtonie de la nappe néritique Constantinoise le sondage de Djebel Guerioun où des dolomies jurassiques surmontent des marnes cénomaniens et sénoniennes.

Il mit un dispositif caractéristique du rouleau frontal méridional chevauchant qui s'étale du Rokbet el Djemel à Aïn Kercha.

(Lahondère J.C. 1987) dans son étude sur les séries ultra-tellienne d'Algérie nord-orientale, conteste l'allochtonie des « unités telliennes méridionales à Nummulites » au niveau du synclinal de Taxas.

(Chadi M. 1991 et 2004), met en évidence une émersion du néritique constantinois à l'Albo-Aptien, remarque que le « Miocène remaniant le Cénomanien » daté par J.M. Vila représente en fait le Cénomanien et conteste l'allochtonie de la « nappe néritique constantinoise » et des « unités telliennes à Nummulites ».

(Coiffait P.E. 1992) conteste l'allochtonie de toutes les unités mises en évidences par (J.M. Vila 1980).

(Y. Aris 1994), dans son étude tectonique et microtectonique du Constantinois central, quantifie la tectonique mésozoïque et Cénozoïque et met en évidence deux phases de déformations crétacées, l'une distensive à l'Albien et l'autre compressive au Sénonien inférieur.

Additivement aux arguments présentés par (J. M. Vila 1980), on relève les arguments suivants qui confirme à notre avis l'allochtonie de l'unité du Néritique Constantinois :

- Les études de P. E. Coiffet et M. Chadi sont limités géographiquement, ne couvrent pas la totalité des affleurements Néritiques, et ne s'intègrent pas dans le contexte

géodynamique régional, à l'inverse de la synthèse de (Vila J. M. 1980) quoiqu'elle soit plus compliquée, elle est plus convaincante, et elle s'intègre aisément dans le contexte géodynamique régional.

- Physiquement, si l'amortissement de la déformation tectonique s'est fait au niveau du chevauchement de l'atlas saharien sur la plateforme saharienne, la déformation doit être de plus en plus grande en se dirigent vers le Nord, en effet les charriages du socle et de la dorsale Kabyle sont d'ordre pluri-cent kilométriques.
- L'étendue des nappes de charriages (nappes Telliennes) à des latitudes plus au Sud que celle du Néritique Constantinois.
- L'hypothèse de l'enfoncement de la plateforme néritique Constantinoise s'intègre mal dans la conjoncture régionale de changement du régime tectonique et de compression entre l'Afrique et l'Europe depuis la fin du Crétacé.
- La tendance à l'immersion des derniers étages carbonatés de l'unité Néritique, mise en évidence par les études de microfaciès (par exemple : Laaziz O. 2009 et Rebahi N. 2008)
- Il n'existe aucun terrain en affleurement qui peut être rapporté à une couverture marneuse de la série Néritique Constantinoise aux alentours des massifs septentrionaux. L'appartenance des terrains au Nord de Debagh et entre Grar et Taya au domaine Ultra Tellien est indiscutable.
- La supposition du décalage de la sonde (Coiffait P. E. 1992) est non fondée, en effet la sonde à tendance à suivre le chemin le plus facile (le terrain le plus friable), mais le décalage est infiniment petit dans les forages en terrain dures, un décalage important de la sonde aurait rendu la continuation du creusement impossible.
- Les forages S1 et S9 ne montrent aucune formation paléocène ou éocène qui couvre les calcaires Néritique dans le fossé de Ain Smara, il est de même pour le nouveau forage réalisé en 1982 dans le périmètre de la station de pompage de Fesguia, où (Coiffait P. E. 1992) signale 200 m de Plio-Quaternaire qui surmonte les carbonates néritiques. Cette absence est malgré l'existence en affleurement des unités Telliennes aux alentours de ces forages. Si la couverture marneuse existait sur les calcaires Néritique, elle aurait été préservée dans les zones synclinales.

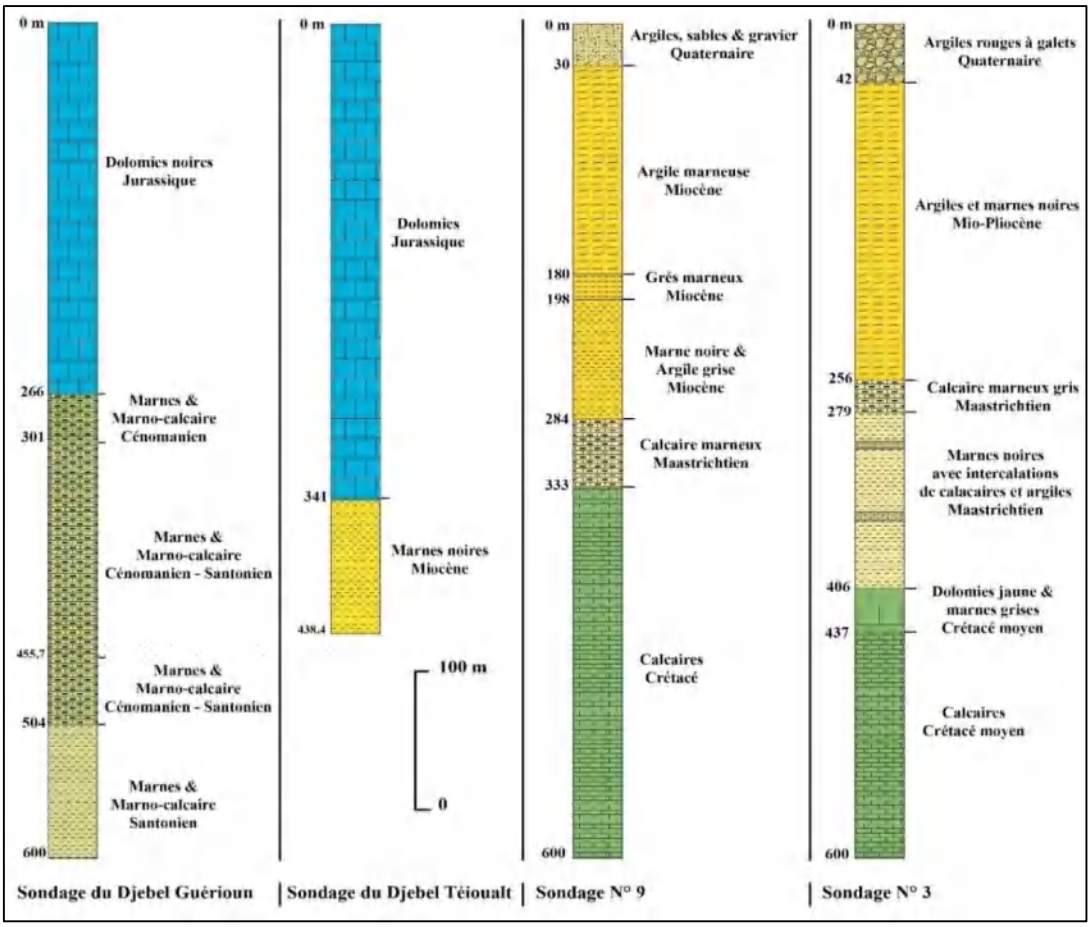

Fig. I.08 Forages dans le Constantinois (d'après Vila J.-M. 1980 et in Rebahi N. 2008, modifié)

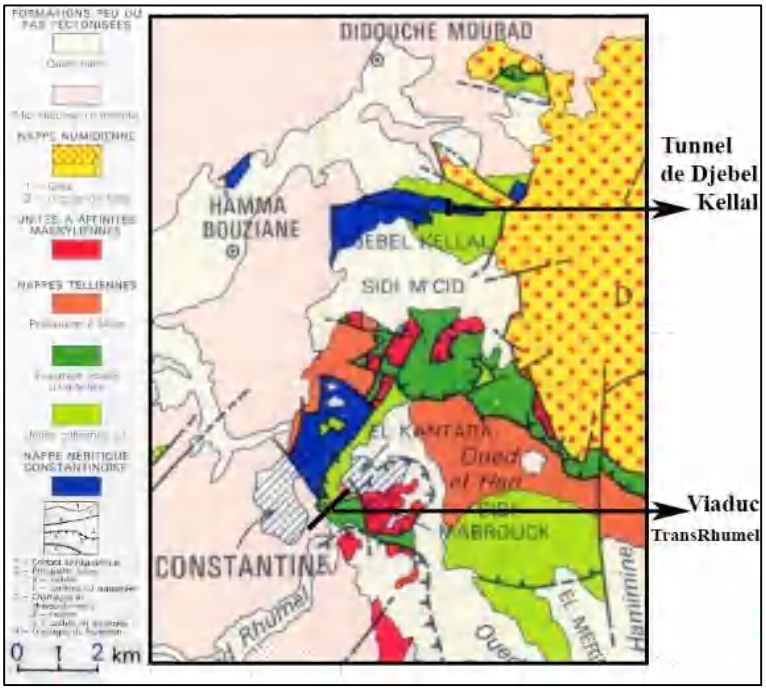

Fig. I.09 Contexte géologique du Tunnel T3 et du TransRhumel (Coiffait P. E. 1977)

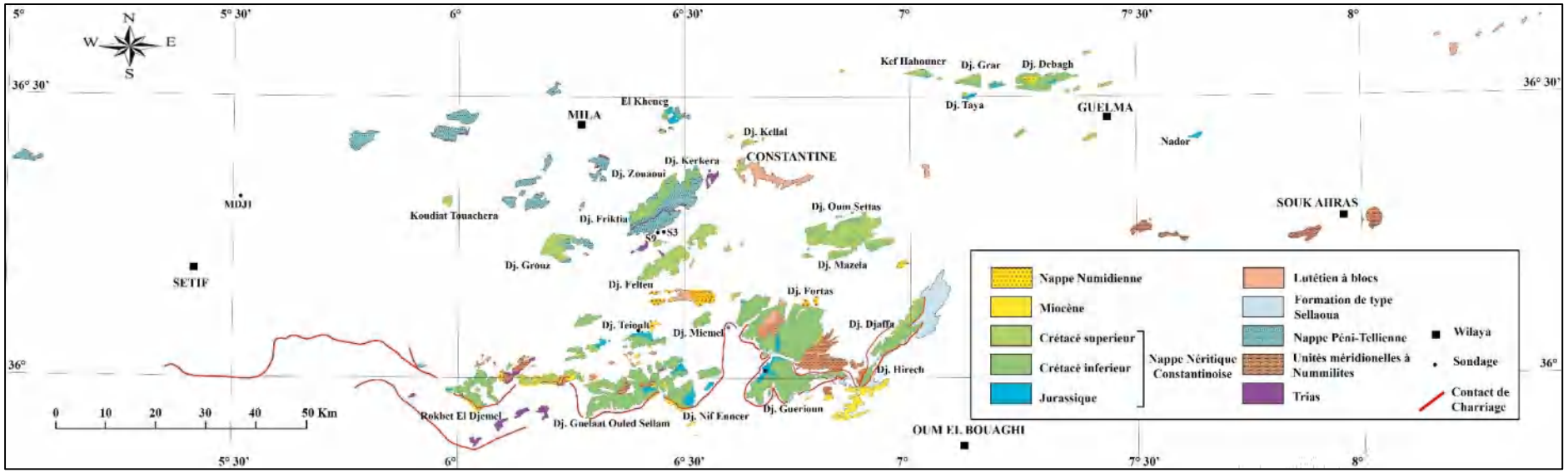

Fig. I.10 Extrait de schéma structurel simplifié du Constantinois (d'après Vila J.-M. 1980, modifié)

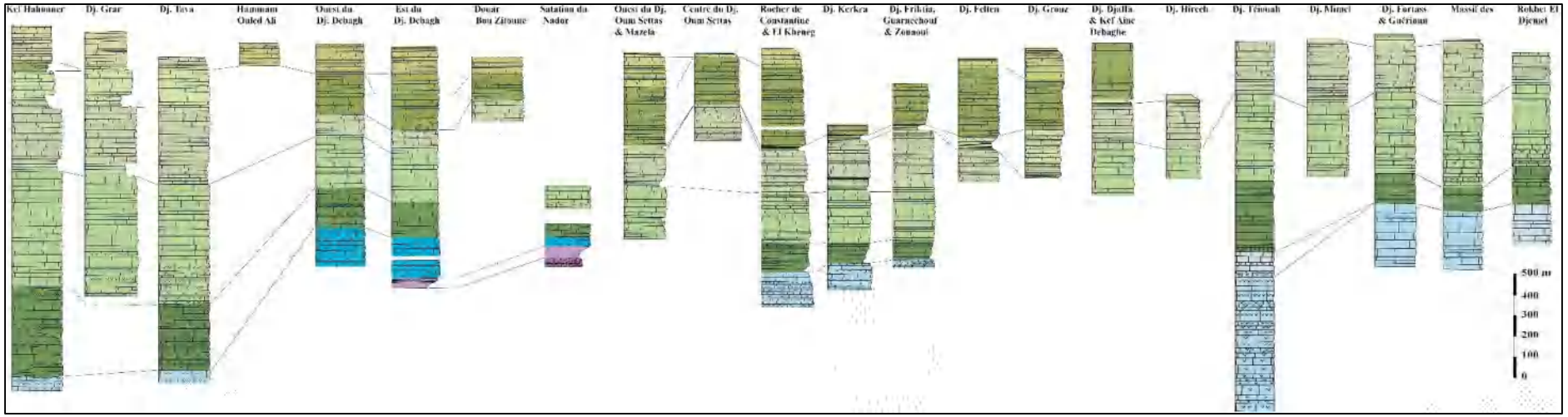

Fig. I.11 Corrélation des principaux affleurements du Néritiques Constantinois (d'après Vila J.-M. 1980, modifié)

- La tomographie électrique, confirmé par les fiches de suivi du Front de taille du tunnel, démontrent l'allochthonie des calcaires Néritique Constantinois du Djebel Kellal, les profils électriques sont caractérisés par un contraste net entre la grande résistivité électrique des calcaires et celle des marnes, les calcaires semblent flotter sur les marnes. Le suivi quotidien des conditions géologique du Front de taille confirme cette disposition, en effet, le contact entre marnes et calcaires coïncide avec la limite définie par tomographie électrique. Cependant, le contact entre marnes et calcaires est sous forme de faille au nord, et sous forme de zone de broyage au sud, c'est un contact de charriage à vergence Sud.

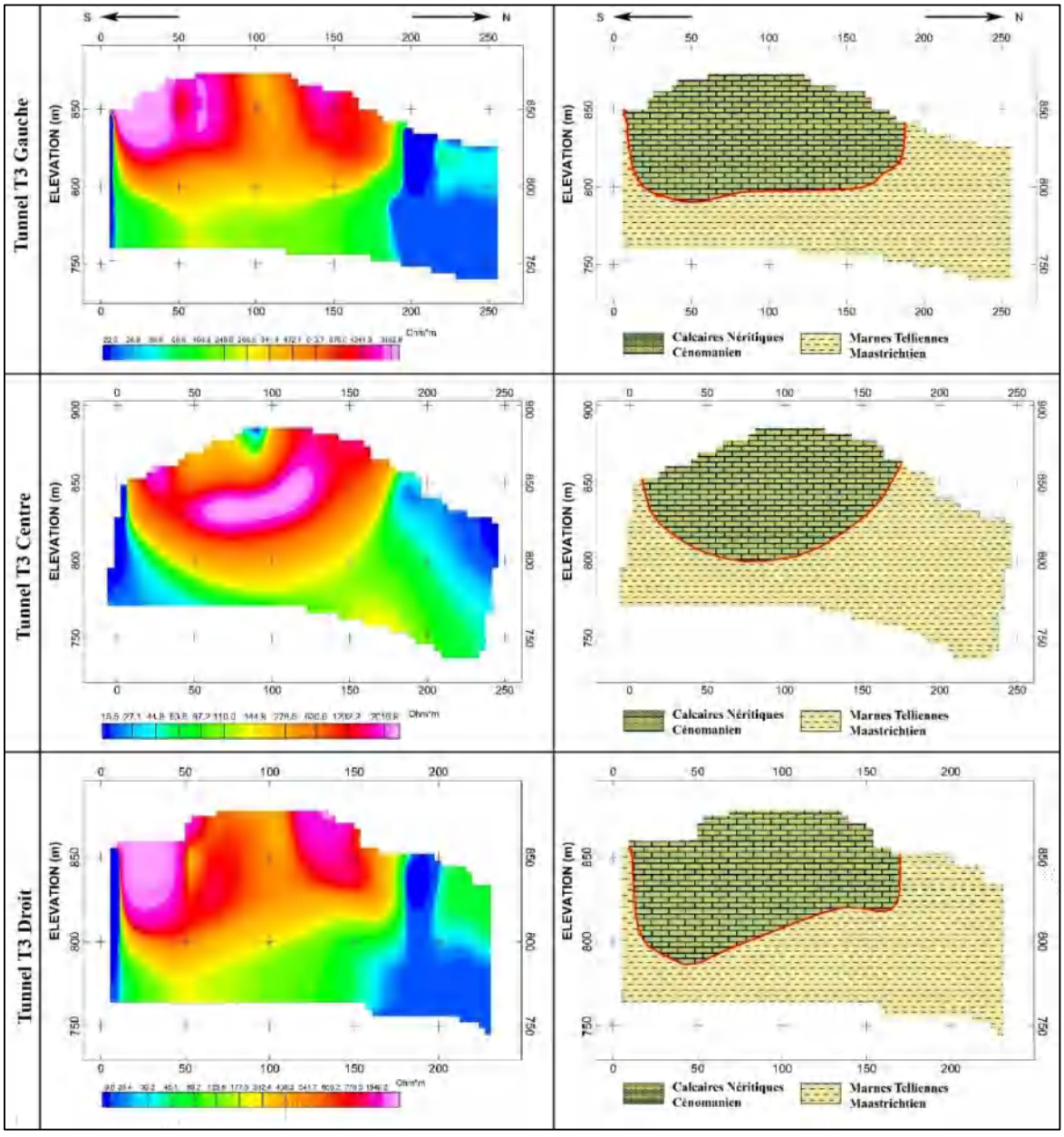

Fig. I.12 Résultats et interprétation de la tomographie électrique à Djebel Kellal

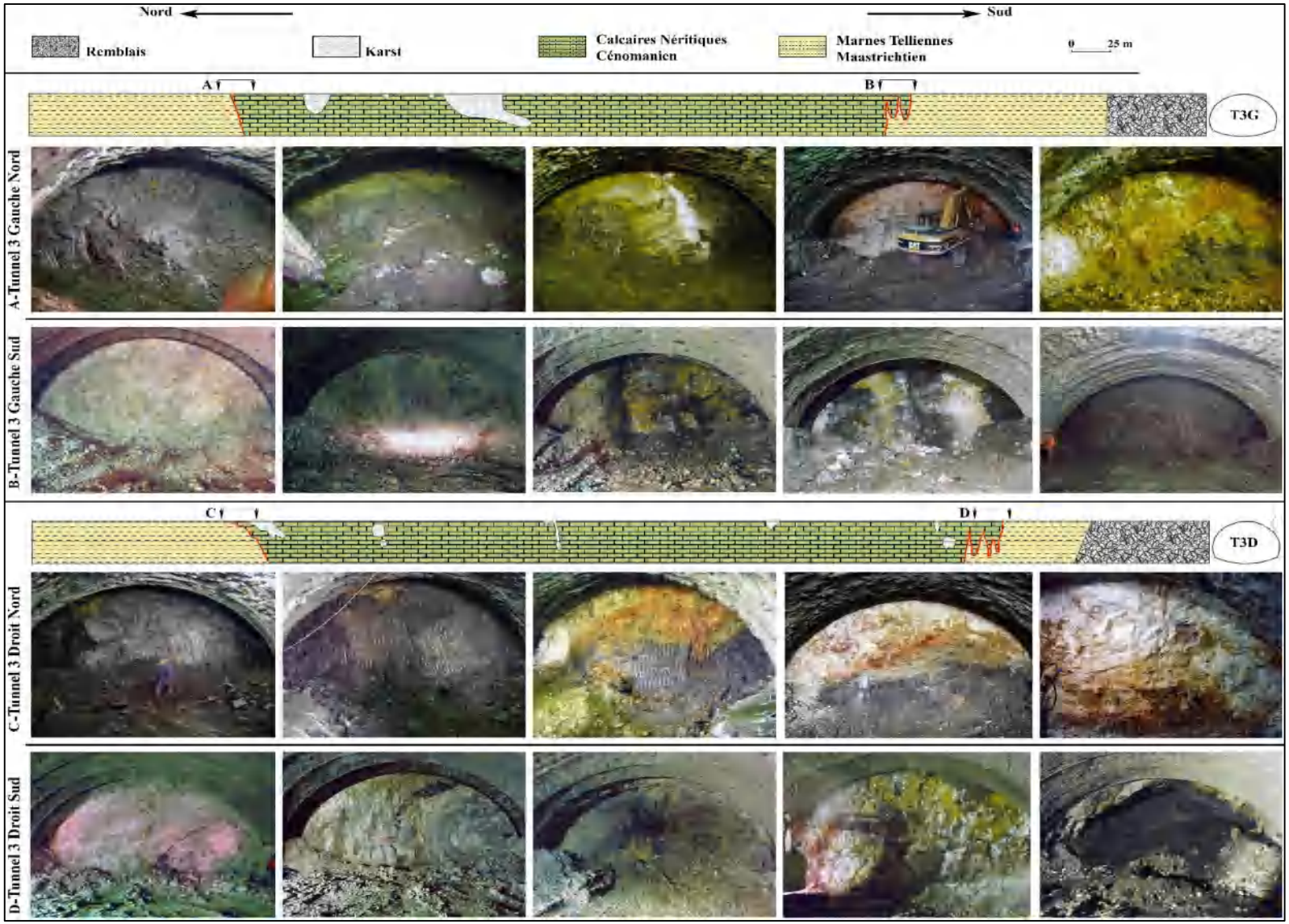

Fig. I.13 Coupes longitudinales du tunnel de Djebel Kellal et photos du front de taille

- L'éventualité que les terrains datés Cénomanien (Chadi M. 2004) peuvent être en réalité Miocènes qui re-sédimente le cénomanien, reste probable. À notre avis, dans le cas des remaniements, le doute reste en faveur de l'âge le plus récent, notamment en absence d'un échantillonnage exhaustive, d'ailleurs (Vila J. F. 1980) souligne que Bär C. en 1955, 1957 et 1958 avais commis la même erreur à Dj. Meimel.
- Les facies marneux du Cénomanien sont liés à la phase de « super-anoxie » reconnue à l'échelle globale (Jenkyns 1988 et Hallam et Wignall 1999). Cet événement coïncide avec la hausse eustatique la plus ample connue et rapportée de façon unanime à l'intumescence maximale des rides médioocéaniques à cette époque Pitman et Golovchenko 1983, Heller et Angévine 1985, Gafin 1987).

  Le Cénomanien ne correspond nullement à un bouleversement tectonique, carbonaté dans certains massifs, ainsi que le Turonien carbonaté et bien développé à Oum Settas par exemple.

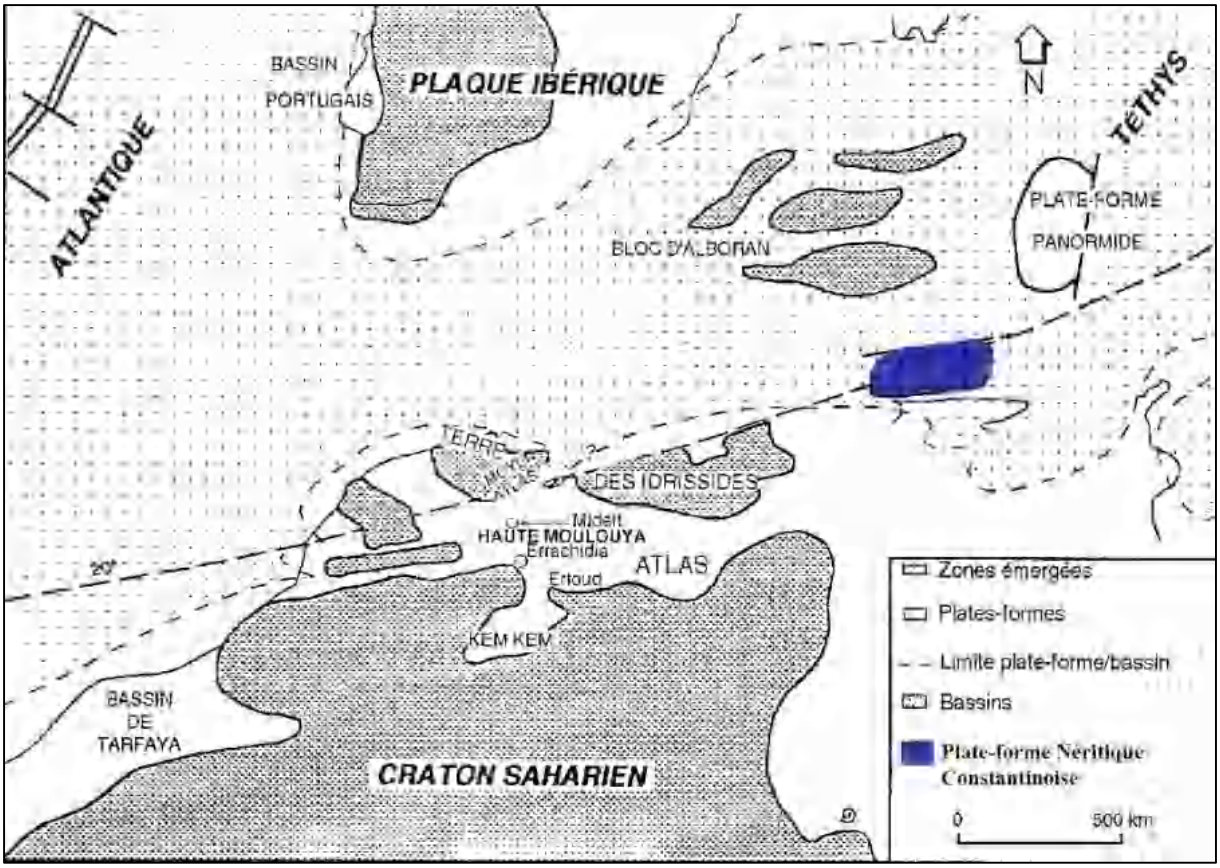

Fig. I.14 Position de l'unité Néritique Constantinoise durant le Cénomanien (Charrière A. et al. 1998)

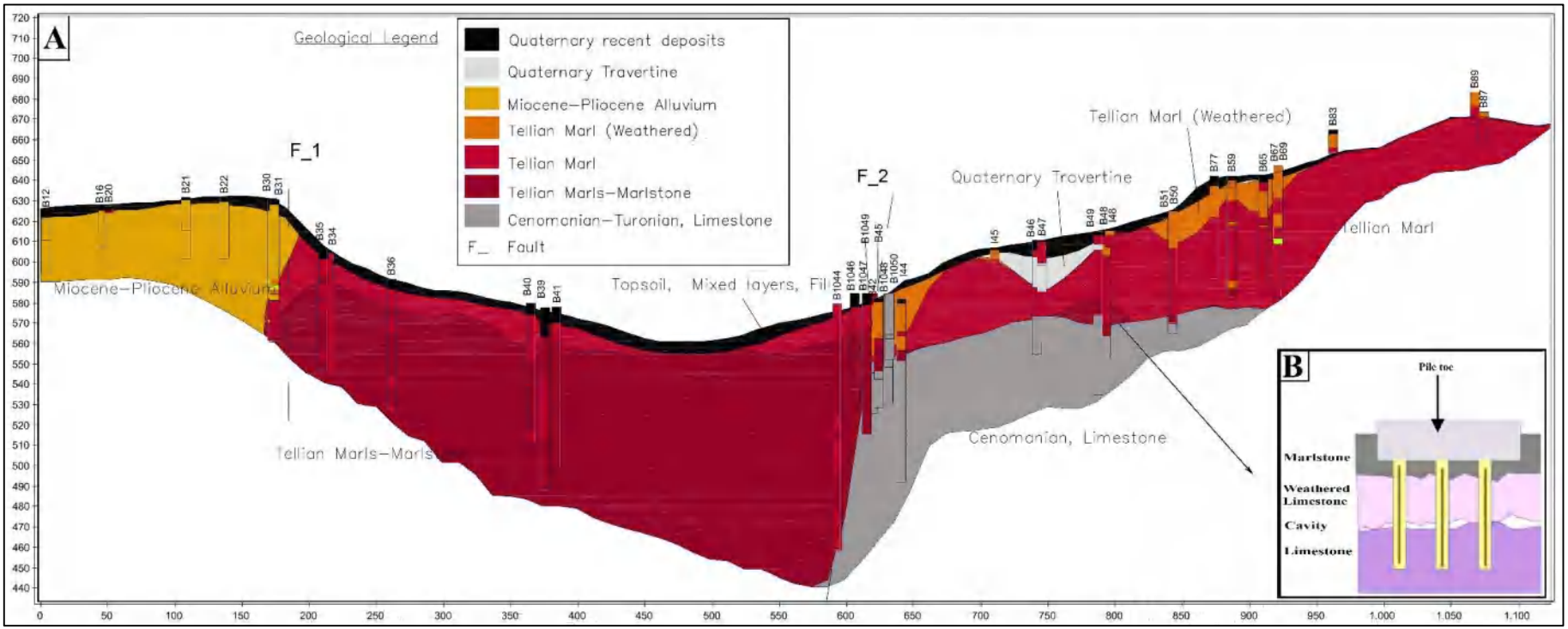

Fig. I.15 A- coupe géologique synthétique au niveau du TransRhumel, et B- coupe de la pile N° 4

- L’épaisseur du Sénonien Tellien épais (1400 m au Sondage MDJ 1) est incomparable avec celle du Sénonien Néritique transgressif et réduit (450 m au maximum à Kef Hahouner).
- Le toit de l’unité Néritique Constantinoise est formé localement par des intercalations des calcaires et marnes du Maastrichtien, à l’instar du Sénonien, il s’agit du Maastrichtien transgressif, lié à la transgression majeure à la fin du Maastrichtien inférieur (Abidi O. et al. 2016).
- Les données du viaduc TransRhumel montre que le rocher de Constantine (Cénomanien) est couvert au Sud par des marnes (Aptien – Albien d’après Coiffait P. E. et Vila J. M. 1977) qui surmonte des marnes alternant avec des calcaires (Aptien d’après Coiffait P. E. et Vila J. M. 1977), il s’agit de l’Ultra-Tellien selon la carte géologique d’El Aria (Coiffait P. E. et Vila J. M. 1977). Il n’existe aucune couverture Paléogène du Néritique.

  La nature du contact tectonique entre le Néritique Constantinois et les formations Ultra-Telliennes sus-jacentes est marquée par l’existence (localement) d’un vide ou une cavité entre le toit des calcaires Néritiques et la base des calcaires de l’Ultra-Telliennes qu’ils les surmontent (Steenfelt J. 2013).

À notre avis :

L’unité Néritique Constantinoise est une nappe de charriage indépendante des autres unités, cette nappe ne s’est pas comportée comme un seul bloc rigide lors de différentes phases tectoniques. Les contacts entre les affleurements Néritiques et Telliens sus-jacentes sont purement tectoniques, les marnes Telliennes couvre même le Numidien sur 80 m dans le forage AR 8 du permis de Ain Regada (Bracene R. 2001).

CHAPITRE II. CADRE GEOLOGIQUE LOCAL

II.1 GRANDS TRAITS PHYSIQUES DE L'AIRE D'ETUDE

II.1.1 Aperçu géographique

La feuille d'Hammam Meskhoutine (N°53) s'étend sur une superficie de 640km^2, limitée par les coordonnées Lambert suivantes : longitudinales : 883-915, et latitudes : 378-358.

Les formes géographiques reflètent les divisions géologiques sont :

a- Occupant la moitié septentrionale de la feuille d'Hammam Meskhoutine, s'étend un pays de hautes collines argilo-gréseuses, cultivées à l'W, au Bou Taieb, et couvertes de broussailles au centre et à l'E. L'altitude diminue sensiblement du Bou Taieb (700-500m) à Gallieni (300-500m).

b- Les escarpements dénudés de calcaires blancs grisâtres, du Kef Hahouner (1023m), du Grar (1078m), du Taya (1208m), du Debagh (1060m). Ces alignements calcaires, E-W, sont sensiblement parallèles à la chaine numidique.

c- Les dépressions d'Hammam Meskhoutine et de Clauzel, avancées du bassin de Guelma, s'étend au S du Debagh tandis que des plateaux élevés, entaillées par les profondes vallées des Oueds Zenati, Sabath et Bou Hamdan, s'étend au S du Taya et du Kef Hahouner.

Cette orographie assez complexe dirige un réseau hydrographique qui ne l'est pas moins. La moitié W et NW, (Kef Hahouner, Bou Telis) fait partie du bassin du Saf Saf. Au NW, le Bou Taïeb appartient au bassin de l'Oued Fendek. Le centre et la partie NE reviennent au bassin des Oueds Mouger et Hammam.

L'Oued Bou Hamdan ne draine que le bord SE et la région N d'Hammam Meskhoutine. La formation du couloir de Roknia entre le K_{at} Bou Fertout et le Debagh a permis la capture, par l'Oued Mouger, de cours d'eau devant appartenir au bassin de l'Oued Bou Hamdan (Oued Ragouba, Oued Douaka et leurs affluents).

La région appartient au domaine méditerranéen à hiver frais et a été sec et chaud avec des précipitations atteignant les 600mm/ans. La région est réputée pour être un hinterland céréalier avec des peuplements de chênes-lièges, de broussailles couvrent les hauteurs de la Gendoula, du Bou Telis et des montagnes à l'W du Taya, et le Debagh. L'olivier croit très bien dans la région d'Hammam Meskhoutine et de Medjez Amar.

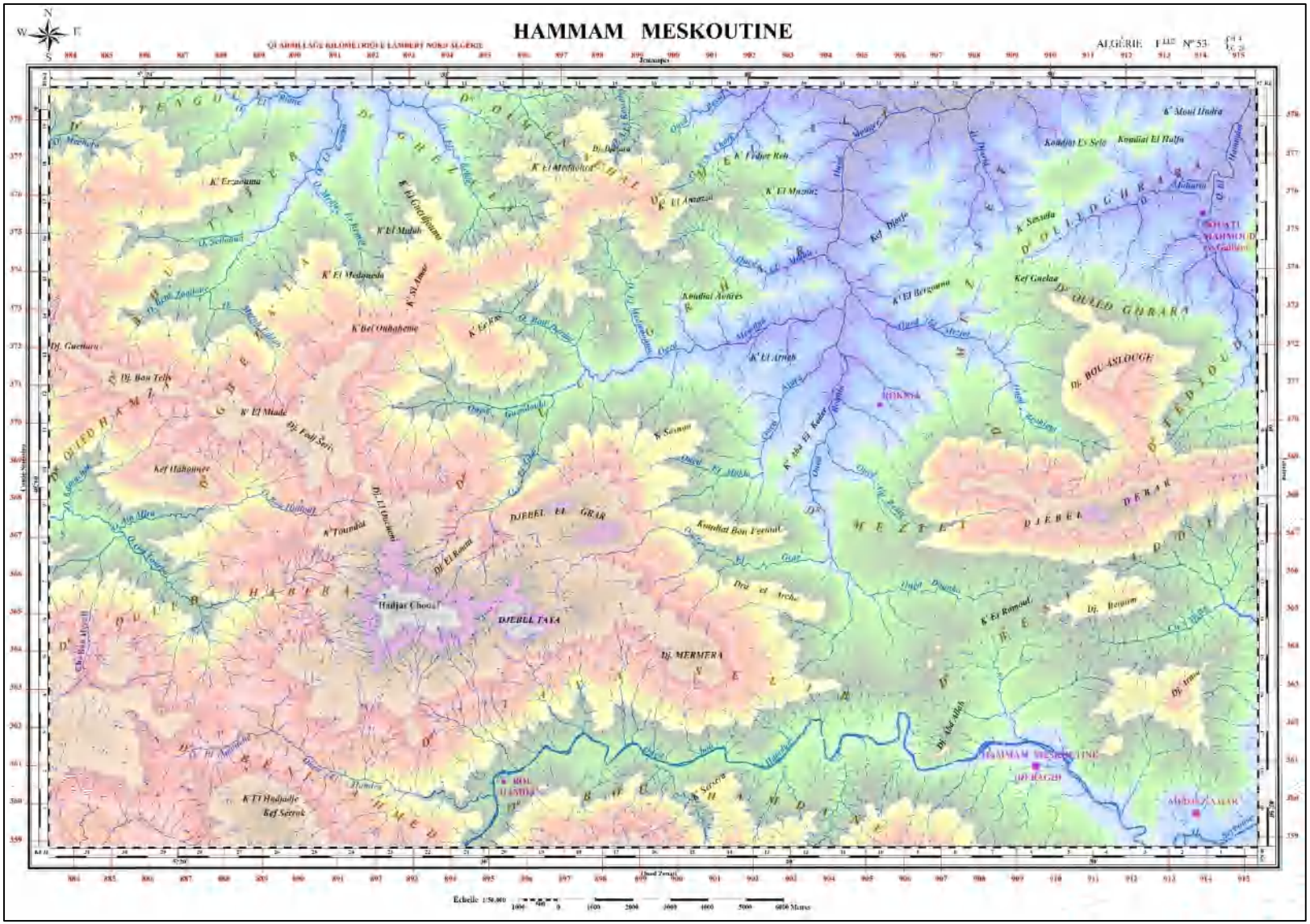

Fig. II.01 Carte toponymique de la feuille de Hammam Meskhoutine

II.1.2 Aperçu socioéconomique

La région couverte par la feuille de Hammam Meskoutine est essentiellement à vocation agricole caractérisée par une très large pratique du système céréaliculture et d'élevage de bétails et de la volaille. L'activité industrielle reste faible et elle est représentée simplement par l'exploitation de quelques mines et carrières, comme celle du Djebel Debagh.

La vocation touristique contribue certainement à l'essor socio-économique prometteur de la région.

II.1.3 Historique des travaux

La liste ci-suivante regroupe par ordre chronologique ascendant les travaux publiés sur la région de Hammam Meskoutine, ainsi que les grands travaux qui ne focalisent pas essentiellement sur la région de Hammam Meskoutine, mais dont ils affectent directement ou indirectement les conceptions géologiques de cette région.

- **1839** F. M. Tripier Sur la présence de l'arsenic dans les dépôts des eaux de Hammam Meskoutine. C. R. Sc., VIII, p. 225 ; IX, p. 599.
- **1840** O. Henry. Notice et recherches chimiques sur les produits venant des eaux minérales de Meskoutine. An. Des Mines, 3e Série., XVII, p. 594.
- **1867** J.-R. Bourguignat Note sur un Ursus nouveau découvert dans la grande caverne du Taya (Provence de Constantine), Ann. sc. nat., VIII, pp.41-51.
- **1870** J.-R. Bourguignat Histoire du Dj. Taya et des ossements fossiles recueillis dans la grande caverne de la mosquée. 1 vol. 108 p. Paris.
- **1873** La Rouvière Note sur les sources de Hammam Meskoutine. Bull. soc. Lin. de Normandie, 2e Série., VIII, p. 138, Caen.
- **1888** L. Duparc Notice sur les pisolithes de Hammam Meskoutine. Arch. Sc. Phys. Et nat., Genève, p. 537.
- **1893** A. Piot Trois saisons à Hammam Meskoutine. Notes et observations 1 vol. 172 p. Paris.
- **1896** J. Blayac l'Eocène inferieur dans la région d'Oued Zenati et d'Aïn Regada (Algérie). Généralités sur cet étage en Algérie. A. F. A. S., congrès de Tunis, 1re partie, p. 163.
- **1908** J. Blayac Notes sur l'existence de formations récifales à la base du Barrémien inferiur au Dj. Taya et au Dj. Debagh prés Guelma. Bull. S. G. F., 4e série, VIII, pp. 73-77.
- **1908** J. Dareste de la Chavanne Sur la classification des terrains tertiaires de la région de Guelma (Algérie). C. R. Ac. Sc. CXLVII, p 280.

- **1909** J. Blayac et G. Cotteau Echinides Maëstrichtiennes de Bordj Sabath. Bull. S. G. F., 4 série, IX, p. 416.
- **1910** J. Dareste de la Chavanne La région de Guelma ; étude spéciale des terrains tertiaires. Thèse,
- **1911** J. Blayac Communication sur la géologie de la région de Guelma. C. R. Soc. Géol. F., pp. 9-11.
- **1912** J. Blayac Esquisse géologique du bassin de la Seybouse et quelques régions voisines. Thèse, Bull. S. G. G. Algérie, p. 494. Paris.
- **1914** L. Joleaud Hammam Meskoutine. B. S. G. F., 4e série, XIV, p. 423.
- **1916** J. Blayac La chaîne Numidique au NW de Guelma. C. R. S. G. F., p.121.
- **1926** I. Pouget et D. Chouchak Radioactivité des eaux minérales de Hammam Meskoutine. Ibid., XVII, p. 69.
- **1935** P. Deleau Sur les facies du Crétacé inferieur de la région de Hammam Meskoutine (Constantine). C. R. Ac. Sc., CC, 3 juin, pp. 1959-1961.
- **1935** P. Deleau Rôle paléogéographique de la chaîne Numidique et de chaîne Kef Hahouner-Debagh pendant l'Eocène inferieur. C. R. S. G. F., nº 12, 17 juin, pp. 167-168.
- **1935** P. Deleau La chaîne Numidique et ses relations avec chaîne calcaire Kef Hahouner-Debagh (département de Constantine). C. R. S. G. F., nº 13, 4 novembre, pp. 202-204.
- **1969** Vila J M. et Magne, Le cadre structural du DJebel Debagh (Nord du constantinois, Algérie). Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XI, P. 75 à 81, année 1969.
- **1974** RAOULT J. F., Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord-constantinois, Algérie.). Mém. Soc. Géol. France, n°121, 1-163.
- **1980** VILA J. M., 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.
- **1987** Lahondere J.C., Les séries ultra-telliennes d'Algérie nord orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. Thèse Sciences, Univ. Paul Sabatier. Toulouse 221p.
- **1993** Kaminsky et al. Lamproites of northern Algeria. International Geology Review 35, 235–252.
- **2005** O.R.G.M., Carte géologique détaillé de Hammam Meskhoutine. Non publiée.
- **2011** Boubaya D., et al. Is there a hidden near surface salt diapir in the Guelma Basin, north-east of Algeria? Journal of Applied Geophysics Volume 73, Issue 4, Pages 348-356.

- **2017** Beguiret L., Cadre géologique et structural des minéralisations du Néritique Constantinois (Cas de Debbagh ; Nord-est algérien). Thèse de doctorat, Univ. Ouargla 214p.
- **2020** Bendjama et al., The March 2017 earthquake sequence along the E-W Wtrending Mcid Aïcha-Debbagh Fault, northeast Algeria Geosciences Journal.

Malgré la divergence importante entre la cartographie (quoique limitée) faite par Raoult et Vila d'une part et celle faite par Deleau d'autre part, l'unique carte géologique publiée de la région demeure celle dressée par P. Deleau en 1937, ce qui mit en évidence la nécessité de produire un nouveau fond géologique qui prend en considération les bouleversements de conception ainsi que les grandes avancées scientifiques enregistrées depuis l'ère de Deleau.

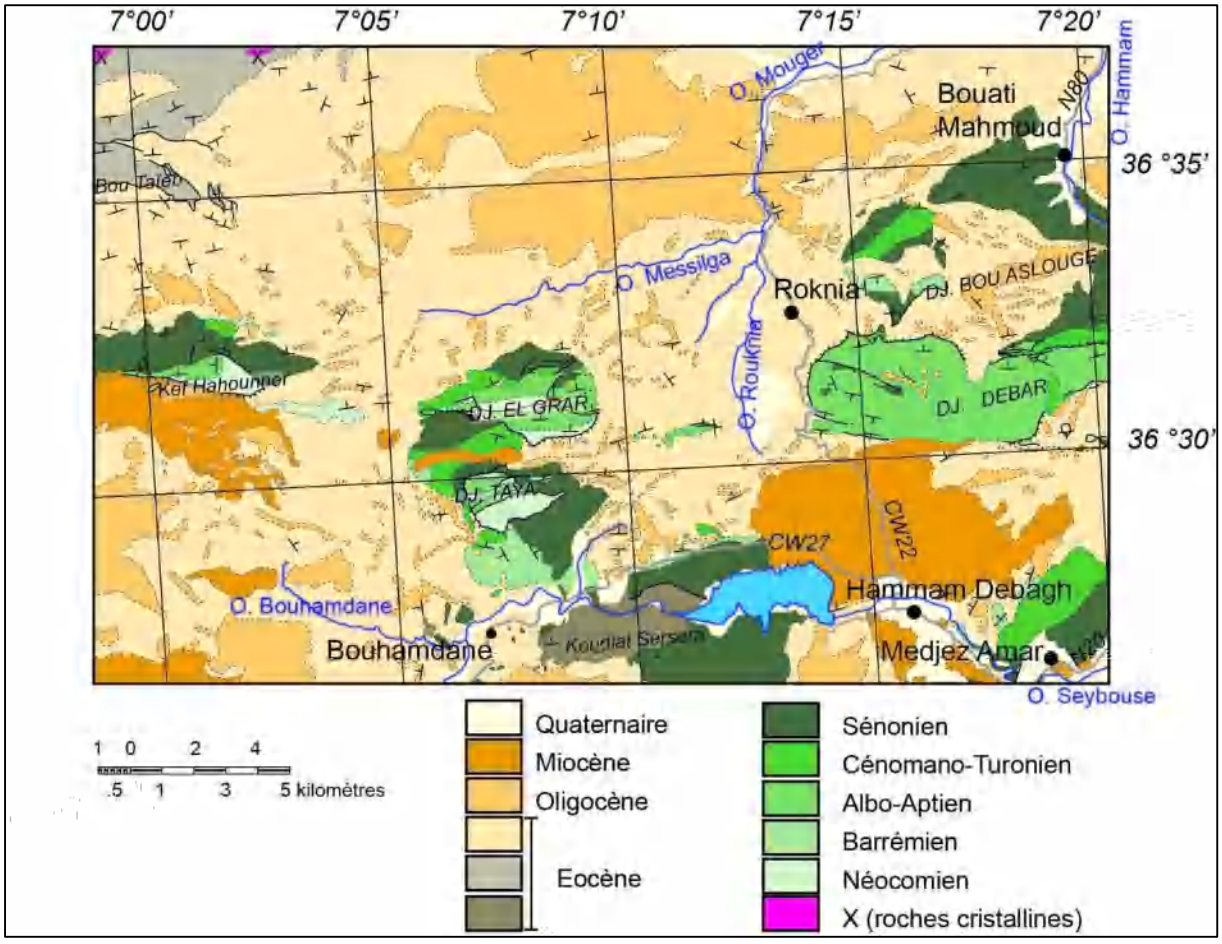

Fig. II.02 Carte géologique simplifie de Hammam Meskhoutine (Deleau P. 1937)

La méthode adoptée pour élaborer la nouvelle carte géologique se base sur un travail infographique qui consiste aux géoréfencement et reproduction des parties dressées par (J.-F. Raoult 1974) et (J.-M. Vila 1980), et une cartographie faciologique guidée par la classification de photos satellites, l'interprétation des aériennes, et affinée par la cartographie sur terrain des

faciès. Avec la consultation des cartes (Deleau P. 1937, ORGM 2005 et Vila J. M. 1977 et 1978).

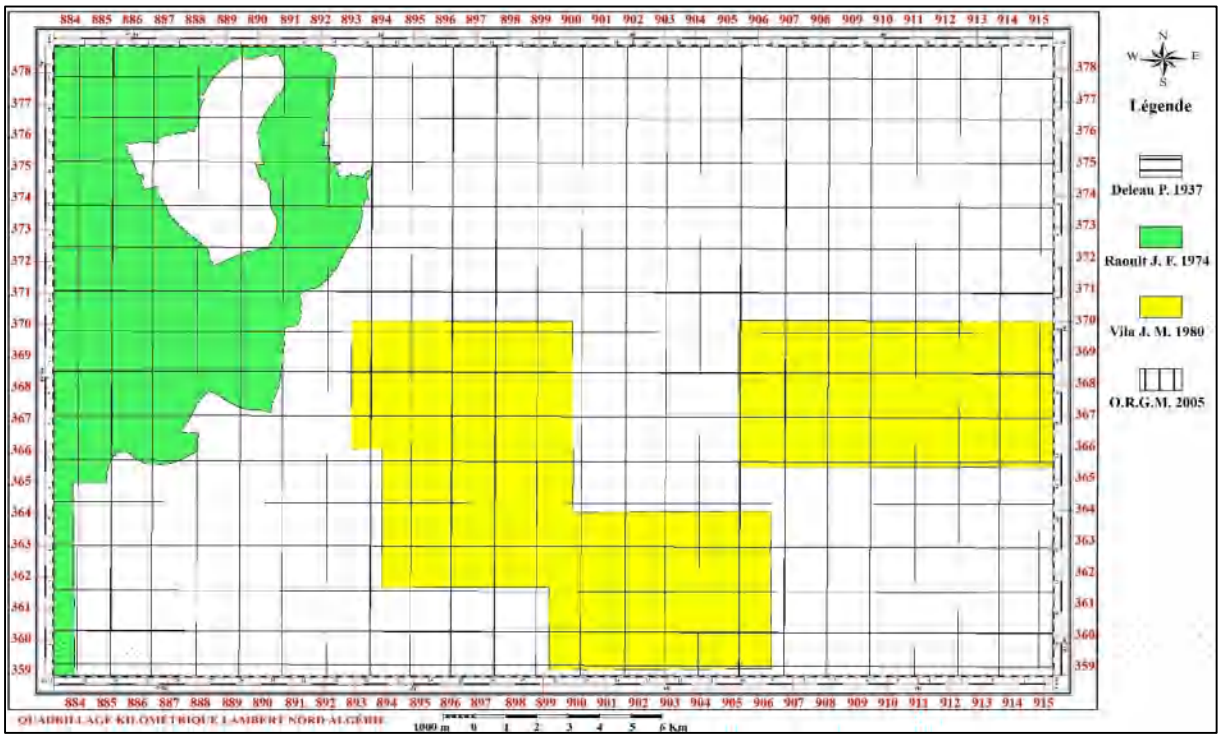

Fig. II.03 Schéma des cartes géologiques exploitées

II.2 LITHOSTRATIGRAPHIE

II.2.1 Les formations du domaine interne

II.2.1.1 Le socle Kabyle

Des petits affleurements de socle Kabyle se localises au Nord-ouest de la feuille, il s'agit de :

- **Cambrien** : Phyllades (séricitoschistes) à surface satinée et à fines linéations, et Phyllades à métamorphisme plus marqué et dont la base tend aux micaschistes avec micas blancs et lits de quartz ; linéations nettes.

- **Westphalien** : Flysch typique à Linopteris et bancs de conglomérats à galets calcaires à Foraminifères (Fusulinidés) du Westphalien remaniant des Lithostrotion du Viséen-Namurien.

II.2.1.2 La dorsale Kabyle

Au Nord-ouest de la feuille, on trouve des petits affleurements de la dorsale Kabyle interne :

- **Permo-Trias** : ensemble de teinte rouge violace, pelites, grès et poudingues à galets de quartz et de lydiennes, au sommet teintes roses à blanches Werfénien.

- **Trias supérieur ? à Lias moyen** : Calcaires blancs massifs, graveleux pseudo-oolithiques à Foraminifères benthiques (Labyrinthina) et Algues (Palaeodasycladus)du Lias inf. -moyen, Dolomitisation irrégulière, épaisseur de 20 A 50 m environ. Et Calcaires dolomitises et Dolomies bréchiques de base, localement, horizons un peu sableux ou à dragées de quartz, épaisseur de 5 à 20 m âge non établi Lias basal Trias supérieur.

- **Kimmeridgien à Néocomien** : Calcaires lites, gris blanchâtre, silex sombres du Néocomien à Aptychus, rares Ammonites, Calpionelles, dans les derniers bancs Nannoconus seuls du Néocomien Barrémien (?). Calcaires a Calpionelles du Tithonique, surmontant des calcaires en banes plus épais, à silex, du Kimmeridgien (Ammonites, saccocoma), épaisseur 10 à 30 m.

- **Paléocène (réduit) à Lutétien supérieur** : Calcaires blancs massifs à riche microfaune benthique (Nummulites, Alveolines, Orthophragmines...), épaisseur 10 à 50 m.

II.2.2 Les formations du domaine des flyschs

II.2.2.1 Le flysch Maurétanien

Les affleurements du Flysch Maurétanien occupe l'essentiel de la moitié Nord de la feuille, les formations du Nummulitique et de l'Oligo-miocène Kabyle (J.-F. Raoult 1974) appartiennent à notre humble avis au Flysch Maurétanien :

- **Lutétien sup.-Priabonien inf** : Série avec passage latéral de teintes rouges et brun tabac des argiles détritiques et de minces bancs de grès micacés verdâtres, rares horizons de calcaires microbrèchiques (Nummulites, Orthophragmines).

- **Oligocène à Aquitanien inferieur** : série à caractères flysch, à grès micacés et bancs microbrèchiques calcareux-sableux (Flysch de Penthièvre A l'Est), épaisseur pouvant atteindre 200 à 250 m.

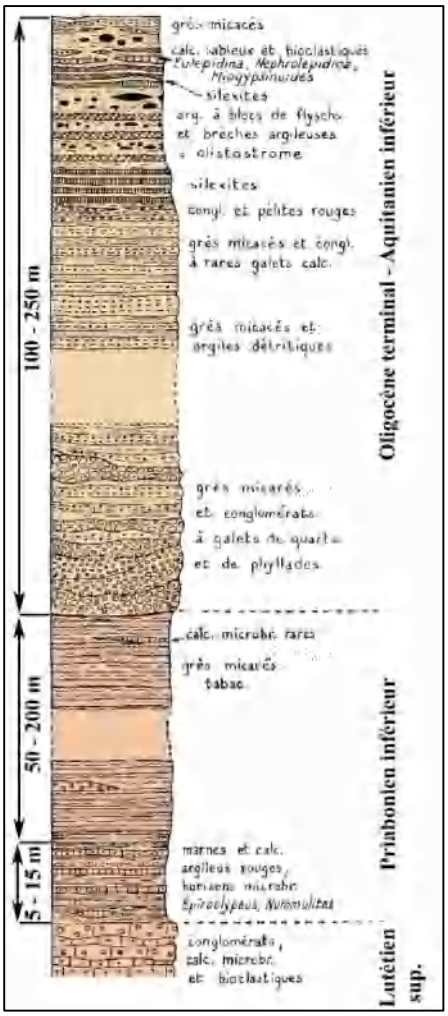

Fig. II.04 Colonne litho-stratigraphique du Néo-Maurétanien (d'après Raoult J. F. 1974, modifié)

Deux logs du flysch Maurétanien ont étés établis par (Raoult J.-F. 1974) dans la région étudiée :

- **La série de Ghezala**

- **Le Barrémien et le Néocomien** : Argiles et pélites sombres à rares bancs de calcaires fins gris bleu sombre à Nannoconus du Barrémien, qui surmonte un ensemble varié dans le détail avec alternance irrégulière de calcaires silteux et micacés, à convolutes et à stratification oblique ; bancs (1-4 m) de grés fins et homométrique (quartz de 150-200 µ), calcareux, vert clair ; de pélites et de marnes noduleuses, verdâtres à gris bleu sombre, parfois riches en petits micas blancs et en débris charbonneux ; bancs (10-30 cm) de calcaires sublithographiques à Radiolaires, petites Hedbergelles et Nannoconus indiquant le Barrémien. En dessous le même facies, mais avec une large prédominance des bancs de calcaires fins à Nannoconus steinmanni et Calpionellopsis oblonga ; bancs de calcaires

microbréchiques à débris d'Aptychus et à Calpionelles visibles dans des gravelles et microgalets, avec des formes du Berriasien sup.-Valnginien inf. (Calpionellopsis oblonga, Tintinnopselle carpathia, Calpionellites darderi) et voir même des Crassicollaria du Tithonique supérieure. Localement (au Sud du Dj. Fedj es Seris), bancs discontinus de conglomérats à galets de 5-10 cm et blocs isolés de 0,3 à 1 m de diamètre ; on relève la présence de : calcaires dolomitisés, spathiques, grisâtres ; silex craquelés, blancs à bruns ; calcaires graveleux ou oolitique à sphérules de silicification ; micrites à Saccocomidés (Raoult J.-F. 1974).

- **L'Albo-Aptien** : Ensemble des Grés à patine brunâtre ou parfois jaune orangé en fonction de l'altération superficielle, en bancs de 0,5-2 m, parfois 3-4 m, granoclassement et figures de base assez rares, cassure blanchâtre ou jaunâtre, rarement verdâtres vers le sommet, présence de facies presque quartzitique à grain moyen de 300-500 μ, parfois de 1-2 mm ; quelques bancs à fine stratification régulière en lits de 1-3 mm. Avec un passage progressif vers le bas de la série en quelques mètres à des grés plus fins, en bancs (0,5-1 m) verdâtres, totalisant 6 à 10 m d'épaisseur (Raoult J.-F. 1974).
- **Le Cénomano-Vraconien** : bancs de (10-40 cm) de calcaires microbréchiques à bandes silicifiées blanches, à nombreux Rotalipores du Cénomanien moyen essentiellement, vers la base niveaux (5-15 cm) microbréchiques, silicifés sur toute leur épaisseur et parfois calcaires fins, silicifés et évoquant des phtanites.

  Cette série repose sur des argiles polychromes sombres, à minces bancs de grés verdâtres, à horizons centimétriques ferrugineux ou de calcite cone in cone, avec à quelques mètres au-dessus de leur base des calcaires fins à Planomalina buxtorfi, Globigerinelloides breggiensis, Rotalipora ticinensis, R. appenninica probablement du Vraconien. Dans ces argiles, de place en place, grés quartzites vert vif, en général sous forme d'un ou deux bancs discontinus, et localement lentilles 20-25 m d'épaisseur de bancs (20-50 cm) à nombreuses figures de courant de grés quartzitique vert vif à ciment chloriteux (Raoult J.-F. 1974).
- **Le Turonien** : caractérisé en de rares points dans des calcaires microbréchiques, assez fins, à Praeglobotrucana helvetica (Raoult J.-F. 1974).
- **Le Sénonien** : Le Sénonien supérieur, peu épais souvent, plissoté, d'aspect assez variable. Par place, calcaires microbréchiques compacts, à galets dépassant rarement 1-2 cm ; souvent même facies intersrtatifés dans des argiles verdâtres assez développées et présence de quelques bancs (0,5-1 m) de calcaires sublithographiques à patine claire, à cassure verdâtre à gris bleu clair, azoïques ou presque, ayant parfois une base microbréchique à

Globotruncana ; le Campanien et le Maastrichtien sont datés par des Globotruncana, parfois accompagnées de Siderolites, Orbitoides, Nummofallotia. Au Nord de Dj. Bou Telis, argiles verdâtres à minces passées rouge sombre, à bancs (5-10 cm) de grés calcareux fins et bancs (30-60 cm) à patine rouille, de calcaires sableux, d'une teinte vert bleu clair à nombreuses Globotruncana remplis de chlorites.

Le Sénonien inférieur calcaires microbréchiques banals, assez fins (Raoult J.-F. 1974).

- **Paléocène à Lutétien supérieur** : Calcaires biodétritiques et conglomérats liés à des marnes jaunâtres ou rouges du Lutétien supérieur, remaniant fréquemment des calcaires microbrèchiques du Crétacé supérieur. Calcaires biodétritiques à patine brun chocolat de l'Yprésien-lutétien. Bancs de calcaires spathiques, sableux à Microdium dilacérés du Paléocène (Raoult J.-F. 1974).

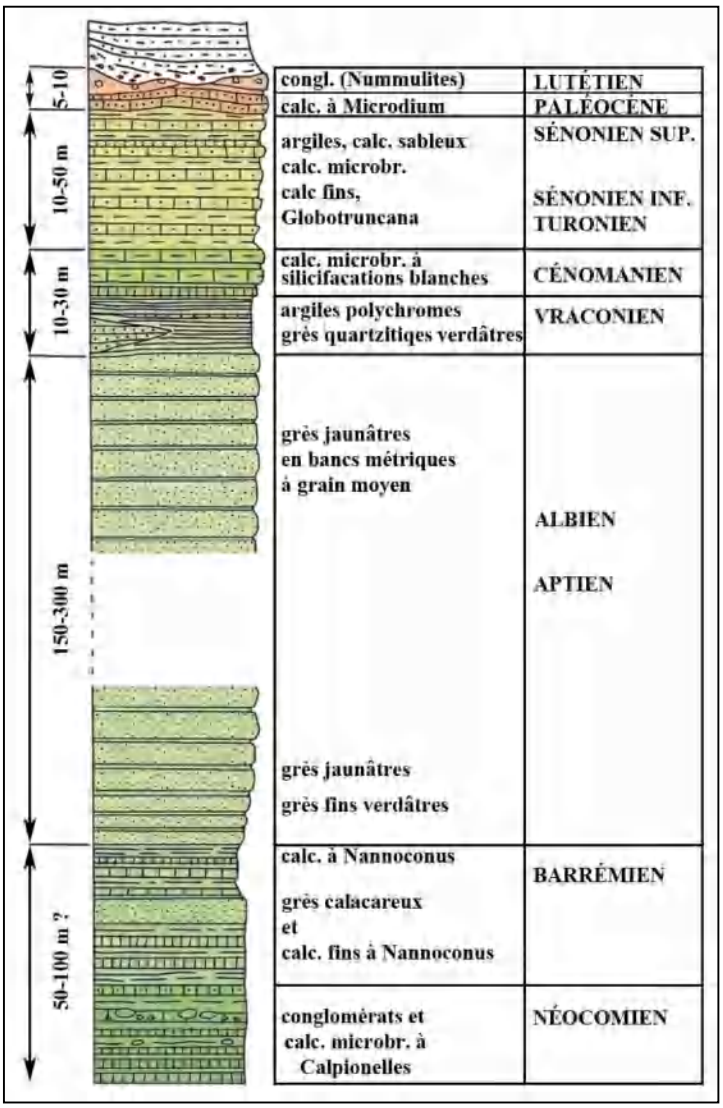

Fig. II.05 Colonne litho-stratigraphique du flysch de Ghezala (Raoult J. F. 1974)

- **La série de Bou Taïeb**

- **Le Barrémien-Néocomien** : Au sommet, alternance irrégulière de bancs gréseux fins, jaunâtres à verdâtres, souvent un peu calcareux et de bancs de calcaires fins à patine claire (micrites à Radiolaires et Nannoconus probablement Barrémien) ; quelques bancs de calcaires sableux à convolutes et d'autres de calcaires fins à base microbréchique, bleu sombre ou brune, à débris d'Aptychus riches en petits galets de micrite à Calpionelles du Berriasien. A la base, surtout des bancs de calcaires fins, très plissotés et pouvant occuper des surfaces très importantes (Raoult J.-F. 1974).
- **L'Albien-Aptien** : Au sommet un ou deux bancs discontinus des Grés, à grain irrégulier, vert vif ou vert sombre ; dessous grés en bancs (0,5-1 m, rarement plus) jaunâtre ou jaune verdâtre, à grain assez fin ; avec ceux-ci mais dans des conditions peu claires, un mince niveau calcaire à petites Hedbergella sp. à cachet Aptien-Albien inférieur. A la base passage progressif au Barrémien (Raoult J.-F. 1974).
- **Le Cénomanien** : Dalles de calcaires micobréchiques, de teintes claires, souvent assez riches en débris de pélites et de grés rouge sombre de Permo-Trias ; nombre d'entre-elles à bandes silicifiées blanches (épaisses de 5 à 6 cm, longues de 0,5 à 1 m, au nombre de 1 ou 2 par banc et montrent encore très bien la structure micobréchique originelle) ; entre ces bancs intercalations épaisses de 1 à 2 m de marnes blanchâtres, jaunes, rosées, vert claire. Il s'agit du Cénomanien moyen le plus souvent avec : Phitonelles, Rotalipora appenninicia, R. cushmani, Praeglobotruncana. A la base R. ticinensis et quelques Hedbergella washitensis de l'Albien sup.-Vraconien, niveaux souvent riches en petits foraminifères (Raoult J.-F. 1974).
- **Le Sénonien supérieur** : Mêmes poudingues (Raoult J.-F. 1974) en bancs moins nombreux alternant avec des calcaires micobréchiques ou conglomératiques, et des marnes jaunâtres à rougeâtres localement à petits galets dispersés ; à la base nouveaux horizons notamment conglomératiques à Globotruncana arca, G. elevata, G. gr. lapparenti datés du Campanien, où l'on remarque des galets de radiolarites et de grés rouges Permo-Triasique. Le Sénonien inférieur et le Turonien ne sont pas caractérisés ici.
- **Le Maastrichtien** : Au sommet niveau fréquent de conglomérat, parfois accumulation de gros blocs (même aspect qu'au Paléocène) incrustés dans des calcaires sableux, à gros quartz roulés, à patine souvent gris jaune à gris sombre, datés du Maastrichtien Globotruncana stuarti, Orbitoides, Siderolites, Navarella (Raoult J.-F. 1974).

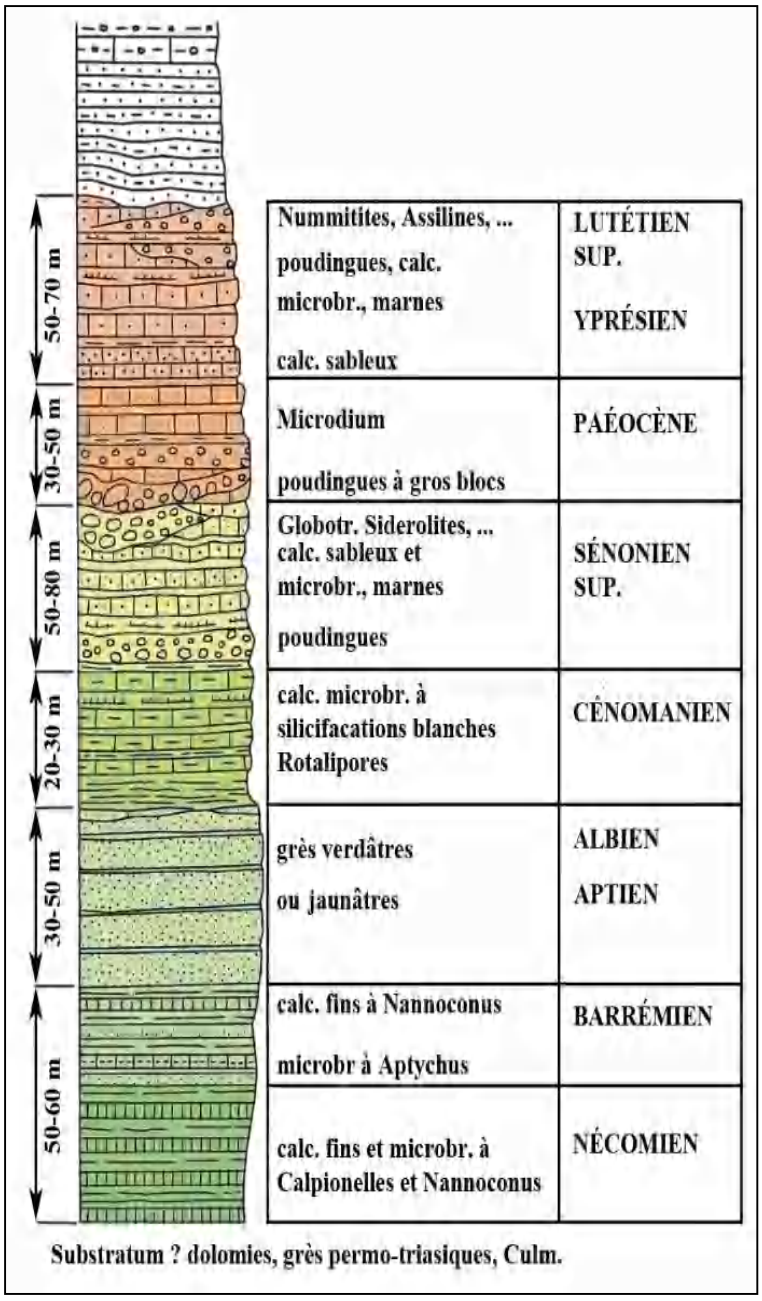

Fig. II.06 Colonne litho-stratigraphique du flysch de Bou Taïeb (Raoult J. F. 1974)

- **Le Paléocène** : Limite imprécise avec l'Yprésien car mêmes calcaires sableux à quartz bien roulés de 1-3 mm, souvent décalcifiés. Au-dessous, calcaires micobréchiques et bancs (40-50 cm) de calcaires finement sableux, à cassure sphatique, à Microcodium dilacérés, Miscellnea sp., Planorbulina antiqua, débris d'Orthophragmines, montrent parfois des silifications donnant des aspects de calcaire à silex.

  A la base, niveaux de conglomérats fort constants et localement amoncellement (éboulis) de gros blocs d'un mètre ou plus de diamètre, pris dans un ciment à sédimentation très perturbée, de calcaires à Microcodium dilacérés (Raoult J.-F. 1974).

- **Le Lutétien-Yprésien** : Ensemble très varié dans le détail avec des calcaires sableux, des conglomérats (galets de 1 à 15 cm), des calcaires micobréchiques et/ou bioclastique, se présentant en bancs compacts (10-50 cm), séparés par de minces joints marneux jaune à rouge assez vif, rarement argileux ; parfois passées de marnes détritiques épaisses de quelques mètres ; Lutétien riche en poudingues, en particulier à son sommet daté du Lutétien supérieur (Nummulites aturicus, Assilina gr. exponens, Discocylina discus, D. archiaci…) ; calcaires sableux surtout abondants à l'Yprésien (Cuvillierina sp.), certains bancs montrent des rognons plats de silex (en réalité silicifications secondaires ne modifions que peu la teinte de la roche), (Raoult J.-F. 1974).

Fig. II.07 Grés et argiles Maurétaniens

II.2.2.2 Le flysch Massylien

Les formations du flysch Massylien sont bien répartie dans la feuille.

- **Cénomanien-Turonien** : Minuscules affleurements de phtanites, blanchâtres à brun sombre, associées à des microbrèches grises du et localement à des calcaires noirs bitumineux ; épaisseur 10 à 20 m (Raoult J.-F. 1974).
- **Sénonien à microbrèches** : Série verdâtre à grise, à caractères flysch peu marqués ; marnes, argiles et nombreux bancs de calcaires microbréchiques tendres se débitant en plaquettes de 1 à 5 cm ; souvent riches en Pélagiques et prismes d'Inocérames ; nombreuses Clobotruncana du Sénonien sup., parfois accompagnées de Siderolites et Orbitoldes du Maastrichtien (Raoult J.-F. 1974).

Fig. II.08 Sénonien à microbrèches

II.2.2.3 Le Flysch Numidien

Les formations argilo-gréseuses du Numidien constituent les hauteurs du Djebel Bou Aslouge, Djebel Betoum, Djebel Arara, Koudiat Sesnou, Djebel Mermera, Kef Serrak et quelques autres affleurements.

L'âge de la séquence numidienne est définie comme Oligocène tardif - Burdigalien précoce, (Moretti E. et al., 1991).

- **Argiles de base** : brunes, vertes ou rouges a Tubotomaculum, les intercalations gréseuses minces n'y sont pas rares. Près d'Oued Zenati une microfaune permet d'y dater l'Oligocene avec : Globigerina tripartita KOCH, G. venezuelana HEDBERG, Globorotalia cf. opima BOLLI et Globigerinita dissimilis (CUSH. et BERM.).

- **Argiles et grès** : Les grès, de teinte claire a la cassure, bruns fauves ou violaces en patine sont organisés en bancs d'épaisseur décamétrique correspondant à des lentilles de plusieurs kilomètres. Ils alternent avec des passées argileuses peu visibles et beaucoup moins épaisses. Les niveaux à dragées de quartz centimétriques ne sont pas rares. Les argiles, verdâtres ou brunâtres, parfois foncées sont nettement kaoliniques et n'ont guère livre que les habituels Arénacés à cachet oligocène.

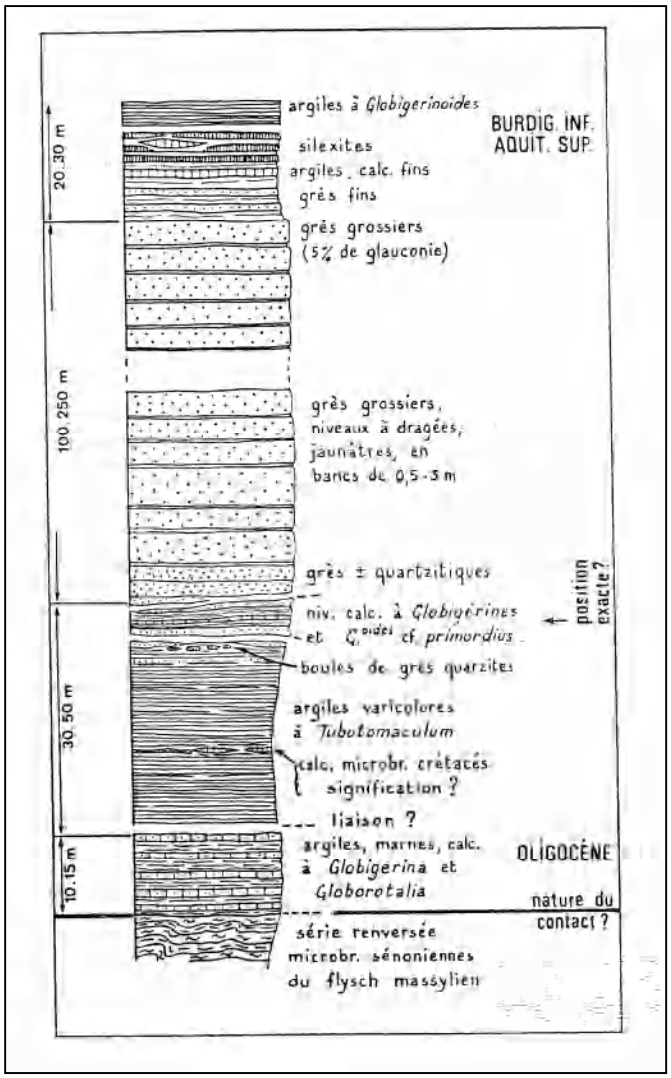

Fig. II.09 Colonne litho-stratigraphique synthétique du flysch Numidien (Raoult J. F. 1974)

II.2.3 Les formations du domaine externe

II.2.3.1 La nappe néritique constantinoise

La nappe Néritique Constantinoise constitue l'unité la plus basse de la feuille de Hammam Meskoutine, elle apparaît à la faveur des fractures de jeu/rejoue récent qui délimitent d'Est en Ouest Djebel Debagh, Djebel Gerar et Kef Hahouner, ainsi que Djebel Taya au sud de Dj. Grar.

- **Le Trias** : La base des dolomies noires présente quelques mètres de couches de passage progressif en petites alternances à des pélites et des schistes calcareux.
- **Le Jurassique** : Des dolomies sombres attribuables au Jurassique, à Koudiat bou Fertout. À l'est de Djebel Debagh, la limite Jurassique-Crétacé montre le même repère à Coprolites

qu'à la station du Ndor. Juste au-dessus Vila à trouver une forme inconnue qu'il a déjà remarqué dans le Tithonique supérieur des Aurès.

- **Le Néocomien** : À l'est de Djebel Debagh, le Néocomien correspond à des couches à Neotrocholina valdensis à petits Lagénidés et à Epistomina sp. Ou à Muiera baconica, Bacinella sp., Acroporella sp. Et à Salpingoporella annulata. Il contient à Kef Hahouner des Charophytes Perimneste et Pseudotextulariella salevensis.
- **Le Barrémien** : À l'est de Djebel Debagh Le Barrémien supérieur correspond à des couches à Palorbitolina lenticularis et à Choffatella decipiens. Tandi qu'à l'Ouest les alternances de calcaires massifs et de dolomies sombres superposées aux dolomies noires massives du Jurassique ont livré des associations à Orbitolinopsis capuensis, Neotrocholina friburgensis, Cuneolina scarsellai, Salpingoporella sp., Acroporella radoicici qui indiquent le Barrémien inférieur (Vila J. M. 1980).

  Le Kef Sud de Dj. Taya est essentiellement constitué par les dolomies Jurassiques et deux grandes galettes de calcaires et de dolomies à microfaciès de Néocomien-Barrémien.

  Le sommet du Barrémien est identifié à Grar grâce à la présence de Rectodictyoconus giganteus et de Palorbitolina lenticularis au-dessus de termes plus anciens à abondantes Choffatella decipiens ou à Palorbitolina lenticularis.
- **L'Aptien** : À l'est de Djebel Debagh Juste au-dessus se développent des intercalations de micrites à Salpingoporella dinarica, Charophytes, Sabaudia minuta, Orbitolina sp., Cuneolina scarsellai, Cuneolina cf. camposauri, Nautiloculina sp., Debaghina hahounernsis et Orbitolina mesorbitolina texana texana de l'Aptien (Vila J. M. 1980).

  L'Aptien inferieur est repéré grâce à la présence de Praeorbitolina cf. cormyi, associée à d'abondantes Palorbitolina lenticularis et à des microfaciès ou abondent Salpingoporella dinarica et Charophytes, Cuneolina scarsellai, Debaghina hahounernsis et Cuneolina gr. laurentii-camposauri.

  L'Aptien supérieur présente de belles associations à Orbitolina subconcava, O. ex gr. aperta, Paracoskinolina sunnilandensis, Ovalveolina reicheli, Sabaudia minuta et à Pseudocyclammina gr. hedbergi.

  À Dj. Grar L'aptien inférieur livre là aussi des Charophytes en abondance Atopochara sp. accompagnant des calcaires identiques à ceux du Debagh riches en Salpingoporella dinarica et en Triploporella cf. frassi.

L'Aptien se termine par des couches à Ovalveolina reicheli, Orbitolina subconcava, Sabaudia minuta, Paracoskinolina sunnilandensis, recouvertes par des calcaires marneux à Ammonites indéterminables identiques à ceux du Kef Hahouner.

À Koudiat bou Fertout De l'Aptien calcaire est à Miloles.

- **L'Albien** : L'Albien de Dj. Grar correspond à des calcaires à silex et des biosparites à Aghardiellopsis cretcea et Hedbergella washitensis (Vila J. M. 1980).
- **Le Cénomanien** : Le Vraconien-Cénomanien inférieur débute à l'est de Djebel Debagh par des couches à Aghardiellopsis et à Hedbergella gr. washitensis et livre à son sommet des associations à Rotalipora sp., Hedbergella sp., Orbitolina conica et Neoiraqia sp.

  Le Cénomanien supérieur contient des intercalations à Caprina schiosensis ou à grandes Cuneolina pavonia.

  À Dj. Grar, le Vraconien-Cénomanien inférieur voit apparaitre des Rotalipora cf. appenninica dans des faciès comparables (Vila J. M. 1980).
- **Le Sénonien** : À l'est de Djebel Debagh Le Sénonien débute aussi par du Campanien superieur à Orbitoides cf. media, O. tissoti, Siderolites vidali, Cuneolina sp., Rotalia sp., Globotruncana gr. stuarti-stuartiformis, G. arca, G. marginata, G. tricarinata. Atteint le Maastrichtien à Orbitoides media, Lepidorbitoides sp. et même l'extrême sommet du Crétacé avec des associations à Globotruncana mayaroensis.

  À l'Ouest du Djebel Debagh le Sénonien y débute par des termes plus anciens à abondantes débris organiques, Globotruncana sigali, G. lapparenti, Heterohelix sp., Rotalia sp. Il repose directement sur des couches à grandes Orbitolines roulées du Cénomanien franc léger ravinement à la limite sans que subsiste des terrains comparables à ceux du Cénomanien supérieur à l'Est du Debagh. La suite de la série Sénonienne peu épaisse, est analogue à celle décrite ci-avant et atteint aussi le Maastrichtien élevé.

  Le Sénonien peu épais de Djebel Taya, transgresse au Kef Nord sur les couches à Orbitolines du Vraconien-Cénomanien inférieur. Il est micritique y est directement transgressif sur le Clansayésien à Ovalvéolines. Au Kef Sud (Vila J. M. 1980).

  À Dj. Grar, le Sénonien réduit au Sud du massif débute par des couches du Campanien superieur à Orbitoides media, Siderolites vidali, Rotalia sp., localement microconglomératique. Elles remanient alors l'Albo-Vraconien sous-jacent et des Orbitolines isolées et usées probablement empruntées à l'Aptien. Le Nord du massif

présente une série micritique à intercalations microconglomératiques épaisse de plus de 400m.

Le Sénonien supérieur du Kef Hahouner est identique à celui de Dj. Grar, mais nettement plus épais, il atteint 450m. et le Sénonien supérieur de Koudiat bou Fertout est semblable à celui de Dj. Debagh.

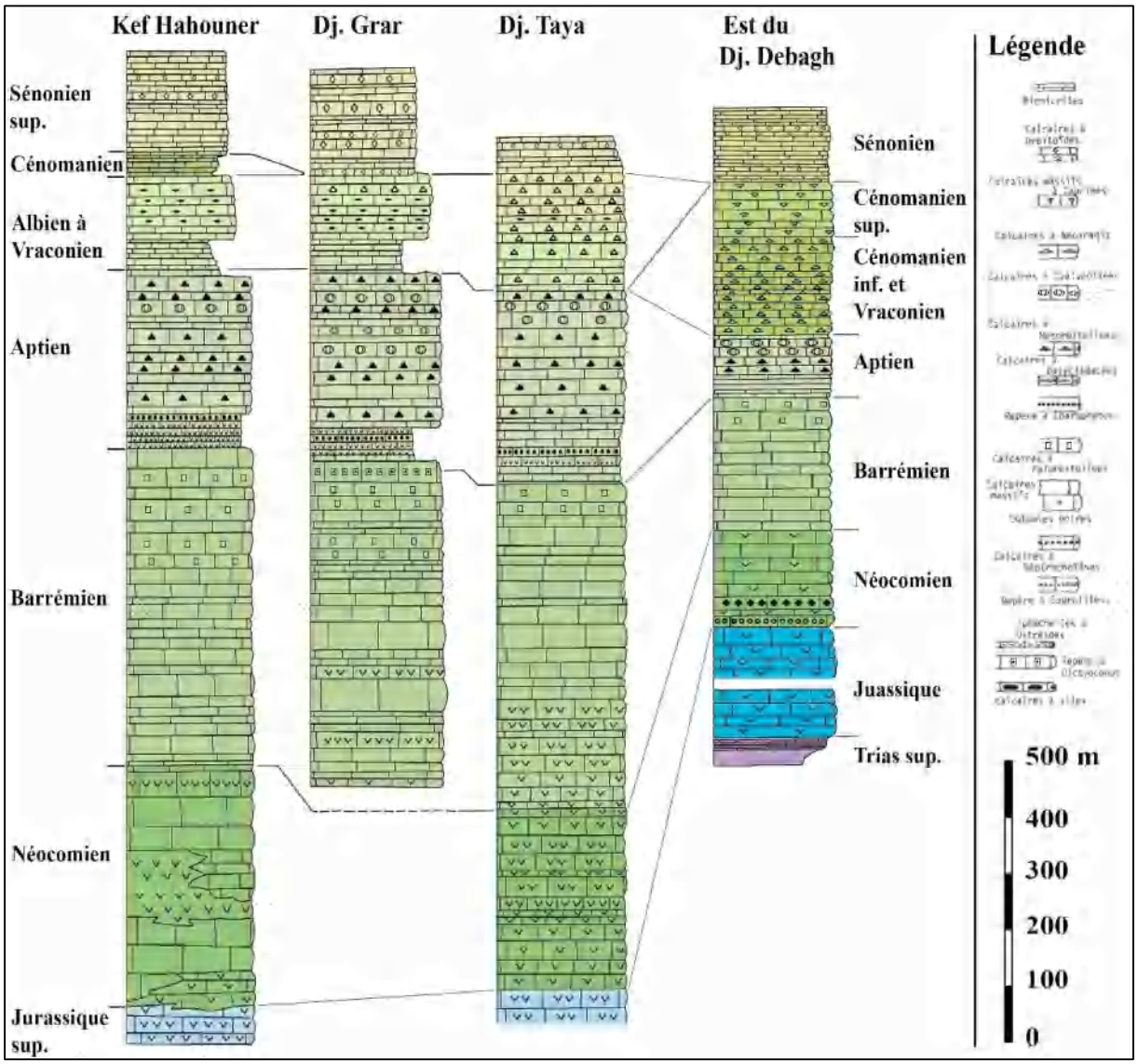

Fig. II.10 Colonne litho-stratigraphique du Néritique de Hammam Meskhoutine (Vila J. M. 1974)

II.2.3.2 La nappe ultra tellienne

Les affleurements de cette unité sont dispersés au Nord et au Sud des massifs Néritiques.

- **Barrémien – Aptien** : Marno-calcaires à patines claires, à cassures gris bleu à jaunâtres, à débit souvent esquilleux ou en plaquettes anguleuses ; on y récolte de nombreuses petites Ammonites, surtout pyriteuses, l'épaisseur totale est de 10 à 60 m environ, parfois beaucoup plus à cause des nombreux replis (Vila J. M. 1980).

- **Sénonien** : Ensemble de marnes gris bleu, jaunâtres à noirâtres, à nombreux bancs de calcaires (biomicrites) de teintes claires, à riche microfaune pélagique du Sénonien sup., très localement à Siderolites et Orbitoldes, barre de calcaires bien lités du Campanien sup. Épaisseur totale de 50 à 200 m. Marnes et calcaires à cassure jaune clair, à Globotruncana du Sénonien inférieur ; épaisseur de 5 à 20 m, le plus souvent absent ou non caractérisé (Vila J. M. 1980).

- **Paléocène** : Marnes noires à débit en plaquettes, à rares bancs de calcaires roussâtres et à miches ou boules ovoïdes de calcaires jaunes ; microfaunes pélagiques du Paléocène à l'Yprésien ; épaisseur 50 à 150 m. Marno-calcaires gris clair à sombre, à patine claire, à microfaune pélagique du Danien ; épaisseur de quelques mètres à 20-30 m (Vila J. M. 1980).

Fig. II.11 Marnes noires paléocènes

- **Éocène noire** : Marnes noires à débit en fines plaquettes, à boules de calcaires jaunes parfois nombreuses ; microfaune pélagique plus ou moins abondante du Lutétien (Globigérines, Globorotalia) ; épaisseur de 50 à 200 m. Et Calcaires en bancs (0,5-1 m), à patine blanche et cassure noire, à gros silex noirs, à microfaune pélagique de l'Yprésien-Lutétien inf. ; épaisseur 10 à 50 m (Vila J. M. 1980).

II.2.3.3 La nappe tellienne

Localisée au Sud de la feuille, elle est localisée en amont du barrage de Bou Hamdane.

- **Paléocène** : Marnes noires datés du Paléocène supérieur. La base peut atteindre le Danien dont la présence est en général signalée par des petits bancs de marno-calcaires gris fins.

- **Yprésien-Lutétien** : Il s'agit de calcaires marneux blancs à cassure noire bitumineuse (et parfois huileuse et suintante) à débris de phosphates et lits réguliers de silex noirs en gros rognons à cortex blanc. La base de la série contient de rares intercalations marneuses grises. La microfaune très encroûtée est riche en individus mais pauvre en espèces. Le sommet de la série contient lui aussi quelques intercalations marneuses et livre des microfaunes du Lutétien inférieur.

- **Lutétien** : constitué par des marnes noires dont les boules jaunes de grandes dimensions ne peuvent être confondues avec celles du Paléocène. Dans les unités septentrionales, prédominent des formations qui livrent en abondance des Foraminifères pélagiques associés à un abondant benthos : c'est le faciès marneux. Son épaisseur peut atteindre quelques centaines de mètres et est fréquemment exagérée par les accumulations disharmoniques. Ses niveaux de base appartiennent au Lutétien inférieur et contiennent généralement l'essentiel des boules jaunes qui prennent alors en coupe des aspects assez aplatis et une disposition parfois moniliforme.

II.2.4 Les formations post nappes

II.2.4.1 Le Mio-pliocène continental

Les formations du Mio-pliocène continental occupe de grandes surfaces au Sud-est et Sud-ouest de la feuille.

- **Le Miocène inférieur** : Un ensemble conglomératique de base, relativement épais, La teinte générale est rouge vif ; à la base, on a de gros blocs, mal roulés, patine rouge, enrobés

d'argiles et de sables ; au-dessus vient une succession irrégulière d'argiles, de sables, de graviers et de conglomérats mal cimentés, disposés souvent en chenaux irréguliers. En montant dans la série. La taille générale des galets diminue et les teintes s'éclaircissent et se diversifient (rouge clair, rosées, jaunâtres, verdâtres). Le matériel remanié est essentiellement composé de grès Numidiens et de nombreux galets variés provenant des séries de flvschs et ultra-telliennes, et du Crétacé Néritique. Les massifs carbonatés affleuraient donc et les failles, qui limitent les affleurements actuels, avaient déjà des rejets notables (ils se sont accentués, fortement, après la fin de ce cycle miocène).

Fig. II.12 Miocène rouge au Nord de Dj. Taya

- **Le Miocène moyen** : est très variable dans le détail avec des tendances irrégulières d'argiles sableuse jaunâtres où s'intercalent encore quelques passées rouge vif de Grés, parfois calcareux, roussâtres ; dc calcaires lacustres, fins ou travertineux. Et enfin des argiles bleues, grises ou noirâtres, localement riches en gypse, et comportant des intercalations minces et rares de calcaires sableux ou de calcaires travertineux.
- **Le Pliocène** : Gros galets et cailloutis, généralement du Numidien, emballés dans des argiles sableuses.

- **Travertins lacustres** : Miocène récent ou Pliocène ancien, de Souk El Arba, recouvrant les poudingues.

- **Coulées de roches volcaniques**

L'étude de ces formations a été reprise récemment par (Laghouag M. Y. 2014), on note :

- **Les lamproïtes du Kef Hahouner**

Des roches volcaniques ont été découvertes À 1 km au Sud Sud-Ouest du Kef Hahouner, à la confluence des Oueds Oum Tourba et Ain Mira. (Raoult et Velde, 1971) ont décrit des affleurements comme étant des coulées interstratifiées dans le sommet de l'ensemble conglomératique de base du Miocène continental rouge du bassin de Constantine.

L'épaisseur de ces coulées atteint une centaine de mètres et elles ont été observées sur 1300 m d'Est en Ouest.

Les auteurs ont distingué deux types de roches volcaniques : des trachytes potassiques à olivine (roches lamproïtiques) à la base et des andésites holoplagioclasiques à olivine au sommet des coulées.

Des niveaux de Miocène rouge sont intercalés au sein de ces coulées. Les trachytes ont été décrites comme étant des roches vert sombre, compactes, grossièrement litées avec entre les bancs, une roche d'aspect scoriacée, rouge à rose violacé, de même nature pétrographique que la roche vert sombre. Les andésites ont été décrites comme étant des roches scoriacées, à nombreux dragées de calcite, de teinte gris violacé clair.

(Kaminsky et al. 1993) ont décrit les roches volcaniques du Kef Hahouner comme étant un corps magmatique ayant l'apparence d'un dyke fortement incliné.

Ces roches volcaniques ont été datées par la méthode K-Ar et ont données des âges de 10,9 ± 0,5 Ma pour les trachytes potassiques à olivine et 9,3 ± 0,5 Ma pour les andésites (Bellon et al., 1977).

Ces âges sont en accord avec la succession observée des coulées (trachytes à la base et andésites au sommet) et avec l'âge des sédiments au sein desquels ces coulées sont interstratifiées Vallésien, soit entre 11,5 et 9 Ma.

Fig. II.13 Lamproïtes du Kef Hahouner (collection Laghouag M. Y. 2014)

- **Les lamproïtes de Koudiat el Anzazza**

Un autre pointement d'une roche lamproïtique a été découvert par (Vila et al., 1974) à une vingtaine de kilomètres au Nord-Est du Kef Hahouner, à Koudiat el Anzazza. (Kaminsky et al. 1993). (Vila et al. 1974) ont décrit trois minuscules affleurements subcirculaires, dont le diamètre n'excède pas 25 m, qui appartiennent, selon (Vila et al., 1974), à un dyke Nord-Sud qui recoupe le flysch maurétanien. (Kaminsky et al. 1993) décrivent ces 3 affleurements comme appartenant à une pipe de 100 m de diamètre. (Vila et al. 1974) ont distingué trois faciès : un faciès vitreux à phénocristaux d'olivines, un faciès altéré et un faciès entièrement cristallisé à olivine, sanidine et clinopyroxène.

Enfin, les analyses géochimiques de (Roman'ko et al. 1998) indiquent une composition ultrapotassique pour ces roches, celles de Koudiat el Anzazza étant plus riches en potassium que celles du Kef Hahouner. Ces roches sont également très riches en éléments incompatibles et en terres rares, et leur composition chimique est semblable à celle des lamproïtes.

II.2.4.2 Le Quaternaire

Les formations quaternaires sont bien développées sur la région.

- **Quaternaire ancien** : Alluvions des hautes terrasses, limoneuses et bien développées 40 à 50 m du niveau actuel de l'Oued Bou Hamdan, de l'Oued Hammam, an Nord-ouest de Gallieni, et des ilots isolés dans la vallée de l'Oued Roknia, à l'Ouest de Roknia, et à 80 m sur la rive gauche au-dessus du niveau actuel de l'Oued Hammam.

- **Quaternaire récent** : Alluvions des basses et moyennes terrasses, 20-25 m au-dessus du lit des Oued Bou Hamdan, Hammam et Mouger.

- **Travertins et tufs** : du plateau de Roknia et de Hammam Meskhoutin. Dans cette localité, la terrasse milazzienne de 50 m supporte des travertins a Megaceroïdes algericus.

Fig. II.14 Griffons des sources chaudes de Hammam Meskhoutine

- **Éboulis** : Développés surtout à la périphérie des massifs de Numidien ou strictement inféodés aux abrupts calcaires. Les éboulis en masse correspondent généralement à des panneaux de grès numidien glisses à contre-pendage au pied des entablements gréseux de la bordure nord-est de la feuille.

- **Alluvions** : Ce sont des limons, des graviers et des galets roules constituant les alluvions actuelles lit d'oueds, Ces formations ne sont bien représentées que le long des principaux oueds.

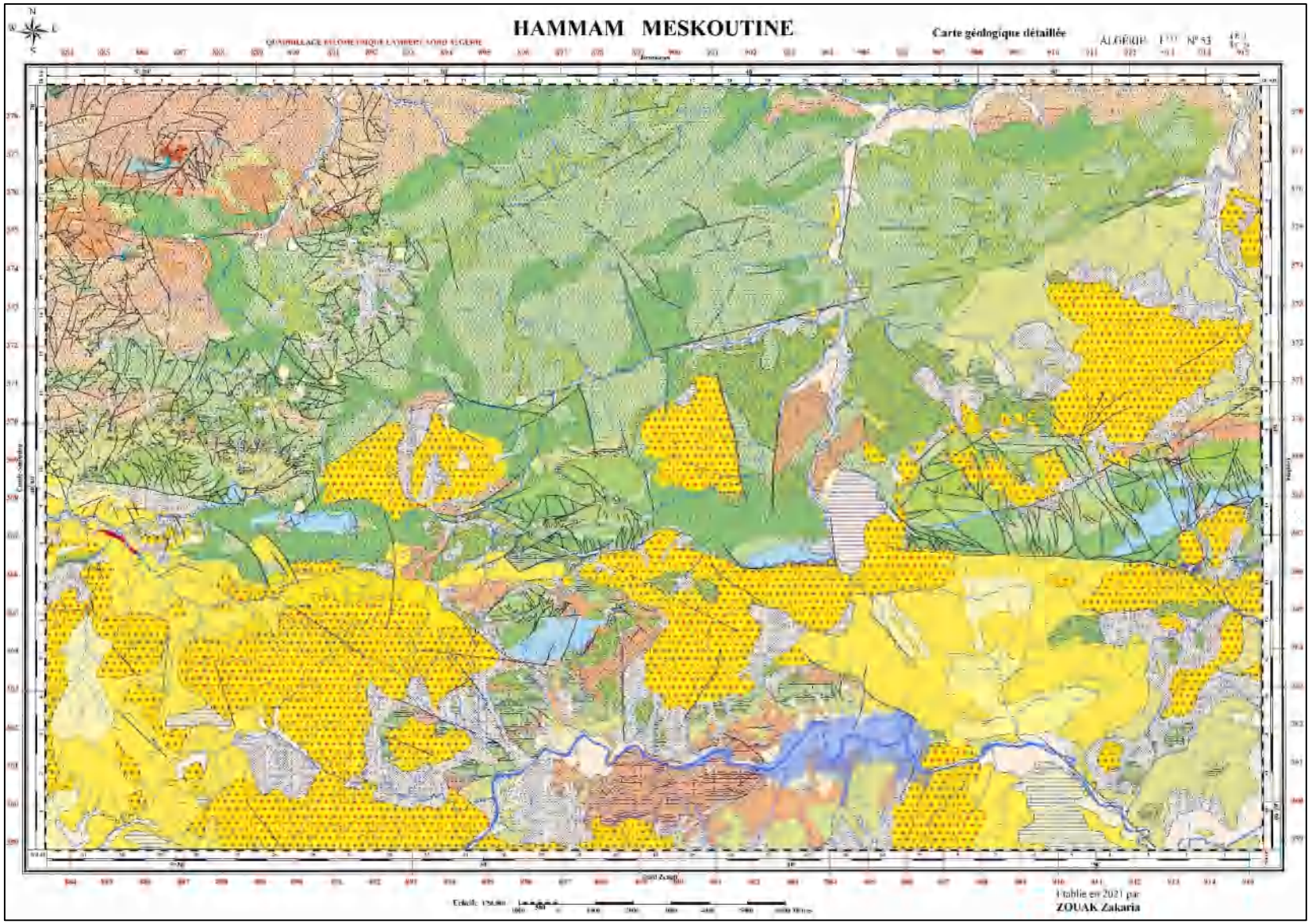

Fig. II.15 Carte géologique de Hammam Meskhoutine

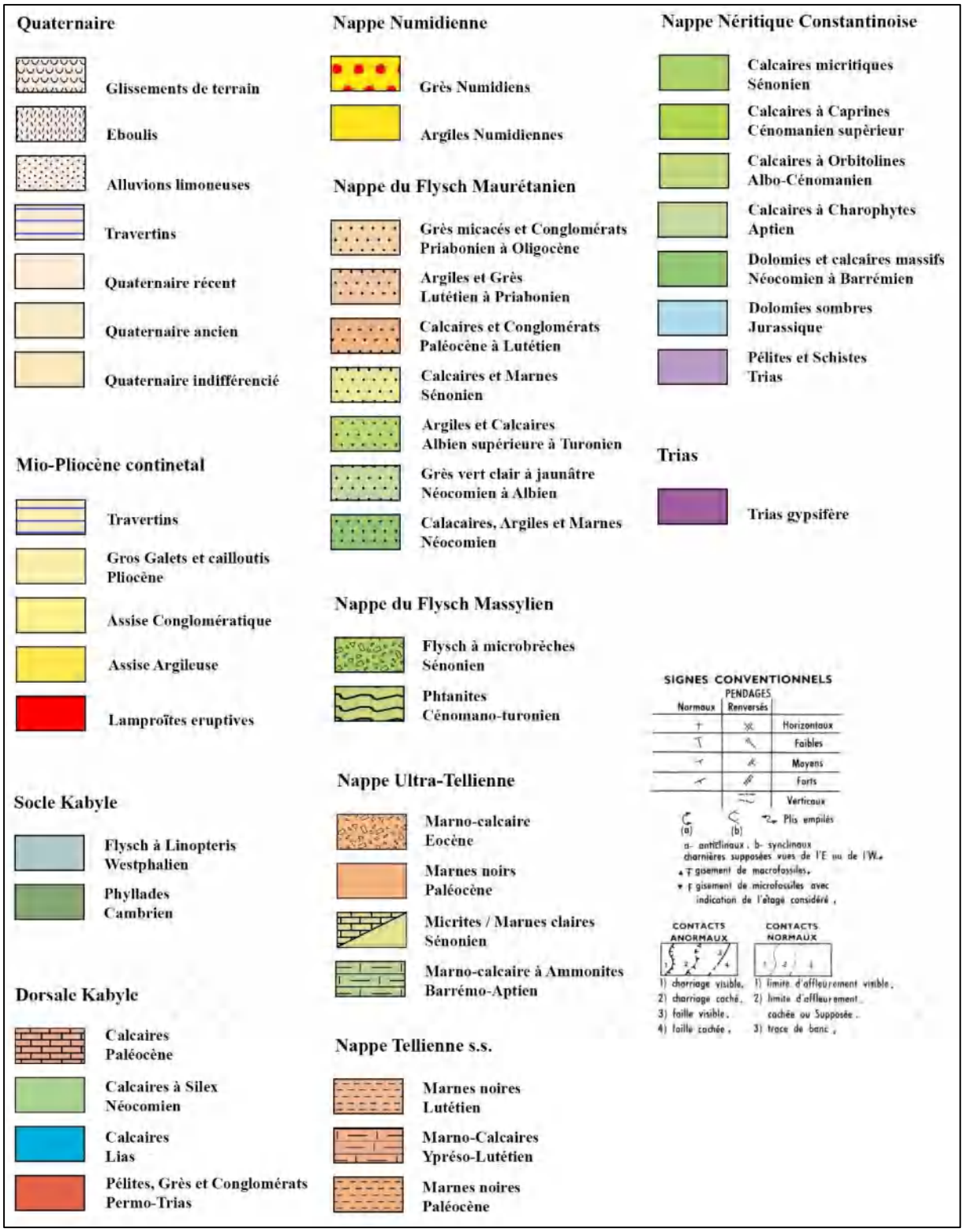

Fig. II.16 Légende de la carte géologique de Hammam Meskhoutine

II.3 STYLE TECTONIQUES DES UNITES

La feuille de Hammam Meskhoutine couvre une région qui constitue la limite entre les zones internes et externes où différentes unités appartenant à des domaines paléogéographiques initialement très éloignées (des centaines de Kilomètres), sont actuellement empilés les unes sur les autres dans une transversale de 20 Km seulement.

En effet, les affleurements du Socle et Dorsale Kabyle se trouvent seulement à environ 5 Km au Nord du Kef Hahouner Néritique. La structuration de la région d'étude est dû principalement à tectonique tangentielle.

Le style tectonique des unités reflète fidèlement les événements structuraux qu'ils les ont affectés.

- Le Miocène :

Le Miocène est verticalisé au pieds des massifs Néritiques (Raoult J. F. 1974 et Vila J. M. 1980).

- La nappe du flysch Numidien :

Largement représentée dans la région d'étude, cette unité a été cisaillée en masse. Elle présente un contact anormal plat à sa base, à vergence Sud (Moretti E. et al., 1991).

- La nappe du flysch Maurétanien :

Fortement tectonisée. Partout les dislocations sont tectoniques sont importantes (Raoult J. F. 1974).

- La nappe Ultra-Tellienne :

Les formations ultra-telliennes ont subi la totalité des phases tectoniques, les affleurements sont sous forme d'écailles, généralement en séries renversées et fortement fracturées, ce qui rend illusoire toute tentative de reconstitution cohérente de leur évolution tectonique précise.

- La nappe Néritique Constantinoise :

Cette unité à fidèlement conservé la trace des fracturations qui l'ont affectée au Sénonien, durant l'Eocène, et surtout au Miocène. Cependant nous pensons que cette unité ne s'est pas comportée comme un bloc durant ces phases. Djebel Debagh parait vraisemblablement plus externe que Kef Hahouner d'après ((Raoult J. F. 1974).

CHAPITRE III. ANALYSE MORHOSTRUCTURALE

Les déformations Cénozoïques tardifs sont celles qui ont structurées le Nord de l'Algérie, l'étude du modelé morphologique généré par cette structuration, qui est toujours soumis au travail inlassable de l'érosion et de la sédimentation, nous permet de retracer ces déformations.

Cette étude comprend une analyse morpho-géologique plane et verticale du relief, afin de pouvoir identifier les structures et les linéaments morpho-structurelles qui peuvent être liés à l'activité tectonique récente.

III.1 ANALYSE MORPHOGEOLOGIQUE

L'analyse morphogéologique de la région s'appuie sur la description détaillée sur site du terrain, et notamment l'élaboration d'un modèle numérique de terrain et ces cartes dérivées, qui vont nous permettre d'avoir une vue globale de la géomorphologie de la région et de quantifier ces différents aspects.

III.1.1 Le modèle numérique du terrain

Un Modèle numérique de terrain (MNT) correspond à une représentation sous forme numérique du relief d'une zone géographique. Les techniques qui permettent d'acquérir les données de base pour la génération de modèles numériques de terrain sont très variées et incluent entre autres le levé topographique direct, la photogrammétrie, l'interférométrie radar, le laser altimètre et la numérisation de courbes sur des cartes existantes.

La méthode utilisée dans ce travail pour élaborer le MNT de la feuille de Hammam Meskoutine est la digitalisation des courbes de niveau et des points cotés à partir des quatre cartes topographiques 1/25000 (équidistance 10m) qui couvrent la feuille.

Les cartes ombrées sont des représentations du relief suite à une illumination du terrain par une source artificielle ponctuelle (Kenelly et Stewart, 2006), simulant l'éclairage du soleil. En fonction des paramètres angulaires d'azimut, d'élévation de la source lamineuse et de l'exagération verticale, on obtient une carte de luminance différente. Dans chacune, l'estompage est représenté en niveau de gris.

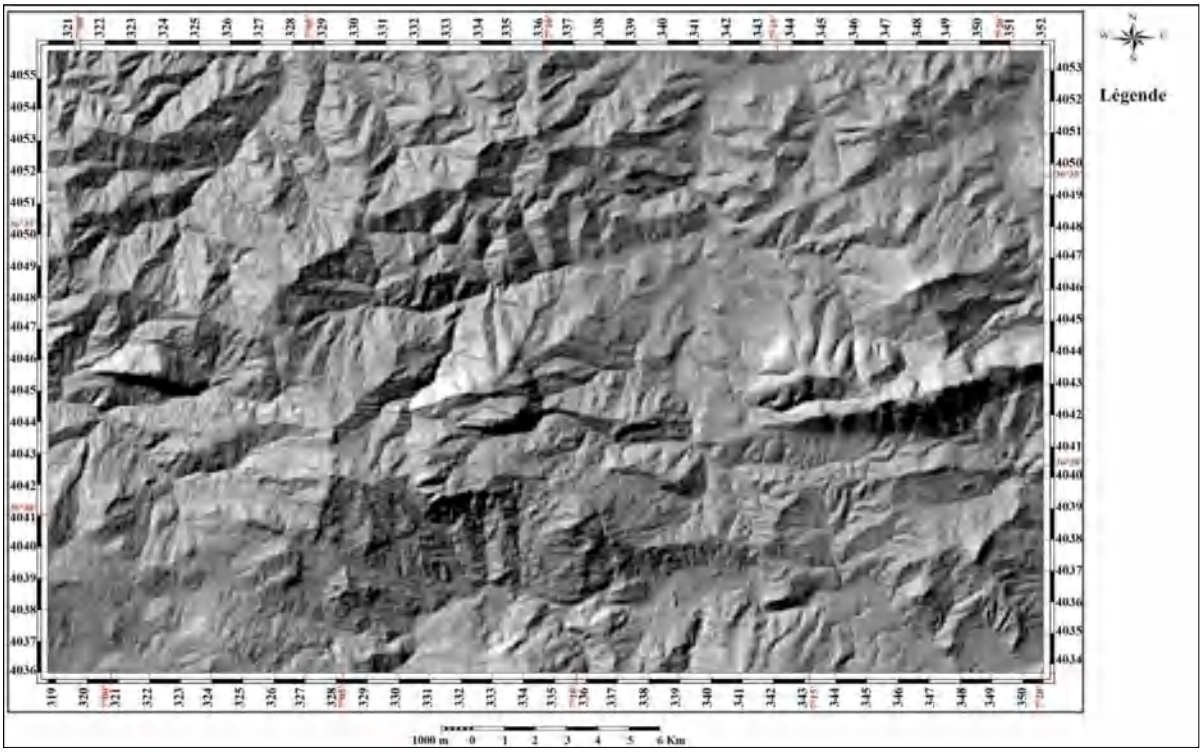

Fig. III.01 MNT de la feuille de Hammam Meskoutine

Les MNT permettent une description de la topographie du terrain et constituent une base de données altimétriques à partir de laquelle on peut dériver une multitude de produits : les courbes de niveau, les cartes de pentes, d'exposition, les vues en perspective…

III.1.2 L'hypsométrie

La carte hypsométrique ou orographique, présente une hiérarchisation de relief basée sur des classes d'altitudes (Kostenko N.P., 1972 in Benabbas C., 2006). Cette carte apporte beaucoup de renseignements sur l'allure et l'évolution spatiale du modelé et ce à partir d'une analyse plane du relief ; ces renseignements sont un appui fort utile dans l'analyse morpho structurale d'une région donnée.

Pour une lecture précise et détaillée de la topographie, nous avons réalisé une carte hypsométrique à partir du MNT qui est figurée par une teinte de couleur pour chaque 10 m d'altitude.

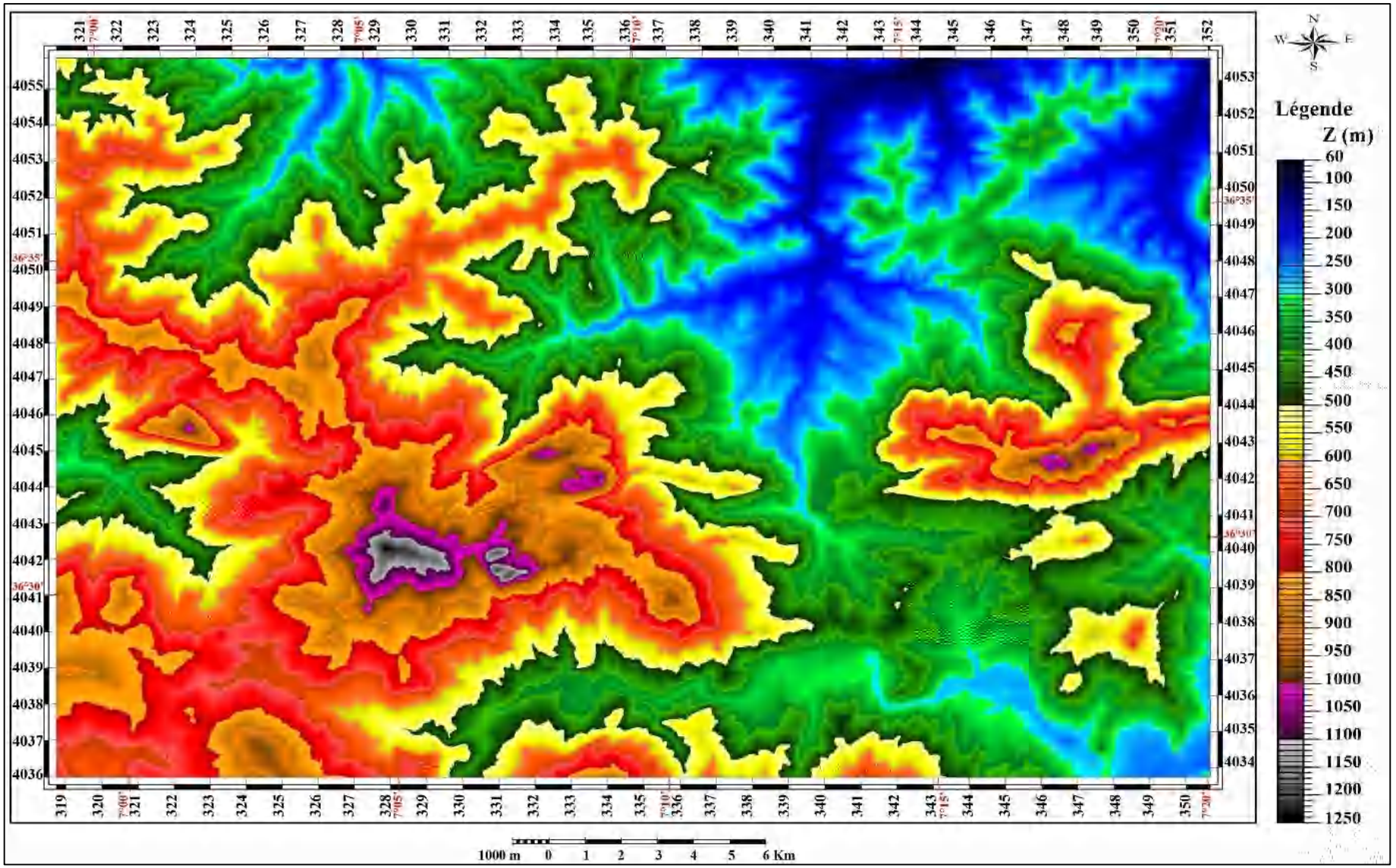

Fig. III.02 Carte hypsométrique de la feuille de Hammam Meskhoutine

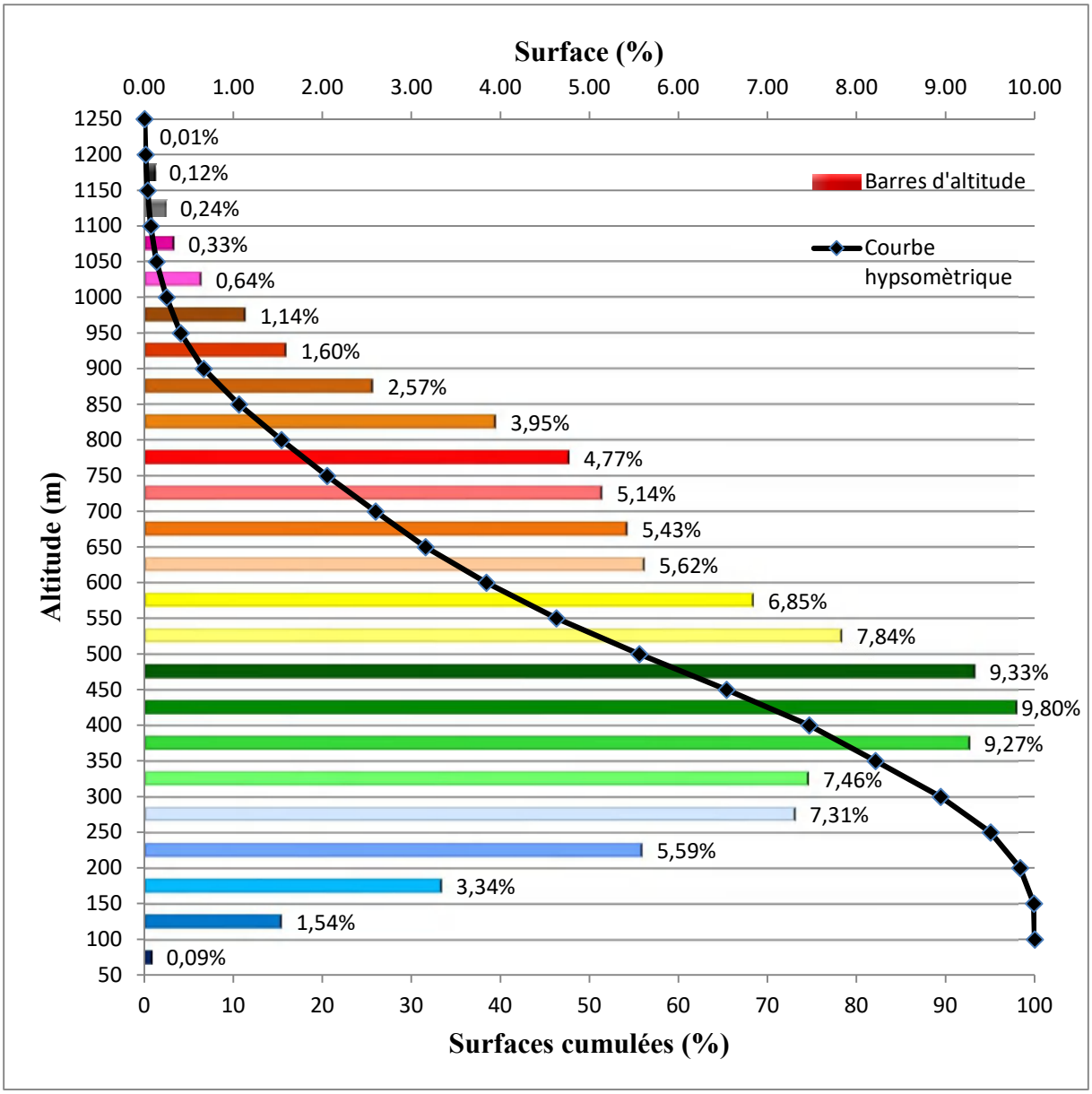

Fig. III.03 Courbe hypsométrique de la feuille de Hammam Meskoutine

Le point culminant de la feuille est Le point culminant de la feuille est Les tranches d'altitude entre 350 et 500 m sont les mieux représentés. En effet plus que la moitié de la surface est occupée par des terrains dont l'altitude est comprise entre 250 et 550 m, tandis que les altitudes en dessous de 150 m et au-dessus de 900 m sont les moins fréquents.

III.1.3 La pente

La pente est l'aspect le plus important dans la description d'une surface topographique (Monier, 1997). Elle représente dans un plan vertical, l'angle entre le vecteur normal et l'axe des altitudes (Demargne C., 2001). Pour qualifier la surface topographique de la feuille de Hammam Meskoutine, une carte de pente a été calculée automatiquement à partir du MNT.

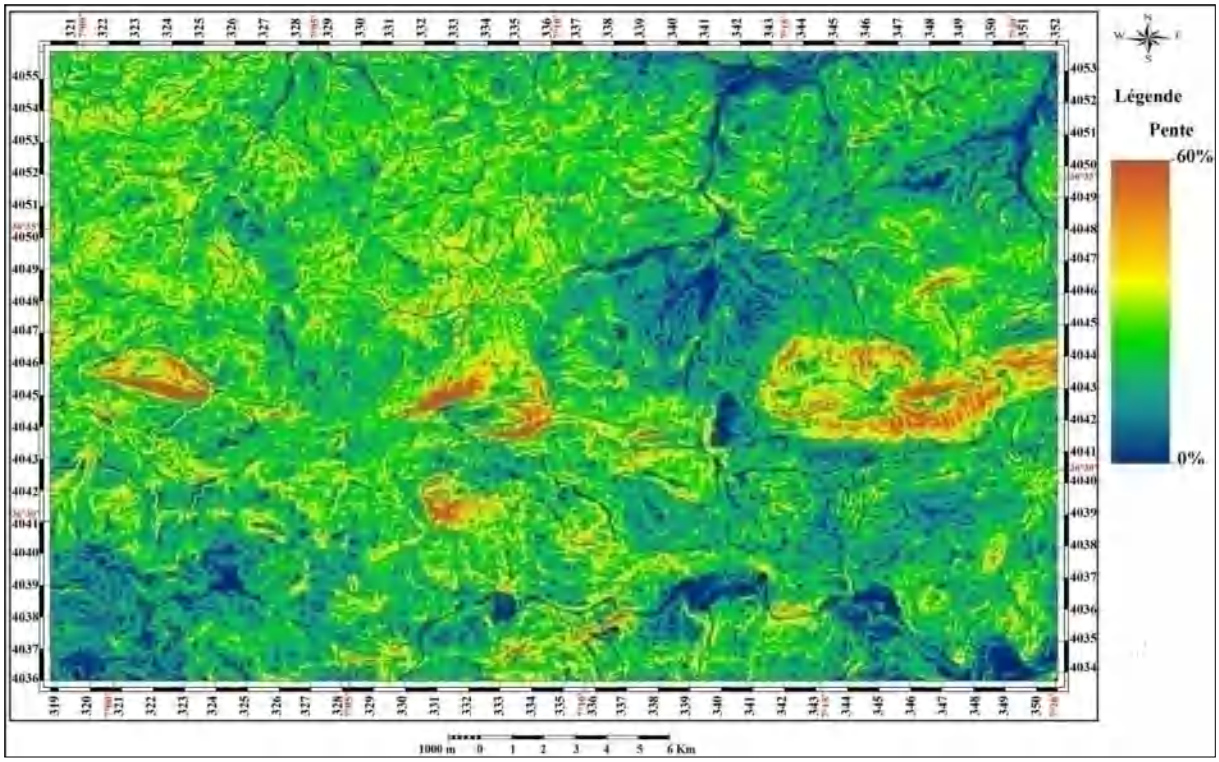

Fig. III.04 Carte des pentes de la feuille de Hammam Meskoutine

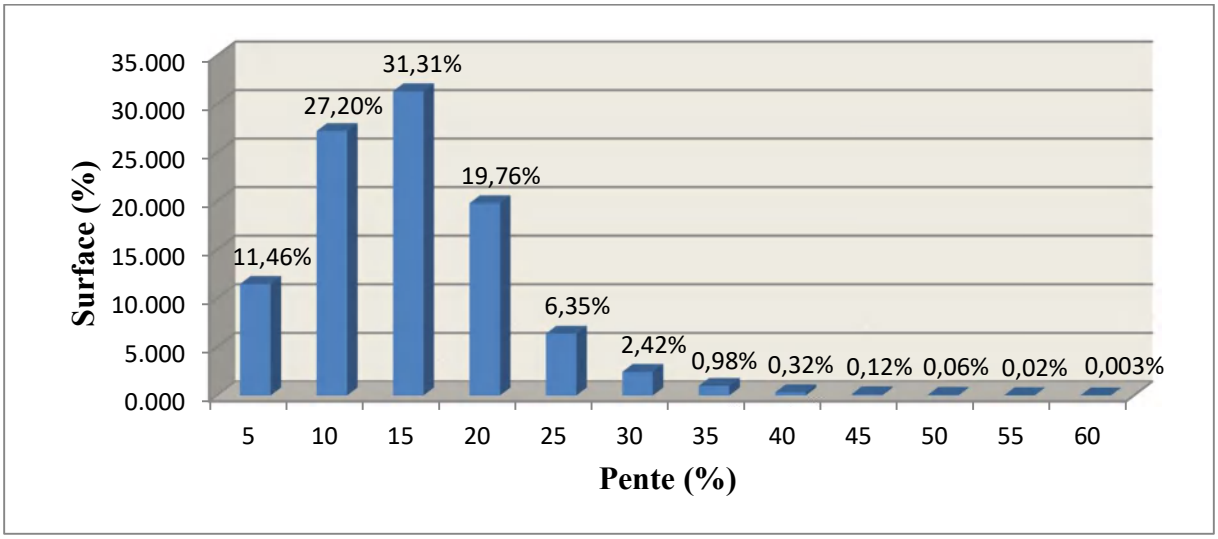

Fig. III.05 Histogramme des pentes de la feuille de Hammam Meskoutine

La carte de pente de la feuille de Hammam Meskoutine mis en évidence une pente qui varie entre 0° et 59,07°. Plus que les trois quarts des terrains ont une pente qui va de 5° à 20°, les terrains qui ont une pente qui dépasse 30° ne représentent que seulement 1,5% de la surface de la région étudiée, ces terrais correspondent aux crêtes et versants abrupts des monts gréseux et surtout calcaires néritiques. Les pentes inferieurs à 5° qui correspondent aux plaines alluviales, terrasses et replats représentent 11,46% de la surface.

III.1.4 Les replats

Les replats peuvent se trouver dans la nature sous forme de plaines alluviales et terrasses, une couche géologique subhorizontale, des replats de glissements ou de paléo-glissements, des terrassements entropiques, des surfaces d'érosion et des replats structuraux mis en place par la tectonique.

En concéderont un replat toute zone ayant une pente inférieure à 3°, on a dressé la carte des replats ci-dessous.

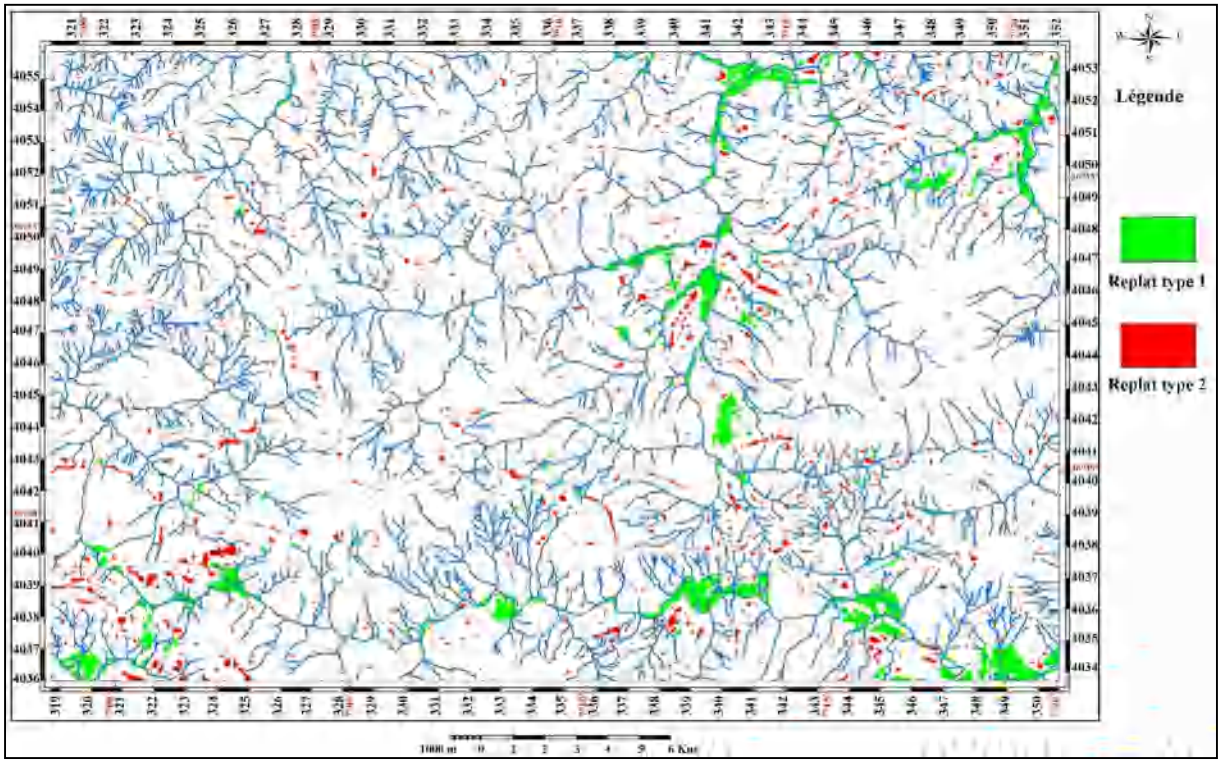

Fig. III.06 Carte des replats de la feuille de Hammam Meskoutine

Les replats qui sont les plus étendues sont les plaines alluviales et les terrasses (replat de type 01), cependant on relève l'existence d'un nombre important de replats qui se trouvent à mis-versant et surtout en lignes de crêtes.

Ces replats (de type 02) se caractérisent par leurs surfaces réduites par rapport aux terrasses ils sont soit le résultat de l'érosion soit de la tectonique. L'érosion fait adoucir les crêtes, mais la carte montre la persistance des crêtes encore pointus, ce qui s'explique en partie par l'érosion différentielle et d'autre partie par le soulèvement tectonique inégal des sommets de montagnes.

III.1.5 L'exposition des versants

L'exposition est l'angle, dans un plan horizontal, entre le vecteur normal à la surface topographique et une direction de référence, par défaut le Nord (Evans, 1972 et Skidmore, 1989). La carte d'exposition représente donc la direction d'une pente selon la plus grande pente descendante.

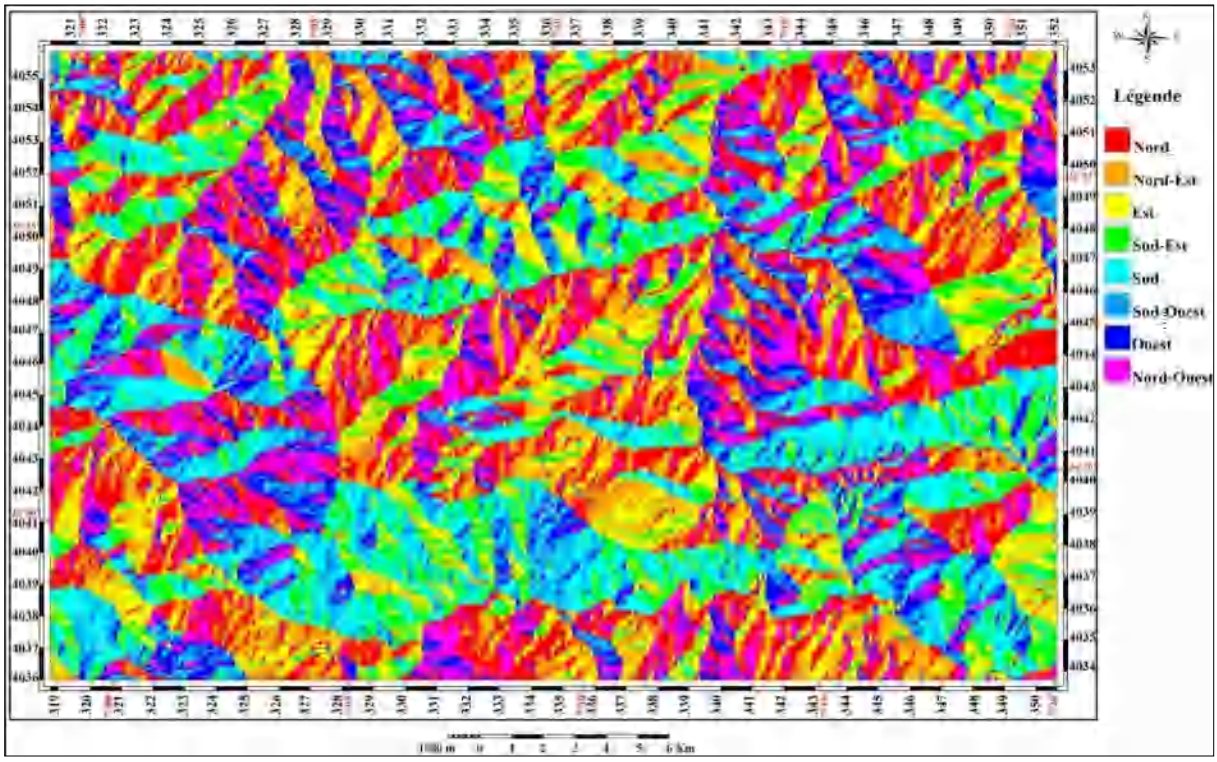

Fig. III.07 Carte d'exposition de versants de la feuille de Hammam Meskoutine

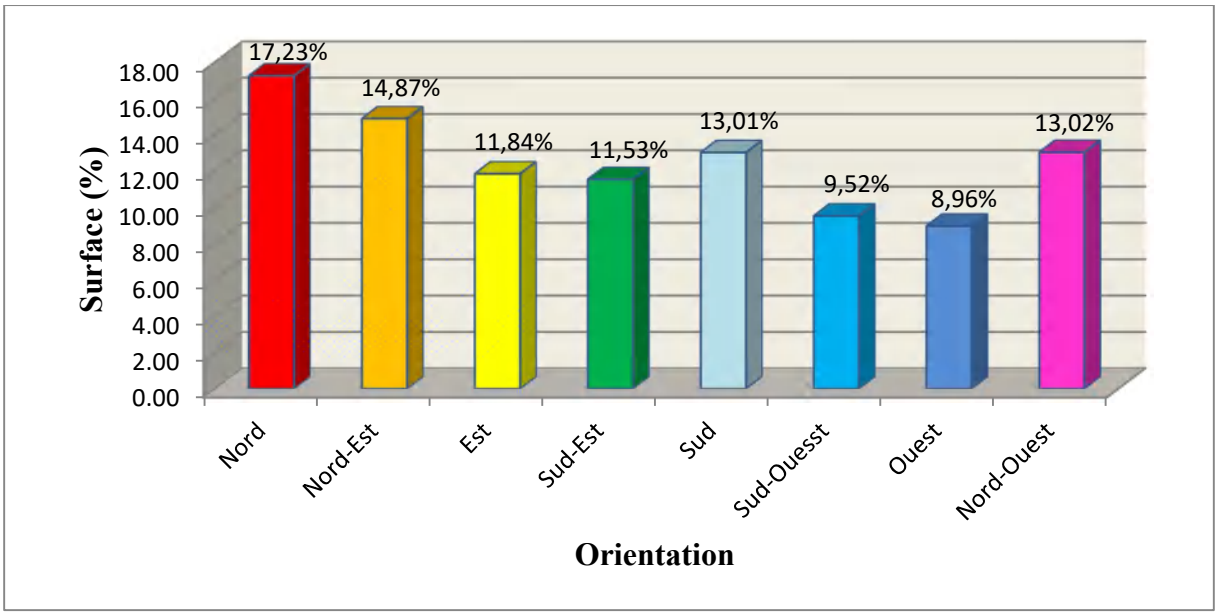

Fig. III.08 Histogramme d'exposition de versants de la feuille de Hammam Meskoutine

A partir de la carte d'exposition, et dans le but de représenter statistiquement l'orientation des versants, un histogramme a été effectué mettant en relation l'exposition avec le pourcentage de surface.

L'analyse statistique montre que les versants orientés vers le Nord et le Nord-est sont les plus représentatifs, les versants exposés au Nord-ouest et au Sud sont aussi bien représentés, tandis que les versants exposés au Sud-ouest et surtout au Sud occupent les plus petites surfaces.

III.2 DEMEMBRMENT VERTICAL DU RELIEF

III.2.1 Swath profiles

L'analyse transversale traditionnelle de la topographie implique toujours un peu de hasard dans le choix de la ligne de profil. Les profils Swath sont un outil répandu pour réduire ce caractère aléatoire et de se concentrer sur les caractéristiques morphologiques d'intérêt.

Cette technique a été utilisée dans de nombreuses études géomorphologiques. Certaines d'entre elles utilisent des profils de bande principalement pour illustrer la topographie et se concentrer sur les profils d'élévation de la surface elle-même, alors que plusieurs d'autres analysent également d'autres propriétés géomorphologiques telles que : la pente et relief local (Fielding et al., 1994 ; Montgomery, 2001 ; Mitchell et Montgomery, 2006).

Dans certains cas, ces profils ont même été utilisés pour examiner la relation entre la topographie et d'autres données qui sont potentiellement liées à la topographie, par exemple les précipitations (Fielding et al., 1994), l'âge des roches (Reiners et al., 2003) et le taux d'exhumation (Mitchell et Montgomery, 2006a) et nombreux d'autres exemples d'application de ces profils (Telbisz et al. 2013).

Comme mentionné par (Grohmann 2004), l'idée de base remonte même aux années 1920. La mise en œuvre dans les systèmes d'information géographique.

En principe, créer un profil de fauchée n'est rien d'autre qu'empiler plusieurs profils parallèles.

Les profils Swath condensent les données d'élévation en un seul profil, le profil est similaire à la ligne de crête que votre œil tracerait si vous étiez debout dans la vallée en regardant une chaîne de montagnes. Cette représentation du relief permet d'appréhender le profil de pente global ainsi que l'incision des rivières (points les plus bas) par rapport aux interfluves (points les plus hauts), (Molliex S., 2010).

Deux swath profiles ont été réalisés, le premier longitudinal orienté Est-ouest, il condense les données altitudinales d'une bande de 20 Km, le second est transversal, il condense les données altitudinales d'une bande de 32 Km. Les deux profils sont centrés sur les deux axes de la feuille de Hammam Meskhoutine.

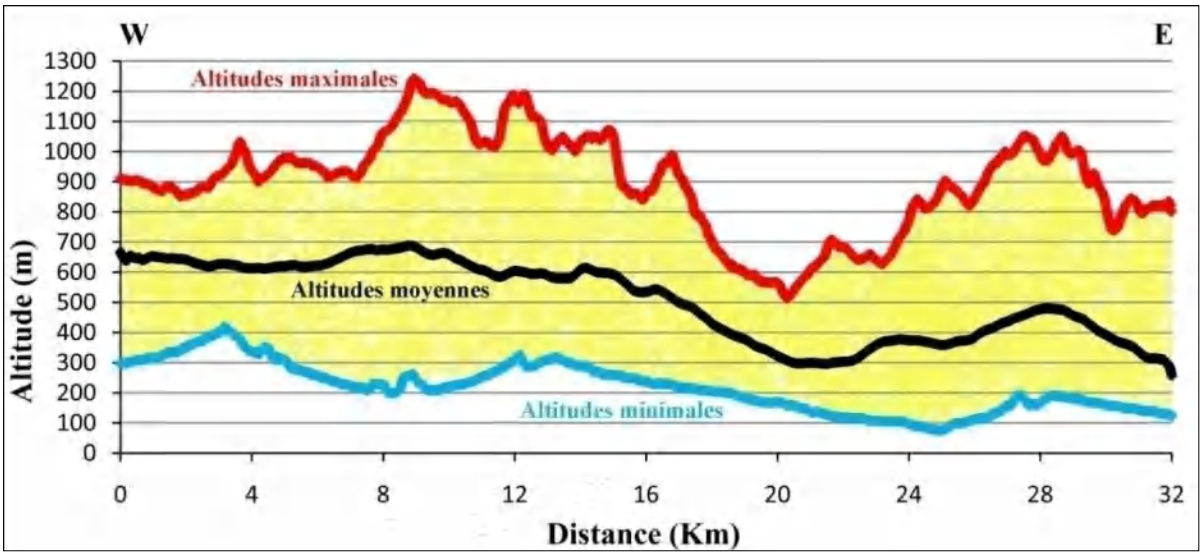

Fig. III.09 Swath profil Est-ouest de la feuille de Hammam Meskhoutine

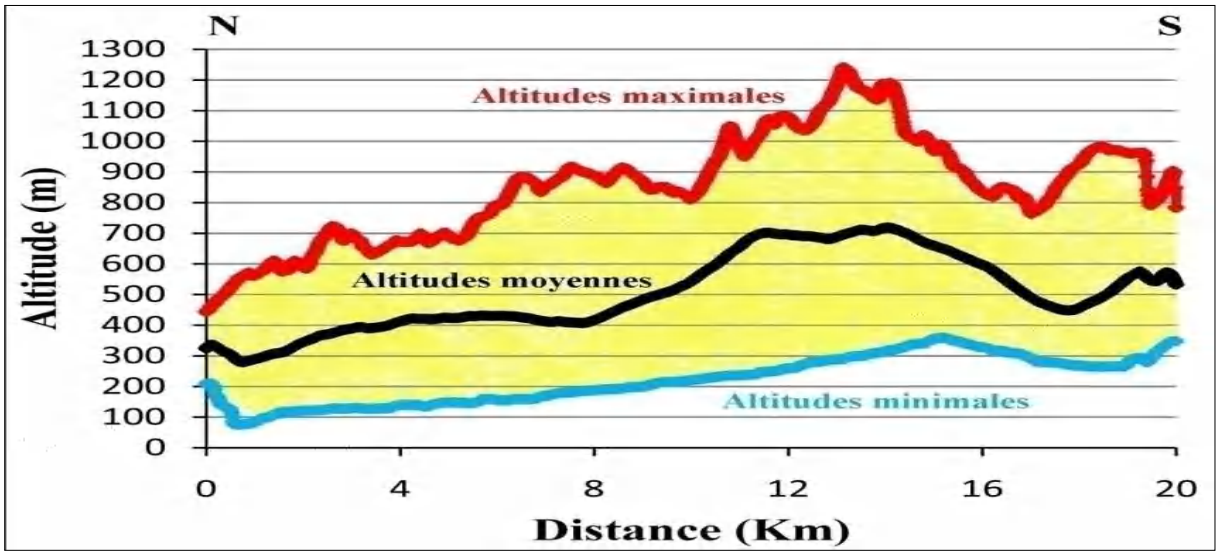

Fig. III.10 Swath profil Nord-sud de la feuille de Hammam Meskhoutine

Les deux coupes montrent une amplitude de relief (différences entre altitudes maximales et minimales) qui atteint 1 Km dans les zones montagneuses et pas moins de 300 m dans vallées.

La forme du relief est sensiblement identique : les altitudes maximales marques l'effet de la tectonique par leur forme en rampe et paliers, et présente une dissymétrie dans la pente des

flancs du profil Nord-sud, où la retombée sud présente des pentes structurales plus fortes et une plus intense fracturation liée à la proximité de la faille régionale Est-oust.

III.2.2 Les coupes morpho-géologiques

A partir du MNT, on a dressé sur un fond géologique des coupes morphologiques, leurs positions est indiquée sur la figure suivante :

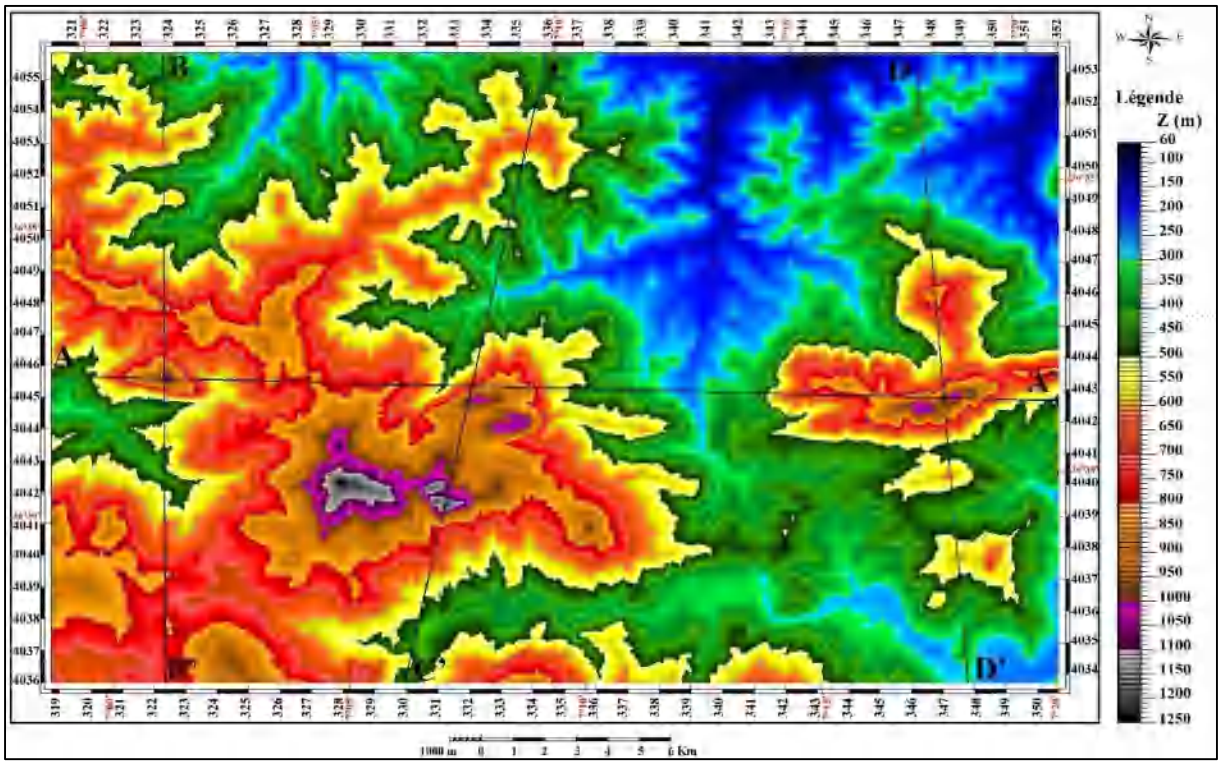

Fig. III.11 Localisation des coupes morpho-géologiques

Ces coupes nous ont permis les observations suivantes :

- Le flanc Nord du Djebel Arara avec sa forme caractéristique et le flanc Nord du Djebel Bou Aslouge montrent des escarpements nets et identiques, et ne présentent pas de replats structuraux. Par ailleurs l'existence d'un réseau hydrographique localement dense et perturbé témoigne de l'instabilité de la région.
- Au Sud de Djebel Arara le versant présente une structure en escalier et s'arrête brusquement à l'Oued Seybouse.
- Djebel Debagh est nettement dissymétrique avec un versant nord en pente plus douce que celui du sud qui présente une corniche et une large concavité. De plus, à son extrémité occidentale, il présente une topographie plus variée : au nord un premier

massif culminant à 905 m et isolé de la ligne de crêtes principale qui présente ici un versant sud très escarpé.

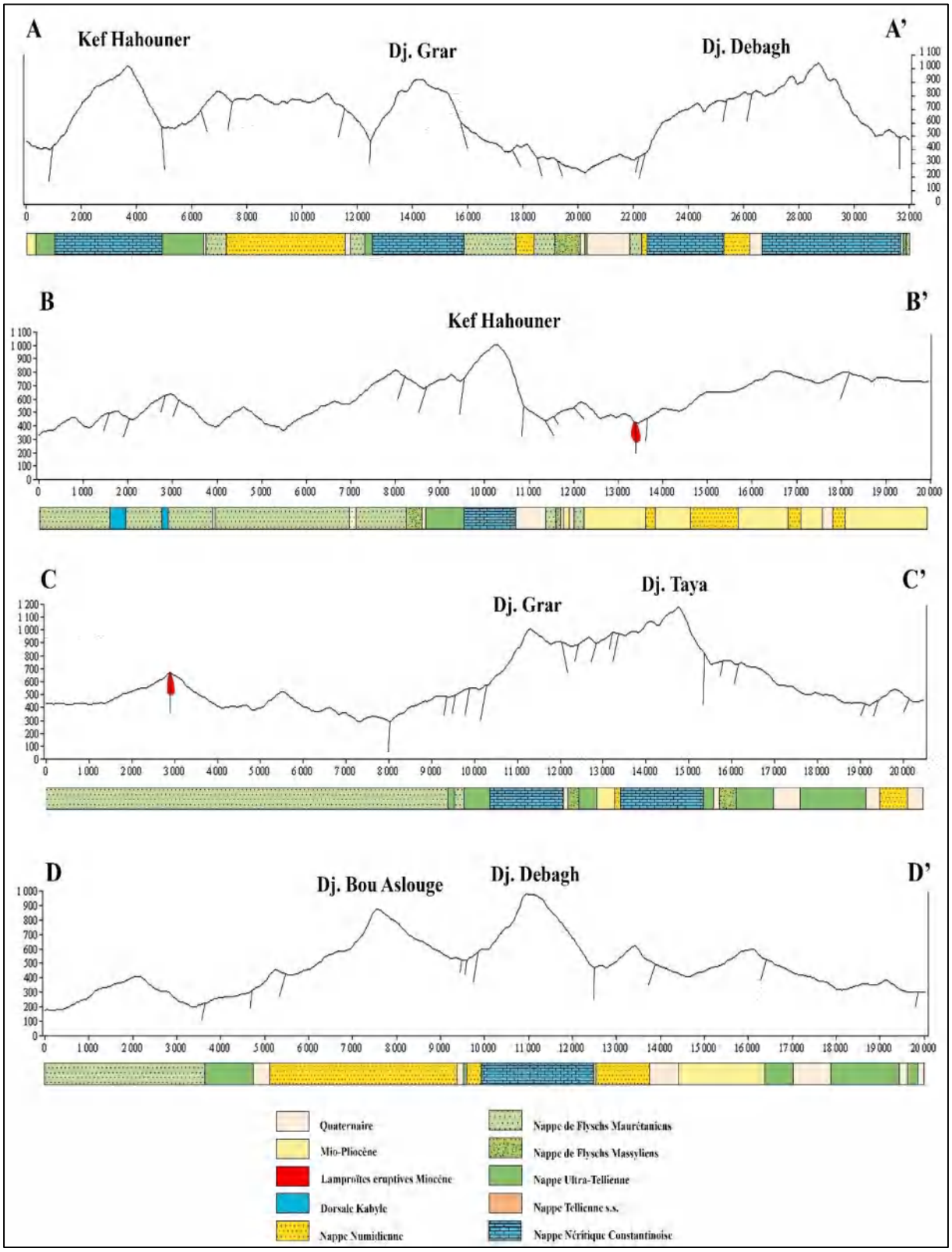

Fig. III.12 Coupes morpho-géologiques

- L'ensemble du Djebel Taya correspond à un horst limité au Nord comme au Sud par des failles normales. Au sein du massif une série de failles normales mettent en valeur des monoclinaux inclinés vers le Sud. Ce sont les calcaires massifs de l'Aptien qui sont alors responsables des escarpements (Marre, A., 1992).
- Le dispositif Djebel Grar-Djebel Taya est mis en évidence : il s'agit d'un anticlinal de nappe très fracturé et avec un graben à l'emplacement de voûte anticlinale. Chacun de ces Djebels constitue un des flancs de cette structure. Ici l'accident Hahouner-Debagh à littéralement haché la structure anticlinale (Marre, A., 1992).
- Kef Hahouner, est tronqué au sud par l'accident Hahouner-Debagh. Il s'agit d'une faille normale qui à provoquer le soulèvement des calcaires néritiques. Sur le versant nord, les calcaires sont nettement tronqués à la base de la nappe ultra-Tellienne. Il y à donc là une surface d'aplanissement façonnée antérieurement à la mise en place des nappes (Marre, A., 1992).

III.3 LES PRINCIPAUX ELEMENTS DU RELIEF STRUCTURAL

- **Djebel Debagh**

Djebel Debagh est représenté sur les cartes 1/50000 de Hammam Meskoutine et de Guelma, le Djebel Debagh est le plus étendu des massifs néritiques nord-guelmiens. Long de 13 Km, large de 3, il est de direction WSW-ENE et culmine à 1060 m. il a une allure de gros dos blanc qui domine un pays de collines de marnes et de grés allant du rouge au gris.

Structuralement, il s'agit d'un anticlinal qui émerge des séries tendres des flyschs et des séries gréseuses du Numidien. Ce mont présente sur son flanc sud une combe de flanc creusée dans les dolomies jurassiques et mettant en corniche les calcaires massifs du Crétacé inférieur. Le flanc nord est une surface d'érosion qui tronque les calcaires durs du Crétacé.

Enfin, l'accident tectonique du Kef Hahouner-Djebel Debagh, de direction E-W coupe de biais le mont de Djebel Debagh et met en contact les calcaires néritiques et les conglomérats rouges du Moi-Pliocène continental. Ce recoupement en biseau explique la disparition vers l'ouest d'abord de la combe de flanc, puis de la totalité du mont. Dans cette extrémité occidentale la ligne de crêtes vient s'arrêter sur le plan de la faille créant ainsi un escarpement de faille au-dessus des conglomérats du bassin de Guelma. Ces dépôts sont eux-mêmes déformés au contact de l'accident (Marre, A., 1992).

Au niveau de la mine de kaolin, J. M. Vila 1980 signale la présence d'un karst fossilisé par la nappe numidienne. Entre les séries carbonatées et les grés numidiens sont des brèches de frictions. Ce dispositif rend nécessaire d'envisager le fait que le chevauchement s'est fait sur une surface d'érosion. C'est la même surface que celle qu'Allain Marre notée sur le flanc nord du Djebel Debagh. Cette surface était obligatoirement proche à l'horizontale afin de permettre la mise en place des séries charriées. Etant fortement inclinée aujourd'hui elle été déformée après la mise en place des nappes c'est-à-dire à la fin du Tertiaire, au moment où a rejoué l'accident Hahouner-Debagh, c'est donc le jeu terminal de cet accident qui est responsable de la mise en relief du Djebel Debagh.

Fig. III.13 Vue panoramique de Djebel Debagh

- **Djebel Bou Aslouge**

De forme losangique, les grés Numidiens qui constituent l'essentiel des affleurements de cette montagne, et surplombent le Sénonien Utra-Tellien s'élèvent à 876 m.

- **Djebel Mermera**

Ce massif Numidien est de forme subcirculaire, à l'Est Sud-est de Taya, il culmine à 993 m.

- **Djebel Grar**

Le Djebel Grar long de 5 Km, large de 1,5 Km, il culmine à 1078 m, et constitue la tête de la source de L'Oued Messilga sous affluent d'Oued El Hammam. Il présente une série de deux corniches à regard sud et de direction E-W. le réseau hydrographique le ceinture avec

notamment, au sud Oued Grar de cours W-E et à l'Ouest Oued Messilga de direction S-N. il faut cependant noter à l'Ouest, le passage en gorge dans le Djebel Grar du Chabet Brahim.

Structuralement, le Djebel Grar est constitué par une série de monoclinaux inclinés vers le Nord de 30° à 40° et escarpés par des failles inverses. Le versant Sud de ce Djebel est encore une fois tronqué par la faille normale de l'accident Hahouner-Debagh. Mais ce n'est que le long d'Oued Grar que l'escarpement est nettement mis en valeur car il a été dégagé des nappes grâce au creusement réalisé par ce cours d'eau. Il s'agit ici d'un escarpement de ligne de faille (Marre, A., 1992).

Le versant Nord est aussi tronqué par une surface d'érosion qui plonge sous les nappes Telliennes. Cependant il est à noter que ce n'est pas à partir de cette surface, mais d'une autre plus récente que la Chabet Brahim est surimposée. On retrouvera donc là les mêmes caractères qu'au Kef Hahouner.

- **Djebel Taya**

Le Djebel Taya, avec ces 1208 m, est constitué par une succession de trois escarpements parallèles de direction E-W. chacun de ces escarpements regarde vers le Nord. Mais les revers conservent aussi des pentes très raides ce qui donne à ce massif une très fière allure (Marre, A., 1992).

Au Sud les escarpements calcaires, hauts de 250 m, dominent un versant taillé dans des roches tendres. Il descend rapidement jusqu'à la vallée d'Oued Bou Hamdane à 380 m d'altitude seulement.

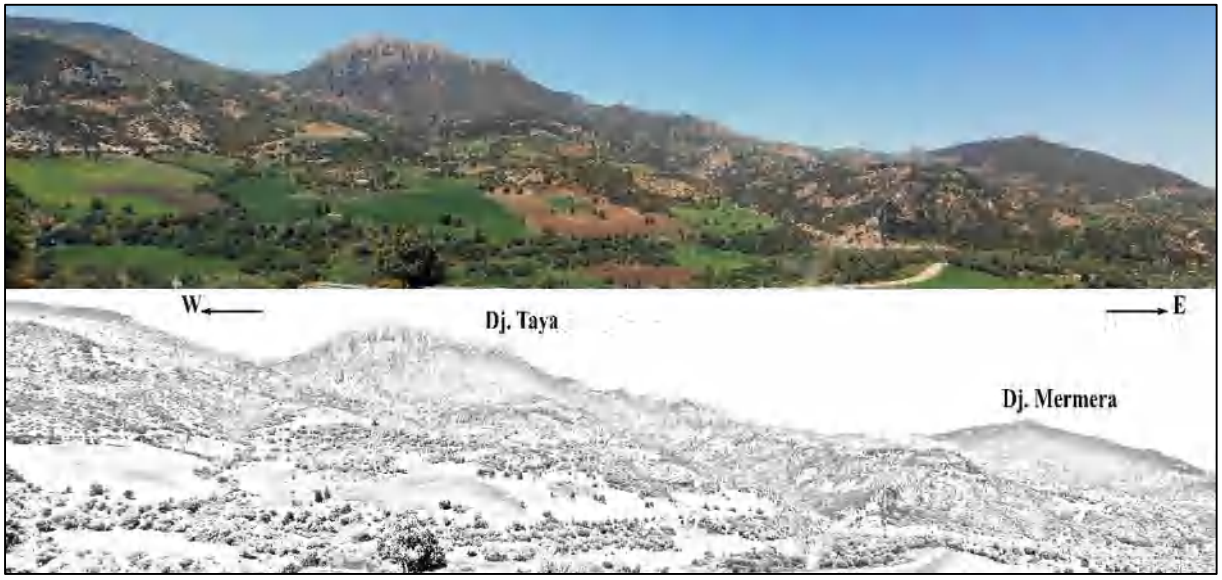

Fig. III.14 Vue panoramique du Sud de Djebel Taya

Les accidents bordiers, souvent jalonnée par des sources comme Aïn Taya, sur le versant Sud, sont dus à un jeu tectonique récent puisque là aussi les conglomérats miocènes sont faillés. De plus, la présence de marnes Ultra-Telliennes en relief, montre que l'érosion n'a pas encore eu le temps de dégager ces roches tendres. C'est là un argument mettant en valeur la jeunesse de ces massifs.

Fig. III.15 Vue panoramique du Nord de Djebel Taya

Au Nord au contraire, les escarpements calcaires dominent de 200 m une topographie de molles collines qui constituent les sommets du Tell Nord-Guelmien.

Fig. III.16 Flancs Nord de Djebel Taya et Djebel Grar

Géomorphologiquement on a donc une série de crêts tronqués par des escarpements de ligne faille sur Taya et de ligne de faille sur Grar qui est en train d'émerger des nappes Telliennes (Marre, A., 1992).

- **Hadjar Chouaf**

À l'Est de Taya, le massif Numidien appelé actuellement Dj. Bou Arbid, le sommet appelé Hadjar Chouaf, qui s'élève à 1220 m constitue le point culminant de la feuille.

- **Kef Hahouner**

Difficile d'accès, le Kef Hahouner est situé à l'est de la vallée de l'Oued Saf-Saf. Il apparait comme une ligne de crêtes de direction Est-Ouest, longue de 5 Km et culminant à 1023 m. ce massif est nettement dissymétrique avec un versant nord en forme convexe et à pente raide et un versant sud avec un escarpement vertical et haut de 400 m sous le point culminant. Kef Hahouner apparait au centre d'une dépression limitée au nord par les Djebels Bou Tellis et Fedj Séris et au sud par Koudiat Toumiat et son prolongement. Le réseau hydrographique qui draine vers l'Oued Saf-Saf cette région est constitué par l'Oued Aïn Mira qui coule au pied de l'escarpement méridional du Kef Hahouner et par l'Oued Kémaken qui naît au pied du Djebel Bout Tellis et vient couler dans une gorge étroite dans le versant nord du Kef Hahouner avant de revenir dans la dépression.

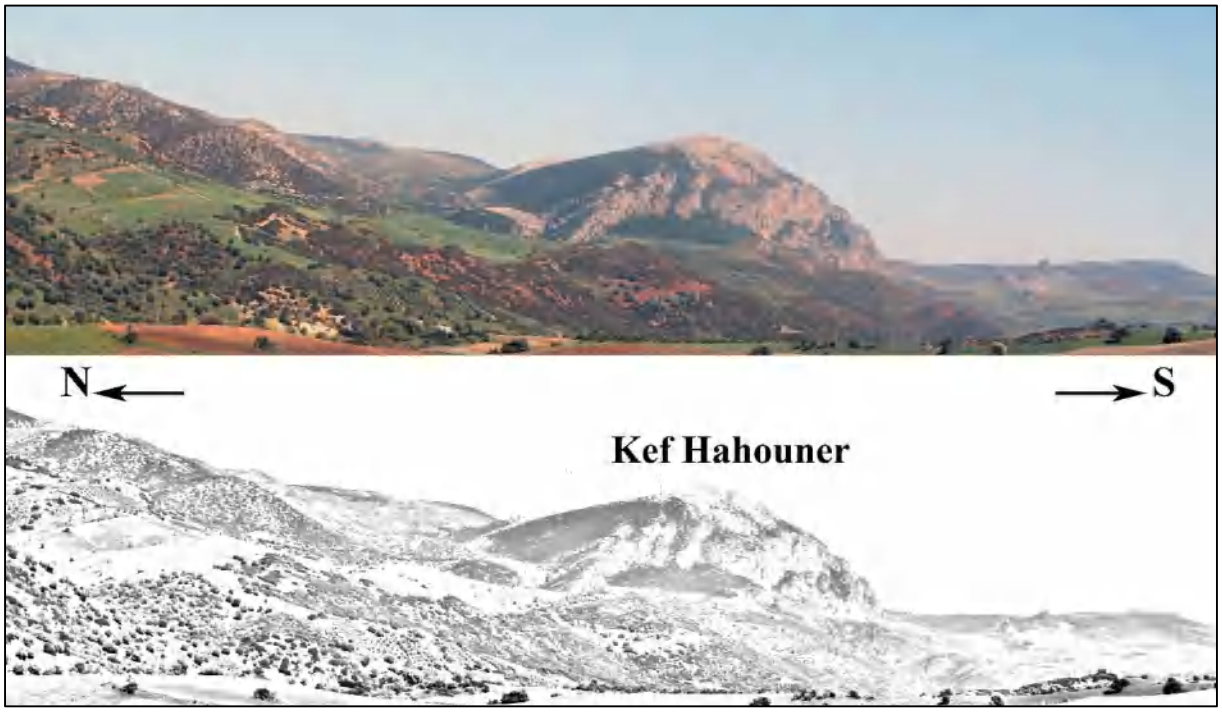

Fig. III.17 Vue panoramique de Kef Hahouner

Structuralement, ce massif est constitué de calcaires de la nappe néritique Constantinoise. Il correspond à un anticlinal de direction SW-NE qui ressort de dessous les nappes Telliennes et la nappe Maurétanienne. Les grés Maurétaniens constituent ainsi le crêt du Djebel Bou Tellis qui domine la dépression qui entoure le Kef Hahouner et qui creusée dans les marnes Telliennes.

Cet accident présente encore une activité récente attestée par plusieurs faits : les conglomérats miocènes qui butent contre lui au pied de l'escarpement sont fortement redressés le long du plan de faille ; de plus ils présentent une interstratification de roches volcaniques, témoin du jeu en distension de la faille. Plus à l'Ouest et toujours le long de cet accident, au Dra El Youdi, les calcaires travertineux moi-pliocènes sont décalés de 400 m par faille. Enfin la fréquente sismicité de la région (Marre, A., 1992).

L'escarpement lié à la faille est ainsi composite. La partie inférieure est clairement dégagée des conglomérats miocènes qu'on retrouve sur le versant de rive gauche de l'Oued Aïn Mira face au Kef. Il s'agit donc là d'un escarpement de ligne de faille. En revanche la partie supérieure ne semble pas avoir été recouverte par ces dépôts. Les dernières dizaines de mètres de l'escarpement sont donc de faille.

Fig. III.18 Vue panoramique du Nord de Kef Hahouer

Enfin l'Oued Kémaken qui coule en gorge dans les calcaires en délaissant la dépression de roches tendres est inadapté à la structure, il est surimposé à partir d'une topographie d'âge fini-Tertiaire.

- **La vallée de Bou Hamdane**

Sous forme rectangulaire, la basse vallée de Bou Hamdane, longue de 20 Km et large de 03 Km, les altitudes sont comprises entre 500 m et 300 m,

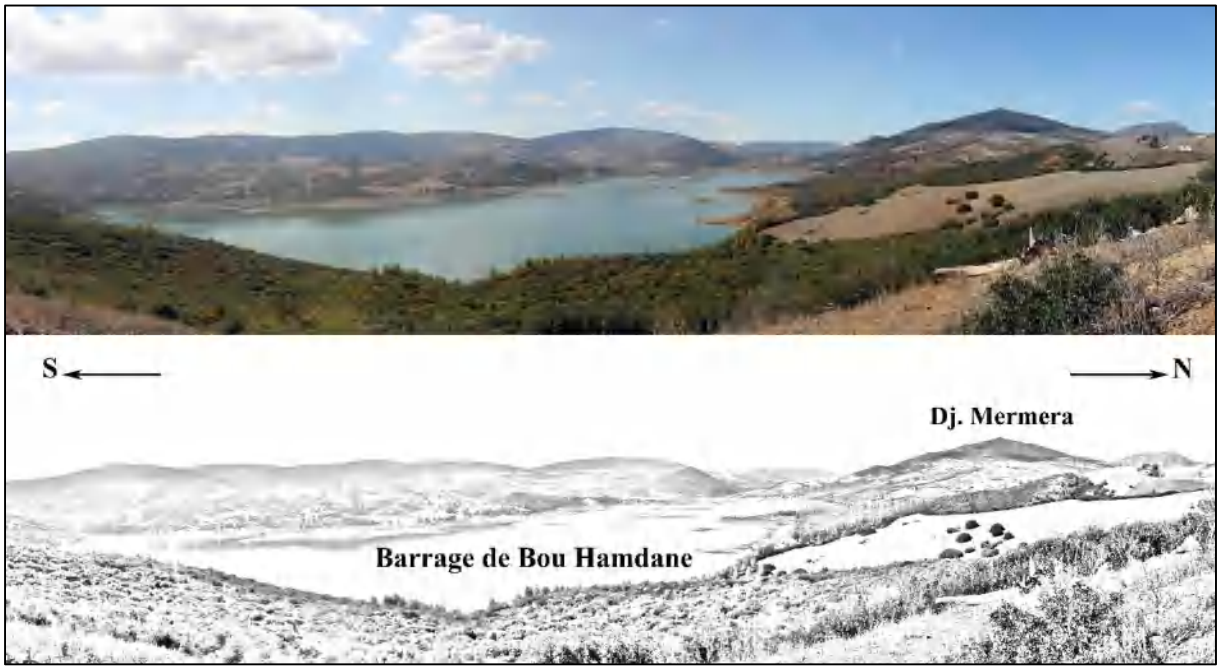

Fig. III.19 Vue panoramique du Barrage de Bou Hamdane

- **La plaine de Roknia**

La plaine de Roknia s'étend sur plus de 30 km^2, où les altitudes aillent de 140 m et ne dépassent guère les 300 m, drainée par Oued El Mziet, Oued Roknia et Oued Messilga, cette plaine s'ouvre à la confluence de ces trois affluents d'Oued Mouger sur la Plaine de Azzaba.

Fig. III.20 Vue panoramique de la plaine de Roknia

La plaine est limitée à l'Est par Dj. Bou Aslouge, au Sud par Dj. Debagh et Koudiat Bou fertout, à l'Ouest par Koudiat Sasnou et Koudiat Er Ras, et au Nord par Koudiat El Anzazza et Koudiat El Bergouna.

III.4 FORMES PARTICULIERES D'EROSIONS

L'aire étudiée est soumise à l'érosion, localement sous des formes particulières.

III.4.1 Les phénomènes karstiques

Dolines alignées sur les lignes de faille Est-ouest à Djebel Taya, il s'agit de grandes formes en entonnoir, avec peu de matrice fine et seulement des fragments avec un émoussé karstique, ces formes montrent une absorption active.

Les massifs Néritiques comportent plusieurs grottes, mais la plus importante est celle dite Ghar Ejmâa, qui s'ouvre sur le versant septentrional de Djebel Taya, elle est la plus grande et la plus profonde, La grotte se prolonge et atteint une profondeur d'environ 300 mètres.

L'accès à la grotte de Taya est d'orientation Nord Nord-ouest, et se situe à environ 1028 m d'altitude.

Les explorations de cette grotte (Bourguignat J. R., 1870 et Alquier J. et P., 1929) ont permis de pénétrer près de 1000 mètres à l'intérieur et de découvrir des ossements de 21 espèces fauniques dont ceux d'ours vieux de 8.000 ans, Selon ces explorations, l'entrée de la grotte de trois mètres de large sur deux mètres de hauteur débouche après plusieurs mètres sur la salle de descente qui s'étend sur 200 mètres de long et 15 mètres de hauteur offrant au visiteur un espace rempli de magnifiques stalagmites et stalactites et de roches. Cette salle donne sur plusieurs couloirs et salles donnant à leur tour sur d'autres galeries encore insuffisamment explorées

Fig. III.21 Couloir d'entrée, stalagmites et stalactites de Ghar Ejmâa

III.4.2 Les mouvements de versants

La région d'étude est affectée par de nombreux mouvements de terrain, d'ampleur et typologie variée (solifluxion pelliculaires, sapement de berges, coulées à blocs …etc.). Ces désordres, par leurs impacts sur les infrastructures commencent à devenir des freins au développement de de la région. Dans cette partie, on va étudier deux cas :

- **Le glissement de Bou Hamdane :**

Les versants Numidiens sont généralement marqués par des corniches constituées par des barres gréseuses plissées, fracturées et altérées. Ces corniches dominent par des fortes pentes de puissantes masses colluvionnaires constituées par le démantèlement des barres gréseuses sous l'effet de la tectonique et l'action de l'eau, ce qui donne naissance à des blocs de grés hétérométriques emballés dans une matrice d'argile limoneuse et sableuse.

Le contraste de perméabilité entre ces épaisses formations de surfaces et le soubassement de ces versants, constitué par des argilites saines, non altérées et imperméables, engendra un écran de drainage et favorisera le développement des surfaces de ruptures à la faveur des quelles se mobilise de grandes masses sous forme de coulées à blocs ou glissements de terrain de différents types. Le paléo coulée à blocs qui surplombe l'entrée Nord du village de Bouhamdane donne un exemple parfait de ce processus d'instabilité.

Fig. III.22 Glissement de Bou Hamdane

Cette coulée à blocs remanie des blocs hétérométriques de grés Numidiens et des calcaires Albo-Aptiens de l'unité Ultra-Tellienne qui affleure en lisière en dessous de l'unité numidienne, le glissement actuel qui affecte la route qui mène au village correspond en réalité à la réactivation de cette paléo-coulées à blocs, qui affecte le versant Nord de Dj. Seba Mzaer, cette

remobilisation n'est pas dissociée de la dynamique fluviatile de l'oued Bouhamdane qui coule au pied du talus, des aménagements effectués au milieu de cette coulée et des précipitations.

- **Le glissement d'Ain Reghba :**

Le glissement observé est localisé à l'entrée du village de Ain Reghba, sur la route qui mène vers Roknia. Le site géomorphologique correspond à une tête de vallon drainé par un petit ravin. Les manifestations du glissement sont présentes à l'origine du vallon, cicatrice d'arrachement et coulée, sur le côté droit de la route avec toujours des coulées surmontées par des cicatrices semi circulaires et sur les bordures du ravin avec la même typologie.

Il s'agit ici un mouvement en cascade qui s'étend d'amont en aval. Le premier glissement est localisé au niveau du talus en amont de la route. L'aspect de la cicatrice indique que nous sommes en présence d'un mouvement ancien. En contrebas deuxième cicatrice, à talus raide, plus franche menace la route.

Ce glissement est situé dans l'une des zones les plus actives et les plus sismiques de la région de Guelma. Entre les failles de Debagh-Mcid Aicha d'une part, et celle de Roknia-Gounod d'autre part.

Fig. III.23 Glissement d'Ain Reghba

En plus des facteurs classiques de déclenchement de ces mouvements (les précipitations, la pente et la nature lithologique), la situation, l'ampleur et la récurrence de ces mouvements, oblige d'admettre un rôle important du cadre géodynamique en général et de la néotectonique en particulier dans la mise en place et l'accélération des désordres.

III.5 LINEAMENTS MORPHOGEOLOGIQUES

La notion de linéament a été introduite par (Hobbs W.H., 1904) pour la première fois dans un article intitulé « Lineament of the Atlentic border region ».

Pour (Hobbs W.H., 1904) : les linéaments correspondent à des structures morphologiques, généralement rectilignes « crêtes, rides ou limites de relief, lignes de partage des eaux ou de rivages, limites linéaires de formations géologiques ou d'ensembles pétrographiques, lignes d'affleurements … ».

En 1912, il complète cette définition, en ajoutant « les vallées et ravins ainsi que les éléments d'origine structurale, lignes visibles et fractures ou zones de brèches de failles. » Il existe aujourd'hui une multitude de définitions des linéaments (Biju-Duval B., et al ; 1976 ; Kats J.G., et Poletaev A.I., 1986) qui ne se différencient bien souvent que par l'aspect génétique de ce concept.

La définition des Linéaments retenue dans cette approche s'énonce comme suit :
« Des structures rectilignes ou légèrement incurvées qui apparaissent dans le paysage et qui peuvent correspondre soit à des traits réels : linéarité de crête ou d'une ligne de partage des eaux, escarpement, rupture de pente, réseau dense de diaclases…, soit à des traits théoriques : tous trait dont de part et d'autre de cette ligne on peut relever un changement brutal de la forme d'une morpho-structure de pendage, de l'érosion ou rétrécissement d'une vallée ».

On a relevé 216 linéaments morpho-géologique bien réparties sur toute la feuille, la longueur de ces linéaments va de 500 m à 8,25 Km.

Tab. III.1 Linéaments orographiques

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E	N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E	N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
1	6,507	94,96	73	1,538	145,65	145	0,605	150,07
2	2,806	111,00	74	2,074	39,89	146	1,458	125,25
3	2,127	126,68	75	2,456	132,90	147	2,280	74,93
4	1,086	164,74	76	4,596	93,96	148	2,504	67,12
5	8,258	76,74	77	2,366	7,33	149	1,300	31,96
6	2,329	68,68	78	2,126	81,05	150	1,794	30,88
7	3,187	74,39	79	2,742	81,12	151	1,254	0,73
8	2,154	86,48	80	1,403	5,19	152	0,743	101,56
9	2,719	163,26	81	2,237	130,14	153	0,976	10,74
10	3,145	97,53	82	1,562	174,95	154	1,778	67,01
11	2,000	32,51	83	2,258	51,09	155	1,343	116,31
12	2,118	132,79	84	3,149	138,41	156	1,500	167,57
13	1,635	168,92	85	1,022	47,52	157	2,752	94,13
14	3,217	177,94	86	1,408	90,00	158	0,939	3,53

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
15	2,555	96,18
16	1,332	54,70
17	1,144	88,50
18	1,472	62,15
19	1,429	73,88
20	0,877	84,81
21	2,134	88,67
22	1,417	78,56
23	0,752	39,64
24	3,101	165,09
25	1,677	72,94
26	1,598	89,24
27	0,573	168,27
28	0,762	76,35
29	0,938	122,21
30	1,169	93,50
31	1,078	103,63
32	1,831	71,46
33	1,058	40,54
34	2,702	84,16
35	1,158	177,51
36	1,537	18,43
37	2,387	132,75
38	1,020	160,10
39	1,733	142,36
40	1,203	148,50
41	4,380	76,91
42	0,730	90,00
43	1,960	101,17
44	1,590	104,45
45	1,225	87,68
46	0,628	55,89
47	0,637	91,51
48	6,753	113,68
49	1,377	114,10
50	3,447	107,88
51	2,867	89,66
52	2,011	122,64
53	0,514	93,69
54	2,458	109,65
55	2,505	110,27
56	3,485	75,49
57	1,432	46,12
58	2,512	12,16
59	2,988	153,72
60	2,511	139,36
61	1,904	118,56
62	1,827	33,40
63	0,781	54,61
64	1,237	116,57
65	4,100	113,59

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
87	1,455	143,13
88	1,162	149,93
89	2,017	93,22
90	2,563	2,37
91	2,032	1,19
92	1,355	158,47
93	3,267	108,90
94	2,040	67,43
95	0,605	53,53
96	2,959	51,90
97	2,020	108,89
98	1,304	43,96
99	1,665	94,62
100	4,128	6,37
101	2,228	20,20
102	1,811	34,43
103	1,564	129,51
104	0,953	88,73
105	0,661	50,19
106	0,865	158,46
107	1,238	50,49
108	1,227	169,56
109	2,432	92,99
110	2,618	140,91
111	2,512	140,81
112	1,667	90,45
113	2,173	21,88
114	2,429	37,85
115	4,680	91,85
116	1,464	23,63
117	1,994	3,41
118	0,551	92,20
119	2,520	72,89
120	2,296	64,03
121	2,167	174,96
122	1,844	88,96
123	1,021	40,40
124	2,297	128,45
125	3,196	104,38
126	0,628	145,71
127	2,430	38,37
128	2,584	50,53
129	1,911	85,55
130	0,957	146,25
131	3,364	82,32
132	2,478	49,68
133	2,278	128,73
134	1,314	95,86
135	3,235	105,17
136	2,081	109,90
137	3,047	3,11

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
159	2,579	128,00
160	1,797	166,37
161	0,927	99,87
162	0,657	153,69
163	2,990	36,36
164	2,436	39,71
165	2,096	30,13
166	1,433	6,04
167	1,846	45,47
168	1,346	3,31
169	1,295	4,69
170	0,945	49,68
171	0,799	69,04
172	1,088	113,20
173	0,932	141,00
174	3,227	92,06
175	1,722	117,42
176	2,364	8,73
177	1,453	133,23
178	1,655	89,63
179	1,919	19,71
180	4,246	121,40
181	2,432	67,89
182	2,068	112,89
183	2,556	60,12
184	0,757	126,47
185	1,572	60,85
186	0,592	28,00
187	1,232	92,59
188	0,953	23,86
189	1,431	23,53
190	2,033	51,34
191	3,270	58,70
192	1,044	134,38
193	2,751	64,76
194	2,935	56,49
195	3,100	61,33
196	2,017	117,20
197	1,595	55,46
198	1,615	34,32
199	3,370	106,56
200	2,085	134,85
201	0,901	104,28
202	2,192	92,08
203	0,873	3,30
204	0,683	65,32
205	1,612	10,04
206	1,514	6,27
207	2,664	68,80
208	1,033	29,45
209	1,440	92,57

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
66	2,330	124,59
67	2,985	158,55
68	1,645	70,25
69	1,494	163,01
70	2,069	131,68
71	1,888	137,73
72	2,725	136,26

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
138	3,217	62,04
139	0,988	150,14
140	1,990	47,69
141	0,947	16,22
142	1,832	170,89
143	1,482	56,66
144	0,774	10,23

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
210	1,289	89,39
211	1,162	82,05
212	1,965	42,77
213	1,732	159,08
214	1,895	93,20
215	1,657	39,95
216	1,118	49,86

L'analyse statistique de la rosace de fréquence montre qu'en matière de nombre les linéaments E-O, NE-SO et ENE-OSO sont les plus fréquents, tandis qu'en matière des longueurs cumulées des linéaments les linéaments E-O, ENE-OSO et ESE-ONO sont les mieux représentés. Cependant les linéaments SSE-NNO et NNE-SSO sont les moins représentés soit par leurs nombres ou leurs longueurs cumulés.

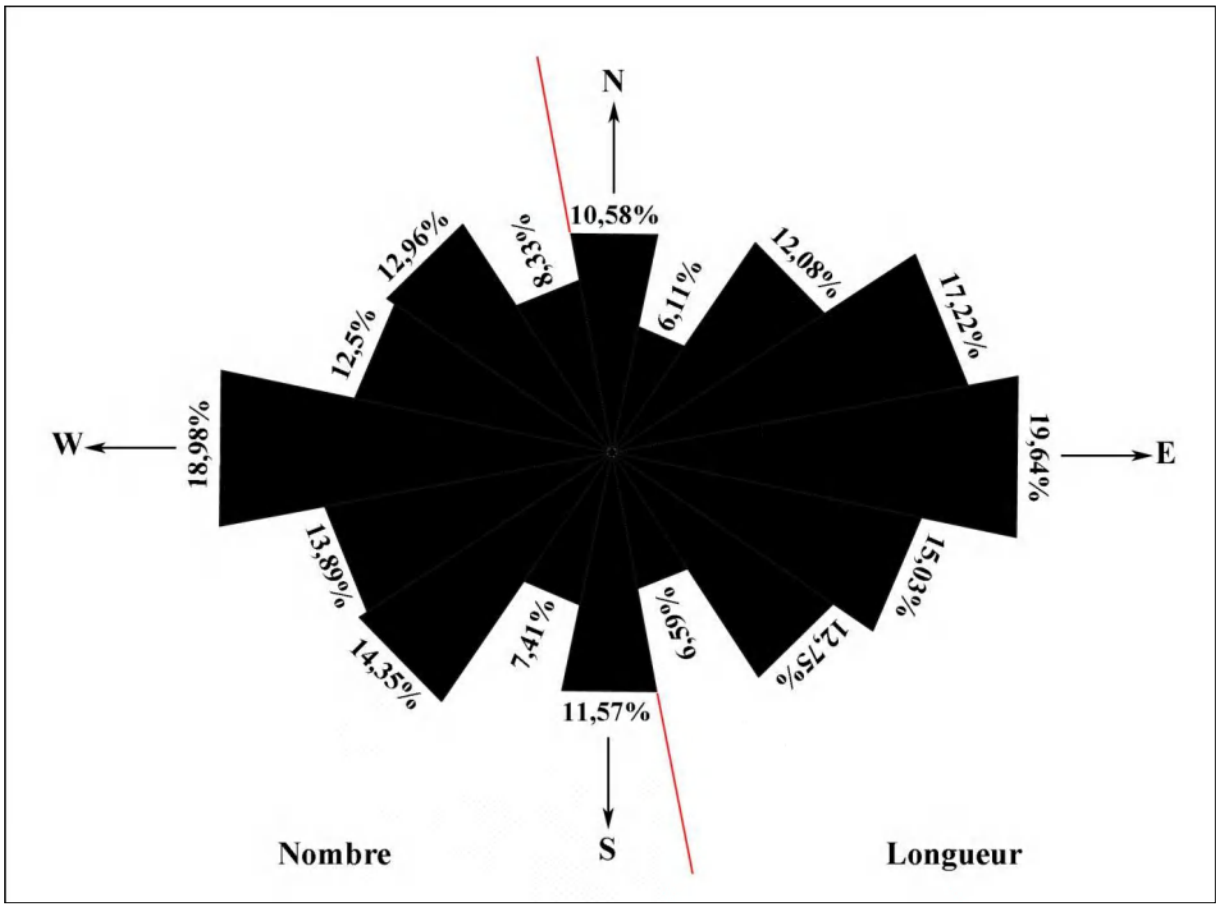

Fig. III.24 Rosace de fréquence et de longueur des linéaments orographiques

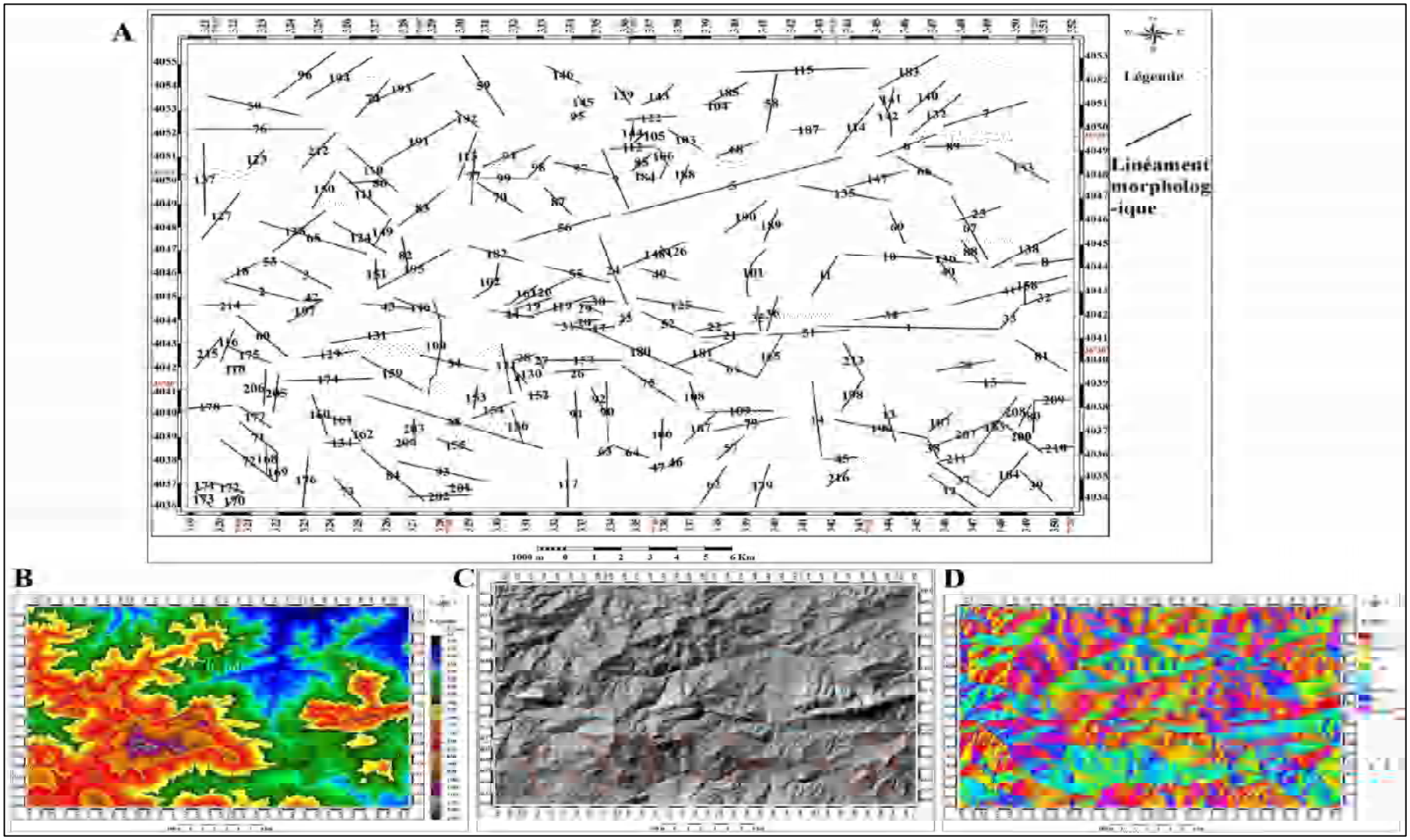

Fig. III.25 A-Linéaments orographique de la feuille de Hammam Meskoutine, B : sur la carte hypsometrique, C : sur l'MNT et D : sur la carte d'exposition des versants

CHAPITRE IV. ANALYSE HYDROGRPHIQUE ET MORPHOMÉTRIQUE

Aussi élémentaire que cela puisse paraître, il n'est pas aisé de donner une définition complète et réellement satisfaisante du réseau hydrographique. Les approches peuvent être très variées. Nous avons choisi de retenir ici deux définitions complémentaires provenant du même auteur, (Deffontaines, 1990) :

"Le réseau hydrographique correspond à tout écoulement linéaire concentré sur la surface topographique qu'il transforme progressivement. Il représente un état du cycle de l'eau, celui de l'écoulement qui suit le chemin le plus facile, minimisant sans cesse leur entropie".

"Le réseau hydrographique est l'ensemble des surfaces topographiques émergées, situées en contrebas de tous les points voisins, sauf généralement selon la direction d'écoulement. Ces surfaces peuvent contenir de l'eau de manière temporaire ou permanente".

L'étude des formes de drainage remonte à loin dans le passé, citons par exemple les travaux de l'Américain Playfair (Horton 1945, in Pinchemel P. 1950) au milieu du xix siècle. Le premier modèle d'évolution de relief, est le cycle d'érosion de Davis établis en 1899, depuis lors les études du réseau hydrographique et des bassins versants n'ont cessez d'évoluées. Dans les années 50, plusieurs scientifiques ont commencé à tester des indices quantitatifs permettant de caractériser les paysages : intégrale et courbe hypsométriques (Strahler, 1952), indice de relief (Melton, 1958), hiérarchisation du réseau de drainage (Horton, 1945 ; Strahler, 1957). Dans les années 70, on voit apparaître l'analyse quantitative de la forme longitudinale des rivières (Hack, 1973) suivie de l'émergence des modèles d'incision fluviale et d'érosion sur le versant. Depuis les années 80, la quantification des paramètres morphométriques, autrefois longue et fastidieuse, limitée à quelques indicateurs, s'est vue doter d'une tout autre efficacité grâce à l'extraordinaire puissance de calcul des ordinateur et le développement de la topographie numérique (MNT), leur utilisation, rapide et peu coûteuse, s'est fortement généralisée en tectonique. Le principal leitmotiv de ces travaux est de pouvoir utiliser la masse d'informations contenues dans la morphologie d'un réseau hydrographique.

Le tracé du réseau hydrographique et les caractéristiques des bassins versants résultent des interactions simultanées de facteurs à la fois nombreux et complexes : la lithologie, le climat (paléoclimat), la pente, l'agencement des couches et leurs pendages, la végétation, l'action de l'homme, l'eustatisme, la tectonique…

Dans ce chapitre, nous appréhendons le réseau hydrographique comme un indicateur d'anomalies morpho-géologiques et de déformations tectoniques. Pour ce faire, on a d'abord digitalisé tous les cours d'eau pour éditer la carte de réseau hydrographique, en suite nous allons étudier qualitativement le réseau hydrographique dans son environnement naturel en parcourant sa morphogenèse et sa morphologie, puis on procède à son analyse quantitative ainsi qu'à celle des bassins versants, via divers paramètres morphométriques, enfin nous définirons les intérêts de cette approche pour l'étude de la néotectonique.

IV.1 ETUDE QUALITATIVE GLOBALE DU RESEAU HYDROGRPHIQUE

IV.1.1 La classification descriptive de Howard

Howard n'est pas le précurseur en matière de classification, mais ses travaux sont cités comme étant remarquables, détaillés et abondamment repris. L'énumération que propose Howard est classée en deux types : ceux de base qui définissent huit classes principales, et les types modifiés ou qui détaillent les huit classes principales.

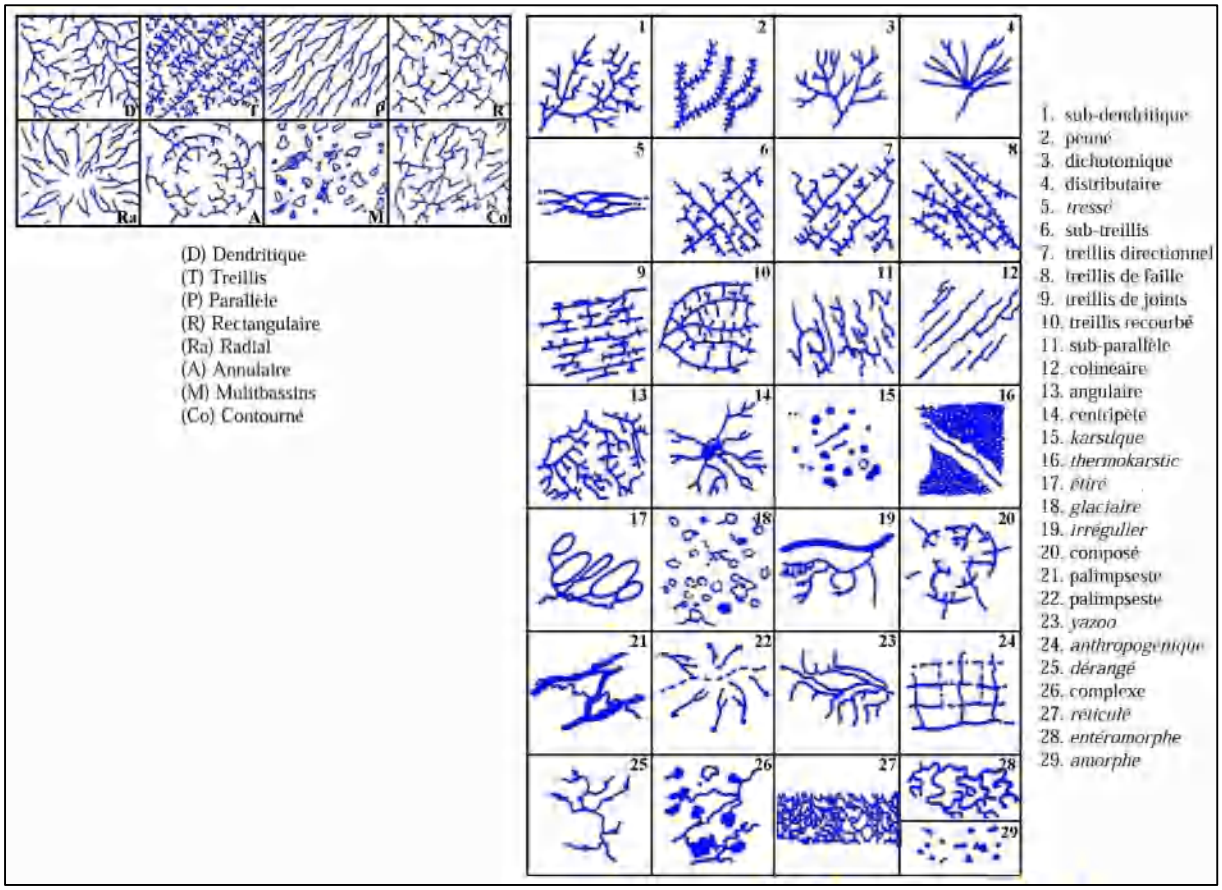

Fig. IV.01 Classification descriptive du réseau hydrographique (Howard A. D. 1967)

- **Type dendritique (D)**

Ce type correspond soit à des sédiments uniformément résistants, horizontaux ou biseautés par une surface horizontale, soit à des roches cristallines ; une pente régionale faible devait exister au moment de l'installation du drainage.

Types modifiés :

− Sub-dendritique (1) : traduit un contrôle structural secondaire mineur ;

− Penné (2) : présente une texture souvent très fine, ce type est fréquent dans les matériaux fragiles ;

− Distributaire (ou dichotomique) (3 et 4) : caractérise les cônes alluviaux et les deltas.

- **Type en treillis (T)**

Ce type est caractéristique des roches sédimentaires, volcaniques ou faiblement métamorphiques, ayant un pendage net ou des zones de fractures parallèles ou des loess1 ou des fonds marins à découvert, striés de cordons littoraux.

Toutes les transitions sont possibles avec le type parallèle. Ce type de drainage est défini comme l'un de ceux où les petits affluents ont essentiellement la même importance de part et d'autre de longs fleuves subséquents.

Types modifiés :

− Sub-treillis (6) : correspond aux formes des reliefs allongés ;

− Treillis directionnel (7) : caractérise des monoclinaux modérés ;

− Treillis de faille (8) : fréquent dans les régions affectées de failles grossièrement parallèles, divergentes, convergentes ou ramifiées ;

− Treillis de joints (9) : caractérise des zones où les failles sont parallèles ou bien met en valeur les joints des roches ;

− Treillis recourbé (10) : sur un substrat plissé où les axes des plis ont un prolongement net.

- **Type parallèle (P)**

Ce type indique généralement une pente moyenne à forte, mais peut également se trouver dans les régions à structure topographique allongée et parallèle. Toutes les transitions sont possibles également entre ce type et le type dendritique en treillis.

Types modifiés :

− Subparallèle (11) : traduit une pente intermédiaire ou un contrôle par des formes topographiques parallèles ;

− Colinéaire (12) : fréquent entre les crêtes de sable ou de lœss.

- **Type rectangulaire (R)**

Il s'établit sur un substrat où les joints de failles se croisent à angle droit ; il lui manque l'ordonnancement de type treillis. Les fleuves et les lignes de partage des eaux masquent la continuité régionale.

Types modifiés :

− Angulaire (13) : caractérise des joints ou des failles et se coupent suivant des angles non droits. Il est fréquent de rencontrer un type mélangé angulaire et rectangulaire.

- **Type radial (Ra)**

Il est fréquent sur les volcans, les dômes, il est possible de définir un type multiradial dans le cas de drainage radial complexe en terrain volcanique.

N.B. : On va trouver là les réseaux liés à la présence d'un dôme tectonique tardif.

Types modifiés :

− Centripète (14) : caractérise les cratères, les caldeiras et les autres dépressions. On peut également rencontrer des zones de drainage multicentripète.

- **Type annulaire (A)**

Il draine les dômes et les bassins structuraux. Les affluents longs des fleuves subséquents circulaires indiquent généralement la direction du pendage et permettent de distinguer les dômes des bassins.

- **Type contourné (Co)**

Ce type se trouve sur des roches contournées, grossièrement litées, métamorphiques. Les dykes, les veines et les zones migmatisées1 y forment des couches dures par endroit. Ce type de drainage diffère du type en treillis recourbé par l'absence d'ordonnancement régional, la discontinuité des reliefs et des vallées et l'échelle en général plus faible. Les affluents les plus longs des fleuves subséquents courbes indiquent en général le pendage de roches métamorphiques et plongements anticlinaux et synclinaux.

- **Types divers**

− Composé (20) : présentant deux types (ou plus) de drainages contemporains dans la même zone ;

− Palimpseste (21 et 22) : où un drainage ancien, abandonné, d'un certain type, est recoupé par un drainage récent, actif de type différent ;

− Complexe (26) : correspond à un agrégat de type dissemblable reflétant différents contrôles structuraux dans des zones voisines.

Un regard attentif du réseau hydrographique de la feuille de Hammam Meskhoutine, montre que la majorité des formes du réseau hydrographique se présentent sous forme dendritique, généralement sub-dendritique qui traduit un contrôle structural secondaire mineur, et localement distributaire et dichotomique qui caractérise les cônes alluviaux et les deltas.

IV.1.2 Définition d'un indice de linéarité des cours d'eau

Plus un cours d'eau est long plus sa pente est douce, plus son chemin est sinueux ou voir même méandriforme. De ce fait les cours d'eau relativement longs et linéaire sont des anomalies qui peuvent être expliqués par la lithologie et/ou la tectonique.

L'intérêt de la reconnaissance des cours d'eau linéaires est capital dans l'étude du réseau hydrographique, cependant la détection des linéarités reste subjective en absence d'un critère bien défini qui distingue entre les différentes formes du cours d'eau.

L'indice de linéarité IL égal le rapport entre la largeur et la longueur du polygone qui à la moindre surface qui englobe le cours d'eau. Les valeurs de l'indice de linéarité varient entre 0 et 1. Un cours d'eau parfaitement linéaire à un indice de linéarité nul IL ≈ 0.

En littérature, de nombreux auteurs se sont intéressé à la forme des cours d'eau (Leopold, Wolman et Miller 1964, Brice J. C. 1964, Leopold et Wolman 1957 et Ichim et al. 1989), et (Bravard et Petit 2000), l'indice de sinuosité qui est le rapport de la longueur du talweg sur la longueur d'onde permet la classification des cours d'eau en trois types selon le critère de la sinuosité :

$Is < 1{,}05$: cours d'eau rectiligne

$1{,}05 < Is < 1{,}5$: cours d'eau sinueux

$Is > 1{,}05$: cours d'eau à méandres

L’indice de sinuosité n’est pas adapté aux études tectoniques, un cours d’eau à méandres serrés peut être classé sinueux ou à méandre, selon l’indice de sinuosité, malgré qu’il puisse être un couloir de faille.

Le calcul de l’indice de linéarité s’effectue facilement en utilisant les logiciels GIS, la commande "conex hull" dans l’application Arcmap nous donne les polygones qui ont la moindre surface qui englobe les cours d’eau, le calcul des longueurs et largeur se fait par automatiquement par le même logiciel.

IV.1.3 Les anomalies de drainage

En observant attentivement la géométrie du réseau hydrographique, il est possible de connaître rapidement l’influence respective des contrôles structuraux et/ou lithologiques (Font, 2002).

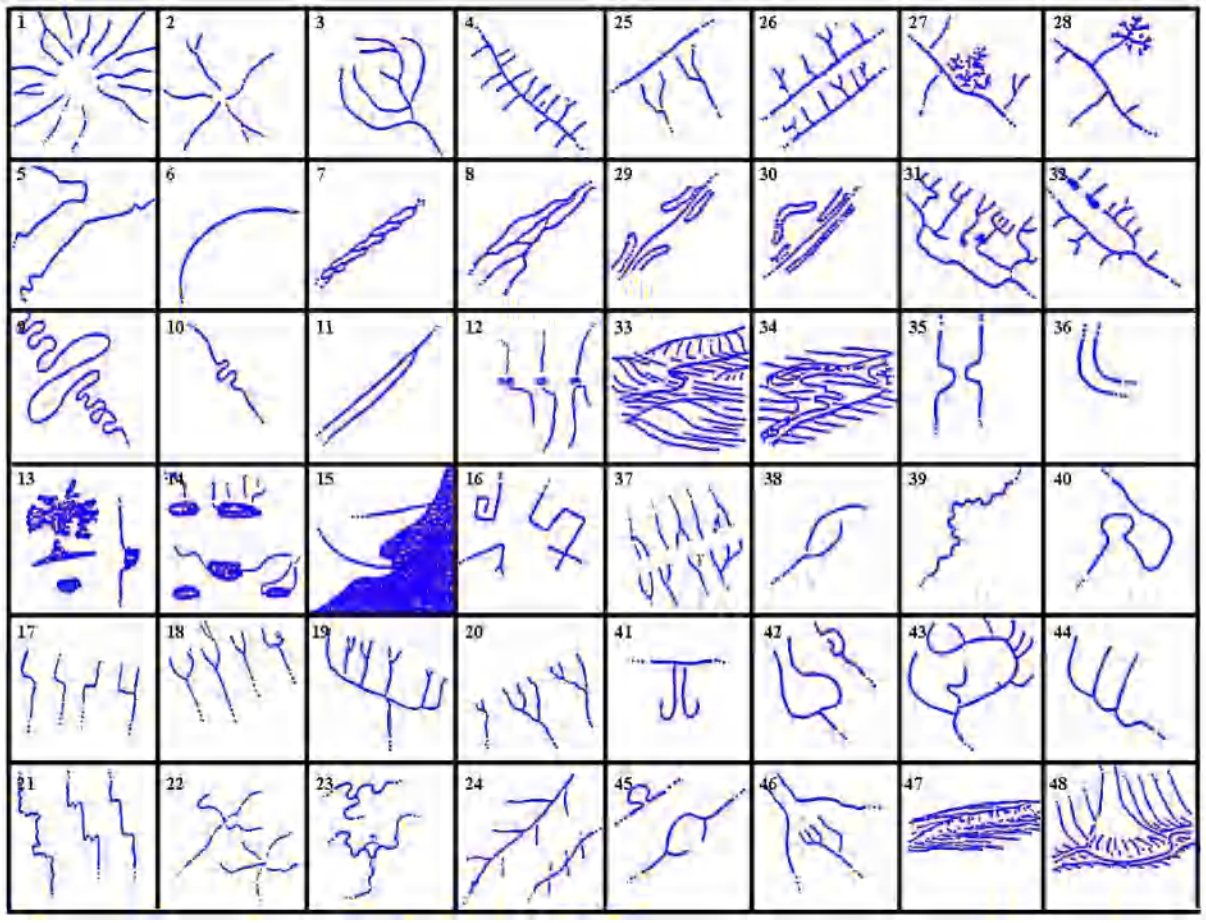

Fig. IV.02 Les anomalies de drainage (Deffontaines B. 1990)

(Deffontaines B. 1990) définie l’anomalie "une anomalie correspond à une déviation locale du drainage régional et/ou du tracé d’un cours d’eau qui, par ailleurs, est en accord avec la topographie ou la structure régionale connue"

Il existe une multitude d'anomalies proposées dans la littérature, (Deffontaines B. 1990) synthétise les différentes anomalies de drainage dans la figure IV.02.

En plus d'anomalie de type 01 autour du Djebel Bouasloug, de celle de type 37 le long de la crête de Djebel Debagh et de celle de type 43 autour du Kef Haouhner qui signifient toutes un soulèvement tectonique. On a cartographié 314 anomalies linéaires dont la longueur varie de 324 m à 6,85 Km. La majorité de ces linéaments corresponde à des alignements de sources, des cours d'eau parfaitement linéaires, des changements brutaux de direction d'écoulement, des pincements ou évasements irréguliers de vallées et des asymétries de confluences.

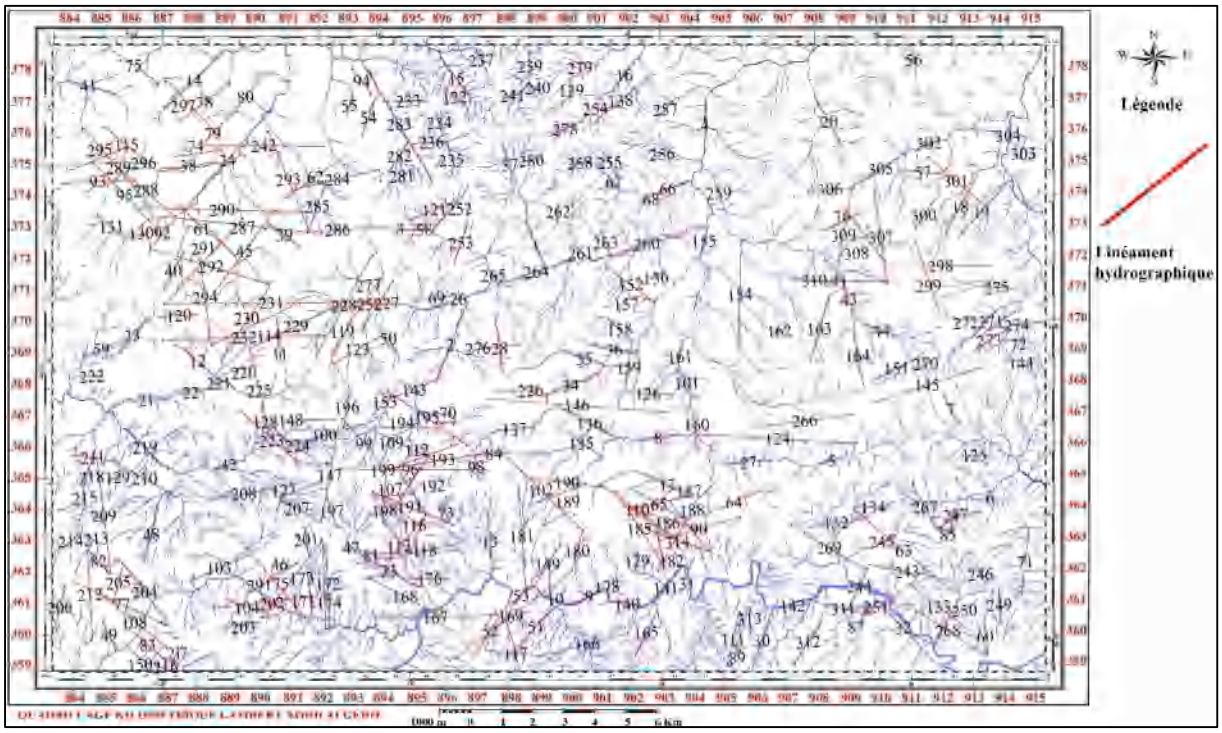

Fig. IV.03 Linéaments hydrographiques

Le tableau ci-dessous énumère les linéaments relevés, leurs longueurs et leurs directions.

Tab. IV.01 : Linéaments hydrographiques

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E	N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E	N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
1	1,614	161,43	106	0,943	87,99	211	1,302	102,68
2	2,529	25,83	107	2,605	37,95	212	2,900	0,63
3	1,785	96,81	108	2,745	132,58	213	0,571	130,49
4	1,766	6,24	109	2,596	119,96	214	0,889	52,38
5	0,965	76,51	110	2,917	128,74	215	0,616	178,82
6	1,232	92,65	111	1,799	17,10	216	0,452	118,66
7	1,174	155,43	112	2,646	73,74	217	0,444	115,80
8	1,408	86,01	113	1,846	43,47	218	0,887	23,63
9	1,051	61,82	114	2,735	37,63	219	1,581	139,40

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
10	1,022	113,25
11	1,264	178,27
12	1,370	135,20
13	2,080	1,09
14	2,833	50,12
15	1,706	147,74
16	1,228	40,28
17	1,827	119,68
18	2,339	33,01
19	2,501	45,81
20	1,830	153,88
21	1,458	93,25
22	0,893	88,94
23	1,392	44,52
24	4,430	44,61
25	1,995	89,04
26	2,155	76,50
27	1,526	88,74
28	1,578	175,92
29	1,728	129,17
30	2,045	22,83
31	1,098	176,27
32	3,852	140,30
33	2,220	122,84
34	2,094	70,84
35	1,323	112,34
36	1,529	105,26
37	1,326	163,30
38	1,923	87,16
39	1,306	131,88
40	1,311	32,47
41	1,468	108,92
42	1,137	76,06
43	1,553	163,97
44	1,097	112,11
45	3,306	40,54
46	1,383	62,11
47	0,525	141,14
48	1,825	18,25
49	0,936	155,79
50	1,025	149,26
51	1,511	46,24
52	1,988	36,99
53	0,653	49,34
54	1,187	23,99
55	0,728	13,88
56	0,845	172,44
57	1,458	99,72
58	0,831	91,46
59	1,374	71,36
60	1,305	2,02
115	1,746	134,05
116	2,049	93,28
117	1,925	98,90
118	2,308	81,35
119	1,385	30,80
120	1,275	90,95
121	1,800	70,69
122	1,153	135,54
123	1,769	63,82
124	5,038	97,15
125	0,817	97,49
126	1,674	96,90
127	1,119	31,66
128	0,692	143,39
129	0,468	64,89
130	1,508	74,74
131	1,275	135,53
132	1,657	85,05
133	2,508	131,26
134	1,260	97,24
135	1,617	129,16
136	1,969	122,60
137	1,166	89,41
138	2,477	53,86
139	0,774	4,47
140	1,068	106,19
141	1,526	41,73
142	0,956	84,92
143	0,562	133,09
144	1,435	90,00
145	3,771	75,74
146	5,910	98,15
147	3,193	14,15
148	2,980	92,54
149	1,569	35,94
150	0,806	131,81
151	1,625	66,57
152	2,009	130,19
153	1,090	46,23
154	3,538	4,98
155	0,846	20,30
156	0,785	64,21
157	0,781	156,62
158	1,061	135,30
159	1,564	11,71
160	1,704	4,50
161	1,052	11,24
162	0,414	63,43
163	2,105	20,03
164	1,739	173,29
165	1,351	29,58
220	0,411	141,80
221	0,458	75,96
222	0,688	92,20
223	2,685	135,38
224	1,094	128,40
225	2,657	171,06
226	0,759	122,36
227	1,783	37,58
228	3,712	32,94
229	3,260	68,33
230	3,127	68,54
231	6,851	93,30
232	5,186	92,02
233	0,866	91,58
234	0,662	169,63
235	0,801	166,24
236	1,151	88,81
237	0,914	157,00
238	0,357	126,87
239	0,915	3,48
240	0,417	49,64
241	0,447	77,69
242	3,901	94,47
243	2,497	104,17
244	1,492	28,61
245	1,008	64,85
246	0,586	151,70
247	1,527	86,72
248	0,613	21,25
249	1,113	2,86
250	1,538	31,64
251	2,143	90,53
252	1,695	43,86
253	1,345	23,16
254	0,704	85,15
255	0,753	153,25
256	0,658	114,71
257	1,038	45,93
258	0,683	89,67
259	1,232	165,68
260	3,697	76,89
261	0,768	133,99
262	0,619	10,04
263	0,855	161,54
264	2,526	76,43
265	0,800	151,57
266	3,268	86,66
267	1,652	154,02
268	2,859	127,43
269	2,823	124,24
270	0,933	66,75

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
61	2,436	134,74
62	2,478	59,12
63	4,316	133,43
64	1,988	70,80
65	2,074	122,79
66	1,543	72,54
67	0,657	144,10
68	1,080	80,87
69	1,436	84,08
70	1,118	96,12
71	2,182	10,06
72	0,982	100,61
73	0,870	153,53
74	1,659	85,43
75	1,999	128,96
76	1,101	69,61
77	3,259	118,90
78	2,015	57,20
79	0,966	47,22
80	1,814	42,41
81	1,068	112,14
82	1,067	141,34
83	1,616	135,00
84	1,112	88,36
85	0,738	60,45
86	0,424	93,58
87	0,477	29,98
88	0,334	76,24
89	0,484	138,99
90	2,687	77,69
91	3,050	94,25
92	1,280	45,00
93	2,334	91,17
94	0,944	147,12
95	3,003	139,57
96	4,862	94,02
97	0,615	93,95
98	0,667	178,18
99	2,138	142,85
100	2,482	77,56
101	1,167	157,62
102	3,636	137,20
103	2,058	69,50
104	1,585	113,04
105	1,240	143,13
166	2,672	79,06
167	3,916	91,97
168	2,637	121,67
169	4,904	57,78
170	1,053	164,85
171	1,612	178,03
172	2,835	1,60
173	3,137	41,72
174	2,707	1,18
175	4,117	143,76
176	1,262	95,19
177	1,581	91,15
178	0,373	178,78
179	0,720	14,04
180	1,324	18,34
181	3,223	179,67
182	1,712	33,81
183	1,187	171,70
184	1,697	127,86
185	2,695	150,66
186	2,505	110,32
187	1,919	83,16
188	2,006	145,81
189	1,622	72,63
190	2,287	100,50
191	2,618	115,63
192	1,742	153,28
193	3,687	84,56
194	1,974	94,30
195	3,063	127,70
196	1,285	11,40
197	0,947	166,43
198	2,084	128,66
199	1,692	8,09
200	1,295	25,41
201	0,843	175,50
202	3,748	87,27
203	1,040	86,72
204	2,533	146,24
205	1,263	18,06
206	1,351	18,26
207	1,695	124,19
208	2,166	84,57
209	3,741	176,72
210	2,329	123,04
271	1,105	59,11
272	1,072	46,50
273	1,094	61,85
274	1,723	86,28
275	0,983	95,93
276	1,440	87,37
277	1,706	39,74
278	1,094	68,20
279	0,324	14,18
280	0,538	84,50
281	0,995	58,93
282	1,001	35,54
283	4,270	153,15
284	2,793	80,80
285	1,752	23,60
286	1,908	89,14
287	4,261	99,98
288	2,680	134,56
289	3,354	143,46
290	5,372	95,31
291	3,727	46,57
292	4,001	110,33
293	3,350	161,47
294	3,006	176,59
295	1,942	71,44
296	1,657	94,86
297	2,195	140,56
298	3,403	93,21
299	2,660	165,20
300	1,156	38,50
301	2,364	133,28
302	0,656	75,52
303	0,700	17,82
304	1,032	9,02
305	2,203	61,13
306	1,437	89,36
307	2,951	175,95
308	1,951	147,13
309	3,107	14,06
310	1,338	102,06
311	1,848	106,72
312	1,637	35,93
313	0,937	1,94
314	2,183	113,65

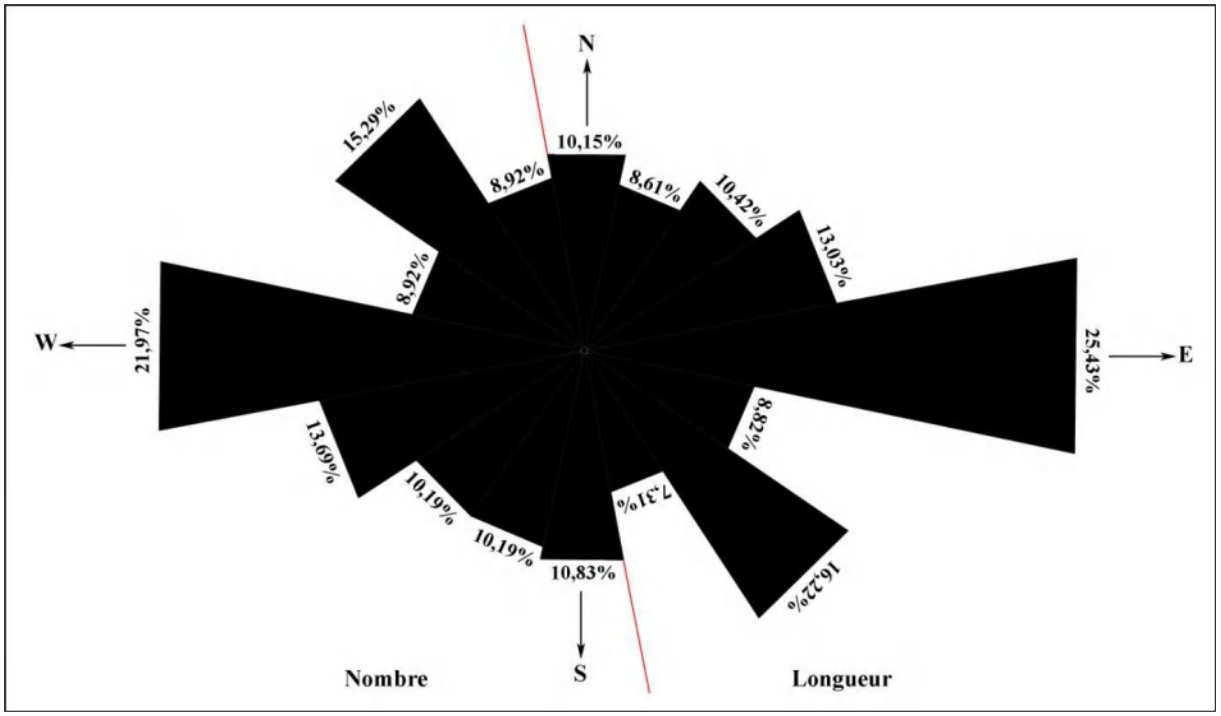

Fig. IV.04 Rosace de fréquence et de longueur des linéaments hydrographiques

L'analyse statistique de la rosace montre que soit en matière de nombre ou de longueurs cumulées les linéaments E-O, SE-NO et ENE-OSO sont les mieux représentés, tandis que les linéaments les moins représentés sont les SSE-NNO et ESE-ONO en matière de fréquence, et les linéaments SSE-NNO, NNE-SSO et ESE-ONO en matière de longueurs cumulés.

IV.2 APPORTS DE LA MORPHOMETRIE

IV.2.1 Hiérarchisation du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est constitué de structures arborescentes à drains collecteurs d'eau. Un observateur étudiant la structure du réseau hydrographique ressent intuitivement le besoin de classer, suivant une certaine hiérarchie, les différents cours d'eau composant l'arborescence de la rivière.

Ainsi la hiérarchisation d'un réseau revient-elle à attribuer un numéro (ordre ou magnitude) à chaque tronçon selon une codification. Plusieurs codifications sont proposées dans la littérature et présentent un intérêt plus ou moins grand suivant l'objectif fixé ; nous ne présenterons ici que les principales hiérarchisations.

- **Horton (1945) :**

Dès 1945, Horton s'aperçu que des règles ou des lois statistiques organisent les réseaux hydrographiques, et il en a déduit qu'une hiérarchisation était nécessaire.

La hiérarchisation faite par Horton se décompose en deux étapes :

1ère étape : attribuer à chaque segment du réseau un numéro ou un ordre, pour cela Horton procède comme suit :

- tout tronçon sans affluent est d'ordre 1 ;

- toute confluence de segments d'ordre identique donne un segment d'ordre supérieur qui reçoit des affluents d'ordre inférieur.

2ème étape : Redistribuer les ordres en fonction des longueurs des segments :

- il faut alors "remonter" le réseau en donnant l'ordre supérieur au segment le plus long.

- **Strahler (1952) :**

En 1952, Strahler poursuit ces études. Il adapte les lois statistiques proposées par Horton à sa propre classification.

Le principe de classification qu'il énonce est le suivant : il définit un biefl comme étant un segment de cours d'eau.

- tout bief sans affluent est d'ordre 1.

- tout bief formé par la confluence de deux biefs d'ordre n est d'ordre n+1.

- tout bief formé par la confluence de deux biefs d'ordre différent prend l'ordre du bief le plus élevé.

- **Shreve (1966) :**

Pour ses travaux, Shreve s'inspire des études d'Horton et de Strahler et propose une nouvelle classification.

Dans cette classification, il définit le réseau hydrographique comme étant une arborescence composée de segments qui peuvent être intérieurs ou extérieurs, avec chacun leur magnitude (Shreve a préféré le terme de magnitude à ordre) :

- les tronçons sont intérieurs lorsqu'ils relient deux confluences successives dans l'arborescence.

- ils sont extérieurs lorsqu'ils relient les sources aux premières confluences en aval.

Dans un second temps, il précise d'avantage sa classification en donnant des numéros (magnitudes) à chaque bief, il procède selon la règle suivante :

- tout bief extérieur est de magnitude 1.

- tout bief formé par la confluence de deux biefs de magnitudes (n) et (n') est de magnitude n+n' (la somme des magnitudes des segments en amont).

Finalement, on s'aperçoit que la magnitude du bief exutoire correspond aux nombres de sources du bassin versant.

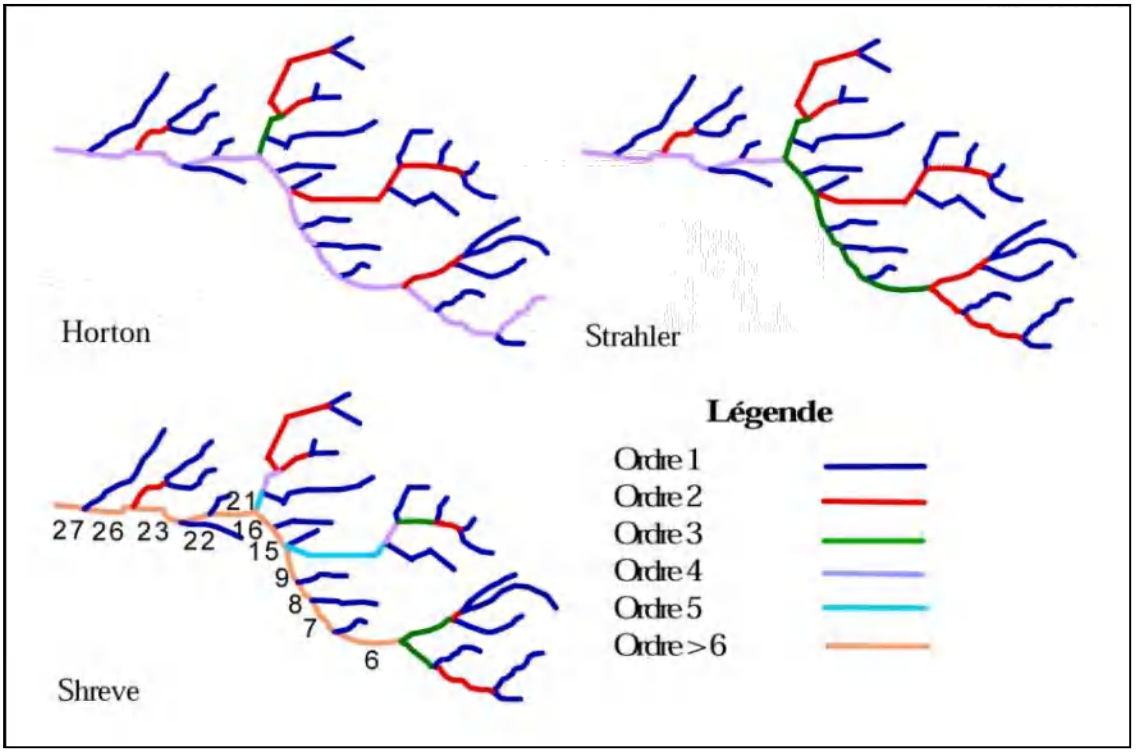

Fig. IV.05 Principaux types d'hiérarchisation du réseau hydrographique (d'après Horton 1945, Strahler 1952 et Shreve 1966)

Finalement, la classification proposée par (Horton 1945) a été appliquée avec succès dans différentes régions, (Prud'homme 1972, Froidefond 1975, Griboulard 1980, Griboulard et Collina 1990).

Il semble que soit la mieux adaptée à notre démarche méthodologique. Nous l'avons adopté dans ce travail.

Fig. IV.06 Hiérarchisation de Stahler du Réseau hydrographique de la feuille de Hammam Meskoutine 1/50000

IV.2.2 Les directions d'écoulement

Plusieurs essais de détermination des directions dominantes des segments du réseau hydrographique ont été faits depuis quelques les années 80 afin de comparer ces directions avec des données d'orientation des linéaments tectoniques (M. Julian et M. Vernet, 1988).

Nous avons procédé à l'identification de directions d'écoulement global pour chaque segment, il s'agit d'opérer à une simplification, qui consiste à délimiter le segment hydrographique dans un polygone qui à la moindre surface qui englobe le cours d'eau, et de mesurer la direction du grand axe de ce polygone qui sera aussi la direction globale d'écoulement de ce segment hydrographique.

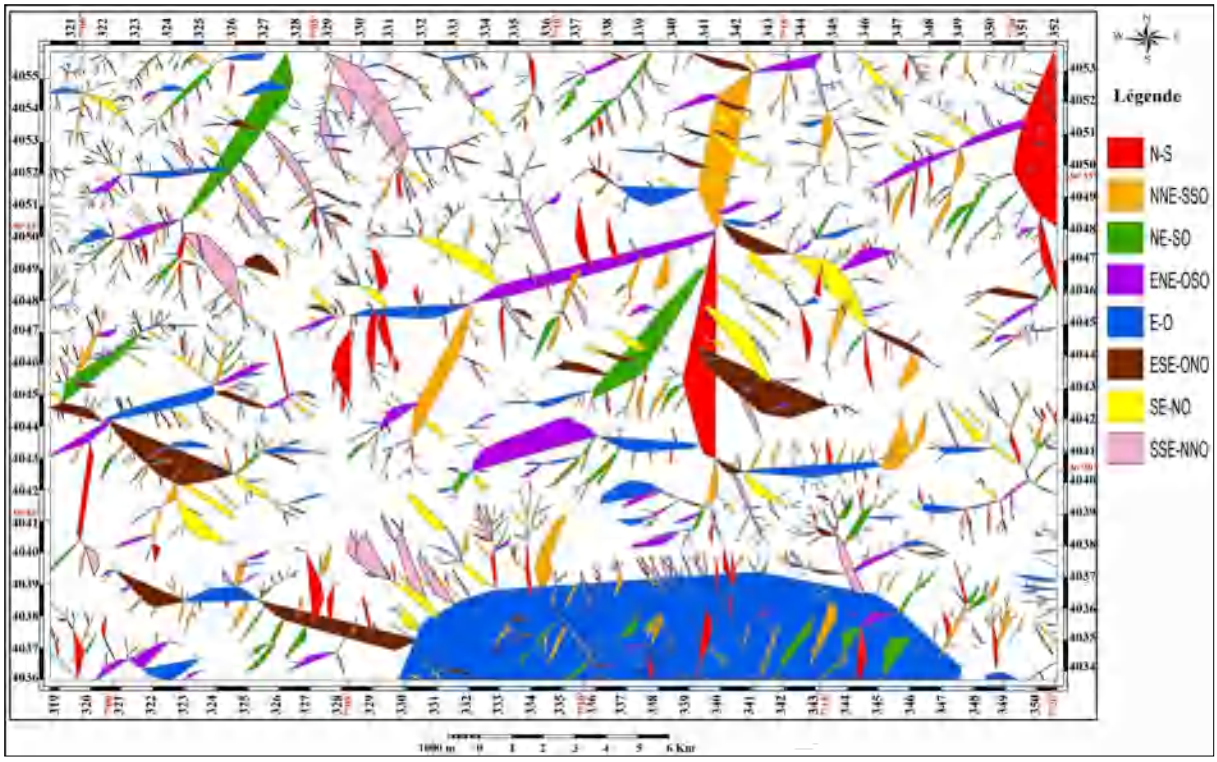

Fig. IV.07 Directions moyennes d'écoulement des cours d'eau de la feuille de Hammam Meskoutine

La quantification des directions du réseau hydrographique effectuée est figurée sous forme d'histogrammes qui mettent le pourcentage de nombre et de longueurs des cours d'eau en fonction de leurs directions,

L'analyse de ces résultats nous montre la prédominance des directions N-S, NNE-SSO et SSE-NNO soit en matière de fréquence (nombre) ou de longueur. Ils représentent à eux seuls plus de 43% de directions.

La direction moins présente selon les deux critères est ENE-OSO, elle suivie par E-O et ESE-ONO en matière de fréquence, tandis qu'en matière de longueur elle suivie par ESE-ONO et SE-NO.

La répartition des volumes montagneux et des plis (exposition des versants) joue un rôle important dans la configuration de directions d'écoulement, ainsi que la tectonique cassante qui exerce une contrainte sur le réseau hydrographique, mais aussi la répartition des précipitations et la nature lithologique du terrain sont également à prendre en compte. Le cumul de toutes ces contraintes donne cette dispersion des orientations.

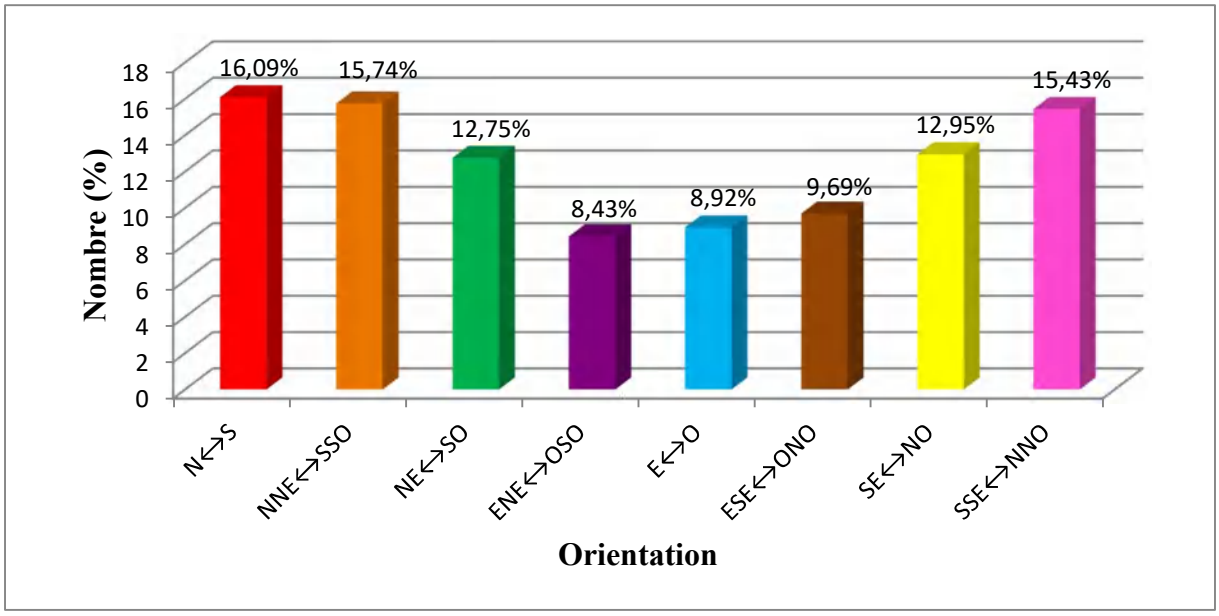

Fig. IV.08 Histogramme nombre des cours d'eau en fonction de leurs directions

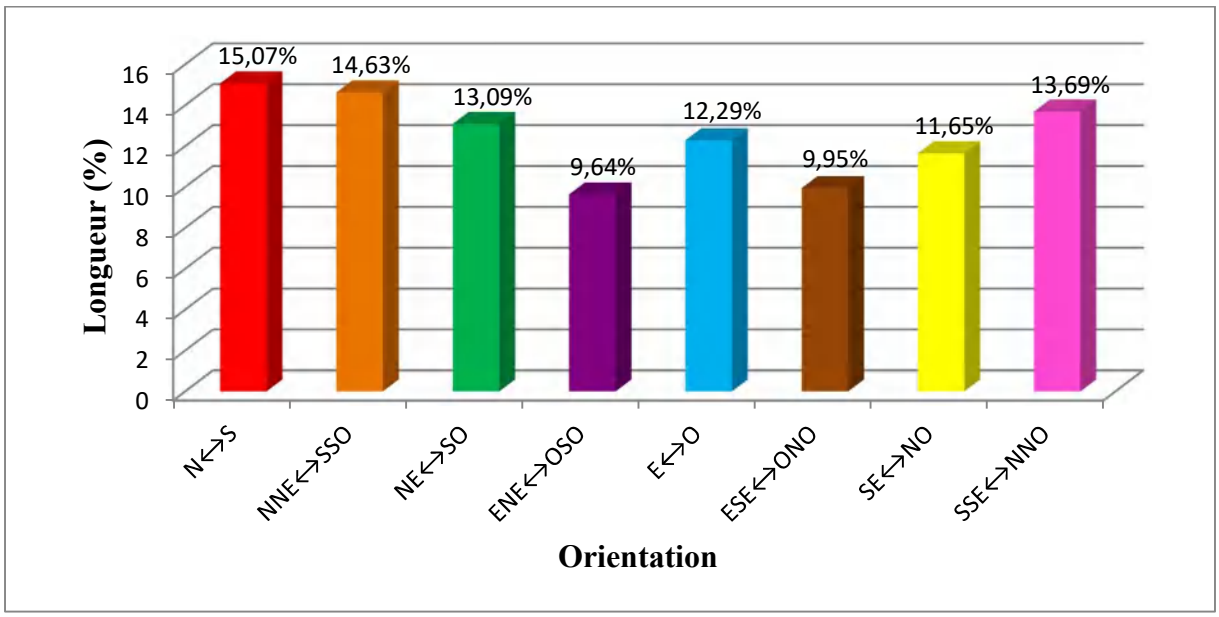

Fig. IV.09 Histogramme longueur des cours d'eau en fonction de leurs directions

IV.2.3 La pente des cours d'eau

Les caractéristiques des cours d'eau naissant près de la ligne de partage des eaux figurent sur le tableau 1.

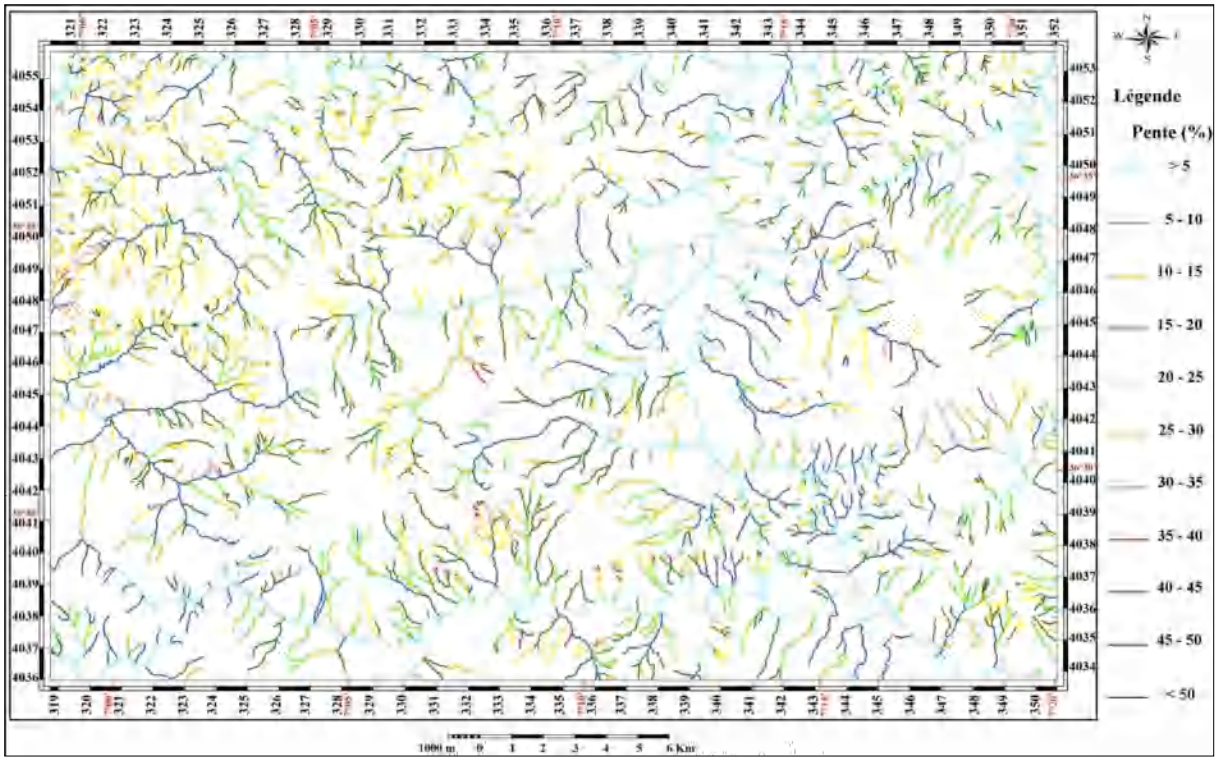

Fig. IV.10 La pente moyenne des cours d'eau de la feuille de Hammam Meskoutine

La pente moyenne des cours d'eau varie de 0,68% à 52,9%. Seulement 18,18% des cours d'eau ont pente inférieure à 10%, tandis que ces cours d'eau représentent 35,5% de longueur cumulée par rapport à la longueur totale du réseau hydrographique.

Leur analyse montre qu'il existe une corrélation entre leur longueur et leur pente : la pente diminue quand la longueur augmente selon la courbe puissance $y = 45{,}99\ x^{-0{,}18}$ avec un coefficient de détermination $R^2 = 0{,}094$. Ce coefficient apparaît meilleur ($R^2 = 0{,}187$) pour les cours d'eau supérieurs à 1 km de longueur, il devient en revanche très mauvais ($R^2 = 0{,}011$) pour les petits cours d'eau inférieurs à 1 km de longueur.

La corrélation est donc moins bonne pour les cours d'eau de petites longueurs. Là où on peut trouver pour la même longueur, des cours d'eau de pente faible et des cours d'eau de pente forte. La pente apparaît anormalement forte pour les cours d'eau représentés par les points situés très au-dessus de la courbe de régression sur le graphique, et elle est anormalement faible pour les points situés très au-dessus de la courbe de régression.

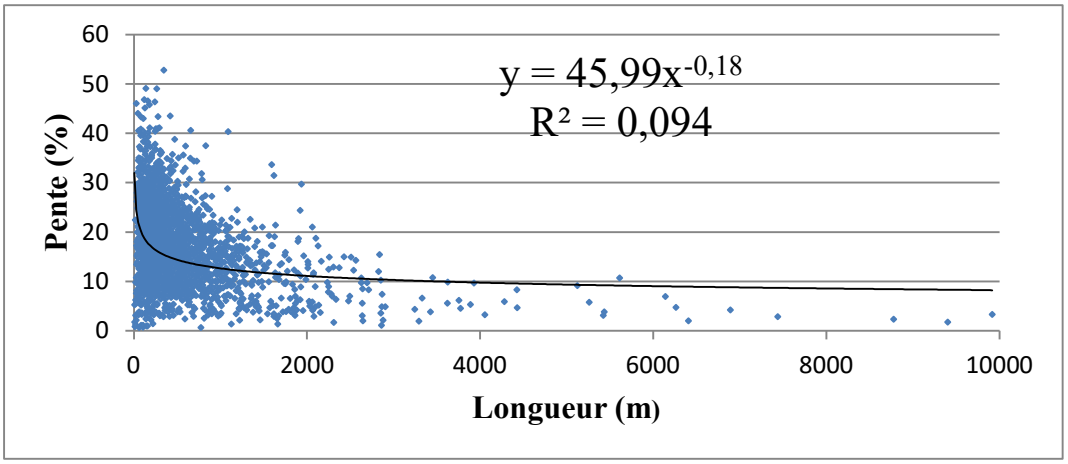

Fig. IV.11 Relation pente longueur des cours d'eau

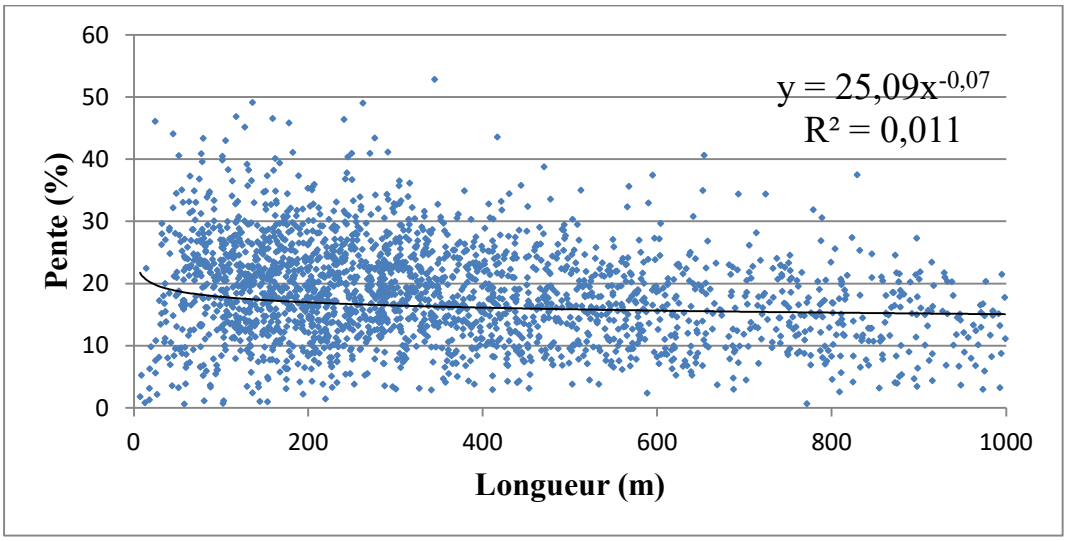

Fig. IV.12 Relation pente longueur des cours d'eau inferieurs à 1 Km

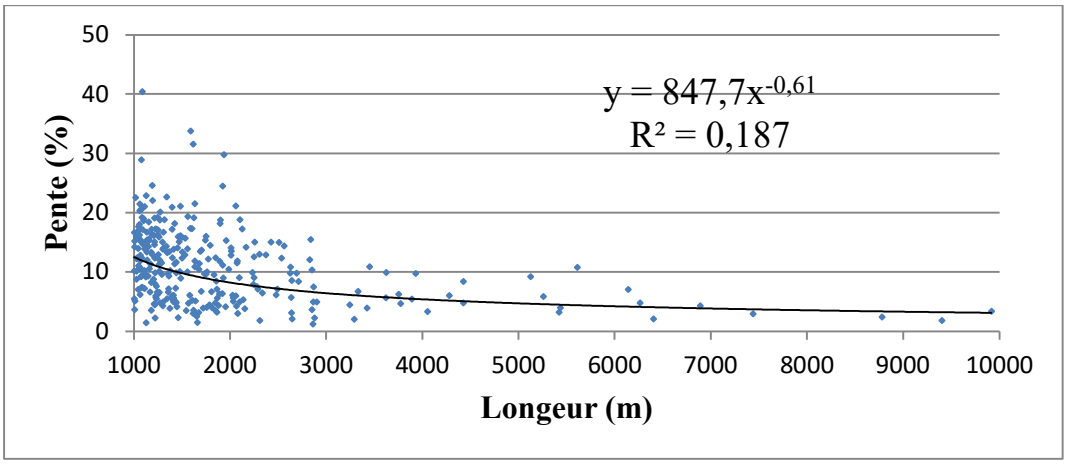

Fig. IV.13 Relation pente longueur des cours d'eau entre 1 et 10 Km

IV.2.4 Définition des unités hydrographiques

Un bassin versant est une unité de base en hydrologie discernable dans le relief. Il correspond à une fraction de la surface topographique drainée par un cours d'eau et ses affluents. Son contour est délimité par la ligne de partage des eaux qui passe par les différents sommets (bassin versant topographique) et détermine la direction d'écoulement des eaux de surface. Toutes les précipitations y sont collectées de manière convergente jusqu'à la limite aval de ce bassin, ou exutoire.

A l'intérieur d'un bassin-versant, quelle que soit l'échelle considérée, l'observation de la géométrie du réseau hydrographique permet d'établir des relations de causalité entre la forme du relief, les structures tectoniques (failles, décrochements, synclinaux, anticlinaux…), le climat et l'histoire géologique de ce réseau de drainage (Font, 2002).

Nous avons procédé à la délimitation des tous les bassins versants d'ordre 3 à 5 qui sont complètement représentés sur la feuille de Hammam Meskoutine. L'identification du cours d'eau principal s'est faite en suivant toujours le segment d'ordre le plus élevé lorsqu'il y a un embranchement, si les deux segments à l'embranchement sont du même ordre, on suit celui qui draine la plus grande surface. La rive droite étant celle qui se trouve à droite du cours d'eau principal en partant de la source à l'exutoire.

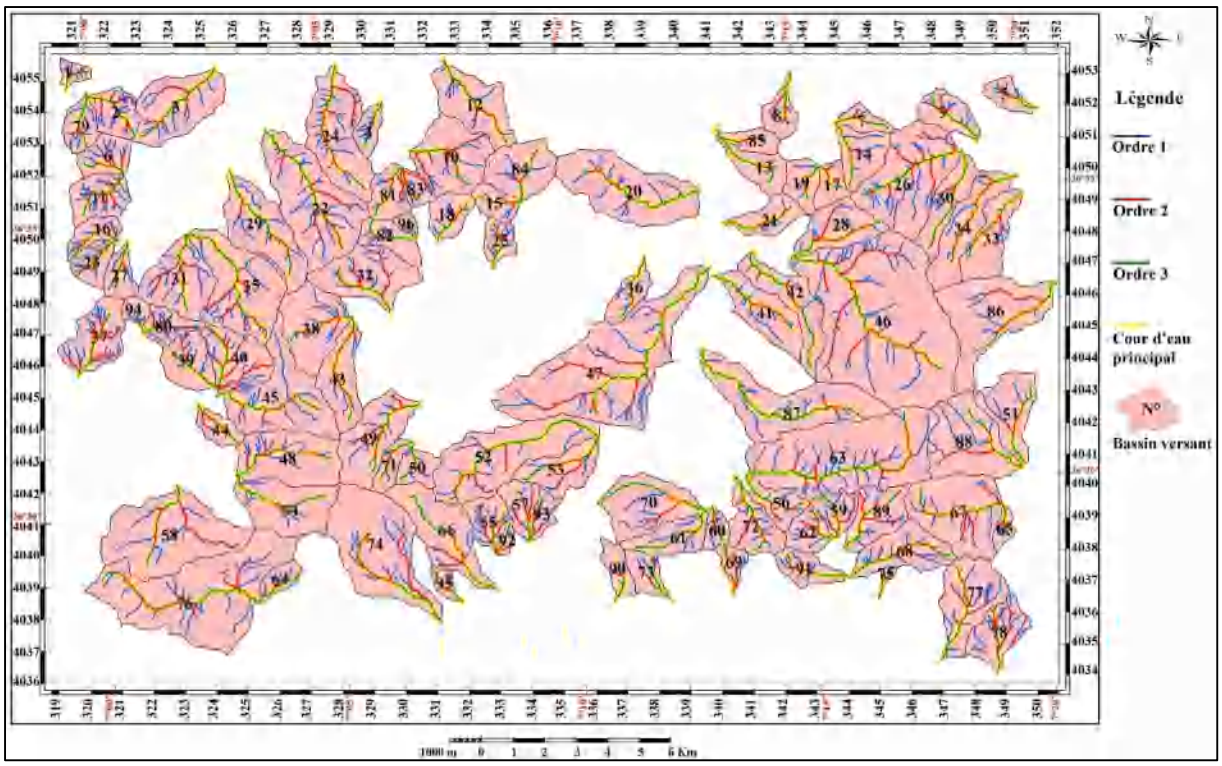

Fig. IV.14 Les bassins versants d'ordre 3 de la feuille de Hammam Meskoutine

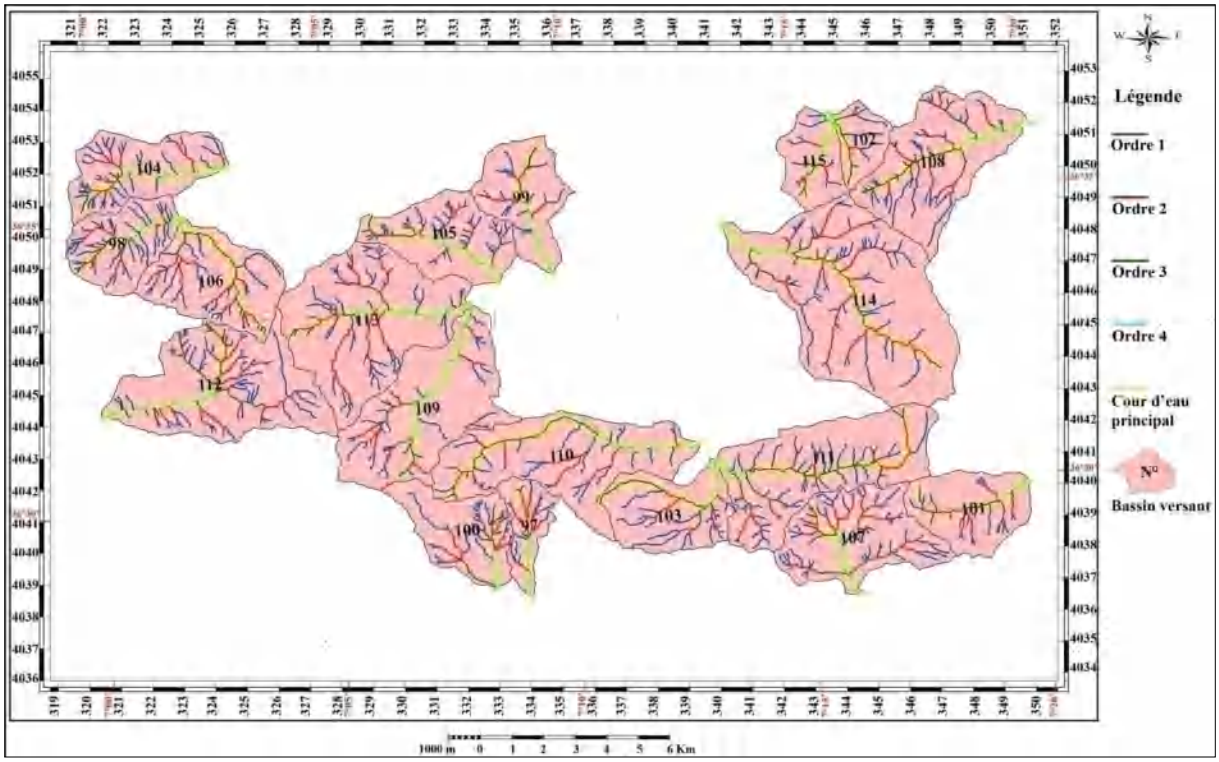

Fig. IV.15 Les bassins versants d'ordre 4 de la feuille de Hammam Meskoutine

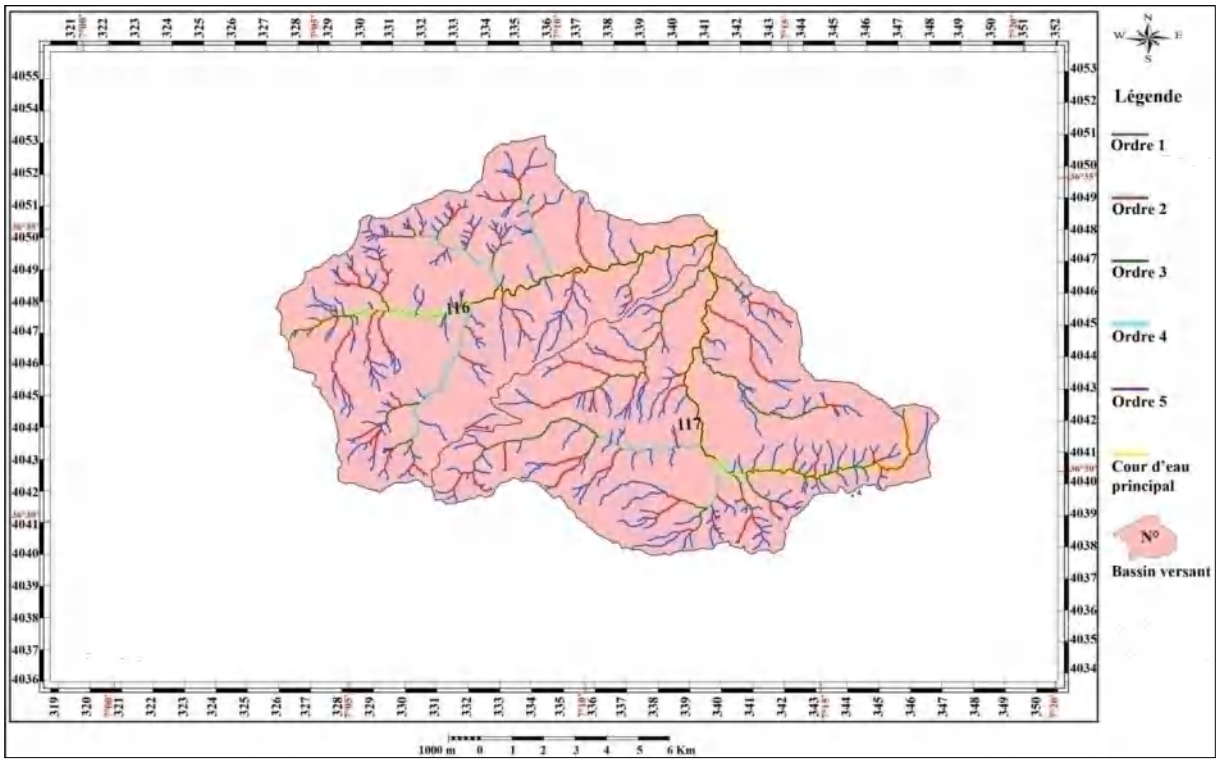

Fig. IV.16 Les bassins versants d'ordre 5 de la feuille de Hammam Meskoutine

Cependant, l'ensemble du réseau ne répond pas aux entrées tectoniques suivant un schéma simple et linéaire. Les drains d'ordre supérieur (ordre 6 à 7) sont partiellement adaptés à

l'organisation morphostructurale régionale et peuvent être utilisés pour mettre en évidence le schéma structural régional (Deffontaines et al., 1994).

Les cours d'eau d'ordre intermédiaire à intérieur (ordre 5 à 3) ne présentent souvent qu'une adéquation partielle et sont caractérisés par un grand nombre d'anomalies. Ils sont de bons enregistreurs, par leur caractéristique morphométrique, de la surrection active (Merritts et Vincent, 1994). Quant au réseau élémentaire d'ordre 1 à 2, le fait qu'ils présentent une forte sensibilité aux conditions climatiques actuelles, pente locale, lithologie. Ainsi que leur nombre important, interdisent leur exploitation comme indicateurs de mouvements tectoniques.

De ce fait notre étude se focalisera essentiellement sur les bassins versants d'ordre 3, qui sont les meilleurs indicateurs de l'activité tectonique récente, et qui couvrent aussi la plus grande surface de la région étudiée (un peu plus de la moitié de la surface de la feuille).

La distribution de la taille des bassins montre un fort contraste dans les valeurs de la surface des bassins, elle varie entre 0,236 et 20,295 km² pour les bassins versants d'ordre 3 et entre 3,351 et 29,384 km² pour les bassins versants d'ordre 4. La surface moyenne des bassins d'ordre 3 et 4 est respectivement 3,36 et 12,8 km², avec un écart type de 3,21 et 6,4.

La taille des bassins d'un ordre donné est un indice qui a pu être corrélé avec le contexte de l'intensité des processus érosifs sous contrôle structural (Summerfield et Hulton, 1994).

La taille des bassins enregistre donc l'inégal degré d'organisation des bassins versants de la feuille, Dans des conditions identiques pourtant, le relief et l'aire des bassins présentent une corrélation avec la vitesse de surrection (Hurtrez et al., 1997).

Pour essayer de préciser ce dispositif, l'analyse de plusieurs indices morphométriques des principaux bassins de la région d'étude a été menée.

IV.2.5 Les indices calculés

Les indices morphométriques calculés à fin d'être utilisés comme des indices d'activité tectonique récente, ont été classés dans quatre groupes selon la synthèse du B.R.G.M (C. Champion et al., 2001).

Ces 4 classes d'indices sont celles du réseau de drainage, de la topographie, de la forme planaire des bassins et celles des profils de rivières.

IV.2.5.1 Les indices du réseau de drainage

Ce groupe d'indices comprend essentiellement la densité et la fréquence de drainage, avec des indices classiques de description du réseau hydrographique : le ratio de confluence et le ratio de longueur.

- **Méthodes**

- **La densité du drainage (D) :**

La densité du drainage (D), introduite par (Horton 1932), est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface d'un bassin versant, elle est l'expression du degré de dissection d'un bassin versant par les cours d'eau de surface.

Les facteurs influençant la densité de drainage sont la hauteur des précipitations, la disposition des couches géologiques, la lithologie, la perméabilité, l'épaisseur de la zone d'altération du sol, la capacité d'infiltration du sol, la transmissivité globale des aquifères, la pente des terrains, la résistance du sol à l'érosion, la couverture végétale, les constructions anthropiques, et la déformation récente. (Deffontaines B., 1990).

- **La fréquence de drainage (F) :**

La fréquence de drainage est exprimée par le nombre total de segments de courant de tous les ordres par unité de surface (Horton, 1932).

Avec les trois rapports Fréquence, Densité et Fréquence/Densité nous pouvons caractériser complètement n'importe quel réseau hydrographique. (Deffontaines B., 1990).

- **La fréquence de cours d'eau d'ordre 1 (F1) :**

La fréquence des talwegs d'ordre 1 est le rapport du nombre total des thalwegs d'ordre 1 à la surface du bassin versant.

Le rapport entre la fréquence des cours d'eau d'ordre 1 avec la densité de drainage nous donne le coefficient de torrentialité.

- **Le Rapport de bifurcation (Rb)**

Le ratio de confluence ou de bifurcation (Rb) est le rapport du nombre de cours d'eau d'ordre (n) au nombre de cours d'eau d'ordre (n + 1) (Schumm, 1956). Il exprime le développement du réseau de drainage.

Rbm = moyenne des ratios de tout ordre de bifurcation, (Strahler, 1964).

- **Le Rapport du flux (RL)**

Il correspond au rapport de la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (n+ 1) sur la longueur moyenne des talwegs d'ordre (n) :

RL = Ln+1 / Ln

Avec :

- **RL :** rapport de longueur ;

- **Ln+1 :** longueur totale des drains d'ordre (n+l) exprimé en km ;

- **Ln :** longueur totale des drains d'ordre (n), exprimé en km.

- **Résultats**

Les indices du réseau hydrographique calculés, sont récapitulés dans le tableau ci-dessous :

Tab. IV.02 Les indices du réseau de drainage

N° BV	Ordre	Périmètre BV (Km)	Surface BV (Km²)	Nbr. de drains	Long. drains (Km)	D (Km^{-1})	F (Km^{-2})	F1 (Km^{-2})	Rbm	Rl 2/1
1	3	3,456	0,578	13	2,889	5,00	22,50	17,31	3,50	0,42
2	3	5,726	1,917	30	8,803	4,59	15,65	12,00	4,92	0,49
3	3	9,225	4,690	20	11,288	2,41	4,26	2,99	3,90	0,34
4	3	4,425	1,005	9	3,311	3,29	8,95	5,97	2,50	0,30
5	3	4,669	1,052	11	3,088	2,94	10,46	7,61	3,00	0,53
6	3	5,400	1,737	15	6,245	3,59	8,63	5,76	3,25	0,51
7	3	4,539	0,941	7	2,669	2,84	7,44	4,25	2,00	0,25
8	3	5,517	1,300	14	4,012	3,09	10,77	7,69	3,17	0,94
9	3	5,923	1,864	13	5,032	2,70	6,98	4,83	3,00	0,38
10	3	8,710	4,531	18	9,996	2,21	3,97	2,87	3,63	0,69
11	3	6,257	2,382	31	10,186	4,28	13,01	9,65	5,14	0,27
12	3	9,480	3,899	15	7,836	2,01	3,85	2,82	3,33	0,53
13	3	6,793	1,893	8	3,442	1,82	4,23	2,64	2,25	0,25
14	3	6,769	2,365	8	5,403	2,28	3,38	2,11	2,25	0,28
15	3	4,552	1,242	8	3,178	2,56	6,44	4,03	2,25	0,55
16	3	5,444	1,272	13	5,187	4,08	10,22	7,86	3,50	0,50
17	3	4,838	1,150	7	1,827	1,59	6,09	3,48	2,00	0,95
18	3	5,027	1,585	12	4,133	2,61	7,57	5,68	3,25	0,46
19	3	5,110	1,449	9	2,899	2,00	6,21	4,14	2,50	0,40
20	3	11,902	6,977	18	11,526	1,65	2,58	2,01	3,83	0,29
21	3	6,520	1,812	10	4,038	2,23	5,52	3,86	2,75	0,74
22	3	13,184	7,945	35	19,708	2,48	4,41	3,52	5,33	0,39
23	3	5,025	1,421	16	5,566	3,92	11,26	7,74	3,38	0,30
24	3	11,462	5,515	31	15,003	2,72	5,62	4,90	6,00	0,52
25	3	4,532	1,130	14	4,273	3,78	12,39	8,85	3,17	0,31
26	3	11,531	7,241	41	20,213	2,79	5,66	4,42	6,00	0,40
27	3	4,852	1,261	8	3,939	3,12	6,35	3,97	2,25	0,29
28	3	8,276	3,062	11	6,969	2,28	3,59	2,61	3,00	1,20
29	3	11,069	4,793	16	10,065	2,10	3,34	2,50	3,50	0,25

N° BV	Ordre	Périmètre BV (Km)	Surface BV (Km²)	Nbr. de drains	Long. drains (Km)	D (Km^{-1})	F (Km^{-2})	F1 (Km^{-2})	Rbm	Rl 2/1
30	3	8,837	2,491	7	5,709	2,29	2,81	1,61	2,00	0,24
31	3	8,519	4,051	16	11,124	2,75	3,95	2,96	3,50	0,45
32	3	9,529	4,299	23	10,179	2,37	5,35	4,19	4,25	0,74
33	3	8,566	2,941	9	5,076	1,73	3,06	2,04	2,50	0,88
34	3	11,223	3,727	10	7,083	1,90	2,68	1,88	2,75	1,12
35	3	11,978	6,641	32	16,317	2,46	4,82	3,61	5,21	0,51
36	3	5,676	1,380	8	3,457	2,51	5,80	3,62	2,25	0,36
37	3	7,924	3,229	35	12,904	4,00	10,84	7,74	5,89	0,77
38	3	8,784	4,277	15	7,967	1,86	3,51	2,57	3,33	0,38
39	3	6,253	2,416	19	6,056	2,51	7,86	5,79	3,75	0,33
40	3	7,621	3,124	27	11,942	3,82	8,64	6,40	4,67	0,99
41	3	9,328	3,340	14	6,981	2,09	4,19	3,29	3,75	0,48
42	3	11,622	3,465	14	7,446	2,15	4,04	2,60	3,13	0,32
43	3	8,792	3,087	9	6,602	2,14	2,92	1,94	2,50	1,00
44	3	4,881	1,141	7	3,253	2,85	6,13	3,51	2,00	1,14
45	3	14,666	6,589	23	14,462	2,19	3,49	2,73	4,25	0,27
46	3	19,823	20,295	47	33,959	1,67	2,32	1,92	6,29	0,54
47	3	20,753	14,303	38	29,948	2,09	2,66	1,89	6,35	0,64
48	3	9,697	5,069	22	10,555	2,08	4,34	3,35	4,13	0,48
49	3	9,587	4,216	21	9,628	2,28	4,98	3,56	4,00	0,65
50	3	5,284	1,255	9	3,164	2,52	7,17	4,78	2,50	0,42
51	3	8,660	3,198	8	6,239	1,95	2,50	1,56	2,25	0,54
52	3	14,298	7,669	23	14,676	1,91	3,00	2,35	4,25	0,50
53	3	8,424	2,775	8	6,477	2,33	2,88	1,80	2,25	0,95
54	3	9,601	4,425	12	7,343	1,66	2,71	1,81	2,83	0,26
55	3	5,891	1,750	25	8,210	4,69	14,28	11,43	4,50	0,46
56	3	6,405	1,625	13	4,801	2,96	8,00	5,54	3,00	0,42
57	3	5,547	1,532	12	4,705	3,07	7,83	5,22	2,83	1,87
58	3	13,812	8,351	14	11,796	1,41	1,68	1,20	3,17	0,67
59	3	4,947	1,432	12	5,564	3,89	8,38	5,59	2,83	0,80
60	3	3,935	0,823	13	3,278	3,98	15,79	12,14	3,50	0,46
61	3	7,553	2,290	8	6,395	2,79	3,49	2,18	2,25	0,12
62	3	5,124	1,514	14	5,462	3,61	9,25	6,60	3,17	0,61
63	3	17,120	12,117	40	26,363	2,18	3,30	2,56	5,94	0,33
64	3	4,268	0,988	11	3,482	3,52	11,13	7,09	2,67	0,31
65	3	3,727	0,598	7	2,170	3,63	11,71	6,69	2,00	0,35
66	3	11,714	4,777	12	8,285	1,73	2,51	1,67	2,83	0,70
67	3	10,309	6,143	22	11,560	1,88	3,58	2,77	4,13	0,72
68	3	8,916	3,379	17	9,269	2,74	5,03	3,85	3,67	0,37
69	3	4,768	0,835	8	3,754	4,50	9,58	5,99	2,25	2,37
70	3	9,310	4,304	9	9,512	2,21	2,09	1,39	2,50	0,28
71	3	4,989	1,067	9	3,010	2,82	8,44	5,62	2,50	0,69
72	3	7,782	2,513	20	7,245	2,88	7,96	6,37	4,17	0,58
73	3	5,348	1,304	12	4,143	3,18	9,20	6,14	2,83	0,40
74	3	13,840	8,333	17	14,612	1,75	2,04	1,56	3,67	0,73
75	3	2,681	0,236	7	1,279	5,41	29,62	16,92	2,00	0,59
76	3	20,066	12,614	30	20,782	1,65	2,38	1,90	4,90	0,46
77	3	9,810	4,293	22	12,604	2,94	5,12	3,96	4,13	0,43
78	3	7,540	2,646	29	11,019	4,16	10,96	8,31	4,83	0,56

N° BV	Ordre	Périmètre BV (Km)	Surface BV (Km²)	Nbr. de drains	Long. drains (Km)	D (Km^{-1})	F (Km^{-2})	F1 (Km^{-2})	Rbm	Rl 2/1
79	3	5,020	1,469	13	5,427	3,69	8,85	6,13	3,00	0,09
80	3	5,647	1,403	25	7,124	5,08	17,81	13,54	4,40	0,45
81	3	5,547	1,742	16	4,954	2,84	9,19	6,89	3,50	1,43
82	3	6,122	1,699	15	4,216	2,48	8,83	6,48	3,33	0,32
83	3	3,779	0,848	11	3,903	4,60	12,97	9,43	3,00	1,25
84	3	7,085	3,245	8	4,777	1,47	2,47	1,54	2,25	0,24
85	3	5,000	1,051	9	2,397	2,28	8,56	5,71	2,50	1,01
86	3	13,588	6,714	9	9,007	1,34	1,34	0,89	2,50	0,94
87	3	15,954	7,382	18	13,563	1,84	2,44	1,90	3,83	0,12
88	3	10,354	5,412	12	10,128	1,87	2,22	1,48	2,83	0,38
89	3	7,749	2,799	23	8,369	2,99	8,22	6,07	4,20	0,70
90	3	5,458	1,172	8	2,769	2,36	6,83	4,27	2,25	0,19
91	3	5,959	1,636	12	5,116	3,13	7,34	5,50	3,25	0,30
92	3	2,940	0,360	9	2,172	6,04	25,03	16,68	2,50	2,20
93	3	5,091	0,875	10	3,729	4,26	11,43	8,00	2,75	0,88
94	3	3,508	0,638	7	1,709	2,68	10,97	6,27	2,00	0,14
95	3	3,708	0,596	10	2,813	4,72	16,78	11,75	2,75	1,18
96	3	2,631	0,388	8	1,283	3,30	20,59	12,87	2,25	0,48
97	4	10,889	3,889	28	12,922	3,32	7,20	4,89	2,72	0,96
98	4	11,450	7,518	57	27,657	3,68	7,58	5,45	3,47	0,25
99	4	13,341	7,953	24	14,326	1,80	3,02	2,01	2,57	0,31
100	4	13,849	8,027	48	20,925	2,61	5,98	4,36	3,30	0,62
101	4	11,860	8,114	33	16,109	1,99	4,07	2,83	2,93	0,74
102	4	7,962	3,351	16	8,414	2,51	4,77	2,69	2,08	0,27
103	4	13,316	8,900	34	22,102	2,48	3,82	2,58	2,87	0,26
104	4	14,615	9,231	62	28,661	3,11	6,72	4,88	4,07	0,35
105	4	14,092	9,468	68	23,340	2,47	7,18	5,28	3,70	0,41
106	4	14,202	10,873	49	27,992	2,57	4,51	3,31	3,53	0,48
107	4	17,554	12,142	79	36,416	3,00	6,51	4,69	3,92	0,54
108	4	18,387	14,685	69	35,997	2,45	4,70	3,40	3,78	0,41
109	4	21,261	16,882	55	29,217	1,73	3,26	2,31	3,42	0,50
110	4	24,401	17,059	48	33,403	1,96	2,81	2,17	3,54	0,54
111	4	21,736	17,252	76	40,761	2,36	4,41	3,36	3,94	0,36
112	4	22,860	18,323	93	45,665	2,49	5,08	3,77	4,13	0,49
113	4	20,729	20,441	71	42,383	2,07	3,47	2,64	3,83	0,60
114	4	24,638	29,384	78	53,153	1,81	2,65	2,04	3,98	0,57
115	4	9,670	5,018	22	9,779	1,95	4,38	2,79	2,43	0,41
116	5	45,093	76,068	250	145,67	1,91	3,29	2,43	3,70	0,45
117	5	48,904	83,249	244	168,21	2,02	2,93	2,17	3,70	0,45

- La densité de drainage

La densité de drainage des bassins versants d'ordre 3 varie entre 1,34 Km^{-1} (B.V. 86) et 6,04 Km^{-1} (B.V. 92), on note que les valeurs de la densité de drainage des bassins versants d'ordre 4 et 5 sont aussi comprises dans cet intervalle.

La densité de drainage diminue avec l'âge des surfaces incisées (Keller et al., 1999) et augmente avec la pente des cours d'eau (puisque l'initiation de l'écoulement dans le réseau hydrographique est contrôlée par un seuil de pente des versants (Montgomery and Dietrich, 1988).

Les changements brusques de la densité de drainage pourraient souligner des alignements structuraux modifiants l'écoulement normal des cours d'eau (Prud'homme, 1972 et Affian, 1986).

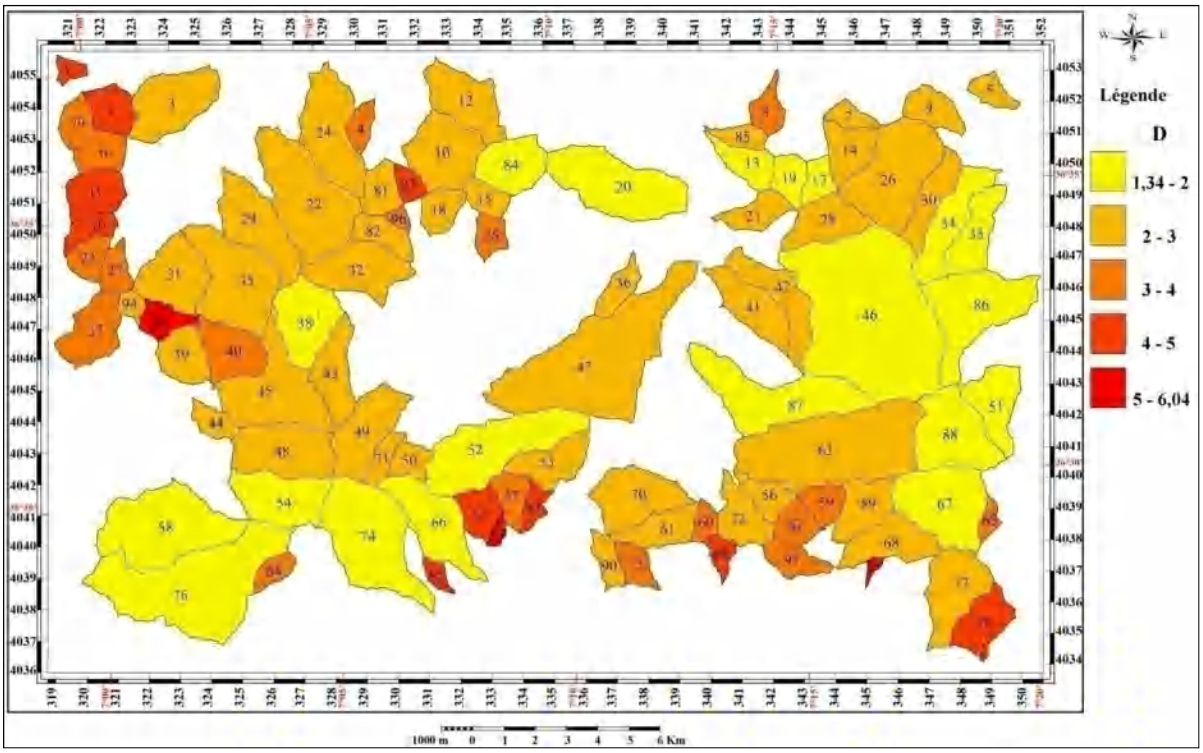

Fig. IV.17 La densité de drainage des bassins versants d'ordre 3

- La fréquence de drainage

La fréquence de drainage des bassins versants d'ordre 3 varie entre 1,34 bief/Km² (B.V. 86) et 29,62 bief/Km² (B.V. 75), la moyenne de fréquence de drainage des bassins d'ordre 3 est 7,39 bief/Km², l'écart type est 5,22. Alors que la moyenne des valeurs de la fréquence de drainage des bassins versants d'ordre 4 et 5 est respectivement 4,85 bief/Km² et 3,11 bief/Km².

La fréquence des cours d'eau d'ordre 1 varie de 0,89 bief/Km² (B.V. 86) à 17,31 bief/Km² (B.V. 1). Les bassins N° 60, 75, 1 et 96 sont caractérisés par des coefficients de torrentialité qui dépassent 3.

Les lois de Horton "Quel que soit n, le rapport Rb et Rl sont à peu près constantes" sont vérifiés pour les différents bassins étudiés.

- **Conclusions**

Dans un premier temps, la recherche des différences d'organisation au niveau du réseau hydrographique a été menée en recourant à des indices classiques de description du réseau hydrographique.

Le ratio de confluence ou le ratio de longueur de différents bassins montrent une faible dispersion des valeurs. Ces deux indices, qui traduisent l'état moyen des bassins, sont peu sensibles aux variations infrarégionales. Ils sont donc indépendants du contexte tectonique et non pertinents en tant qu'indicateurs des mouvements récents.

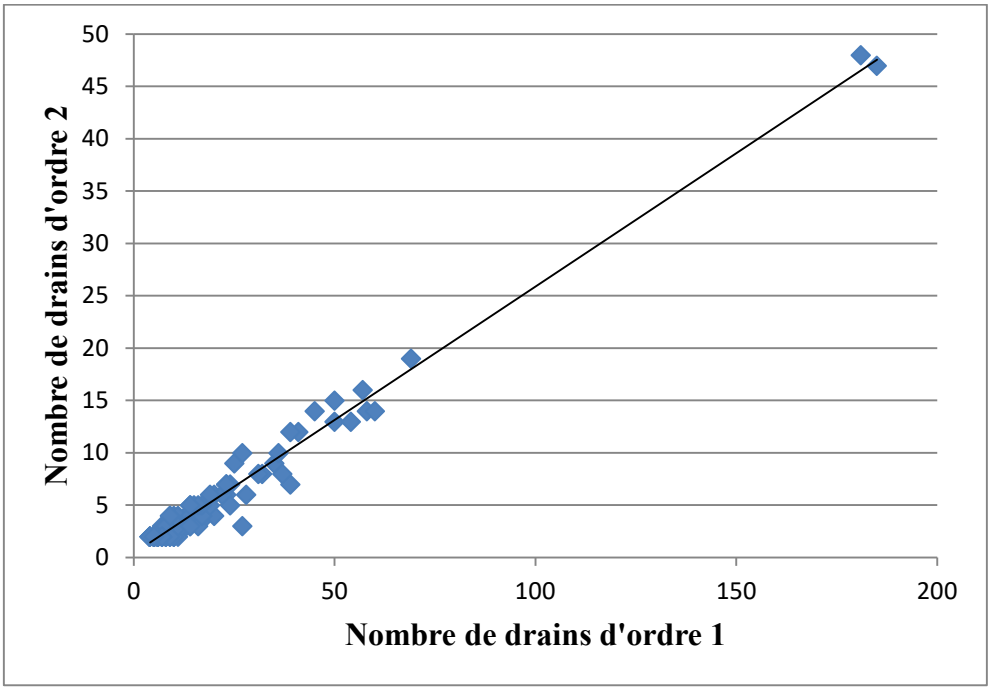

Fig. IV.18 Ration de nombre

La densité de drainage indique une forte proportionnalité entre surface des bassins et longueur de drainage. La corrélation est cependant moins bonne pour les bassins d'ordre inférieur, qui présentent une plus grande variabilité spatiale de la densité de drainage, car ils sont plus sensibles aux conditions stationnelles (lithologie, pente locale, couvert végétal).

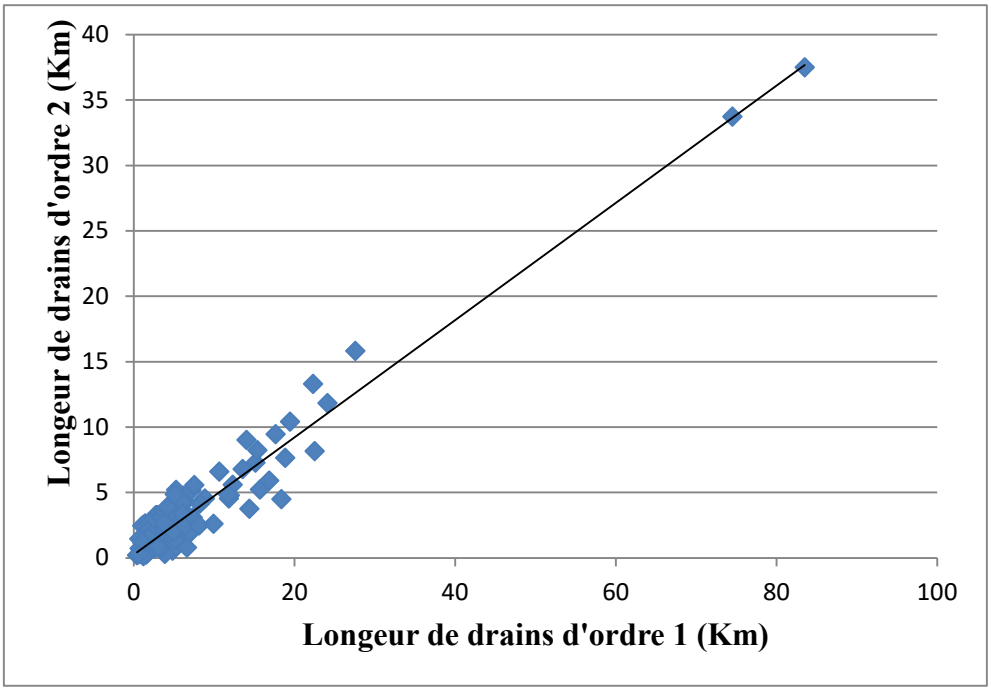

Fig. IV.19 Ration de longueur

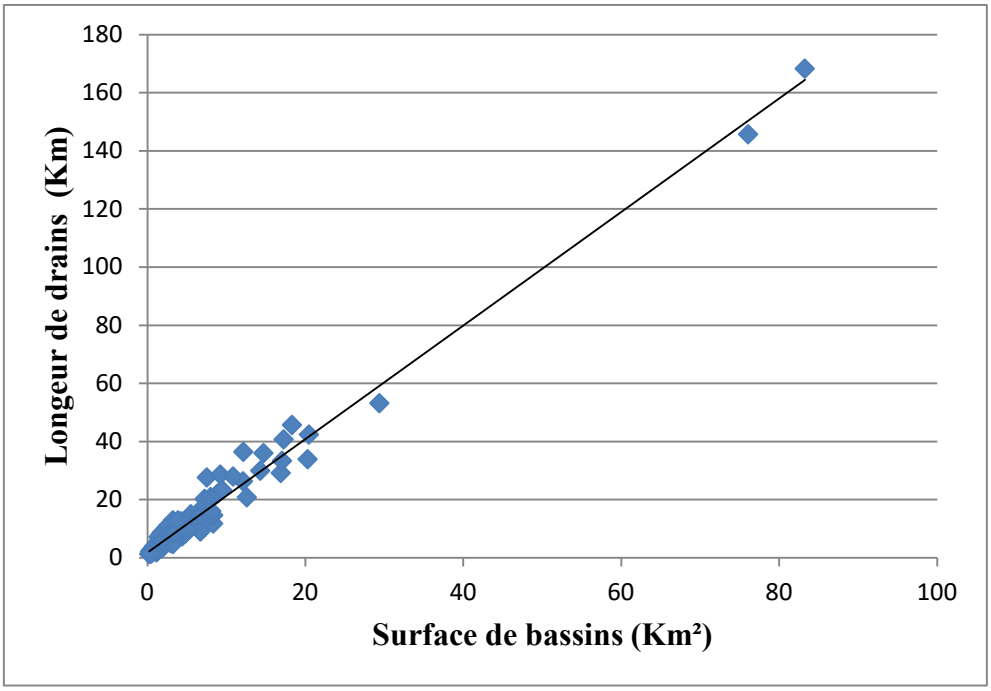

Fig. IV.20 Longueur des drains en fonction de surfaces des bassins versants

Cette différence est également perceptible au travers de la fréquence de drainage d'ordre 1. Ce qui traduit une plus forte dissection de ce versant. Différentes interprétations de ces indices ont pu être proposées (lithologie, climat, comportement géodynamique, végétation...). Il est ici possible d'envisager une corrélation au moins partielle avec des facteurs climatiques, compte

tenu de l'importance du contraste pluviométrique dans la région d'étude. Cependant, l'hypothèse d'un contrôle structural peut être également retenue.

Cependant, afin de vérifier cette hypothèse et de déterminer l'existence d'un couplage entre réponse morphologique des bassins et néotectonique, les résultats issus de cette analyse confrontés à l'étude d'autres indices.

IV.2.5.2 Les indices de topographie

Les indices de ce groupe sont l'intégrale hypsométrique, le relief local, le taux de relief et le nombre de rugosité. Nous avons aussi calculé l'indice de pente global afin de mieux caractériser les différents bassins versants.

- **Méthodes**

- **L'indice de pente globale (Ig) :**

L'indice de pente globale d'un bassin versant est le rapport du dénivelé défini comme étant la différence d'altitudes entre les points qui représentent 5% et 95% du pourcentage de la surface du bassin versant, à la longueur du rectangle équivalent (un rectangle de même superficie et de même périmètre que le bassin versant).

- **L'intégral hypsométrique (Ih) :**

La formule de l'intégrale hypsométrique est : Ih = (hmoy-hmin) / (hmax-hmin).

Où hmoy est l'altitude moyenne, hmax et hmin sont les altitudes maximale et minimale du bassin versant.

L'intégrale hypsométrique traduit en effet, le volume relatif d'un bassin, elle a donc été utilisée par de nombreux auteurs pour quantifier grossièrement l'intensité d'érosion d'un relief, qui est directement corrélée à l'intensité et l'âge des mouvements tectoniques (Strahler, 1952 ; Strahler, 1957 ; Pease and Gomez, 1992 ; Keller and Pinter, 1996 ; Delcaillau et al., 1998 ; Hurtrez et al., 1999). Cet indice est également très sensible à la répartition des lithologies plus ou moins érodables dans le bassin versant.

Une intégrale hypsométrique forte (entre 0.5 et 1) est associée à une courbe convexe et correspond à un relief très peu érodé avec une prépondérance des altitudes élevées dans le bassin. Une intégrale hypsométrique moyenne (autour de 0.5) associée à une courbe sigmoïdale traduit un relief intermédiaire avec un réseau hydrographique bien développé. Une intégrale hypsométrique basse (entre 0 et 0.5), associée à une courbe concave est liée à un relief très érodé et mou.

- **Le relief local (Rl) :**

Le relief local est la différence d'altitude entre le point le plus haut et le plus bas du bassin versant, selon les valeurs du relief local on peut classes le relief en faible, modéré ou fort. Le relief local est indépendant de la surface et permet alors de comparer des bassins de tailles différentes.

- **Le taux de relief (Tr) :**

Le taux de relief vaut le relief du bassin divisé par sa longueur maximale. C'est un indice qui nous donne une appréciation différente de la pente.

- **Le nombre de rugosité (Nr) :**

Le nombre de rugosité n'est que le relief du bassin multiplié par la densité de drainage.

- **Résultats**

Les indices de topographie, et de la forme planaire des bassins, sont récapitulés dans le tableau ci-dessous :

Tab. IV.03 Les indices du réseau de topographie et de forme planaire des bassins

N° BV	Ig	Ih	Rl (m)	Tr (‰)	Nr	Bs	Af (%)	Rive D		Rive G	
								F	D	F	D
1	0,082	0,44	133,9	130,1	0,67	2,95	62,83	19,28	3,46	13,97	2,46
2	0,149	0,43	303,3	148,4	1,39	2,29	45,73	15,97	3,80	12,49	3,03
3	0,134	0,46	450,9	128,1	1,09	2,49	54,44	3,92	1,74	3,28	1,58
4	0,187	0,49	323,5	173,5	1,07	2,74	40,27	0,00	0,00	9,99	2,95
5	0,112	0,44	212,2	117,8	0,62	2,96	56,91	3,34	0,68	13,24	2,40
6	0,151	0,55	288,6	179,2	1,04	2,22	23,49	0,00	0,00	9,03	3,56
7	0,141	0,43	264,2	141,5	0,75	3,17	52,43	8,11	1,76	0,00	0,00
8	0,101	0,52	234,8	105,3	0,72	3,44	32,46	11,85	1,55	6,83	1,78
9	0,118	0,43	264,5	121,2	0,71	2,61	48,25	2,22	0,61	8,29	2,36
10	0,127	0,51	371	137,4	0,82	2,21	61,12	2,17	1,24	5,11	2,19
11	0,15	0,48	311	138,4	1,33	2,15	48,9	12,02	3,89	11,50	2,85
12	0,093	0,47	378,5	107,7	0,76	3,37	42,26	1,21	0,80	4,44	1,28
13	0,092	0,50	267,5	95,26	0,49	3,60	62,06	4,26	0,58	0,00	0,00
14	0,096	0,53	251,9	109,5	0,58	2,72	80,53	2,62	1,66	0,00	0,00
15	0,214	0,50	328,4	201,1	0,84	2,20	58,34	4,14	1,44	3,87	1,27
16	0,169	0,46	402,4	235,4	1,64	3,42	20,9	0,00	0,00	9,94	3,23
17	0,088	0,50	174,7	124,3	0,28	2,90	38,57	6,77	1,05	1,42	0,29
18	0,199	0,51	303,9	164,9	0,79	2,05	68,67	7,35	2,15	2,01	0,30
19	0,098	0,48	186,6	118,1	0,37	2,46	27,37	0,00	0,00	5,70	1,53
20	0,109	0,41	505,2	108,3	0,83	2,89	51,87	1,66	0,78	2,68	1,20
21	0,081	0,51	230,4	86,44	0,51	3,45	54,95	1,00	0,34	7,35	1,42
22	0,117	0,43	633,3	133,2	1,57	3,17	42,53	4,44	1,91	3,72	1,82
23	0,217	0,54	402,5	229,3	1,58	2,42	51,98	4,06	1,25	14,65	4,21
24	0,098	0,41	473,8	105,2	1,29	3,51	58,91	4,31	1,88	6,18	1,75
25	0,157	0,51	270,5	168,5	1,02	2,49	46,33	9,55	2,01	9,90	2,63

N° BV	Ig	Ih	Rl (m)	Tr (‰)	Nr	Bs	Af (%)	Rive D		Rive G	
								F	D	F	D
26	0,092	0,36	389,5	103,1	1,09	2,53	57,28	4,10	2,37	6,79	2,12
27	0,233	0,60	434,1	235,2	1,36	2,59	55,94	4,25	1,43	3,60	2,53
28	0,097	0,41	333,3	105,2	0,76	3,25	71,45	3,20	1,61	1,14	0,32
29	0,125	0,50	603,2	139	1,27	3,81	45,78	1,37	1,19	3,85	1,26
30	0,103	0,36	418,9	112,3	0,96	4,78	40,61	0,00	0,00	2,70	1,46
31	0,169	0,53	523	188,2	1,44	2,44	43,92	2,25	1,57	3,96	2,45
32	0,123	0,44	483	166,2	1,14	3,03	29,08	2,40	0,79	5,58	2,17
33	0,16	0,34	586	166,8	1,01	3,70	69,04	1,97	0,85	2,20	0,58
34	0,14	0,32	720,8	157,9	1,37	5,19	43,56	0,00	0,00	3,33	1,43
35	0,112	0,57	553,9	127,7	1,36	3,12	55,02	2,19	1,17	7,03	2,35
36	0,113	0,35	273,7	113,9	0,69	3,43	48,55	0,00	0,00	7,05	1,66
37	0,152	0,47	471,2	165,4	1,88	2,73	52,87	10,54	3,53	9,20	2,93
38	0,139	0,56	454,1	184,9	0,85	2,47	43,35	2,70	0,97	2,89	1,57
39	0,257	0,42	500,4	236,6	1,25	2,10	43,28	0,00	0,00	11,68	3,07
40	0,128	0,54	382,7	178,7	1,46	2,57	24,33	6,58	2,47	8,04	3,24
41	0,132	0,21	536,9	136	1,12	3,89	41,49	2,16	0,47	4,09	1,54
42	0,121	0,26	661,8	144,5	1,42	6,04	55,22	3,66	0,98	2,58	0,49
43	0,147	0,50	568,4	152,5	1,22	3,72	46,56	2,78	0,80	1,21	1,01
44	0,14	0,61	293,9	158,9	0,84	2,99	39,3	0,00	0,00	5,78	2,09
45	0,079	0,44	549,1	132,4	1,21	5,00	57,3	2,65	1,69	3,55	1,45
46	0,114	0,37	852,8	125,2	1,43	2,71	50,69	2,33	1,30	2,00	1,35
47	0,097	0,32	898,9	110,1	1,88	4,58	27,77	3,27	1,87	2,13	1,48
48	0,179	0,41	655,3	189	1,36	2,56	46,69	7,18	2,32	0,74	0,55
49	0,17	0,50	680,4	192,3	1,55	3,15	24,21	1,96	0,61	5,01	1,84
50	0,162	0,47	384,8	235,5	0,97	3,23	70,81	5,63	1,43	2,73	1,07
51	0,184	0,35	673,6	222,3	1,31	3,44	75,89	2,06	1,36	0,00	0,00
52	0,119	0,55	753,6	135,6	1,44	3,99	52,82	3,70	1,33	1,38	0,76
53	0,138	0,57	515,7	162,1	1,20	3,81	63,46	2,27	1,54	0,99	0,70
54	0,16	0,45	637	189,2	1,06	2,98	35,22	0,64	0,60	2,79	1,06
55	0,262	0,45	611,4	310,6	2,87	2,80	79,86	12,16	3,86	14,18	4,01
56	0,064	0,57	188,5	84,56	0,56	3,75	47,21	2,61	1,16	9,33	1,72
57	0,187	0,54	429,3	212,9	1,32	2,85	52,8	6,18	1,76	5,53	2,18
58	0,08	0,52	474,1	139,7	0,67	3,34	60,53	1,38	1,18	1,21	0,87
59	0,088	0,41	161,1	102,3	0,63	2,28	39,15	7,13	2,88	5,74	2,48
60	0,106	0,51	172,7	119,5	0,69	2,61	44,51	21,83	3,02	4,38	2,04
61	0,126	0,40	430,4	141,7	1,20	3,70	44,06	2,97	1,14	1,56	1,59
62	0,092	0,50	175,3	103,1	0,63	2,33	85,65	8,48	2,99	0,00	0,00
63	0,101	0,27	736,4	116	1,60	3,57	61,18	2,97	1,60	3,19	1,34
64	0,134	0,50	240,2	137,9	0,85	2,54	75,69	10,70	2,37	0,00	0,00
65	0,206	0,40	333,6	213,3	1,21	3,41	34,16	0,00	0,00	10,17	2,81
66	0,151	0,52	793,9	167,2	1,38	4,34	15,18	6,90	1,94	0,99	1,03
67	0,104	0,36	376,6	120,8	0,71	2,33	55,41	3,82	1,68	2,19	0,85
68	0,083	0,47	321,4	92,12	0,88	3,46	56,15	5,27	1,43	2,70	1,88
69	0,082	0,53	189,8	114,5	0,85	4,09	25,99	0,00	0,00	8,09	3,18
70	0,063	0,54	434,3	123,4	0,96	2,86	76,5	5,93	5,37	0,00	0,00
71	0,168	0,48	384,9	185,2	1,09	3,42	64,35	2,91	0,75	10,52	2,05
72	0,055	0,54	194,4	69,08	0,56	3,56	45,12	4,41	1,61	8,70	1,81
73	0,19	0,42	431,2	197,4	1,37	3,18	78,07	2,95	1,89	20,98	2,22
74	0,145	0,54	843,9	153,4	1,48	3,36	47,72	0,75	0,60	2,52	1,76

N° BV	Ig	Ih	Rl (m)	Tr (‰)	Nr	Bs	Af (%)	Rive D		Rive G	
								F	D	F	D
75	0,095	0,53	129,3	111,7	0,70	4,63	69,36	24,40	2,14	0,00	0,00
76	0,03	0,32	305,7	54,64	0,50	4,88	48,49	1,96	1,18	2,31	1,13
77	0,109	0,40	447,5	124,5	1,31	3,26	34,17	4,77	1,76	4,25	2,26
78	0,088	0,37	279,6	107,3	1,16	3,10	46,82	8,07	2,17	11,37	4,31
79	0,167	0,52	302,7	156,9	1,12	2,30	43,21	4,73	1,79	8,39	3,01
80	0,101	0,48	265,9	131,8	1,35	3,32	34,15	16,69	4,02	15,15	4,30
81	0,165	0,59	333,2	176,5	0,95	2,40	53,41	6,45	1,96	8,63	1,60
82	0,111	0,55	297,2	153,7	0,74	3,20	66,94	3,52	0,94	14,25	2,05
83	0,257	0,57	331,3	230,4	1,52	2,23	71,01	9,96	3,29	8,13	2,87
84	0,159	0,49	371,3	174	0,55	1,95	62,71	1,97	1,04	0,83	0,58
85	0,113	0,48	241,5	114,8	0,55	3,50	59,99	3,17	0,53	9,51	0,85
86	0,134	0,37	808,8	168,7	1,08	4,14	19,25	0,77	0,21	0,92	0,92
87	0,101	0,42	742,9	116,2	1,36	5,30	58,35	2,32	0,87	1,63	0,85
88	0,18	0,34	723,6	211,5	1,35	2,80	83,2	1,78	1,55	1,10	0,40
89	0,074	0,41	245,3	82,93	0,73	3,09	39,78	6,29	1,61	7,71	2,10
90	0,238	0,47	570,2	276	1,35	3,78	47,44	7,20	1,73	1,62	0,64
91	0,083	0,55	212,1	87,56	0,66	3,14	52,41	7,00	1,78	3,85	1,62
92	0,203	0,49	276,1	230	1,67	3,54	22,24	0,00	0,00	21,46	3,90
93	0,125	0,56	313,4	171,2	1,34	4,50	14,8	7,73	1,41	8,05	2,74
94	0,171	0,61	256,8	204,8	0,69	2,70	52,52	8,95	2,25	3,30	0,79
95	0,186	0,45	308,4	193,3	1,46	3,38	42,09	0,00	0,00	20,28	3,79
96	0,249	0,52	253	263,7	0,84	2,42	62,15	20,71	2,77	0,00	0,00
97	0,126	0,51	630,6	161	2,10	4,64	45,38	5,67	2,22	6,59	2,50
98	0,133	0,48	534	136,9	1,96	2,35	50,51	5,53	2,84	8,60	3,35
99	0,089	0,49	490,1	108,8	0,88	3,26	57,99	3,25	1,44	1,50	0,86
100	0,138	0,46	813,5	168,9	2,12	3,52	84,86	4,40	2,14	11,52	2,95
101	0,103	0,40	427,7	105	0,85	2,33	59,64	4,75	1,87	1,83	0,71
102	0,091	0,50	272,7	104,9	0,68	2,63	85,94	4,17	2,02	0,00	0,00
103	0,095	0,47	493,9	119,7	1,23	2,82	79,13	4,26	2,31	0,00	0,00
104	0,079	0,53	485,8	93,32	1,51	3,39	30,08	5,76	2,05	6,51	2,62
105	0,084	0,50	478,8	98,53	1,18	3,01	36,39	2,61	0,78	9,13	2,50
106	0,107	0,55	568	120,2	1,46	2,56	34,48	2,13	1,14	5,19	2,55
107	0,043	0,42	332	85,74	1,00	3,78	31,09	6,09	2,38	6,21	2,77
108	0,059	0,33	456,4	74,3	1,12	3,37	53,54	3,05	1,98	6,01	1,98
109	0,1	0,51	937,7	133,6	1,62	4,01	48,08	2,34	1,07	3,65	1,54
110	0,08	0,48	904,6	104,7	1,77	5,37	67,36	2,78	1,60	2,16	0,86
111	0,078	0,25	754,1	105,2	1,78	4,12	46,83	2,97	1,61	5,23	2,00
112	0,072	0,49	742,8	98,9	1,85	4,31	31,82	4,63	1,61	4,96	2,37
113	0,087	0,44	723,3	117,5	1,50	3,02	51,91	2,73	1,74	3,87	1,74
114	0,093	0,33	894,1	96,94	1,62	2,95	50,92	2,67	1,49	2,36	1,45
115	0,067	0,49	243,8	74,37	0,48	2,58	40,65	3,43	0,90	3,69	1,54
116	0,056	0,37	1089	75,68	2,08	4,01	53,19	2,67	1,68	3,85	1,71
117	0,048	0,34	1033	83,5	2,09	4,34	33,26	2,28	1,48	3,17	1,96

i. L'intégral hypsométrique

L'analyse des intégrales hypsométriques des bassins versant d'ordre 3 a été menée, les valeurs des intégrales sont fortement dispersées, elles varient de 0,21 (B.V. 41) à 0,61 (B.V. 28 et 44),

cette augmentation de la valeur de l'intégrale hypsométrique et associée au passage d'un profil concave à un profil convexe des courbes hypsométriques.

Environ les deux tiers des bassins ont des valeurs inferieurs ou égales à 0,5 qui caractérisent des bassins matures pour ceux dont la valeur tourne autour de 0,5 et des vieux bassins voir même des pénéplaines pour les valeurs inferieurs à 0,5. Tandis que presque l'un tiers des bassins versants à un intégral hypsométrique supérieur à 0,5 qui signifie un rajeunissement de ces bassins.

Concernant la répartition spatiale des valeurs des intégrales hypsométriques, d'une manière générale, les valeurs basses se rapportent aux bassins de la plaine de Rouknia, la limite Sud-est de la plaine d'Azzaba et le bord Nord-ouest du bassin de Guelma. Les bassins rajeunis se trouvent aux voisinages des failles susceptibles d'être actives.

Compte tenu de la différence de valeur observée pour des bassins présentant une lithologie comparable, cette répartition ne peut être mise uniquement sur le compte de l'érosion différentielle. Elle résulte donc d'une réponse à un inégal soulèvement tectonique.

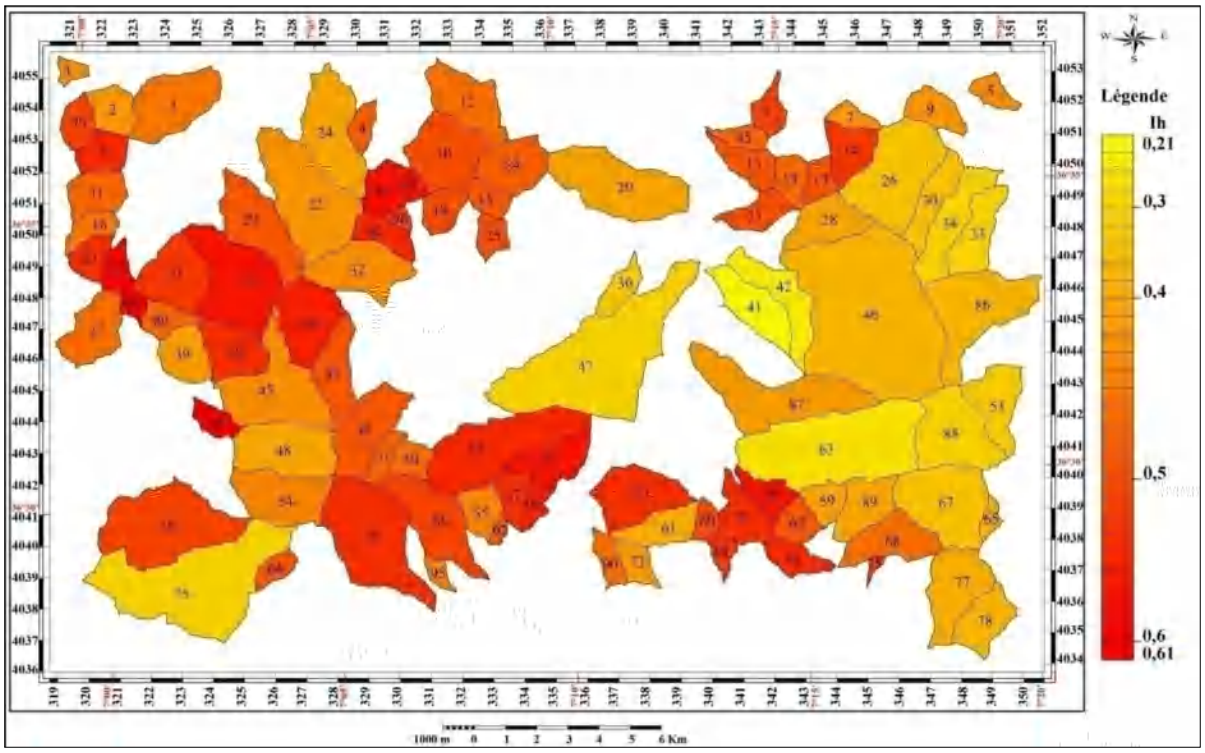

Fig. IV.21 Les intégrales hypsométriques des bassins versants d'ordre 3

ii. Le relief local

Le relief local des bassins versants d'ordre 3 est compris entre les valeurs 133,9 m et 898,9 m. la moyenne est 413,5 m et l'écart type est 186,6. La moyenne du relief local des bassins versants d'ordre 4 est 588,6 m et 1060,9 m pour ceux d'ordre 5. Ces valeurs indiquent que les bassins d'ordre 3 sont caractérisés par un relief assez fort à très fort.

Ces dénivèles reviennent surtout aux contraste lithologique (entre d'une part les lignes de partage des eaux constituées généralement pars les calcaires Néritiques et les grés des flysch, et d'autre part les plaines alluviales formées essentiellement par des marnes des argiles.), à l'érosion différentielle, mais aussi à la surrection tectonique dû aux mouvements verticaux récents. Le relief local est proportionnel à la surface du bassin, c'est évident que plus la taille du bassin est grande, plus il est susceptible que la dénivelée entre son point le plus haut et le plus bas soit grande. Ce qui explique en partie l'augmentation des valeurs du relief local pour les bassins d'ordre 4 et 5.

iii. Le taux de relief

Le taux de relief des bassins d'ordre 3 varie de 54,64‰ (B.V. 76) à 310,6‰ (B.V. 55), le taux de relief des bassins d'ordre 4 et 5 est compris dans le même intervalle.

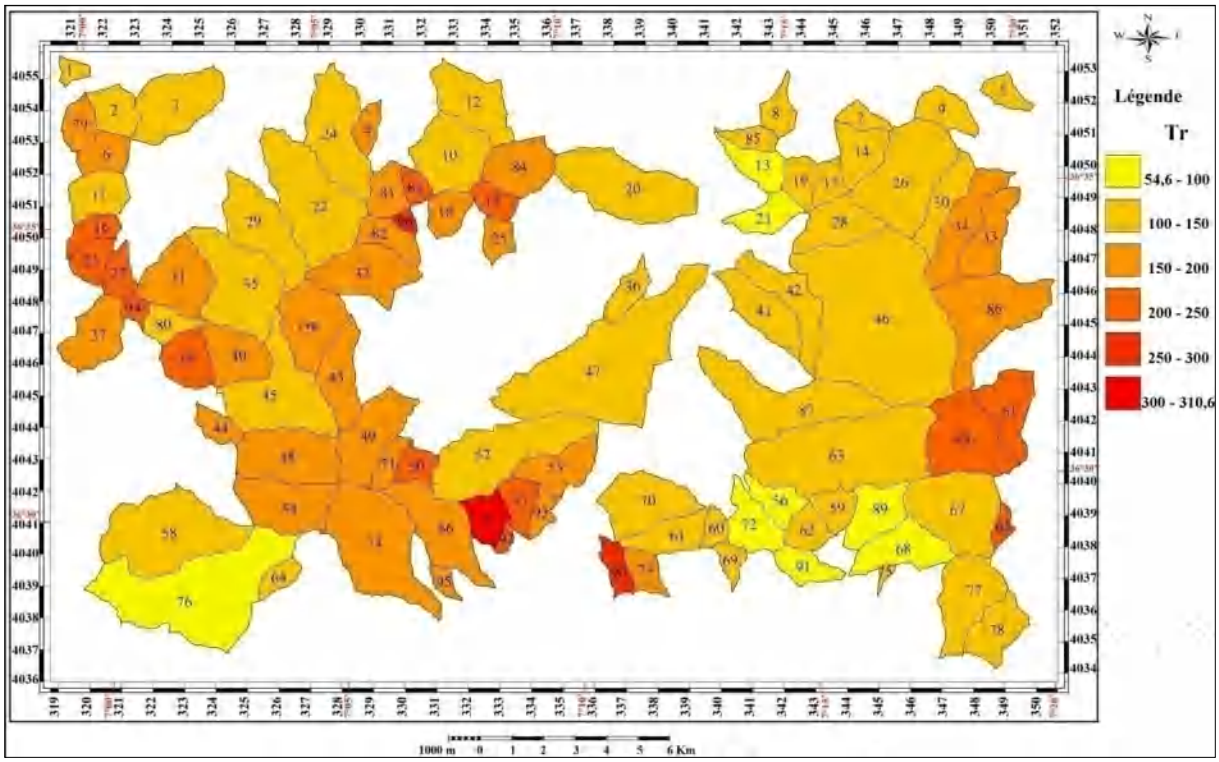

Fig. IV.22 Le taux de relief des bassins versants d'ordre 3

Le taux de relief réduit l'effet de la surface sur les valeurs du relief local, en divisant ce dernier sur la longueur maximale du bassin versant, on obtient une forme de pente qui est indépendante de la surface du bassin. À l'inverse de l'indice de pente global (Ig) qui décroît lorsque la surface augmente.

Cependant ces deux indices montrent que les bassins étudiés sont caractérisés par des pentes assez fortes à très fortes.

iv. Le nombre de rugosité

Le nombre de rugosité de différents bassins versants varie de 0,28 (B.V. 17) à 2,87 (B.V. 55).

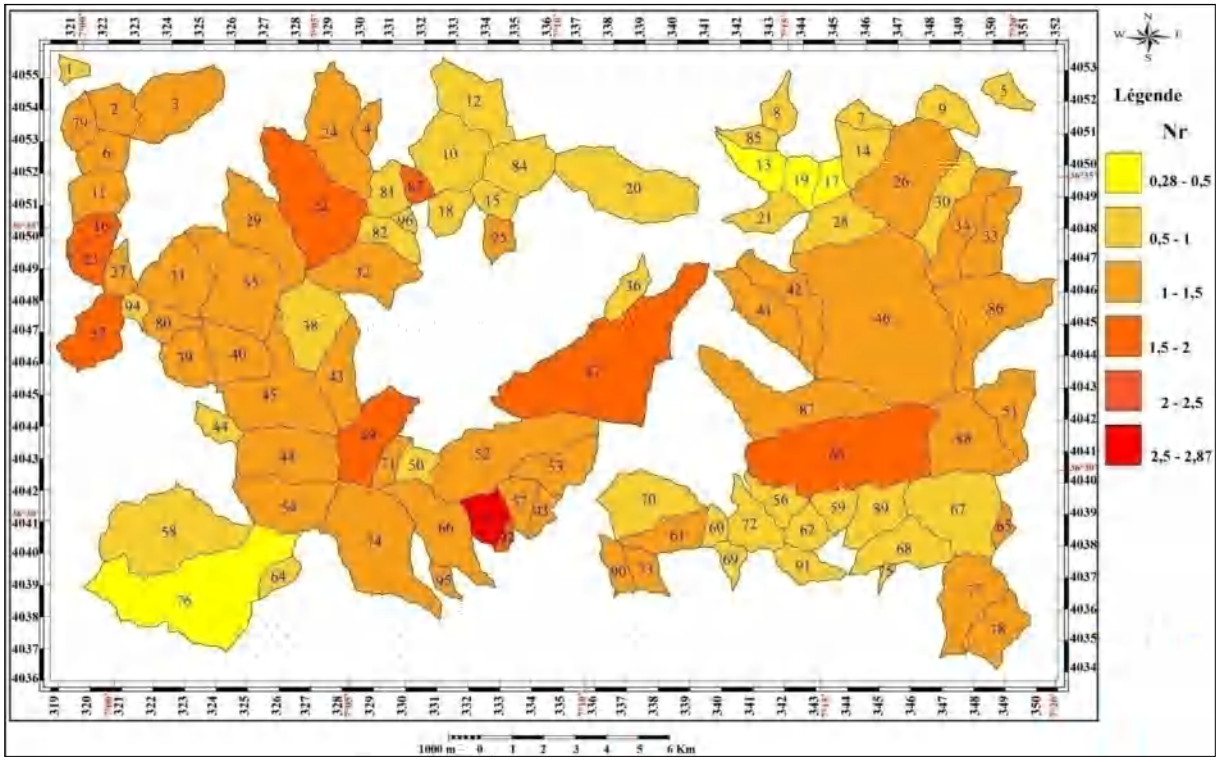

Fig. IV.23 Le nombre de rugosité des bassins versants d'ordre 3

Les valeurs les plus élevées correspondent à des terrains rugueux intensément escarpés, qui peuvent êtres des badlands (terrains où la faible végétation et le ruissellement important ont contribué à la formation de profondes ravines), des zones à fort contraste lithologique (érosion différentielle). Mais cette rugosité peut aussi être causés par des accidents tectonique (des escarpements de lignes de faille).

- **Conclusions**

Les indices de topographie nous on permit de mettre évidence l'importance de dénivelé qui caractérise tous les bassins étudiés, ainsi que la raideur de leurs pentes qui est assez forte à très forte. Certains bassins se distinguent rajeunis

IV.2.5.3 Les indices de forme planaire des bassins

Les indices qui quantifient la forme planaire des bassins sont le facteur de dissymétrie, le rapport de forme et le facteur de symétrie topographique.

- **Méthodes**

- **Le facteur de dissymétrie (Af) :**

Le facteur de dissymétrie AF a été introduit par (Hare et Gardner en 1985). Il permet de détecter des basculements tectoniques perpendiculaires à la direction de drainage principale.

Le facteur de dissymétrie est défini par :

Af= 100 (Ar/At)

Où Ar est la surface du bassin versant située en rive droite du drain principal et At la surface totale du bassin.

Si Af est égal à 50, le bassin est symétrique,

Si Af < 50, on a un basculement vers la droite,

Si Af > 50, un basculement vers la gauche.

- **Le rapport de forme (Rf) :**

Le rapport de forme est la mesure de l'allongement (petit axe sur grand axe) de l'ellipse équivalente du bassin versant (de même surface et orientation) (Keller et Pinter, 1996 in C. Champion et al., 2001).

Les bassins versants de forme très allongée sont caractéristiques des régions soumises à une tectonique active (Salvany, 2004).

- **Le Facteur de symétrie topographique (T) :**

La formule du facteur de symétrie topographique est T=Da/Dd où Da est la distance de la ligne médiane du bassin au drain principal, et Dd la distance de la ligne de crête à la ligne médiane.

L'analyse de l'asymétrie des bassins versants selon la méthode de (Cox 1994) permet de révéler ces déplacements latéraux dus à la tectonique et enregistrés de façon différente selon le rang des cours d'eau (Cox et al., 2001 ; Garrote et al., 2006, 2008).

Les drains de rang 1 selon l'ordination de (Strahler 1957) progressent par érosion régressive et repoussent la ligne de partage des eaux vers le bord le plus soulevé, ils réagissent assez vite et témoignent de déformations récentes, en général holocènes. Les drains de rang 2 enregistrent des déplacements latéraux consécutifs à des déformations plus anciennes, pouvant dater du Pléistocène supérieur ; Quant aux drains de rangs 3 et 4 qui sont souvent plus encaissés, ils témoignent de déformations encore plus anciennes, du Pléistocène inférieur et moyen, effectuées avant que l'encaissement ne fixe leur tracé. Ces déplacements peuvent provoquer localement des phénomènes de capture d'un cours d'eau par un autre. (J.-P. Larue et R. Étienne, 2014).

- **Résultats**

Les résultats de calcul sont reportés dans le tableau.

i. Le facteur de dissymétrie

Le calcul de cet indice montre que tandis qu'un peu plus que l'un quart des bassins versants d'ordre 3 est symétrique, les bassins N° 40, 49, 6, 92,16, 86, 66 et 93 ont des valeurs du facteur de dissymétrie inférieur à 25%, et les bassins N° 64, 51, 70, 73, 55, 14, 88 et 62 ont des valeurs du facteur de dissymétrie supérieur à 75%.

Même si l'hétérogénéité lithologique, les variations du couvert végétal et du climat des deux parties du même bassin explique en partie les valeurs divergeant de 50% de certains bassins. L'existence de bassins où les deux rives sont identiques vis-à-vis de conditions citées au-dessous ne laisse que la possibilité de basculement tectonique pour expliquer les valeurs de dissymétrie.

La dissymétrie de certains bassins est accompagnée par l'absence d'affluents dans la rive qui à la plus petite surface. On relève que même les bassins versants N° 7 et 36 n'ont pas d'affluents dans la rive qui à légèrement la plus petite surface, malgré que ces bassins soient quasiment symétriques.

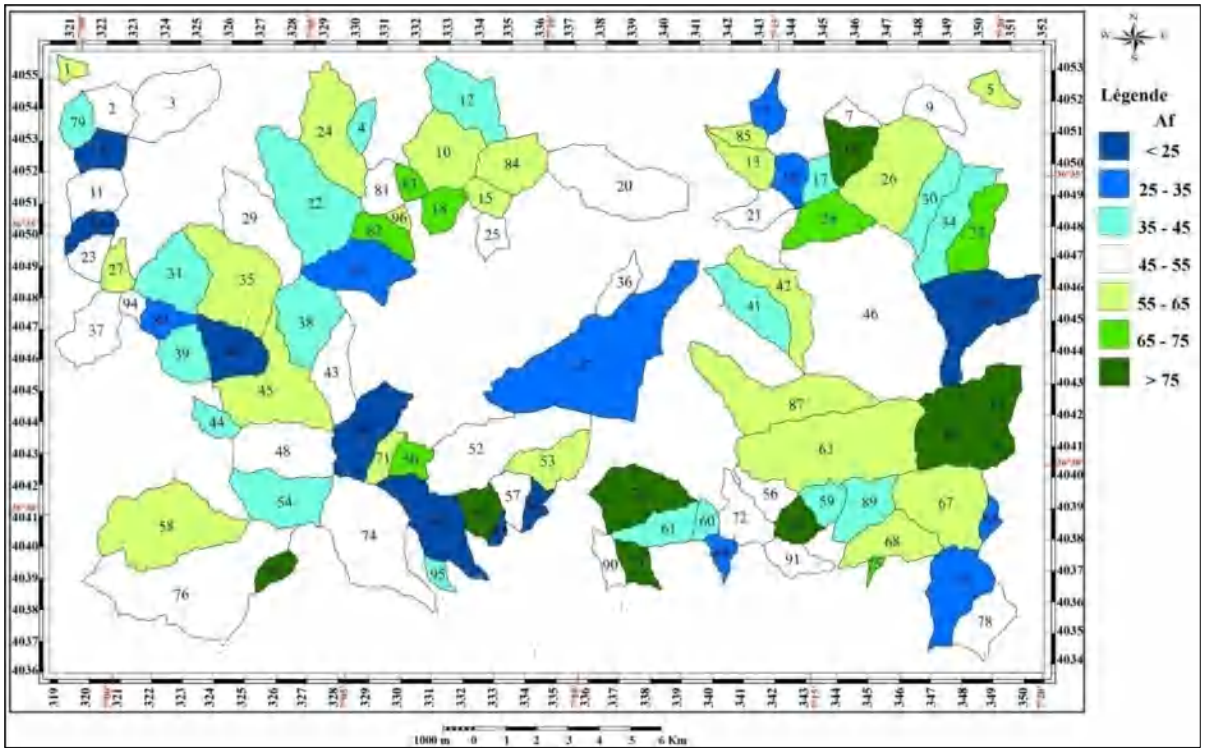

Fig. IV.24 Le facteur de dissymétrie des bassins versants d'ordre 3

ii. Le Rapport de forme

Le rapport de forme varie entre 1,95 et 6,04.

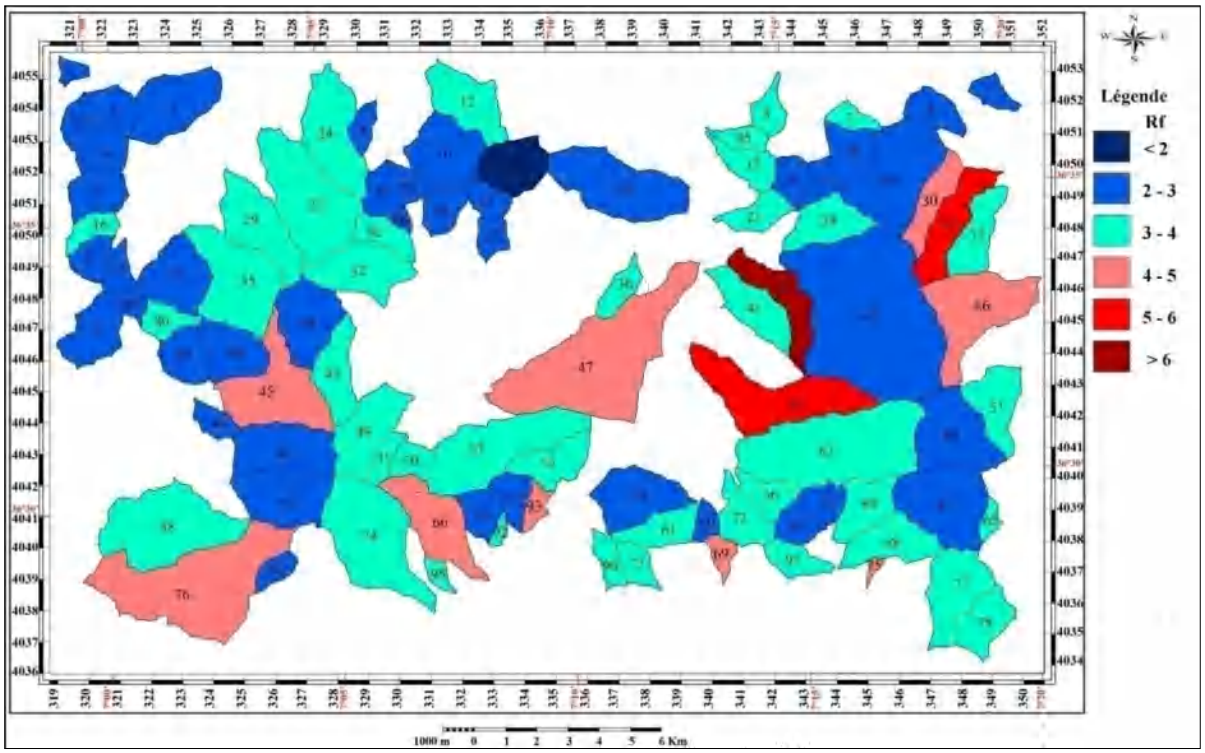

Fig. IV.25 Le rapport de forme des bassins versants d'ordre 3

Les bassins versants N° 69, 86, 66, 93, 47, 75, 30, 76, 45, 34, 87 et 42 sont les plus allongés avec un rapport de forme supérieur à 4, ils sont les plus susceptibles d'être soumis à la tectonique selon cet indice.

iii. Le Facteur de symétrie topographique

Le facteur de symétrie topographique est calculé uniquement pour les cours d'eau principaux des bassins d'ordre 3 à 5. Il est représenté graphiquement

- **Conclusions**

Les mesures d'élongation des bassins versants montrent que le rapport de forme varie entre 1,95 et 6,04. Les bassins versants N° 69, 86, 66, 93, 47, 75, 30, 76, 45, 34, 87 et 42 sont les plus allongés avec un rapport de forme supérieur à 4, ils sont les plus susceptibles d'être soumis à la tectonique selon cet indice.

IV.2.5.4 Les indices de Profils des rivières

Les déformations tectoniques ont aussi des impacts sur les profils longitudinaux des cours d'eau (J. Holbrook et A. Schumm, 1999). Un soulèvement local peut réduire la concavité du profil et faire apparaître une rupture de pente qui serait d'autant mieux préservée que le rythme de soulèvement serait lent (S. Carretier et al., 2006). Les ruptures de pente, qui se traduisent sur les profils par des sections rectilignes ou convexes à forte pente, sont donc de bons indicateurs de l'évolution du creusement fluviatile (P. Bishop, 2007 ; J.P. Larue, 2011).

- **Méthodes**

- **L'indice de concavité (IC)**

L'indice de concavité de (Langbein 1964) : IC = 2A/H avec A = différence d'altitude entre le profil à mi-parcours et une ligne droite joignant les deux extrémités du profil, H = dénivellation entre la source et l'exutoire du drain. Le profil tend à être rectiligne quand la valeur de (IC) est proche de 0 ; à l'inverse, la concavité devient très forte quand la valeur approche de 1.

- **L'index de gradient de cours d'eau (SL)**

SL = L.ΔH/ΔL où ΔH/ΔL est la pente d'une portion de cours d'eau et L la longueur de drainage amont. Il permet de souligner les moindres ruptures de pente et les très fortes ou très faibles valeurs témoignent de déformations tectoniques si elles ne sont pas corrélables avec des facteurs lithologiques. La forte amplitude des valeurs obtenues avec cette méthode permet de caractériser tous les changements de pente le long des profils longitudinaux ; néanmoins, il faut

savoir que pour des secteurs de même pente, les valeurs augmentent avec la distance des sources. Pour évaluer le rôle de la tectonique, nous avons appliqué la méthode de (G. Goldrick et P. Bishop 2007) qui montre que l'établissement du graphique DS (distance-pente) en coordonnées logarithmique permet de mieux séparer les ruptures de pente d'origine lithologique de celles dues à la tectonique : les premières donnent des segments de droites parallèles au profil alors que les secondes donnent des pics plus prononcés et désordonnés.

- **Résultats**

i. L'indice de concavité (IC)

Le graphique adimensionnel H/Ho (ratio des altitudes) et L/Lo (ratio des longueurs) permet de superposer et ainsi de comparer les profils de drains de longueurs différentes (A. Demoulin, 1998) ; H est l'altitude du cours d'eau au point mesuré, Ho est la dénivellation entre la source et l'exutoire, L est la distance à l'exutoire du point mesuré et Lo est la longueur du cours d'eau.

Les indices de concavité montrent bien l'ampleur du creusement.

Ils montrent que les cours d'eau à forte concavité, qui ont creusé sur tout leur parcours : dépourvus de ruptures de pente, ont atteint un profil très proche de l'équilibre, alors que le ont encore plusieurs ruptures de pente à résorber avant de l'atteindre.

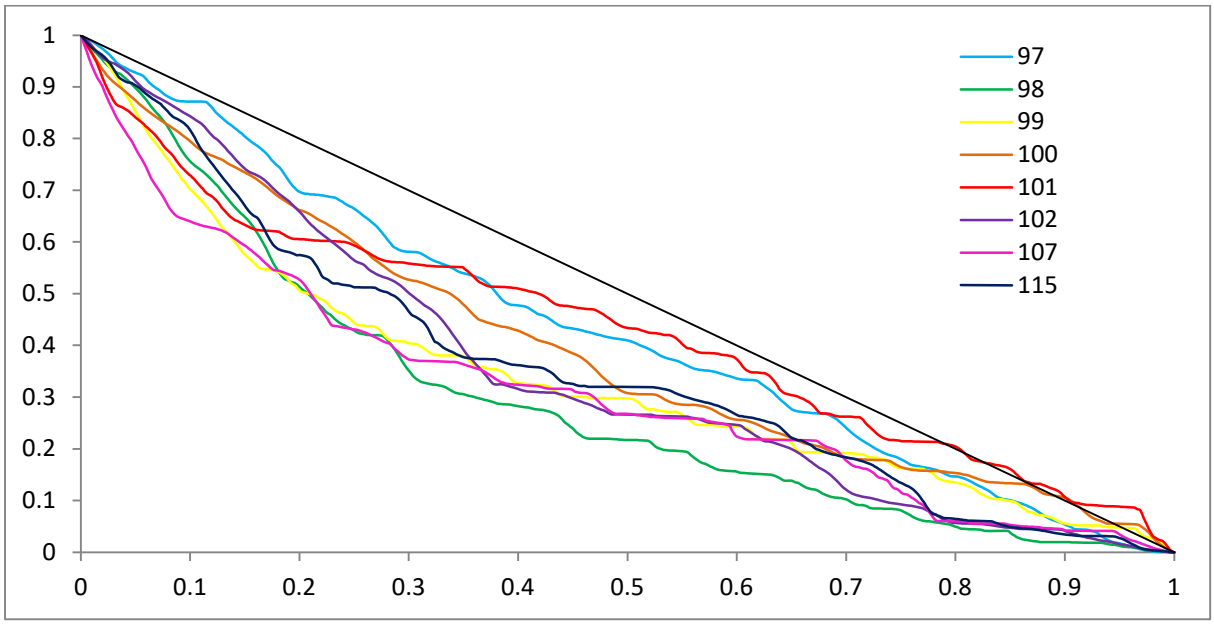

Fig. IV.26 profils longitudinaux des cours d'eau d'ordre 3, L < 5 Km

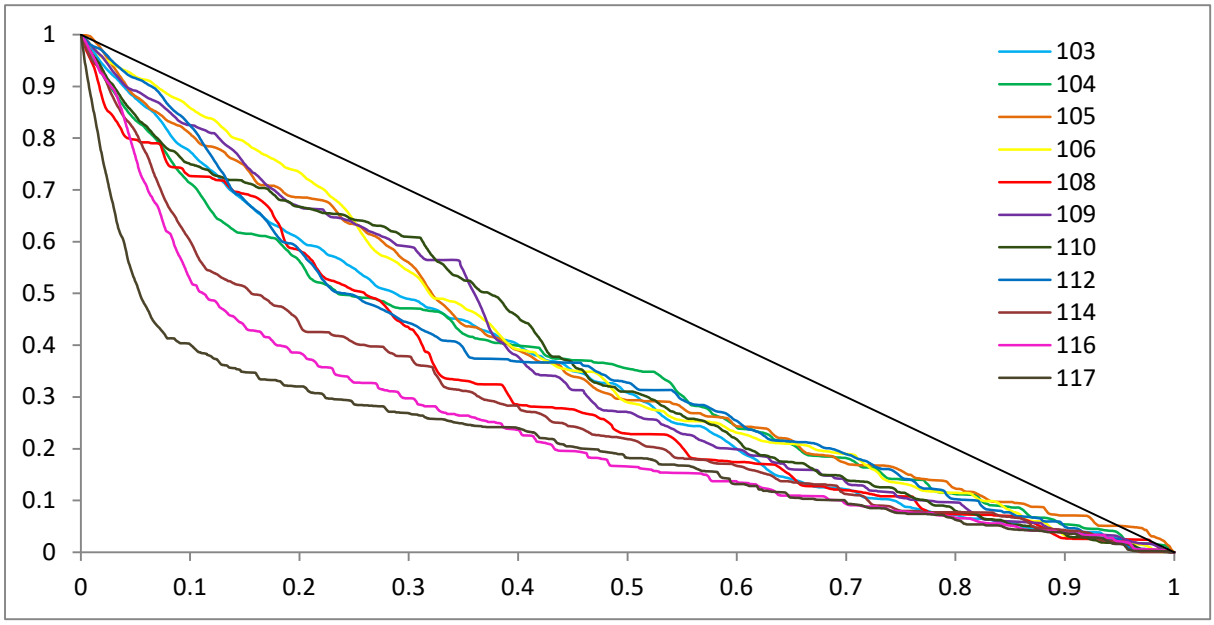

Fig. IV.27 profils longitudinaux des cours d'eau d'ordre 3, 5 Km < L < 10 Km

ii. L'index de gradient de cours d'eau (SL)

Les profils longitudinaux des cours actuels présentent des formes plus ou moins concaves, des pentes moyennes variables et des ruptures de pente plus ou moins prononcées.

Les graphiques DS montre, pour les cours d'eau à profils très accidentés, des pics importants et désordonnés typiques de rupture de pente d'origine tectonique (G. Goldrick et P. Bishop, 2007). Les courbes régulières des cours supérieurs indiquent qu'ils évoluent en équilibre dynamique, alors que les pics prononcés des secteurs aval témoignent de cours en déséquilibre suite à des déformations tectoniques. L'ampleur du soulèvement responsable des reprises d'érosion régressive peut être estimée en prolongeant vers l'aval le profil amont non touché par la vague érosive (E. Kirby et K.X. Whipple, 2001).

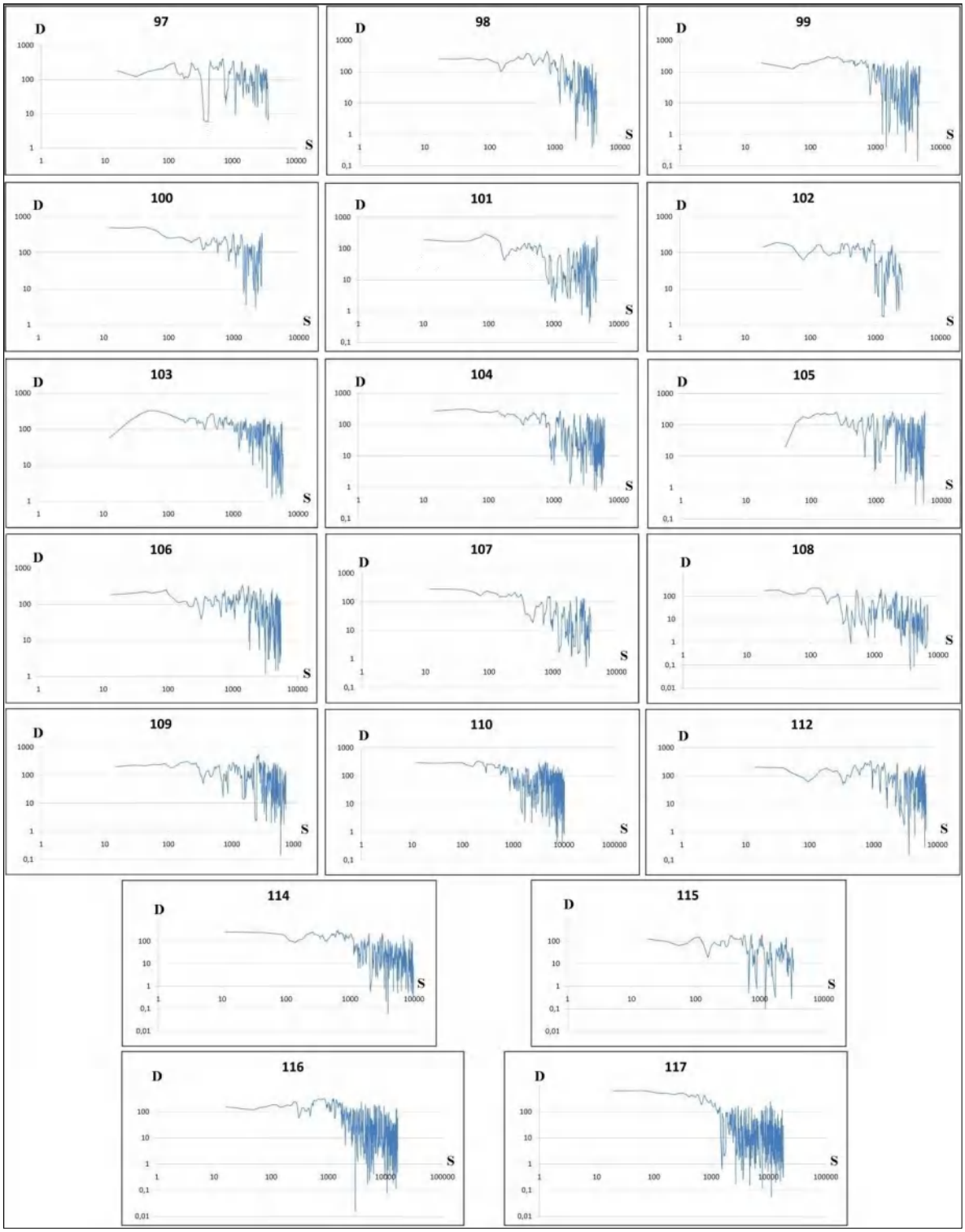

Fig. IV.28 L'indice SL des bassins versants d'ordre 4 et 5

- **Conclusions**

Ces anomalies peuvent s'expliquer, soit par un contact lithologique, soit par une confluence qui augmente la puissance fluviale, ou par un soulèvement à l'amont d'une faille active, ou encore par un abaissement du niveau de base qui génère l'érosion régressive (P. Bishop et al., 2005).

IV.2.6 CONCLUSIONS

Il faut noter qu'en général, les indices calculés sont en fonction du climat, lithologie, changement du niveau eustatique et activité néotectonique.

Les variations du niveau de base sont une convolution du signal tectonique et des variations eustatiques du niveau de la mer. Il faut donc toujours s'affranchir du signal eustatique dans les études néotectoniques, ce qui est en général relativement aisé du fait que les variations eustatiques dans le temps sont bien connues et uniformes dans l'espace, ce qui n'est pas le cas des mouvements tectoniques que l'on cherche à détecter.

En revanche, il est plus difficile de s'affranchir de l'effet du climat et des lithologies sur les taux d'érosion et donc sur les morphologies observées, bien que :

- la lithologie soit mieux connue actuellement avec la nouvelle carte géologique de la région.

- la taille réduite de la zone d'étude, minimise l'effet du climat.

La différence de l'importance des indices morphométriques dans des bassins de même lithologie, ne laisse que la possibilité d'activités tectoniques pour l'expliquer.

CHAPITRE V. APPORT DE L'AEROMAGNETISME

Les recherches faites à des fins militaires au cours de la seconde guerre mondiale ont largement contribué à la promotion des méthodes géophysiques aéroportées notamment l'aéromagnétisme. Depuis lors, et stimulée par l'accroissement des besoins en matières premières qui devaient être recherchées dans des régions vierges ou pas complètement prospectées, la géophysique n'a cessé de se développer parallèlement aux techniques de mesure et appareillage utilisé. Les raisons de la promotion de cette méthode sont à rechercher dans les avantages opérationnels et techniques offerts, qui ne doivent pas faire oublier les inconvénients inhérents de la méthode même (Lacomblez et Cornet, 1973).

Caractérisée par sa capacité de couvrir de vastes régions en un temps limité et avec un personnel réduit, l'aérogéophysique intervient dans plusieurs domaines notamment, l'exploration minière où elle joue un rôle primordial dans la recherche et l'évaluation des différents types de gisements. Parmi les techniques qui peuvent être effectuées à partir d'un avion, la magnétométrie et la radiométrie sont les plus employées dans l'exploration.

Dans ce chapitre, nous présentons les principes de base des deux techniques de prospection aéroportées liées à ces deux disciplines à savoir : l'aéromagnétométrie et l'aérospectrométrie. On va reprendre le traitement des données aéromagnétiques déjà élaboré par (Boubaya D. 2006 et 2013), en ajoutant l'établissement des aérospectomètriques brutes. On va appliquer filtres numériques les plus employés dans le traitement des données aéromagnétiques sur une région qui s'étend d'environ 10 Km sur chaque côté de la feuille de Hammam Meskhoutine (feuille déjà étudiée par (Beguiret L. 2017)). Et enfin, ressortir les accidents tectoniques qui constituent les résultats visés par l'application de cette méthode.

Notre étude diffère de celle de (Beguiret L. 2017) dans la délimitation géographique, les paramètres de correction appliqués, et évidement le font géologique exploité pour interpréter les résultats.

V.1 LA PROSPECTION MAGNETIQUE

Basée sur la mesure des variations du champ magnétique et de la susceptibilité magnétique des roches, la magnétométrie reste la technique la plus simple du point de vue réalisation et la moins coûteuse du point de vue économique. Elle est généralement utilisée pour la cartographie structurale et la recherche de substances ferromagnétiques.

V.1.1 Champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre ou champ géomagnétique est un phénomène complexe, variable en direction et en intensité dans l'espace et dans le temps. A la surface de la Terre, il résulte de deux processus ayant pour siège l'intérieur (champ interne) et l'extérieur (champ externe) du globe terrestre, (Le Mouël, 1976).

Le champ externe est engendré par des courants électriques circulant dans l'ionosphère et la magnétosphère. Celui interne, lui-même est la superposition de deux termes :

- Un champ principal (régulier), ayant pour siège la surface du noyau externe et dont les longueurs d'onde sont typiquement de l'ordre de quelques milliers de Km. Ce champ qui représente en moyenne, 99 % du champ observé à la surface du globe est due à des processus magné-hydro-dynamiques complexes.
- Un champ crustal, d'anomalies locales dont les longueurs d'onde sont généralement inférieures à quelques centaines de Km. Ce champ est engendré par les roches aimantées situées au-dessus de la surface isotherme dite de curie.

V.1.2 Les éléments du champ géomagnétique

Le champ magnétique terrestre observé à la surface de la Terre est irrégulier et ces deux pôles magnétiques vrais ne sont pas diamétralement opposés. Schématiquement il est souvent représenté sous forme d'une sphère à aimantation homogène, similaire à celle d'un dipôle placé au centre de la Terre et orienté vers l'hémisphère sud où, l'axe de dipôle est incliné par rapport à l'axe de rotation de la Terre d'un angle d'environ 11.5° (Telford et al., 1998).

Cette représentation schématique approximative est appelée champ de Gauss.

En chaque point de la surface de la Terre, le champ magnétique terrestre est représenté par une grandeur vectorielle F, caractérisée par son intensité et son orientation. Dans un système orthogonal, il se décompose en trois composantes (x, y et z) orientées respectivement vers le Nord géographique, l'Est et la verticale descendante.

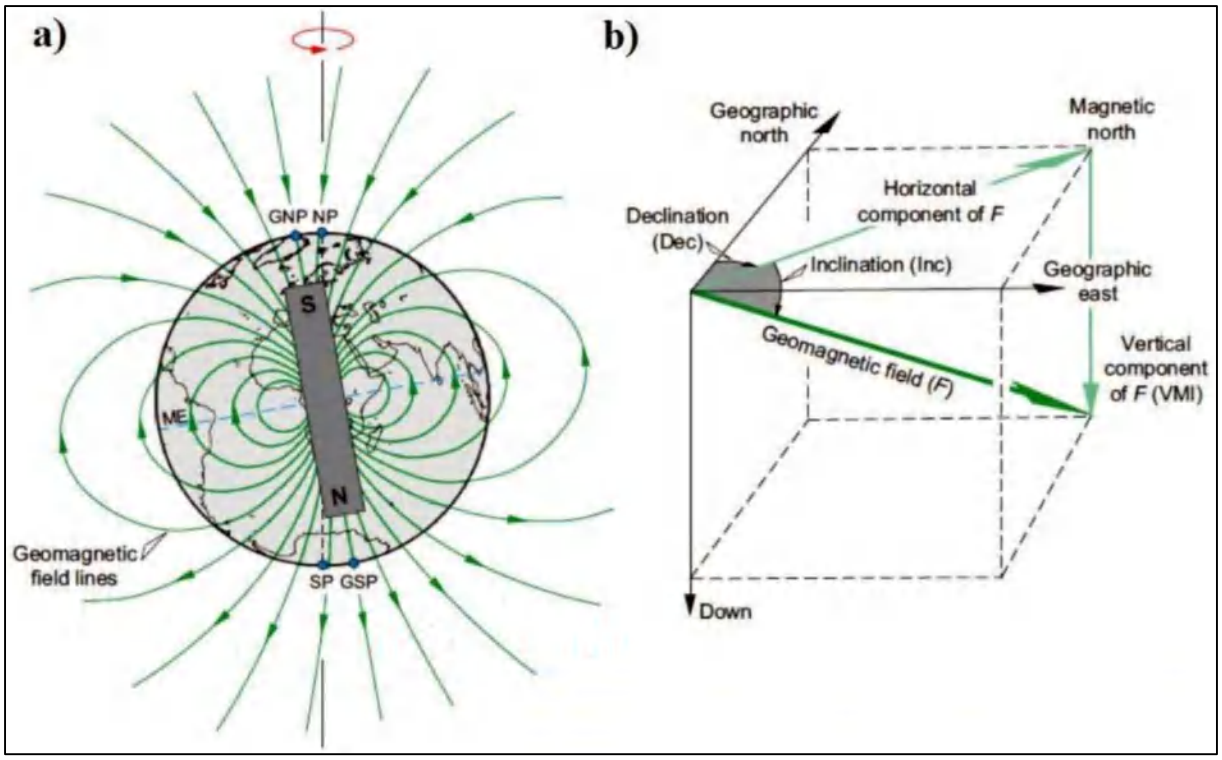

Fig. V.01 Composantes du champ magnétique terrestre (Dentith et Mudge, 2014)

- La projection de F sur le plan (x,y) est appelée la composante horizontale (H).
- L'angle entre la composante horizontale du champ et le nord géographique est appelée la déclinaison magnétique (Dec).
- L'angle entre F et l'horizontale est appelé l'inclinaison magnétique (Inc).
- Le plan vertical passant par F et H est appelé « Méridien magnétique ».

V.1.3 Champ magnétique de référence IGRF

Le champ magnétique de référence mondial (International Geomagnétic Reference Field) est une représentation mathématique du champ géomagnétique adoptée selon un protocole d'accord international sous l'égide de l'Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie (IAGA), branche de l'union internationale de géodésie et de géophysique (IUGG). Ces modèles de référence mondiaux sont calculés tous les cinq ans, au dixième degré pour le champ (coefficients internes de Gauss : et au huitième degré pour les variations temporelles (dérivées premières par rapport au temps de et correspondant à des époques données (Barraclough, 1987).

V.1.4 Variations du champ géomagnétique

De longues séries d'observations démontrent que le champ magnétique terrestre est loin d'être constant. Les données obtenues aux différents observatoires depuis 1540 montrent que l'inclinaison et la déclinaison ainsi que le pôle nord magnétique ont été considérablement changées durant cette période. Le paléomagnétisme indique que durant les différents âges géologiques, le champ géomagnétique a subi un certain nombre d'inversions de pôles (Collinson, 1983). En plus de ces variations qui ont un caractère régional, les mesures magnétométriques sont soumises à des variations régulières de courtes périodes ou ce qu'on appelle la dérive du champ causée par les changements de la partie externe du champ géomagnétique. En prospection magnétique, deux types de variations du champ géomagnétique sont distingués ; séculaires et diurnes :

- **Variations séculaires** : Ce sont des variations de longues périodes qui trouvent leur origine dans le noyau. Elles sont souvent représentées sous forme de cartes isopores indiquant le taux de variation en (nT/an) pour l'intensité du champ ou en degré/an pour l'inclinaison et la déclinaison magnétique. L'influence des variations séculaires sur la prospection magnétique est insignifiante. Leur effet peut être visible lors de l'assemblage de données magnétométriques acquises à des périodes éloignées dans le temps (Courtillot et al., 1978, Alexandrescu et al., 1996).
- **Variations diurnes** : Ce sont des variations régulières de courtes périodes, causées essentiellement par le phénomène d'ionisation dans les couches de la haute atmosphère (40 Km et plus). Le maximum d'ionisation se situe vers 300 Km d'altitude, son amplitude augmente le jour et diminue la nuit. Ces variations diurnes qui sont de l'ordre de 30 nT ont un effet important sur les mesures. Pour compenser ces changements on fait appel, au cours d'un levé magnétométrique, aux mesures d'une station de base.

V.1.5 Mesure des anomalies magnétiques

En magnétisme comme d'autres méthodes de potentiel le champ mesuré est représenté par un vecteur caractérisé par sa direction et son amplitude or, ce vecteur champ en réalité ce n'est que la résultante de deux vecteurs champ ; principal et crustal. Ce dernier est le champ anomal qu'on cherche en prospection magnétique et qui est la différence entre le champ total observé (mesuré) et celui théorique régulier ou normal (calculé).

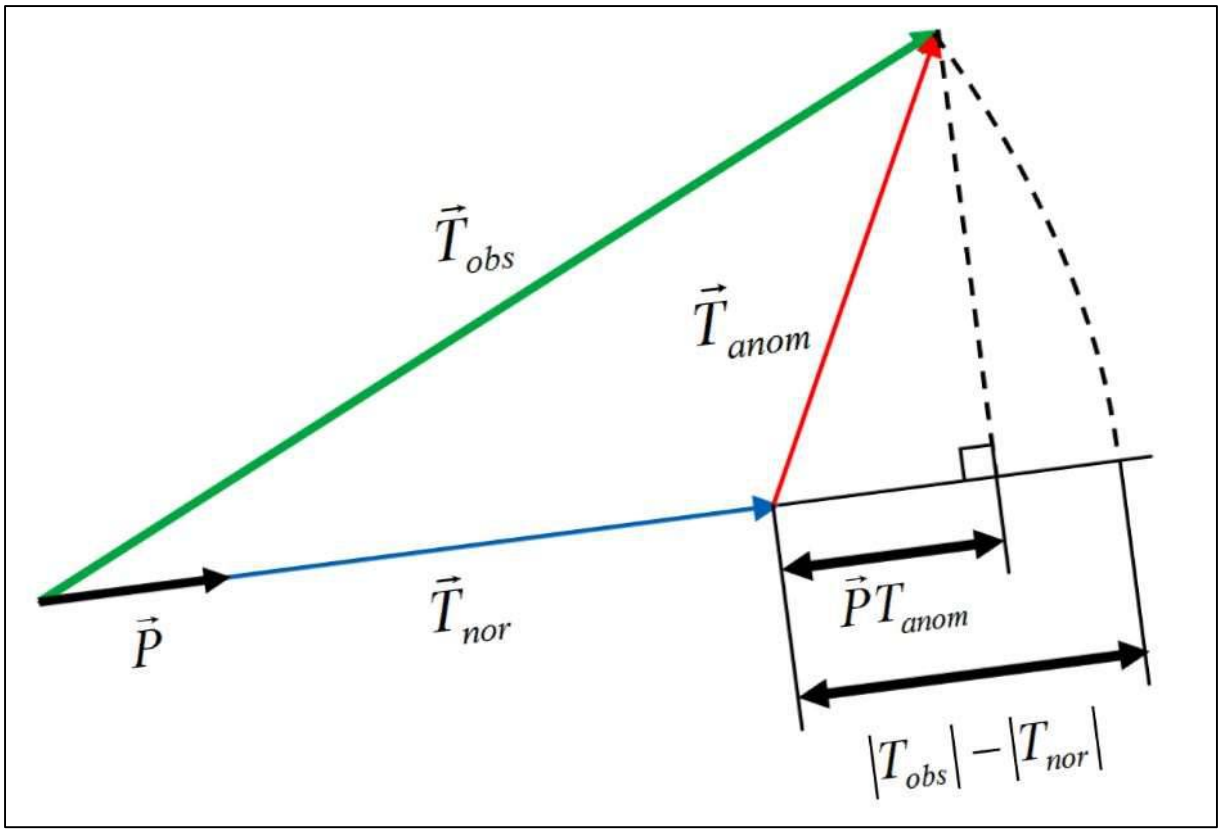

Fig. V.02 Représentation vectorielle du champ anomal (Groune D. 2019)

Soient : T_{obs} le vecteur champ magnétique en un point P, T_{nor} le vecteur champ normal ou régional et T_{anom} le vecteur champ anomal dû à une source perturbatrice. Alors, l'anomalie du champ total est calculée par $\Delta T = |T_{obs}| - |T_{nor}|$ (Le Mouël, 1969).

Le champ anomal, dû à des sources perturbatrices est donné par $T_{anom} = T_{obs} - T_{nor}$.

Puisque le champ normal et celui anomal n'ont pas la même direction, il est clair, selon la figure V.2 que l'anomalie du champ total n'est pas égale à l'intensité du champ anomal ($\Delta T \neq |T_{anom}|$).

Du fait que l'intensité du champ anomal est beaucoup inférieure à celle du champ normal et que ce dernier admet une direction approximativement constante dans le domaine d'étude, l'anomalie du champ magnétique peut être représentée approximativement par la projection du vecteur champ anomal sur la direction du champ normal $\Delta T = |T_{obs}| - |T_{nor}| \approx P.\ T_{anom}$.

V.2 DESCRIPTION ET TRAITEMENT DU LEVE AEROPHYSIQUE

V.2.1 Description du levé

V.2.1.1 Historique du levé

Le levé aérogéophysique couvrant le territoire Algérien a été réalisé en deux étapes :

- En 1969, un levé aéromagnétique pour le compte de SONATRACH, a été effectué au-dessus des bassins sédimentaires du Sahara central, et avait pour but la cartographie aéromagnétique du socle et ce, dans le cadre de la recherche pétrolière. Dans cette étape qui a couvert environ 20 % du territoire national, seul le champ magnétique a été enregistré.

- Entre 1971 et 1974, un levé Magnéto-Spectrométrique pour le compte de l'ex SONAREM, couvrait le reste du territoire national et avait pour objectif la recherche minière et la cartographie géologique régionale. Au cours de cette deuxième phase, une superficie totale d'environ 2.173.000 Km2 a été couverte avec 904.500 Km de vol dont, on a associé à la magnétométrie les mesures spectrométriques.

V.2.1.2 Appareillage

Pour la réalisation du levé Magnéto-Spectrométrique, Aeroservice a employé l'appareillage suivant :

- Deux types d'avions : DOUGLAS DC-3 et AERO COMMANDER ;

Pour le DOUGLAS DC-3, le capteur magnétique a été configuré en oiseau (Rotary wing). En bas de l'avion, une trappe a été conçue afin de permettre la descente et la remontée de l'oiseau contenant le capteur magnétique. Au cours du levé l'oiseau était suspendu par un câble à une distance de 70 pieds en dessous de l'avion.

Pour l'AERO COMMANDER, le capteur magnétique a été configuré en Stinger (Fixed wing) et était fixé à l'extérieur de l'avion par le biais d'un support rigide et pour réduire l'influence des instruments et de l'avion sur le magnétomètre, un système de compensation magnétique a été prévu.

- Un système de navigation DOPPLER Bendix de type ADRA-12. L'échantillonnage des coordonnées terrestres était fixé à 152 pieds (46.2m).

- Un spectromètre de marque « Horshow Hammer » pour les mesures du rayonnement gamma des quatre canaux (Comptage total, Uranium, Thorium et Potassium) au moyen d'un capteur à

base d'Iodure de Sodium activé au Thallium NaI (Tl), d'un volume de 600 pouces3 pour le DOUGLAS DC-3 et de 800 pouces3 pour l'AEROCOMMANDER.

- Deux types de magnétomètres : magnétomètre à pompage optique au Césium (modèle VARIAN) d'une résolution de 0.02 nT (nano tesla) et magnétomètre FLUX-GATE d'une résolution de 0.05 nT.

- Altimètre radar d'une précision de 30 pieds du type HONYWELL MINEAPOLIS.

L'altitude radar a été prise par rapport au à la surface du sol.

- Caméra à film continu de 35 mm, possédant un système de numérotage.

- Boussole magnétique de type SPERRY CL 2, d'une résolution de 1°, raccordé au système de navigation.

- Système d'acquisition des données type LANCER. L'enregistrement des données numériques a été effectué sur des bandes magnétiques de 1/2".

- Deux types d'enregistreurs graphiques : à 2 et à 6 canaux pour l'affichage graphique des profils magnétiques et spectrométriques.

V.2.1.3 Paramètres du levé

Les paramètres du levé ont varié d'un bloc à l'autre selon l'intérêt que présente chaque zone, la distance entre les lignes de vol est de 2 Km pour certains blocs et 5 Km pour d'autres avec des intervalles entre les lignes de traverse de 10, 25 et 40 Km. Certaines zones jugées d'intérêt minier important avaient fait l'objet d'études complémentaires et survolées suivant des lignes espacées de 0.5 à 1 Km et de 5 à 10 Km entre les lignes de traverse.

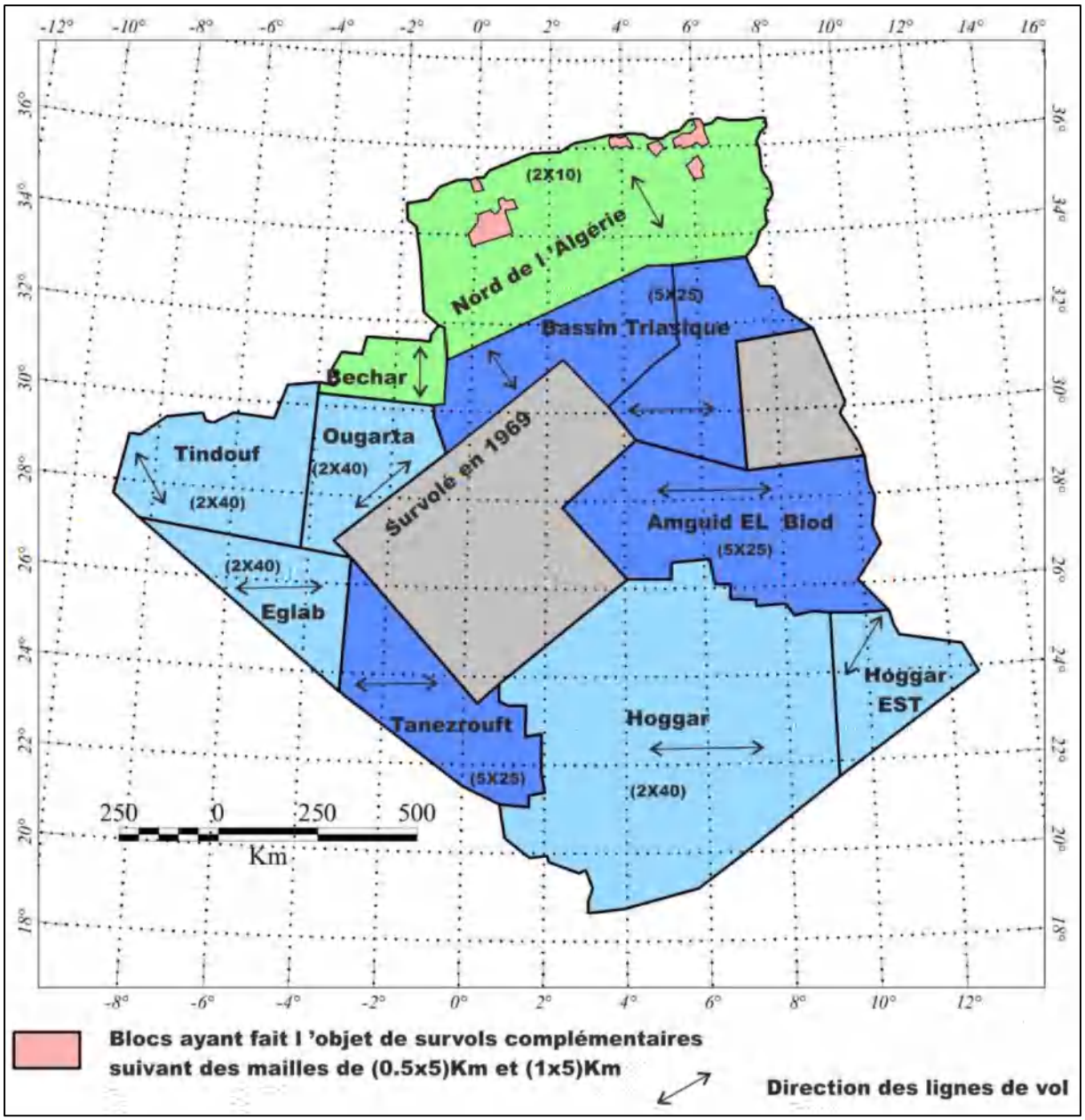

Fig. V.03 Caractéristiques du levé aérogéophysique couvrant le territoire national.

(Boubaya D. 2013 d'après Aeroservice Corporation, 1975)

V.2.2 Traitement des données

L'examen des fichiers des données numériques montre certaines insuffisances ; on constate des cases vides pour certains points de mesures et des valeurs erronées pour d'autres points, ce qui impose des améliorations afin de récupérer l'information perdue et adapter ces fichiers au traitement numérique par la suite. Pour y remédier, un traitement préliminaire a été appliqué aux données brutes.

Les principales opérations introduites aux fichiers originaux sont les suivantes :

V.2.2.1 Transformation des fichiers numériques

Dans les fichiers numériques, chaque ligne de vol est précédée d'un entête de caractères alphanumériques contenant les informations relatives à cette ligne à savoir ; le numéro de la ligne, la direction de vol et le nombre de points de mesure. En vue d'une commodité lors du traitement des données, les données en bloc (Fichiers DAT) sont transformées en lignes de vol (Fichiers XYZ) où, chaque ligne de vol est identifiée uniquement par son numéro.

V.2.2.2 Récupération de l'information perdue

Les zones endommagées dans les bandes magnétiques sont traduites par des valeurs nulles dans les fichiers de données numériques. Pour un traitement minutieux, les valeurs nulles, sont éliminées et remplacées par des cases vides. L'examen du fichier de données brutes montre une distribution irrégulière de ces cases vides sur les différentes colonnes dont, la plupart touche la colonne du champ magnétique total et celle du compte radiométrique total (TC). L'examen des données aéromagnétiques montre que, sur des distances relativement courtes (quelques centaines de mètres), la variation du champ magnétique est presque régulière, ce qui nous conduit à une approche linéaire pour l'estimation des mesures perdues.

Contrairement au champ magnétique monovariable, chaque point de mesure spectrométrique contient quatre champs ; compte total (TC), Thorium (Th), Uranium (U) et Potassium (K). L'analyse des mesures spectrométriques montre une variation irrégulière, ce qui impose beaucoup de prudence durant l'estimation des valeurs manquantes. Pour la récupération de l'information perdue, et pour des raisons pratiques, nous avons opté pour le remplissage des vides durant la construction des grilles de données (Gridding) en utilisant des techniques géostatistiques d'interpolation.

V.2.2.3 Suppression des valeurs erronées

En plus de l'information perdue, traduites par des valeurs nulles, l'examen des fichiers de données montre aussi l'existence d'un certain nombre de points anormaux, généralement des valeurs aberrantes et des mesures négatives distribués aléatoirement sur les différents canaux.

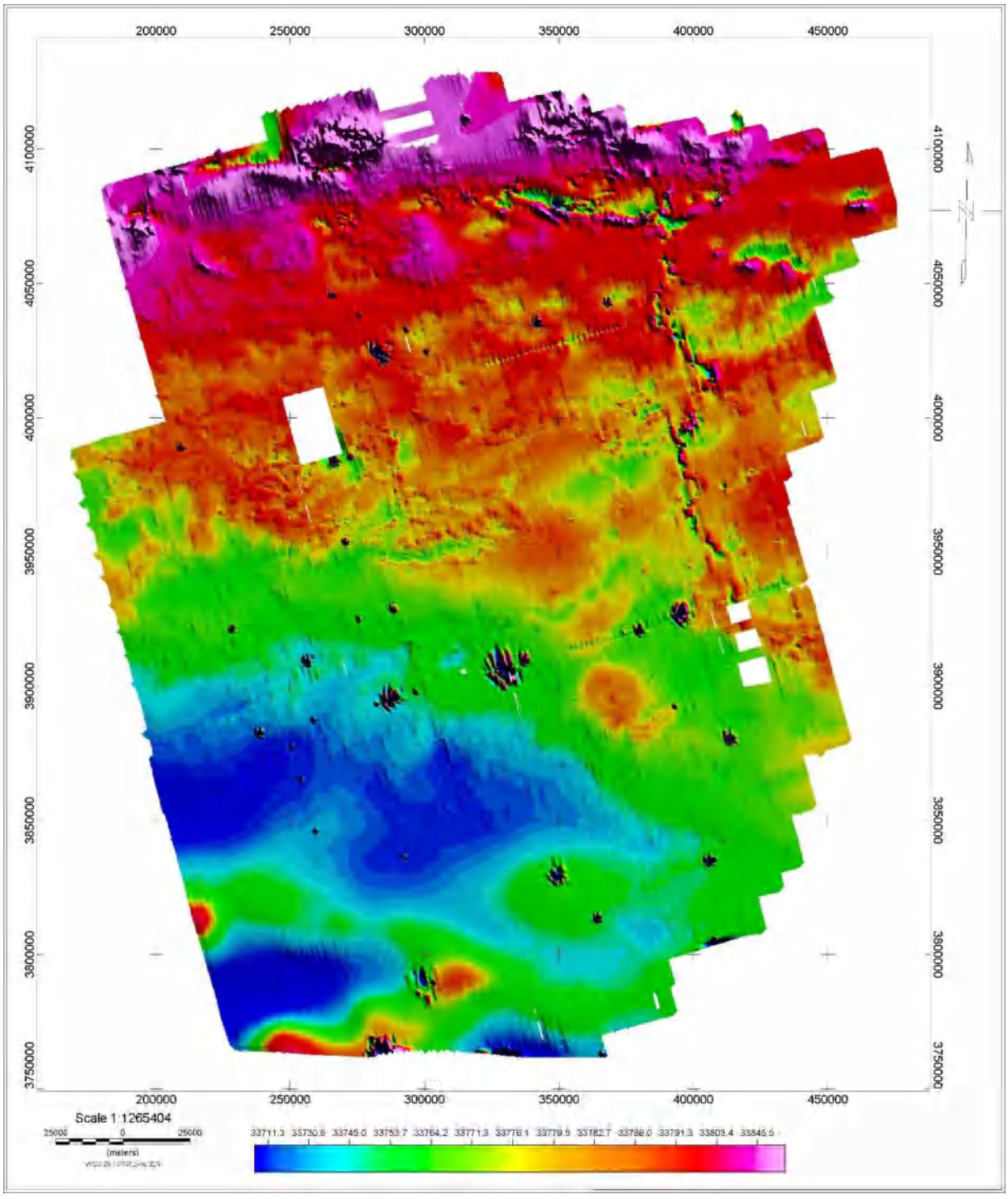

Fig. V.04 Carte ombrée du champ magnétique brut particulier et valeurs erronées

Ces valeurs, dues essentiellement aux erreurs d'enregistrement (appareillage), affectent énormément le traitement de données en produisant des anomalies fictives. Pour remédier à ce problème, après les avoir identifiées, ces valeurs erronées ont été éliminées et remplacées par des cases vides.

V.2.2.4 Sélection des données de la zone d'étude

Les données aérogéophysiques sont représentées dans le système de projection Universal Transverse Mercator (UTM), suivant l'ellipsoïde Clarke 1880 (NORD SAHARA 1959 DATUM). Les données de la région étudié représentent une partie du Nord-est Algérien projetée selon le fuseau UTM 32 Nord.

Le fichier des données brutes contient 115289 points de mesure qui s'organisent autour de 571 lignes de vol et 181 lignes de traverse.

Le levé a été réalisé à une distance constante du sol, c'est à dire que l'altitude de l'avion au-dessus du sol a été maintenue à une hauteur moyenne d'environ 150 mètres et qui était contrôlée par un altimètre radar dont la précision est de plus au moins 30 pieds. Les lignes de vol étaient orientées perpendiculairement à la direction régionale des structures géologiques. Le nord de l'Algérie, a été survolé avec un intervalle de 2 kilomètres entre les de traverse et 10 kilomètres entre les lignes de contrôle.

La carte du plan de vol, montre dans l'ensemble une assez bonne conformité des paramètres des trajectoires préétablies à l'exception d'une absence flagrante d'enregistrements au niveau de deux bandes dans la zone d'étude.

Le plan de vol contient des vides parce que deux zones n'ont pas été survolées au Sud de Tadjnanet 20 km X 30 Km, et la région de Tébessa où un bloc rectangulaire de 14 km X 30 Km entourant la ville.

On constate certains manque et décalage, notamment des lignes de traverse au Sud de la région visée (Hammam Meskhoutine), mais en général, la distance préétablie entre les lignes ainsi que leurs directions ont été globalement respectés.

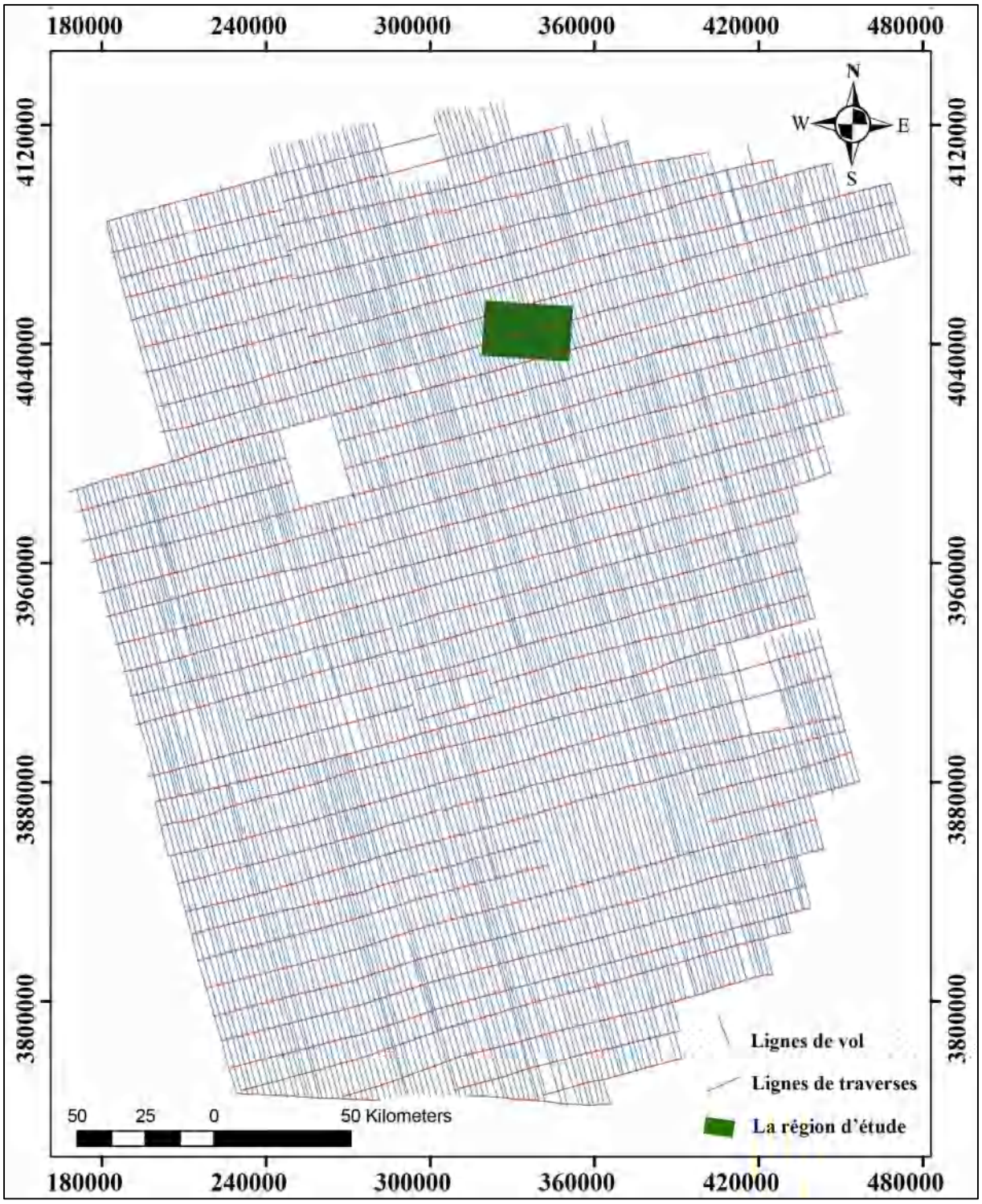

Fig. V.05 Reconstitution du plan de vol au-dessus du Nord-est de l'Algérie

V.3 Etablissement des cartes des données brutes

V.3.1 Interpolation des données (Gridding)

En aérogéophysique, où les levés sont exécutés selon des trajectoires rectilignes, il est préférable de regrouper les points de mesure en lignes de vol, chacune contenant un ensemble

de points de mesure. L'avantage de cette conception du levé par rapport à celle dont les données sont regroupées en un seul bloc, est la possibilité de traiter différemment les lignes et les points de mesure ce qui améliore davantage la qualité des cartes interprétatives.

Après avoir corrigé la base de données de toutes les interférences, la première opération, normalement effectuée, est de construire la grille de données. Cette opération consiste à déterminer, par interpolation, les valeurs du champ mesuré au niveau des nœuds d'une grille bidimensionnelle régulière et ce, à partir des données mesurées où la distribution des points et des lignes est moins régulière. Cette représentation des données en grille est indispensable pour certaines opérations de traitement telles que la cartographie et le filtrage bidimensionnel. Plusieurs techniques sont utilisées pour construire la grille de données, elles se diffèrent l'une de l'autre par leurs caractéristiques et produisent des résultats différents.

Pour que les valeurs aux noeuds soient rapprochées au mieux des données réelles, la méthode d'interpolation et le pas de la grille (grid cell size) doivent être correctement choisis.

V.3.2 Méthode d'interpolation

Il existe plusieurs méthodes d'interpolation, parmi elles, quatre sont les plus utilisées à savoir : l'inverse distance, la minimum courbure, la triangulation et la régionalisation (Kriging). Dans le cas où la densité de points de mesures le long des lignes de vol est beaucoup plus grande que celle dans la direction transversale, les recherches faites sur ce type de levées ont conduit à une approche d'interpolation bidirectionnelle (Bhattacharyya, 1969).

Dans notre cas et vu la conception du levé aérogéophysique, nous avons opté pour la technique de minimum courbure (minimum curvature). Cette dernière, qui offre la possibilité de renforcer la tendance régionale le long des lignes de vol, est devenue l'algorithme d'interpolation le plus populaire pour les données aérogéophysiques (Smith and Wessel, 1990). Une extension de cet algorithme, conçu pour l'élimination des bruits résiduel qui peuvent se produire lors de l'interpolation des données a été développée par (O'Connel et al, 2005).

V.3.3 Pas de la grille

Le choix adéquat du pas de la grille (intervalle d'échantillonnage) dépend essentiellement de la distance moyenne entre les points de mesures et de la manière de répartition des données. Un pas trop grand peut masquer l'information utile tandis que, un pas trop petit peut créer, sur la carte, des formes indésirables (artefacts). Pour cette raison, dans le cas de levées

aérogéophysiques, le pas de la grille est pris généralement entre ½ et ¼ de la distance entre les lignes de vol.

V.3.4 Carte des anomalies du champ magnétique

L'anomalie magnétique est égale à l'intensité du champ mesuré dont on soustrait l'intensité du champ normal, représenté généralement par l'IGRF : obs nor DT = T – T (Aeroservice corporation 1972) a mentionné dans son rapport final que les données du levé ont été compensées des variations temporelles et réduites de l'effet du champ normal par soustraction de l'IGRF65. Bien que les caractéristiques du champ magnétique de la région aient été mentionnées dans leur rapport à savoir : Champ total : T = 42500 nT, Inclinaison I = 50° et déclinaison 3° Ouest.

Les valeurs numériques du champ magnétique numériques varient entre un minimum de 33568.3 nT et un maximum de 34338.8 nT avec une moyenne de 33775.6 nT. Ces valeurs ne peuvent, naturellement, correspondre à des anomalies magnétiques (dont les valeurs varient, pour cette région, dans l'intervalle ± 500 nT). Elles ne peuvent, non plus, correspondre au champ moyen ou principal de la région qui est de l'ordre de 42500 nT. Il serait probable que ces données correspondent aux mesures, desquelles on aurait soustrait une tendance régionale et rajouté une constante de l'ordre de 34000 nT (Boubaya D. 2013).

(Asfirane et Galdéano 1995) ont introduit une surface polynomiale de faible degré pour corriger l'effet dû à la mauvaise estimation du champ de référence des données aéromagnétiques du Nord de l'Algérie. En effectuant des prolongements vers le haut des données d'Aeroservice, (Bournas 1998) a constaté l'existence d'un champ régional dont l'origine n'est pas liée à des sources magnétiques, mais serait plutôt engendré par l'estimation incorrecte du champ de référence. La méthode d'approximation polynômiale été employée dans le cas présent.

De notre part, nous allons exploiter la carte des anomalies magnétiques établie par (Boubaya D. 2013) qui a utilisé un polynôme de huitièmes degrés pour corriger la carte du champ magnétique et ensuite dresser la carte des anomalies magnétiques.

Qualitativement, la carte des anomalies du champ magnétique, montre que la feuille de Hammam Meskhoutine est caractérisée par des anomalies négatives, limitée par des anomalies positives au Nord et au Sud des limites de la feuille, ceci peut être expliqué par la nature lithologique des terrains de la zone d'étude.

Malgré leur aspect dipolaire, les linéaments magnétiques ont bien mis en évidence les structures majeures de la zone d'étude. Les plus importants linéaments se situent le long des accidents tectoniques et des contacts lithologiques qui constituent des pièges naturels pour les dépôts minéralogiques.

Enfin, on constate que cette carte n'est pas influencée par le tracé du chemin de fer qui est parallèle à Oued Bou Hamdan.

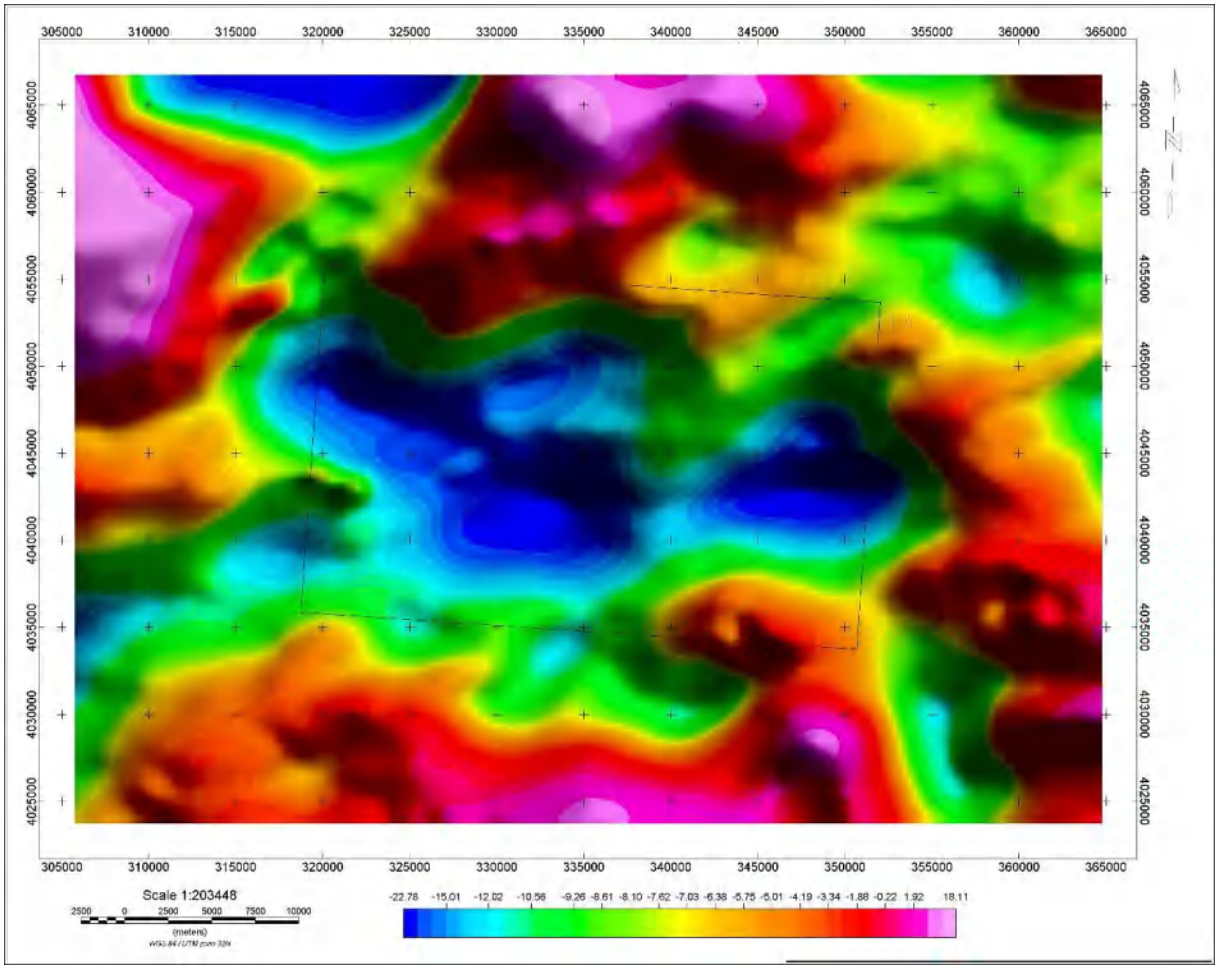

Fig. V.06 Carte du champ d'anomalies magnétiques (Boubaya D. 2013)

V.3.5 Carte du fond radiométrique brut

L'enregistrement des données spectrométriques a été effectué simultanément avec les données magnétiques, par conséquent les paramètres de vol ainsi que les caractéristiques du levé restent les mêmes pour les deux techniques. La figure suivante représente la carte du comptage total brut (TC) exprimé en coups par seconde (cps). Nous remarquons la présence d'un niveau de bruit important qui se révèle sous forme d'erreurs de nivellement (hautes fréquences) épousant la direction des lignes de vol. Les valeurs importantes du fond radiométrique brut sont

enregistrées au-dessus de la petite Kabylie et à l'Edoug (massifs éruptives et métamorphiques), mais aussi aux Aurès et le long de certains accidents tectoniques. Les éléments structuraux majeurs de la zone d'étude sont plus ou moins visibles sur la carte malgré les interférences et les erreurs qui entachent l'enregistrement.

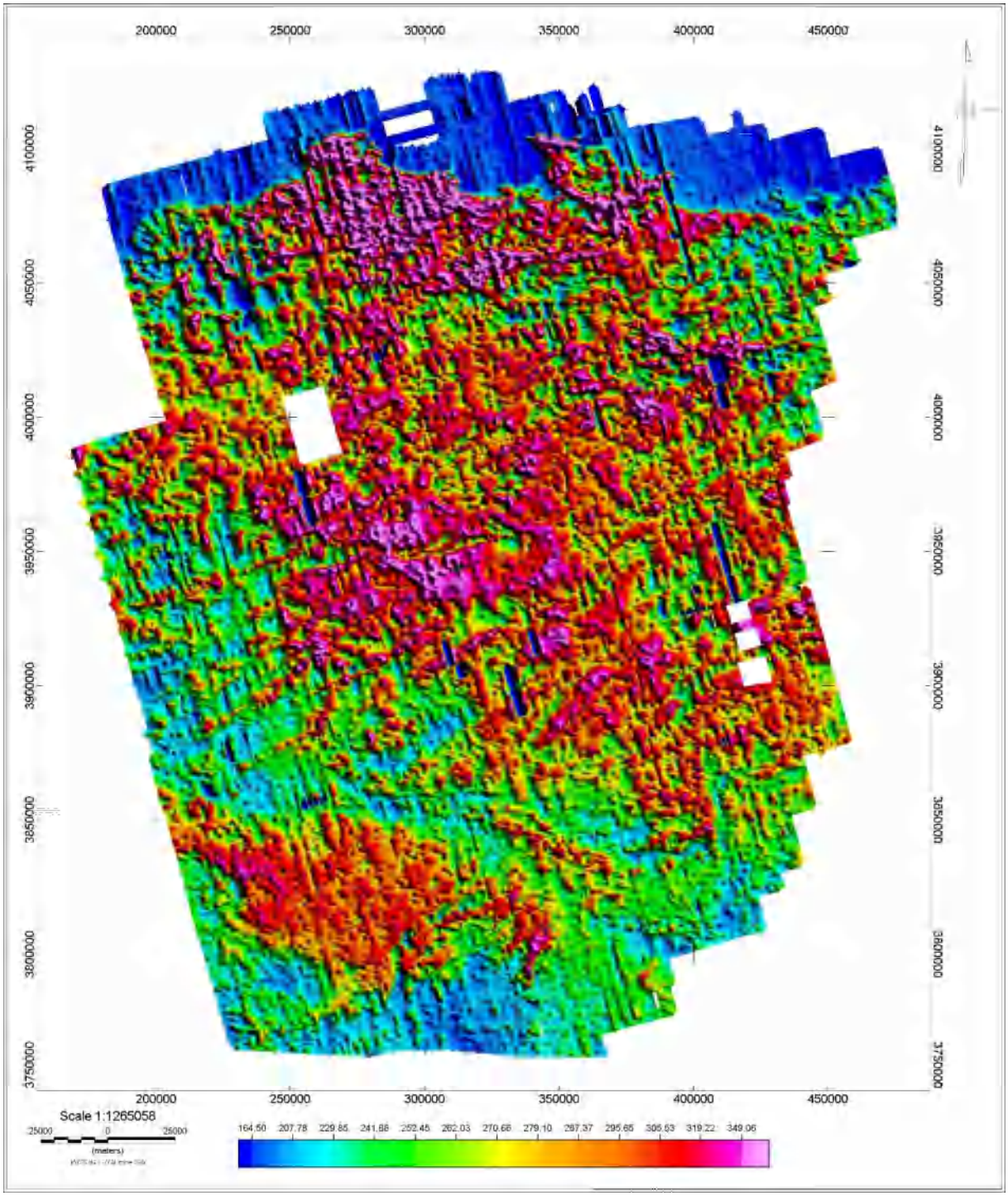

Fig. V.07 Carte ombrée du fond radiométrique total brut (TC).

V.3.6 Cartes des comptages spectrométriques

V.3.6.1 Comptage du Potassium

On remarque une certaine ressemblance entre la carte du Potassium et celle du comptage total. Cette ressemblance est due au taux élevé du Potassium dans les différentes formations lithologiques.

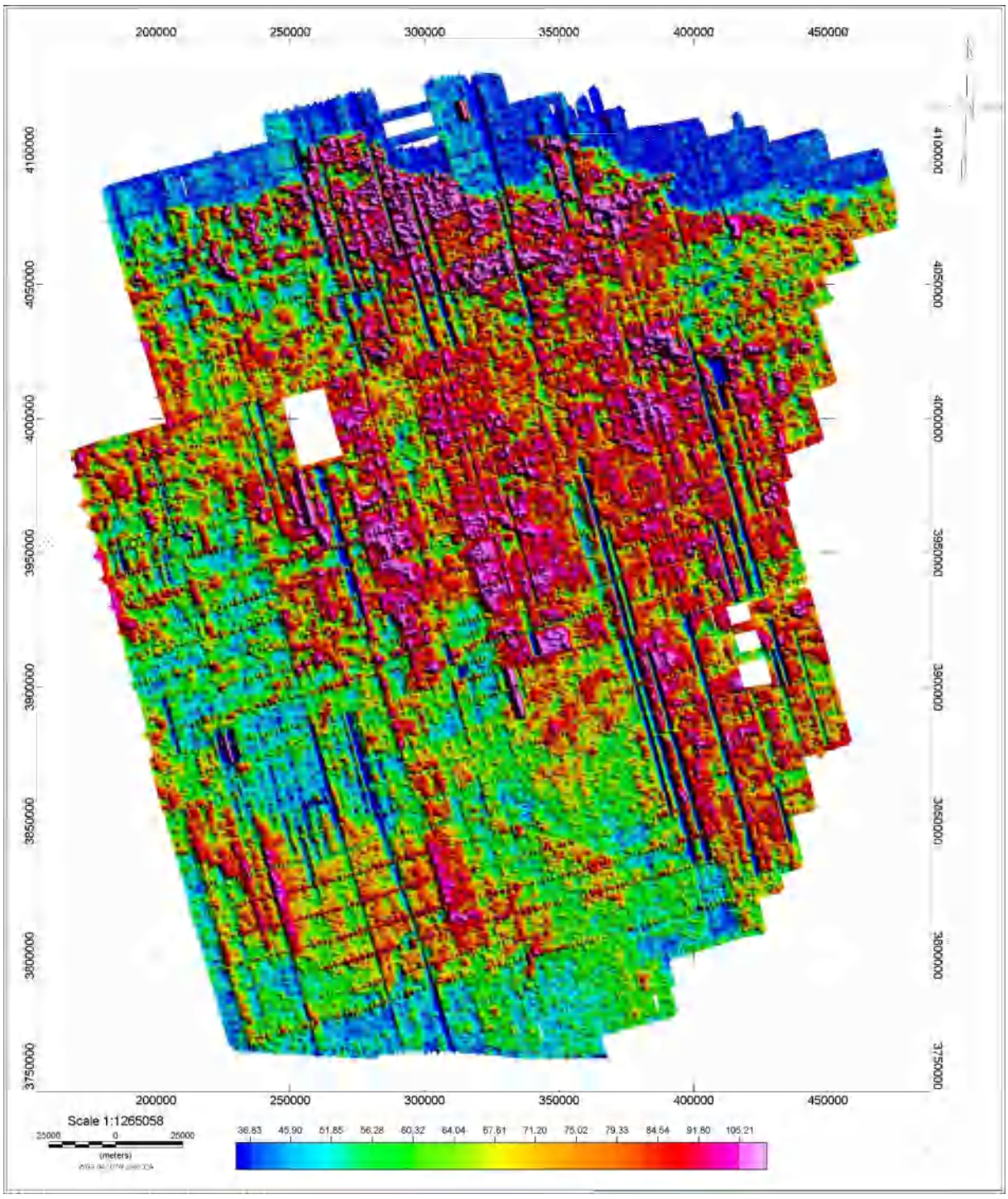

Fig. V.08 Carte ombrée de comptage du Potassium.

La variation du taux de Potassium d'une formation à l'autre peut servir à la cartographie lithologique de la région après les corrections nécessaires aux données brutes.

V.3.6.2 Comptage de l'Uranium

La carte de l'Uranium est la plus affectée par le bruit de nivellement à cause de la grande sensibilité du canal de l'Uranium aux bruits parasitaires.

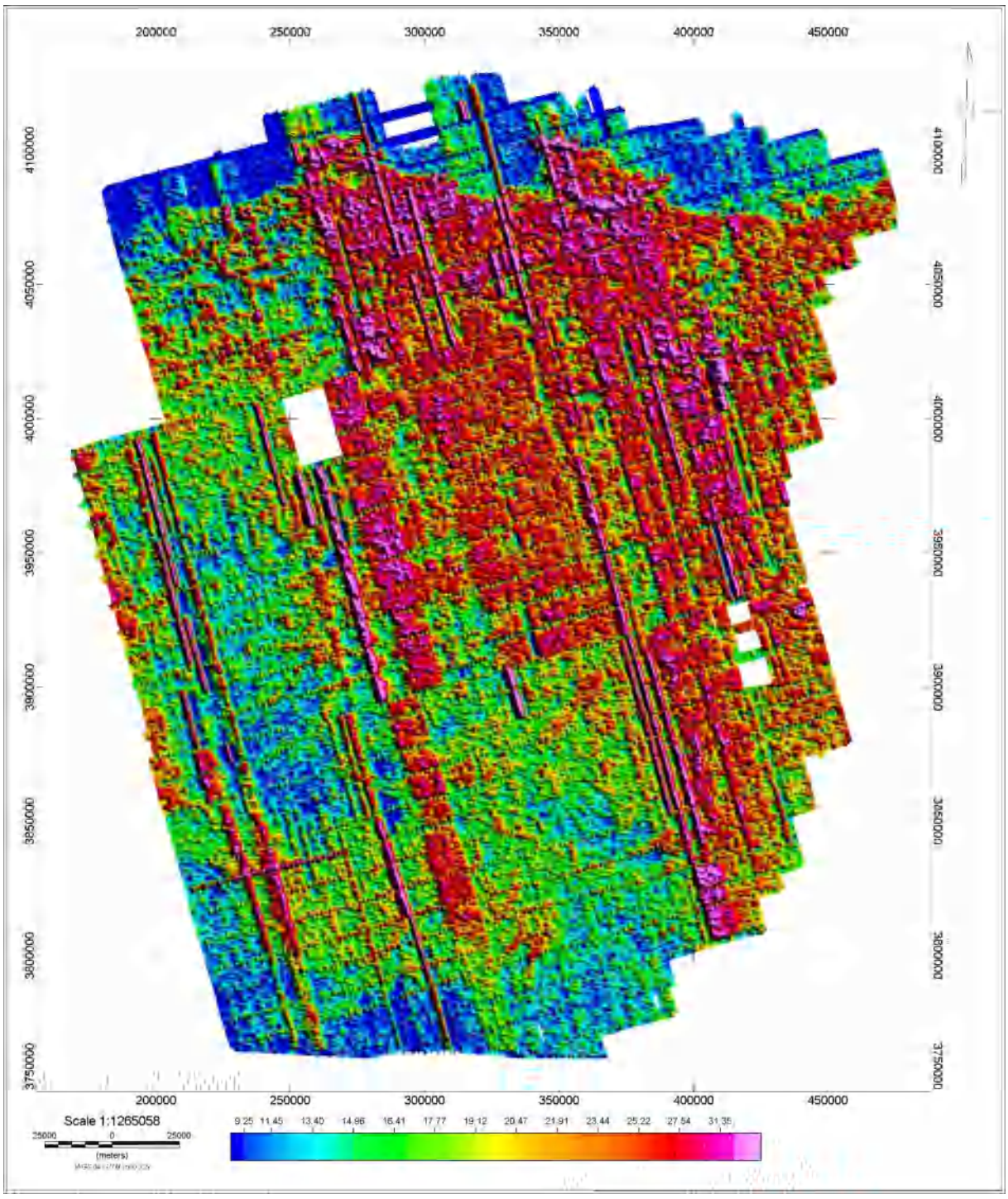

Fig. V.09 Carte ombrée de comptage de l'Uranium.

V.3.6.3 Comptage du Thorium

La carte du Thorium présente aussi un niveau important du bruit de nivellement, mais il est relativement inférieur à celui du canal de l'Uranium.

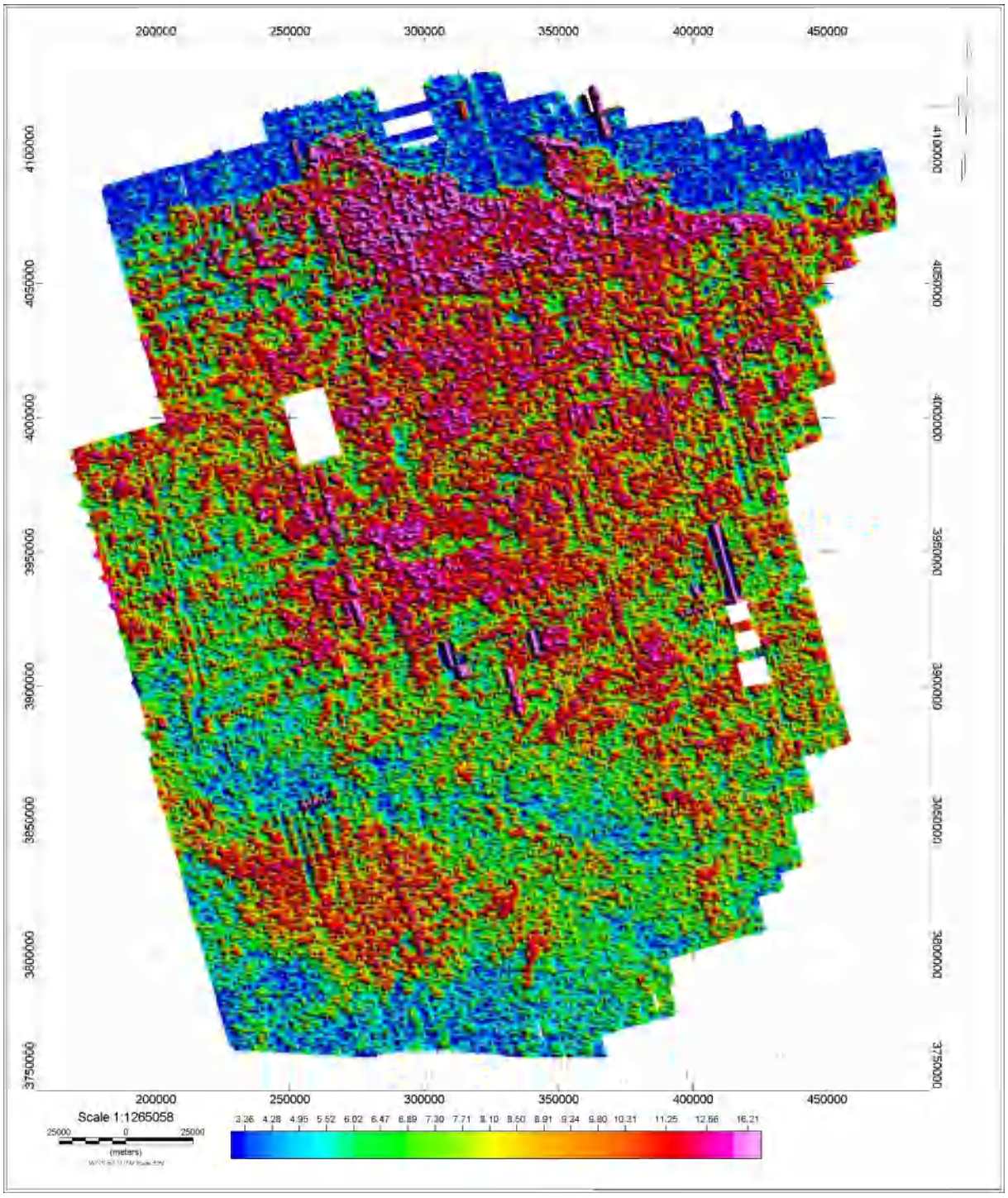

Fig. V.10 Carte ombrée du comptage du Thorium.

L'enregistrement brut montre un niveau très important de bruit de nivellement épousant la direction des lignes de vol. La présence de tel niveau de bruit, est forcément due aux effets du

bruit de fond (particulièrement l'effet du radon dans l'air) et les fluctuations de l'altitude de vol, ou encore par un mauvais étalonnage des équipements.

Ce bruit affecte les trois canaux spectrométriques ce qui impose un traitement minutieux afin de minimiser ce bruit et rendre les cartes exploitables. Ce traitement sort du cadre de cette étude.

V.3.7 Réduction au pôle Nord magnétique

L'inclinaison des vecteurs champ magnétique et aimantation produit une distorsion des anomalies magnétiques, notamment aux moyennes latitudes : l'anomalie causée par une source positive d'aimantation présente deux lobes, l'un positif et l'autre négatif (Hoise, 2011).

Contrairement au champ d'attraction gravitationnel, qui est vertical et toujours dirigé vers le bas, le vecteur champ aimantation et le vecteur champ inducteur sont généralement inclinés, causant une asymétrie dans l'allure des anomalies. Cette circonstance n'est pas observée dans la région du pôle magnétique où le champ magnétique est vertical et se comporte comme le champ gravimétrique (Groune D. 2019).

Pour repositionner les anomalies magnétiques à l'aplomb des sources qui les causent, (Baranov 1957) ainsi que (Baranov et Naudy 1964) ont introduit une transformation dite « réduction au pôle » qui consiste à calculer des pseudo anomalies qui seraient observées dans la région du pôle magnétique (vecteur champ aimantation et vecteur champ inducteur verticaux). La carte des pseudo anomalies est dite carte réduite au pôle.

On note effectivement, un léger décalage des anomalies vers le Nord, et l'apparition de deux anomalies positives, au Sud-ouest et au Sud-est de la feuille, la dernière est la plus importante (en matière de sa valeur et extension géographique), elle correspond à la faille NO-SE qui passe par Hammam Meskhoutine.

Les anomalies négatives occupent la majeure partie de la carte, et correspondent notamment aux massifs Néritiques Dolomies Jurassiques et Calcaires Crétacé qui sont généralement diamagnétiques (signature magnétique faible ou Négative).

Mais l'ombrage nous permis de confirmer que les plus importants linéaments magnétiques se situent le long des accidents tectoniques et des contacts lithologiques connues de la région, tel l'accident Est-ouest.

Selon (Beguirat L. 2017), l'anomalie négative du massif de Debagh coïncide avec les affleurements des chapeaux de fer qui coiffent les formations crétacées. Ceci conforme avec les résultats des études géologiques au sein de Debagh, qui confirme l'origine exotique des textures des limonites.

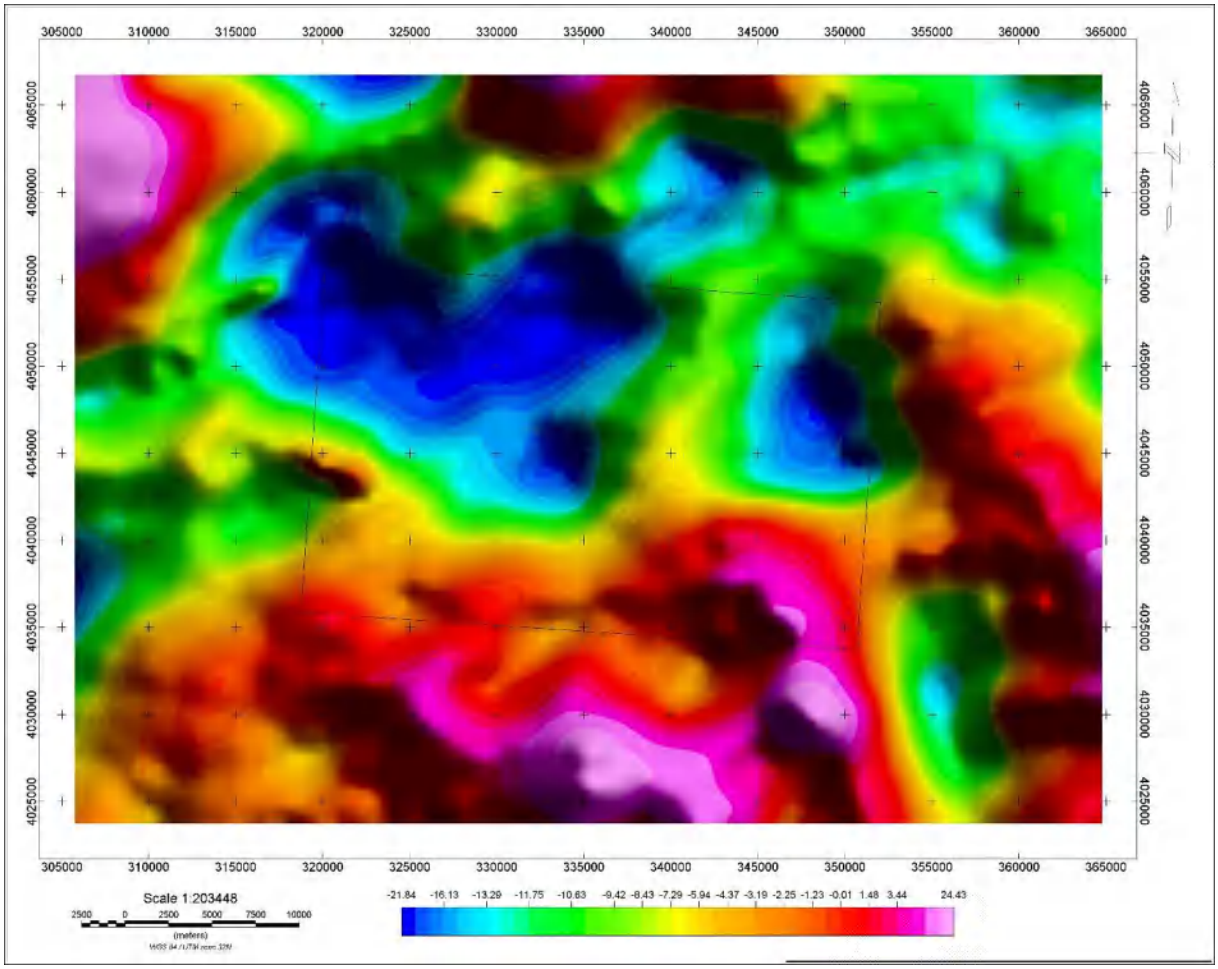

Fig. V.11 Carte du champ d'anomalies magnétiques réduites au pôle.

V.3.8 Les dérivées du champ

Les filtres de dérivation amplifient l'effet des sources superficielles (courtes longueurs d'ondes) au dépend de celles profondes, focalisent les anomalies et permettent de cerner davantage les limites géométriques du corps, (Groune D. 2019). Selon leur utilité, deux types de dérivées sont distingués, horizontales selon X et Y et verticale selon Z :

- **La dérivée horizontale X**

Le gradient horizontal selon X permet la mise en évidence des contacts lithologiques et structuraux dans la direction perpendiculaire par rapport à l'axe X, la direction N-S pour notre cas.

Dans notre cas, la carte de la dérivée X n'offre pas beaucoup d'informations géologiques du fait que la majorité de limites des formations lithologiques et des accidents tectoniques de la région ne sont pas généralement, orientées selon les méridiens.

Cependant, il faut noter la clarté des linéaments qui correspondent aux tracés des Oueds Roknia et Mouger, ainsi que celui qui correspond à la faille de Hammam Debagh.

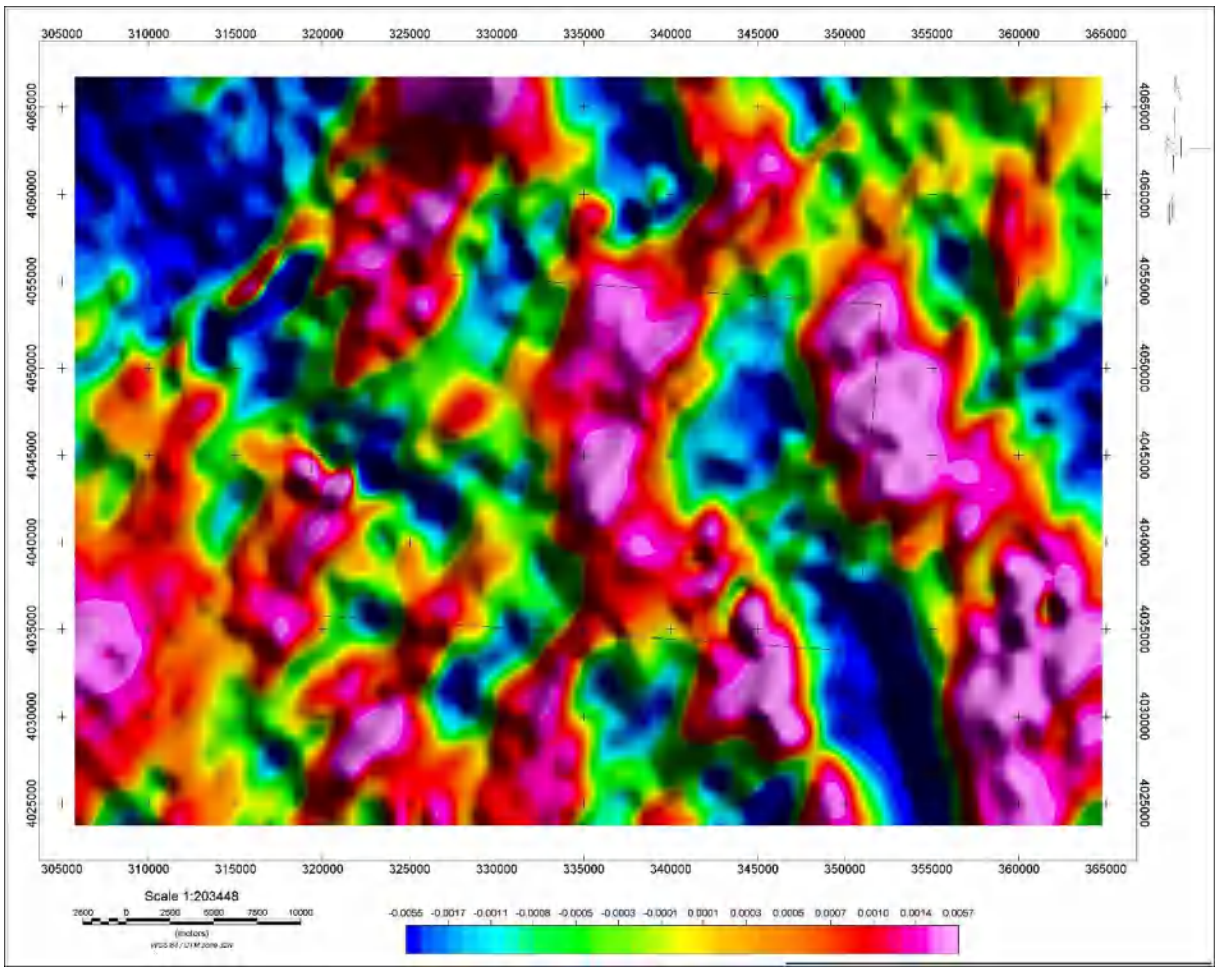

Fig. V.12 Carte de la dérivée X du champ anomal réduit au pôle.

- **La dérivée horizontale Y**

Contrairement à la dérivée X, le gradient horizontal selon Y permet la mise en évidence des contacts et des failles orientées E-W.

La carte de dérivée horizontale Y présente une nette différenciation dans l'intensité des anomalies magnétiques caractérisant les différents domaines lithologiques et structuraux, notamment le long des accidents Est-oust de Kef Hahouer-Debagh, Nord-ouest Sud-est de Hammam Meskhoutine et Nord-est Sud-ouest d'Oued Messilga et de Koudiat Anzazza.

On remarque que les formations lithologiques sont toujours conservées en forme et en direction.

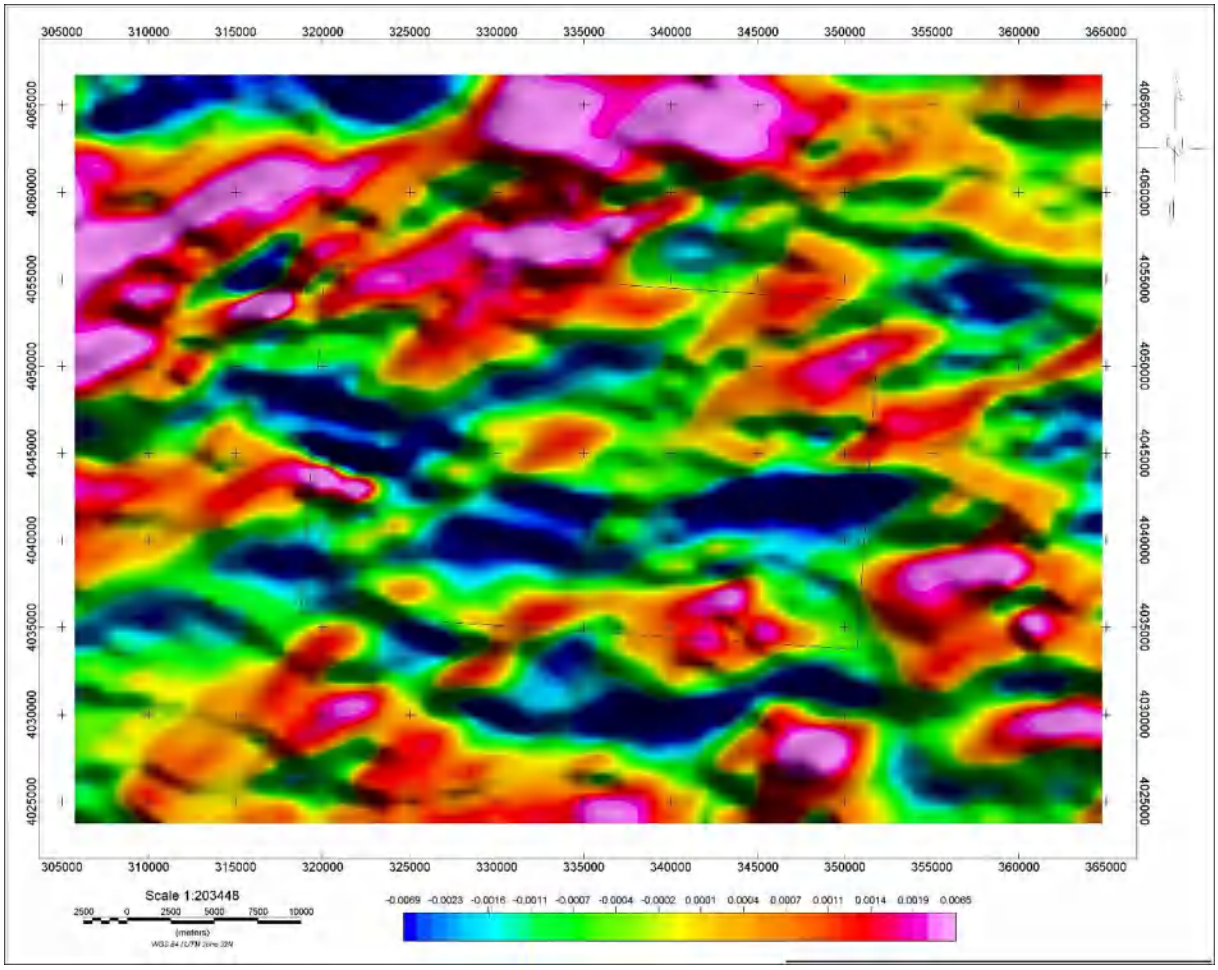

Fig. V.13 Carte de la dérivée Y du champ anomal réduit au pôle.

- **La dérivée verticale Z**

La dérivée verticale est utilisée pour amplifier les anomalies de courtes longueurs d'ondes et focaliser l'effet des sources superficielles (Beguirat L. 2017)

La carte de la dérivée verticale Z des anomalies réduites au pôle, se présente comme un assemblage des deux cartes de dérivée horizontale, avec une amplitude plus importante. On remarque une condensation des anomalies de courtes longueurs d'ondes, ces anomalies sont probablement liées à des sources superficielles.

Les anomalies magnétiques liées aux failles, et aux contacts lithologiques sont bien mises en évidence.

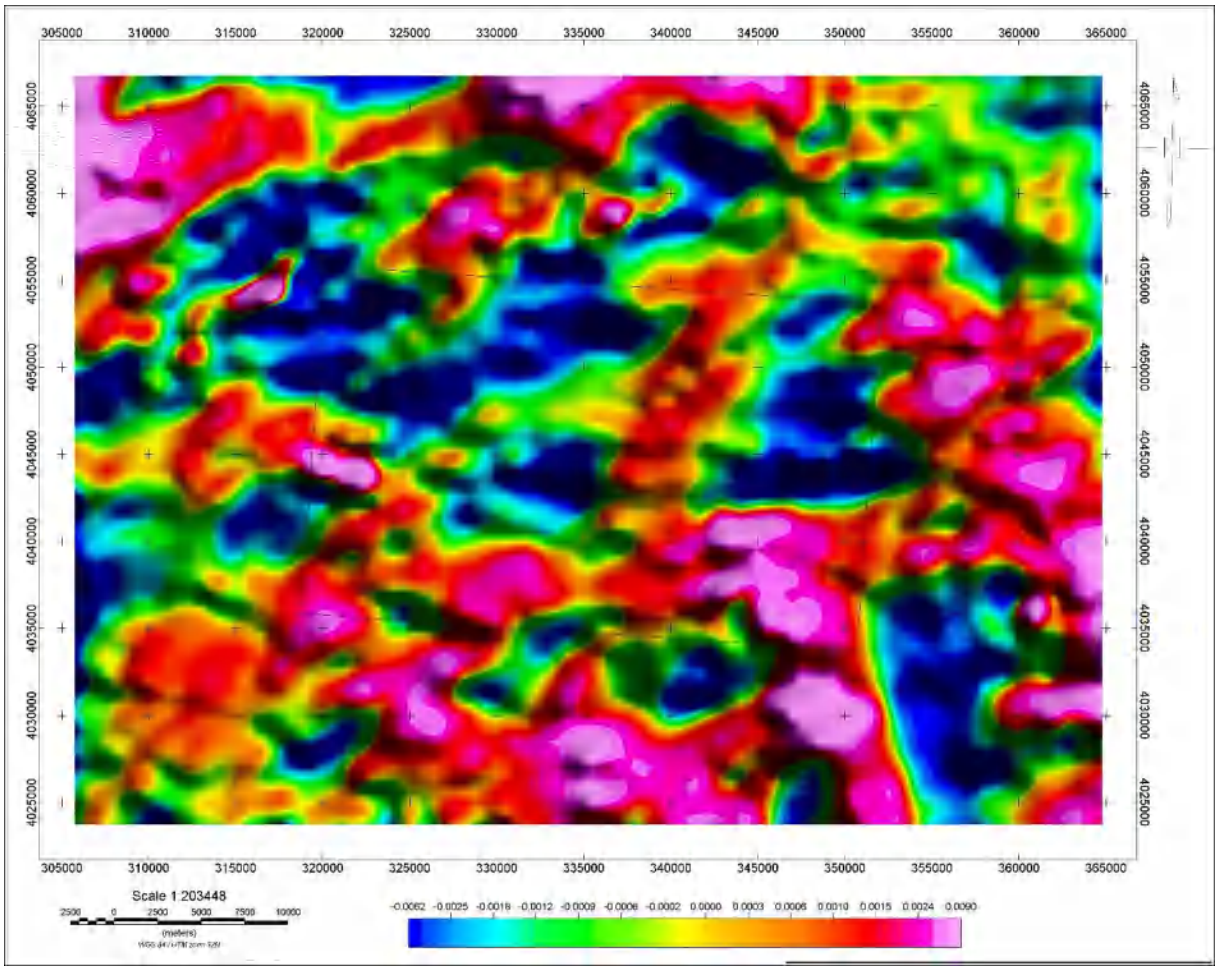

Fig. V.14 Carte de la dérivée Z du champ anomal réduit au pôle.

V.3.9 La localisation des sources magnétiques

La détermination de la géométrie des sources causant les anomalies magnétiques a, depuis longtemps, été le centre d'intérêt dans la résolution du problème inverse. Plusieurs techniques, qui reposent sur divers principes et qui diffèrent dans la stabilité et la fiabilité des solutions, ont été développées dans le but d'estimer les paramètres de ces sources perturbatrices.

Pour la localisation des sources causant les anomalies magnétiques mesurées au-dessus du Hoggar occidental, nous appliquons, dans cette section, au champ réduit au pôle, la méthode localisée d'Euler (located Euler deconvolution).

Cette technique, qui combine le signal analytique et la déconvolution d'Euler, a été, à l'origine, mise au point par Geosoft inc, 2002 pour l'analyse des données magnétiques et électromagnétiques pour la localisation des déchets métalliques et autres objets enfouis dans le sous-sol, par la suite, elle a été étendue pour la résolution des problèmes structuraux. Le principe de cette technique consiste à calculer préalablement la carte du signal analytique, ensuite lui

appliquer le test de (Blakely et Simpson 1986) pour localiser les maximas qui feront l'objet d'une analyse par la déconvolution d'Euler classique.

V.3.9.1 Amplitude du signal analytique

L'amplitude du signal analytique est définie comme étant « la racine carrée de la somme des carrés des deux dérivées : horizontale et verticale » (Roest et al., 1992). Cette amplitude a été utilisée dans ce travail pour localiser, dans le plan horizontal, les contacts lithologiques présentant un contraste d'aimantation et les accidents tectoniques caractérisés généralement par une signature magnétique positive due aux minéraux ferromagnétiques piégés par ces accidents.

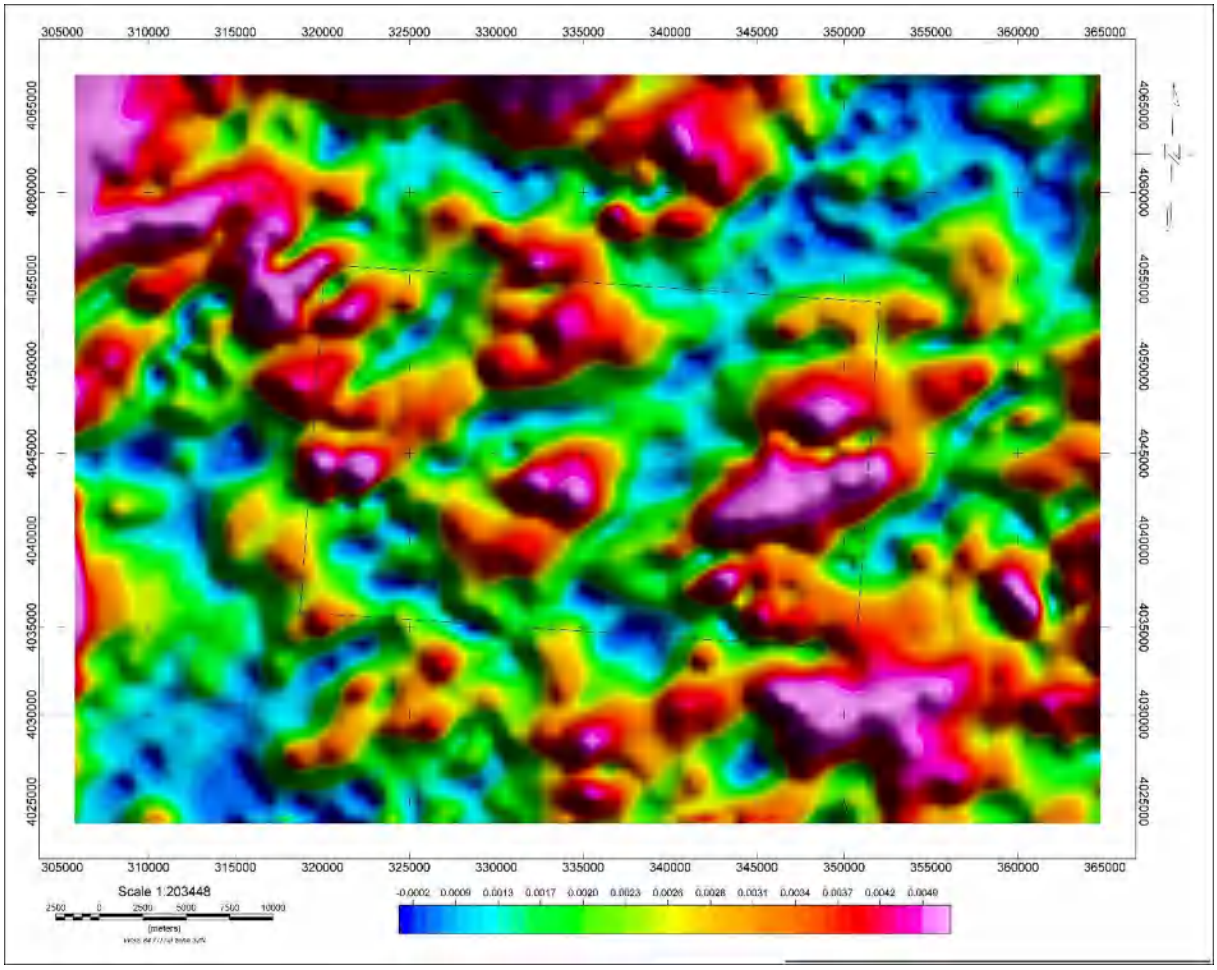

Fig. V.15 Carte de l'amplitude du signal analytique.

À partir de l'analyse de la carte de l'amplitude du signal analytique établie à partir de la carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle, on constate que les amplitudes relativement élevées (plus de 40 nT/Km), coïncident parfaitement avec les linéaments magnétiques dans la carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle ce qui offre la possibilité de localiser les éléments structuraux de la zone d'étude.

Par ailleurs, il est intéressant de mentionner que le filtre employé pour le calcul de l'amplitude du signal analytique est d'une manière générale n'est pas influencé par l'orientation du vecteur aimantation et du vecteur champ inducteur.

V.3.9.2 Méthode De La Déconvolution D'Euler

La méthode de la Déconvolution d'Euler, appliquée aux données magnétiques et gravimétriques permet la localisation et la détermination des paramètres de sources magnétiques ; délimitant les contacts et l'estimation de la profondeur. Elle est basée sur un processus mathématique représenté par l'équation de l'homogénéité d'Euler (Thompson, 1982), introduite dans la littérature au XVIIème siècle. (Smellie 1956) était le premier qui a appliqué cette équation dans le cas des données magnétiques (Pašteka, 2000). (Hood 1965) a pu déterminer par la suite, l'indice structural pour les cas d'un point de pôle magnétique et d'un point de dipôle magnétique.

La Déconvolution d'Euler a été développée au cours du temps, son application les données magnétiques et gravimétriques a été étendue à des sources à 3D par (Reid et al., 1990) qui ont introduit le concept de l'indice structural nul et qui, dans leurs conclusions ont préconisé l'application de cette technique pour l'interprétation rapide de grands volumes des données magnétiques.

L'équation d'homogénéité d'Euler peut s'écrit pour données magnétiques (Reid, 1980 et Thompson ; 1982) sous la forme : D'où ; ($x0$, $y0$, $z0$) : les positions de la source magnétique dont le champ total est mesuré aux points (x, y, z), B *:* le champ magnétique régional et N *:* l'indice structural

Pour la résolution d'un système d'équations à quatre inconnues ($x0$, $y0$, $z0$) et B, quatre mesures devraient suffire Le système d'équations établi peut être résolu par la méthode des moindres carrés.

Les solutions liées à la profondeur ($z0$) dont l'erreur dépasse un seuil minimum prédéfini ne seront pas prises en considération. Ce seuil minimum, appelé la tolérance.

V.3.9.2.1 Paramètres de la déconvolution d'Euler

L'inversion par la méthode d'Euler a été réalisée à l'aide d'un programme de calcul écrit par Galdéano, de l'institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). Dont les paramètres d'Euler sont les suivants :

i. L'indice structural « Si »

La détermination de l'indice structural semble très utile, car il caractérise le modèle géologique réel.

La Déconvolution d'Euler permet en plus de la localisation dans le plan horizontal des contacts, l'estimation de leur profondeur (Keating 1998, Asfirane- Haddadji et Galdeano 2000). (Thompson 1982) puis (Reid et al., 1990) ont proposé de choisir, au préalable, l'indice structural optimal correspondant à un regroupement des solutions en examinant les solutions obtenues pour différentes valeurs de l'indice structural. ; qui représente le degré d'homogénéité (Yaghoobian et al., 1992)., physiquement, il caractérise le type de source et le taux de variation du champ en fonction de la distance.

Et géophysiquement, autant que structural (Si) : (Thompson, 1982) L'indice structural « n » dépend de la géométrie de la source et caractérise le taux de variation de l'intensité de l'anomalie avec la distance.

Dans le cas des données magnétiques, (Thompson 1982), Barongo 1984, Reid et al., 1990 et El Dawi et al., 2004) ont montré que l'indice structural calculé sur des modèles synthétiques à géométrie simples prend des valeurs entières allant (de 0 à 3) suivant les structures considérées : (0) pour un contact, (1) pour un dyke ou faille, (2) pour un cylindre et (3) pour une sphère.

Les structures géologiques rencontrées dans la nature possèdent une géométrie complexe et par conséquent l'indice structural peut prendre des valeurs réelles (Hood, 1965 ; Thompson, 1982 ; Barongo, 1984 ; Reid et al., 1990 et Stavrev, 1997).

Une bonne application de la Déconvolution d'Euler est conditionnée par le meilleur choix de l'indice structural (Reid et al., 1990).

Bien que le mauvais choix de l'indice structural conduit à des erreurs lors des estimations des profondeurs de source (Ravart, 1996, Thomas et al., 1992 ; Barbosa et al., 1999. Nogueira, 2008) et à des solutions dispersées, associées à des anomalies isolées. (Silva et al., 2001 et Reid et al., 1990) ont conclu que de faibles indices structuraux allant de (0 à 1) fournissent les meilleures estimations des profondeurs.

ii. Les dimensions de la fenêtre « W »

Un autre paramètre rentre en jeu pour la détermination des solutions adéquates, c'est le choix de la dimension de la fenêtre (Munis, 2009, Marson et Klingele 1993) ont remarqué que le choix

approprié de la taille de la fenêtre dépend de la longueur d'onde de l'anomalie examinée et du pas de la grille.

La dimension de la fenêtre contrôle les solutions de la déconvolution d'Euler : Tous les points appartiennent de la maille sont utilisés pour résoudre l'équation d'Euler.

Car un pas plus grand que nécessaire conduit à la perte d'une partie de l'information, et un pas plus petit que nécessaire conduit à en rajouter des valeurs qui n'existent pas, en l'occurrence du bruit. Il est à noter que le choix de ce paramètre dépend de la distance moyenne entre les points de mesures et de la manière de leur répartition. (Bournas, 2001).

Donc la fenêtre devrait être suffisante pour intégrer l'ensemble des anomalies étant interprété grandes et assez petites pour éviter des effets significatifs provenant de sources adjacentes ou multiples (Bournas et al., 2003).

iii. La tolérance « Z »

La détermination des paramètres inconnus est obtenue par la méthode des moindres carrés et parmi toutes les solutions possibles, certaines sont entachées d'erreurs, dues à plusieurs facteurs, qu'il faudra rejeter.

Pour cela on doit se fixer une tolérance sur la base de laquelle, le critère de sélection est fait, pour les données aéromagnétiques de haute résolution, (Thompson 1982) a proposé d'utiliser le critère de sélection des profondeurs exprimé en fonction de la tolérance.

V.3.9.2.2 Résultats de la déconvolution d'Euler

Les paramètres utilisés pour élaborer la déconvolution d'Euler sont : Si = 0,25 (pour les accidents tectoniques), Z = 15 % et W = 11 X 11.

La solution de la déconvolution d'Euler, ressort clairement les grands accidents tectoniques avec des profondeurs généralement entre 1 et 3 Km, et allant jusqu'à 4 Km.

La concordance des résultats issus de la déconvolution d'Euler avec ceux de l'amplitude du signal, valide la démarche adoptée et approuve les résultats acquis.

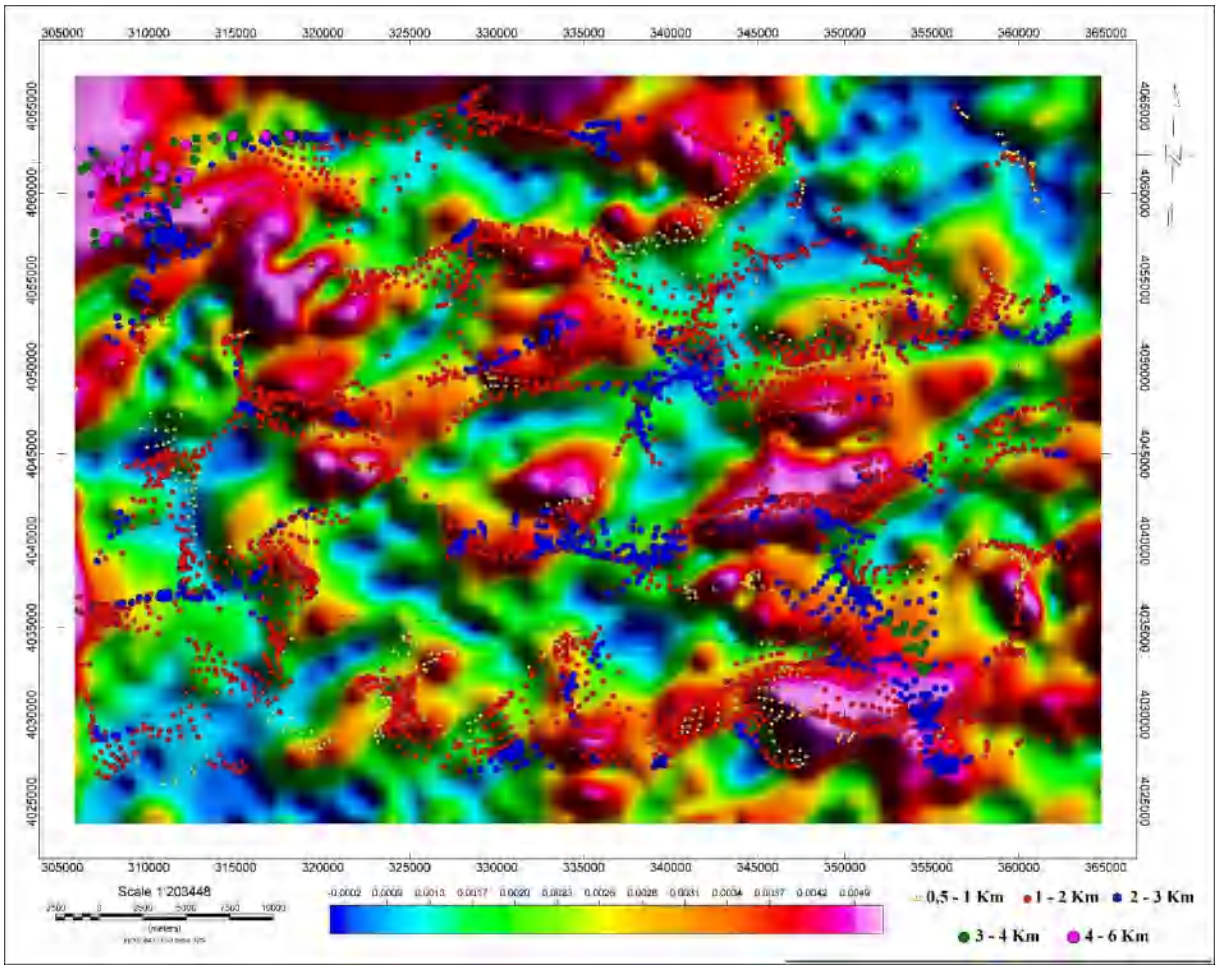

Fig. V.16 Solution de la déconvolution d'Euler des failles projetée sur la carte de l'amplitude du signal analytique.

V.4 Conclusions

Les recoupements des résultats issus du traitement des données aéromagnétiques avec ceux de la cartographie géologique, morpho-structurale et hydrographique, ont permis de dresser le schéma de fracturation représenté sur la nouvelle carte géologique de Hammam Meskhoutine.

L'amplitude du signal analytique et la déconvolution d'Euler nous a permis de détecter certaines failles méconnues auparavant, et de filtrer les nombreux linéaments cartographiés dans les chapitres précédents, afin d'extraire parmi eux ceux qui ont une nature tectonique.

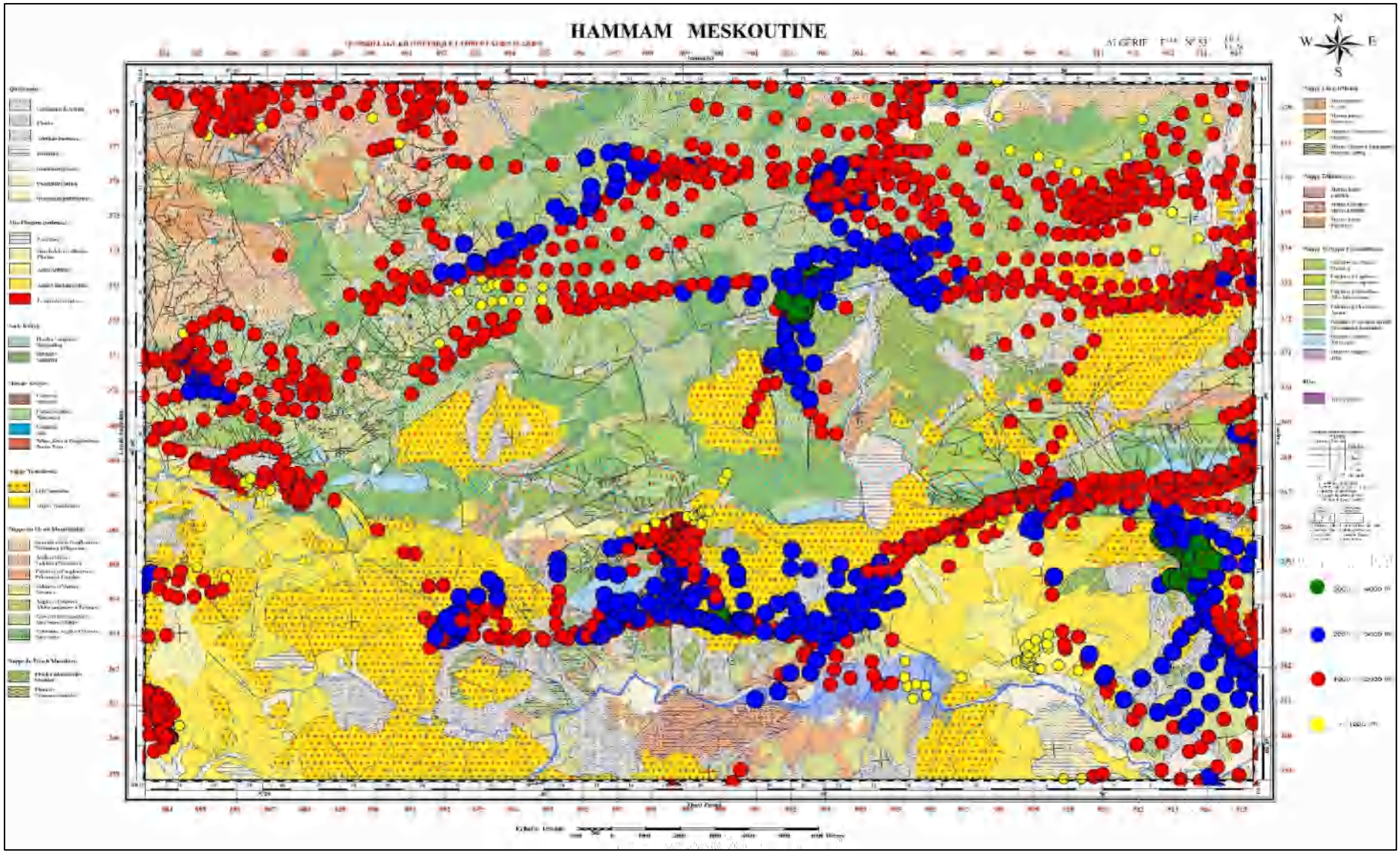

Fig. V.17 Solution de la déconvolution d'Euler des failles projetée sur la carte géologique de Hammam Meskhoutine

CHAPITRE VI. SISMICITE ET TELEDETECTION

VI.1 LA SISMICITE

L'activité sismique est la meilleure manifestation des déformations néotectoniques de la région de Hammam Meskhoutine. En effet, les séismes, résultant de la libération brusque d'énergie accumulée par les contraintes exercées sur les roches, cette libération d'énergie se fait par rupture le long d'une ou plusieurs failles, généralement préexistantes.

L'étude de la sismicité permet de remonter aux failles actives provocatrices de ces mouvements, les données de la sismicité en Algérie se subdivise en sismicité historiques et instrumentale.

VI.1.1 Sismicité historique

L'analyse de la sismicité historique est fondée particulièrement sur des sources documentaires originales qui ont permis d'affecter un épicentre macrosismique à des tremblements de terre mal connus et d'en évaluer lorsqu'il est possible l'intensité des dommages occasionnés.

L'intensité maximale observée jusqu'à 1996 dans la feuille de Hammam Meskhoutine est VII-VIII, selon la carte des intensités maximales observées (Bezzeghoud et al. 1996).

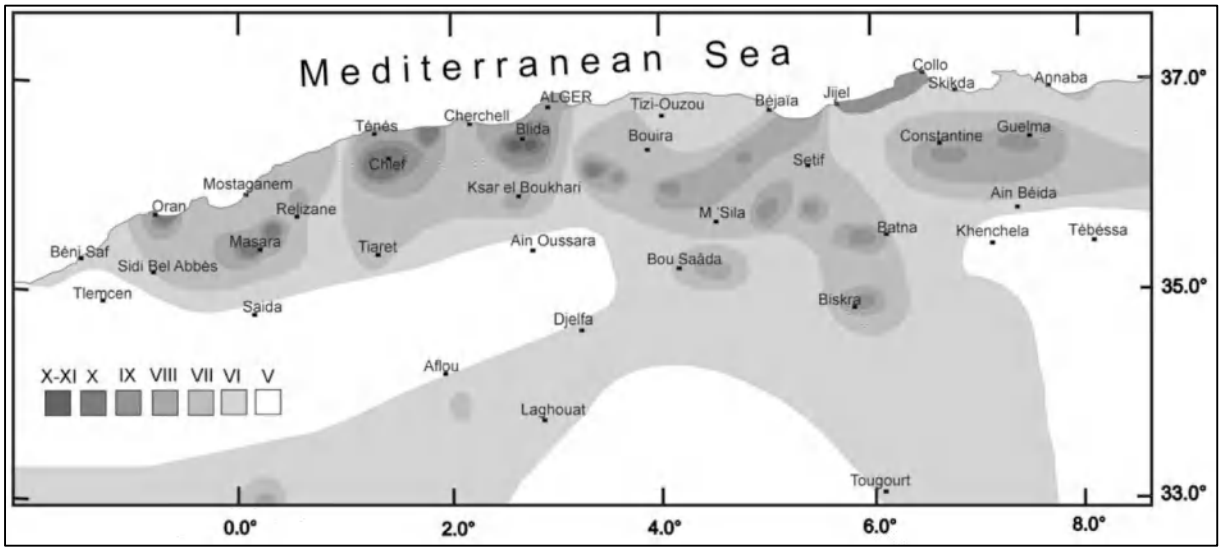

Fig. VI.01 carte des intensités maximales observées (Bezzeghoud et al. 1996)

En effet, le séisme le plus ancien répertorié dans la bibliographie date de 1850, Le plus grand événement sismique dans cette zone s'est produit le 10 Février 1937 (Ms = 5,2; Benouar et Perkins 1993). Deux des tremblements de terre destructeurs d'intensité VIII (MSK) ont frappé la région les 17 juin 1908 et 3 décembre 1928.

Le tableau suivant ressence les séismes historiques répertoriés dans la littérature, qui ont affectés la région de Hammam Meskhoutine et ses environs.

Tab. VI.01 Listing des séismes historiques dans la région de Hammam Meskhoutine et ses environs

Date	Localisation	Intensité	Référence
17/12/1850 12:30	Héliopolis	VI	Rothé 1950
24/04/1859 16:00	Guelma		Harbi and Maouche 2009
25/05/1861	Hammam Meskhoutine		Harbi and al. 2015
19/01/1867 06:00	Guelma		Harbi and Maouche 2009
19/01/1867 06:13	Guelma		Harbi and Maouche 2009
22/01/1868 12:00	Condé Smendou		Harbi and al. 2015
23/01/1868 00:55	Condé Smendou		Harbi and al. 2015
01/06/1870 00:15	Hammam Meskhoutine	IV–V	Harbi and Maouche 2009
12/06/1877 09:00	Guelma		Harbi and al. 2015
21/08/1883 04:45	Guelma	V	Harbi and al. 2015
30/09/1883 15:45	Guelma	IV–V	Harbi and al. 2015
30/09/1883 15:50	Guelma		Harbi and al. 2015
05/10/1883 04:10	Guelma		Harbi and al. 2015
24/08/1884 09:00	Condé Smendou	V–VI	Harbi and al. 2015
25/10/1884 03:55	Guelma		Harbi and al. 2015
04/11/1884 03:45	Guelma		Harbi and al. 2015
12/04/1885 05:49	Guelma		Harbi and al. 2015
24/03/1888 02:00	Guelma		Harbi and al. 2015
26/04/1888 07:10	Guelma		Harbi and al. 2015
24/02/1890 14:14	Guelma		Harbi and al. 2015
24/02/1890 22:40	Guelma		Harbi and al. 2015
25/02/1890 02:30	Guelma		Harbi and al. 2015
02/11/1891 03:00	Guelma		Harbi and al. 2015
12/05/1892 00:45	Guelma	VI	Harbi and Maouche 2009
13/05/1892 01:45	Guelma		Harbi and al. 2015
20/03/1893 11:50	Condé Smendou	V	Harbi and al. 2015
02/06/1894 23:00	Condé Smendou		Harbi and al. 2015
17/02/1897 13:40	Guelma	III	Harbi and al. 2015
30/07/1897 03:15	Guelma		Harbi and al. 2015
07/07/1898	Guelma		Harbi and al. 2015
10/08/1900 10:15	Guelma		Harbi and al. 2015
24/03/1903 03:45	Guelma		Harbi and al. 2015
17/06/1908 00:24	Guelma	VI	Rothé 1950
17/06/1908 04:05	Guelma		Harbi and al. 2015
03/12/1928	Guelma	VIII	Aoudia et al. 2000
19/09/1935 03:12	Roknia	VI–VII	Rothé 1950
10/02/1937 08:14	Guelma	VIII	Rothé 1950
23/05/1956 06:38	Hammam Meskhoutine	VII– VIII	Benhallou 1985
02/09/1958 12:26	Guelma	IV–V	Harbi and al. 2015
14/11/1981 09:54	Héliopoli	V	Mokrane et al. 1994

VI.1.2 Sismicité instrumentale

Depuis le triste événement sismique de Boumerdes en 2003, l'Algérie s'est dotée de plusieurs dizaines stations de réseau télémétré et de stations digitales réparties sur tout le Nord de l'Algérie et dans la région de Tamanrasset.

Le petit bassin situé à l'Extrême-Est de l'Algérie est localisé le long d'un important accident décrochant. Il s'agit d'un bassin de type pull apart très actif, puisque de fréquents événements sismiques s'y produisent. Le dernier événement important s'est produit le 20 septembre 2003 et était de magnitude 4,8.

L'activité se localise dans ce bassin au niveau du principal accident décrochant, mais aussi au niveau des failles bordières du bassin, que sont les failles de Bouchegouf et de Hamam Nbailis. (Yelles-Chaouche 2006).

L'activité tectonique s'exprime par l'existence de deux structures : la faille décrochante Debagh Mcid Aicha (E-W) et la Faille de Hammam Debbagh-Roknia, (NW-SE), qui montre une composante verticale comme indiqué par les terrasses alluviales juxtaposées.

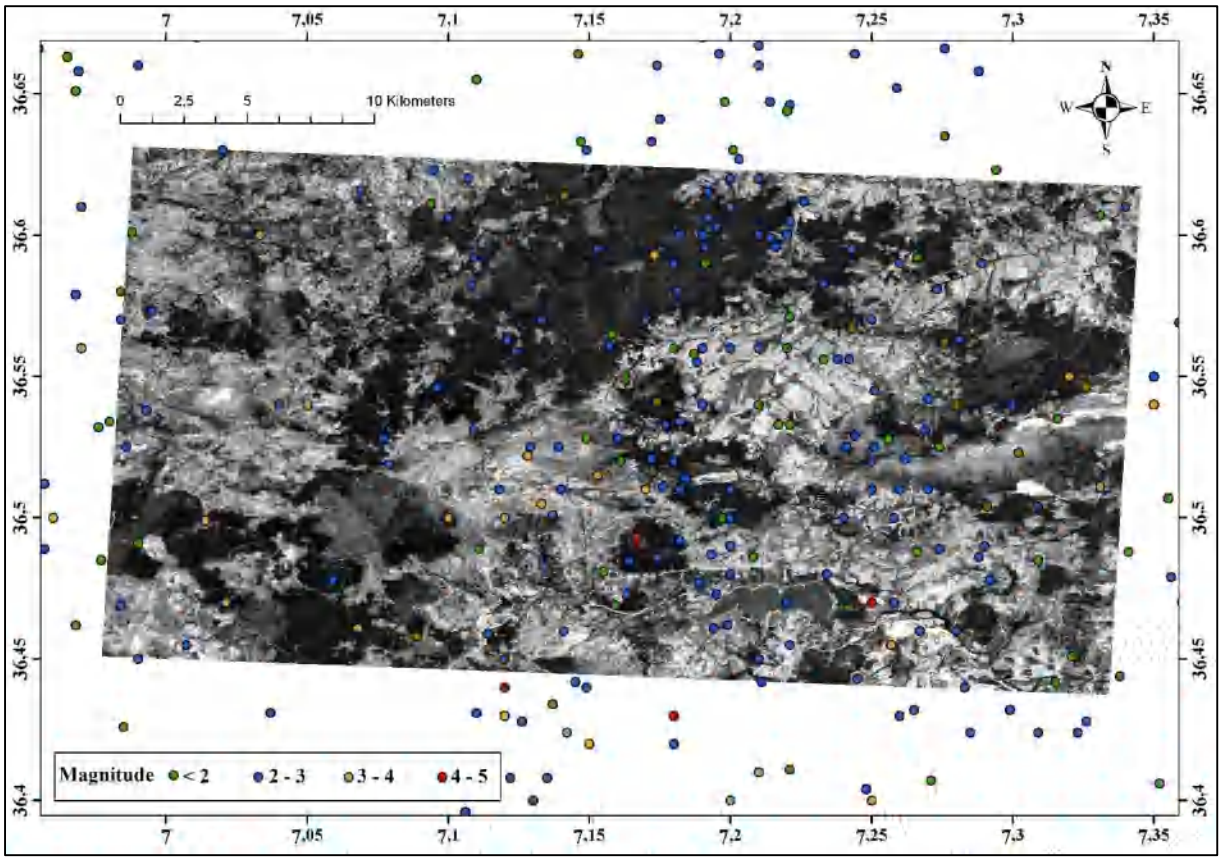

Fig. VI.02 Sismicité instrumentale de Hammam Meskhoutine

(Abacha I. 2015) considère que cette sismicité est induite par la circulation des eaux thermales surtout dans le réseau de failles et fractures, et par relâchement de contraintes sur l'accident qui passe par le barrage de Bou Hamdane, suite aux variations du niveau d'eau du barrage. Il estime que la magnitude maximale pour cette zone égale à 6,2 et constate également que la partie Nord-Ouest de la région de Roknia constitue une limite entre sismicité induite et tectonique.

VI.1.3 Les séismes étudiés

Les sections suivantes de ce chapitre étudient les déformations liées aux 04 événements sismiques citées dans le tableau suivant :

Tab. VI.02 Liste des séismes étudiés

Événement	Date	Magnitude	Localisation
1	02/11/2019 11:40	3	2 km à l'Est de Hammam Debagh W. Guelma
2	22/11/2020 04:53	5,2	12 km Sud-ouest de El Harrouch W. Skikda
	22/11/2020 06:17	3,9	12 km Sud-ouest de El Harrouch W. Skikda
	22/11/2020 12:10	3,9	12 km Sud-ouest de El Harrouch W. Skikda
	23/11/2020 11:55	3,4	12 km Sud-ouest de El Harrouch W. Skikda
	24/11/2020 10:14	3	11 km Sud-ouest de El Harrouch W. Skikda
3	17/12/2020 04:53	3,8	10 km Ouest de Bou Hamdane W. Guelma
4	01/04/2021 15:33	4.8	8 km sud-ouest de Guelma
	01/04/2021 17:47	3.7	6 km sud-ouest de Guelma
	01/04/2021 20:22	2.9	7 km sud-ouest de Guelma
	01/04/2021 23:45	3.1	7 km sud-ouest de Guelma
	02/04/2021 03:37	3.3	6 km sud-ouest de Guelma

L'étude des déplacements co-sismique est une analyse inverse dont l'objectif est de décler les failles actives qui sont à l'origine de ces séismes, et de déterminer leurs cinématiques.

Sachant, que théoriquement la relation empirique entre la magnitude d'un séisme d'une part, et la longueur de la faille ainsi que l'ordre de déplacement d'autre part est :

Tab. VI.03 Relation empirique Magnitude, déplacement… (Larroque et Virieux, 2001)

Longueur de la faille activée (Km)	Déplacement (m)	Magnitude M_W	Durée de la rupture (sec.)
800	8	9	250
250	5	8	85
50	1	7	15
10	0,2	6	3
3	0,5	5	1
1	0,02	4	0,3

En pratique, la mesure des glissements co-sismiques est devenue possible avec l'utilisation des images satellitaires gratuites et de haute qualité Sentinel de l'agence spatiale européenne.

Le deuxième événement étudié constitue la crise sismique enregistrée en fin Novembre 2020, il s'agit d'une secousse modérée de magnitude 5,2 dont l'épicentre est localisé à 12 km au Sud-ouest de El Harrouch Wilaya de Skikda, mais ressentie jusqu'à une centaine de Kilomètres selon le Centre Sismologique Euro-Méditerranéen EMSC-CSEM.

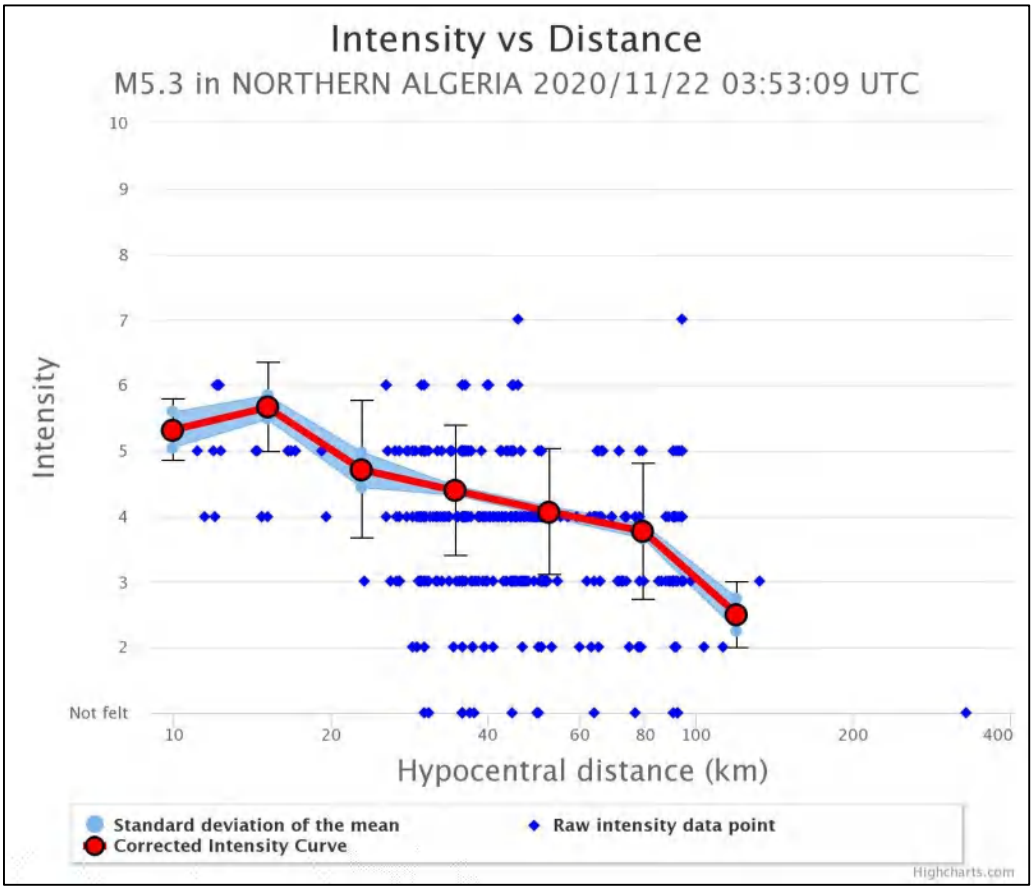

Fig. VI.03 Relation intensité-distance de l'épicentre du séisme du 22/11/2020

Fig. VI.04 Dégâts du séisme du 22/11/2020

Cette secousse a été suivie par plusieurs répliques, dont 04 dépassent la magnitude de 3 jusqu'au 24/11/2020. Ce séisme n'a pas causé de perte humaine, mais beaucoup de bâtisses ont étés fissurés dans les communes de El Harouche et Ain Bouziane.

Le quatrième évènement correspond à la secousse de 4,8 de magnitude et ses répliques. Le choc principal à causer une importante fissuration et même l'effondrement d'une partie de la cascade de Hammam Meskhoutine, et du mur d'une maison sur des câbles électriques dans la cité des 40 logements ainsi que la chute d'éléments des escaliers d'une bâtisse individuelle dans la cité 5 juillet dans la commune de Hammam Meskhoutine, des fissures observées sur les murs de deux immeubles de la cité Bencheikh, au centre de la commune Houari Boumediene, et sur les murs d'une habitation individuelle dans la mechta ''El Bour'' daïra de Khezara.

Fig. VI.05 Fissures et effondrement de la cascade de Hammam Meskhoutine du séisme du 01/04/2021

VI.2 LA TELEDTECTION

VI.2.1 Apport de l'imagerie otique

VI.2.1.1 La classification d'image satellitaire

La cartographie géologique dans les zones désertiques, densément végétalisées ou difficiles d'accès, ont toujours été une tâche très difficile. L'utilisation de images multispectrales a de plus en plus permis de déterminer la nature des minéraux et des roches.

Dans ces images, chaque objet a une signature spectrale qui est une réponse spécifique au rayonnement auquel il est soumis. Pour les roches, ces spectres varient selon plusieurs facteurs : la minéralisation de roche, l'épaisseur, la géométrie, et l'altération sont les principaux facteurs contrôlant le comportement de réflexion de ces roches.

Ainsi, nous avons procéder à la classification non supervisé (automatique) de l'image satellitaire Sentinel 2 de la région de Hammam Debagh, en 07 classes de réponse spectrale, en utilisant l'algorithme "Iso Cluster Unsupervised Classification" du logiciel libre SNAP de l'agence spatiale européenne.

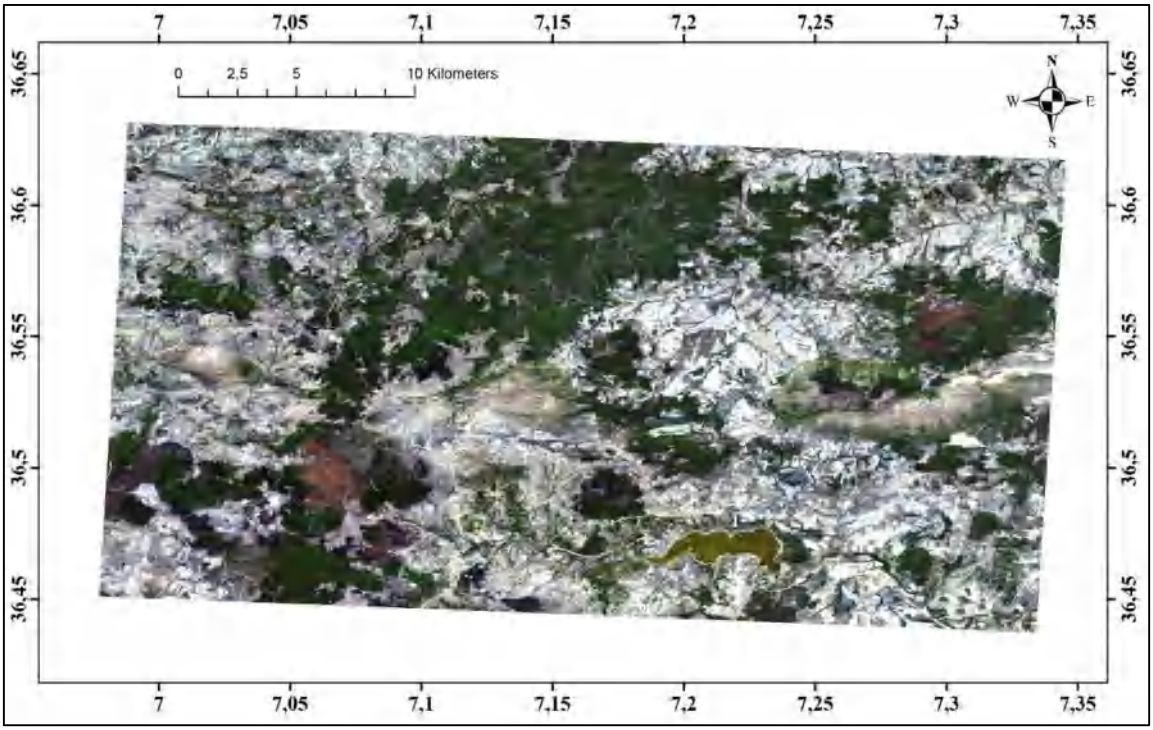

Fig. VI.06 Image satellitaire Sentinel 2 multispectrale de la région étudiée

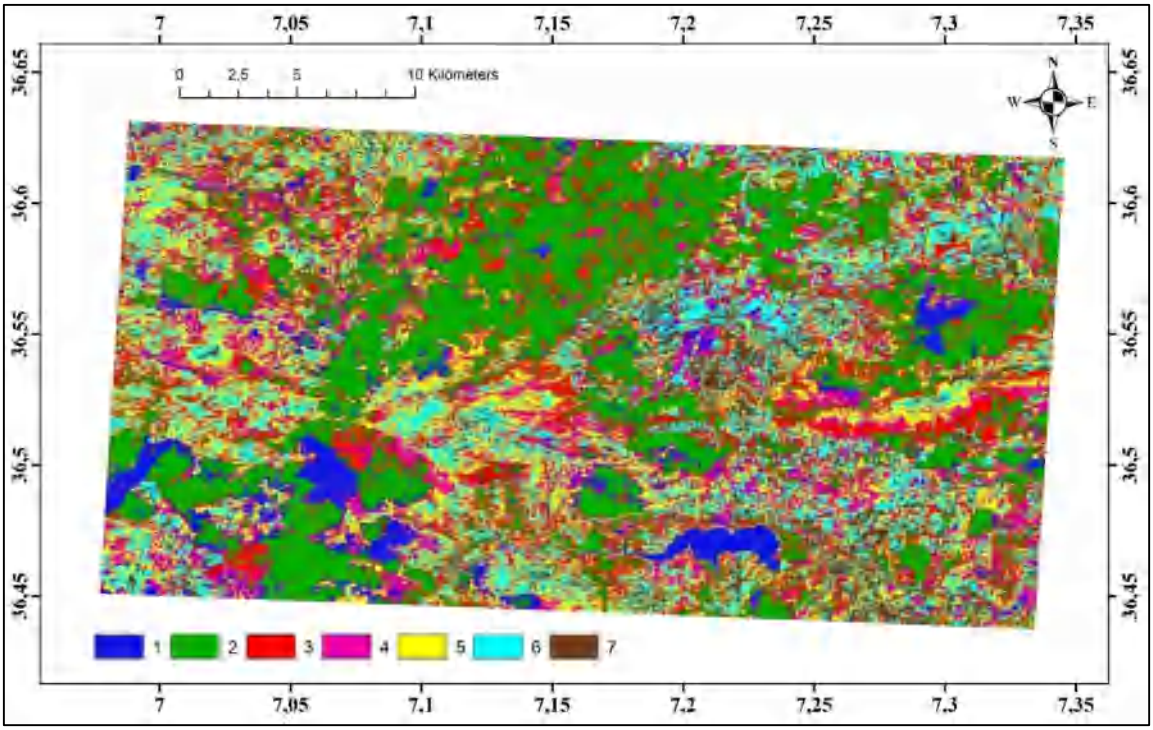

Fig. VI.07 Classification non supervisée de l'image satellitaire de la région d'étude

L’image classifiée à servi comme guide pour la cartographie des faciès de la feuille de Hammam Meskhoutine.

VI.2.1.2 La cartographie des linéaments

En gros, il existe deux méthodes pour l'extraction de linéaments : (1) extraction visuelle et (2) extraction automatique (Sukumar et al. 2014).

VI.2.1.2.1 La cartographie automatique

Le module de ligne de PCI Geomatica est le logiciel le plus largement utilisé d'extraction automatique de linéaments (Hung et al. 2005).

L'extraction automatique de linéaments a été réalisée à l'aide des paramètres essentiels et appropriés pour le module de ligne de PCI Geomatica. La quantité et la qualité des extraits les linéaments dépendent des valeurs des paramètres d'entrée de la ligne module dans le logiciel PCI Geomatica. La procédure de ce module comprend trois étapes : reconnaissance des bords, seuillage, et l'extraction de courbes (Thannoun 2013).

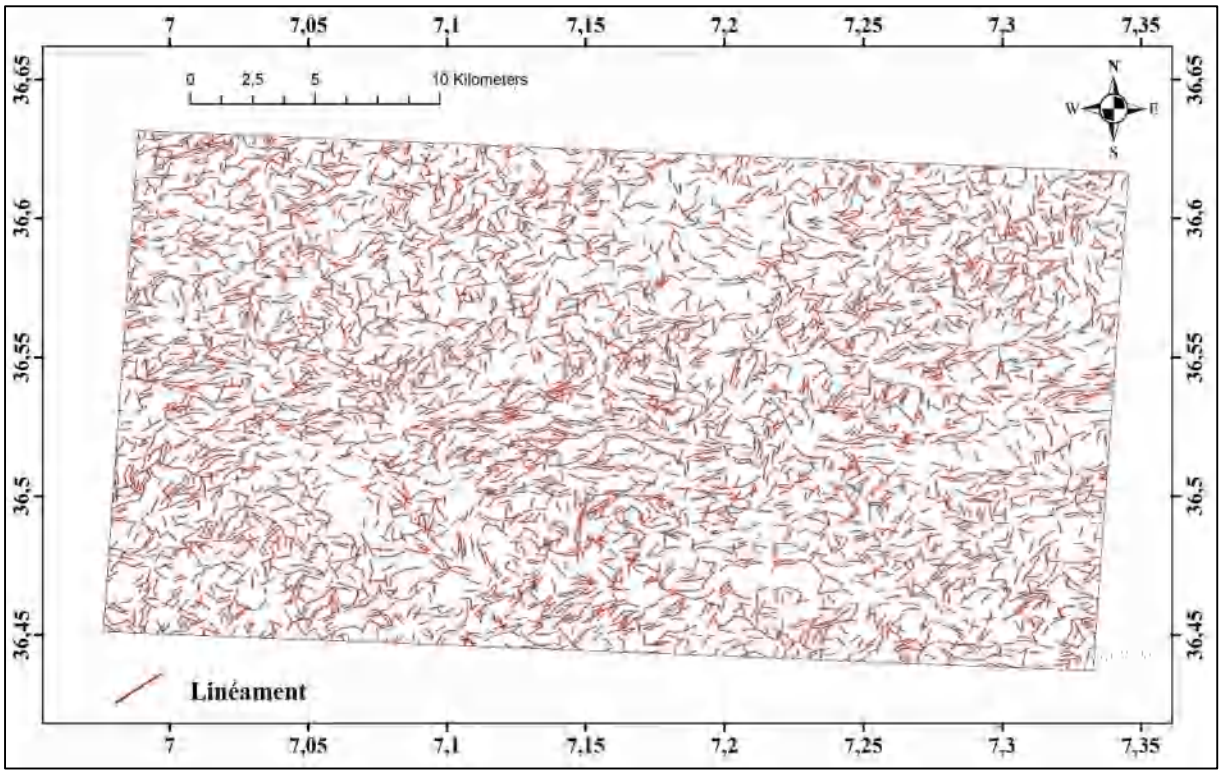

Fig. VI.08 Linéaments cartographiés automatiquement

VI.2.1.2.2 La cartographie manuelle

L'interprétation des photos aériennes et images satellitaires qui couvrent la feuille de Hammam Meskhoutine, nous a permis de dresser la carte morpho-structurale de la région.

Additivement aux linéaments qui matérialisent un changement brutal de la signature spectrale (photo ton), d'autres linéarités se distinguent par le changement de la direction et/ou pendage des repères géologiques, ou l'arrêt subit de ces repères.

La déformation plicative est bien marquée dans les plissements des repères géologiques qui représentent généralement des bancs de grés.

Les recoupements entre les lignes de crête et les replats d'une part, et la répartition des facies lithologiques d'autre part, nous permet de distinguer entre les zones où l'altération prime sur l'activité tectonique, et les zone où l'activité tectonique récente est plus forte que l'érosion.

On note, l'importante répartition des escarpements et des amas de bocs (éboulis et coulées à blocs) le long des accidents tectoniques

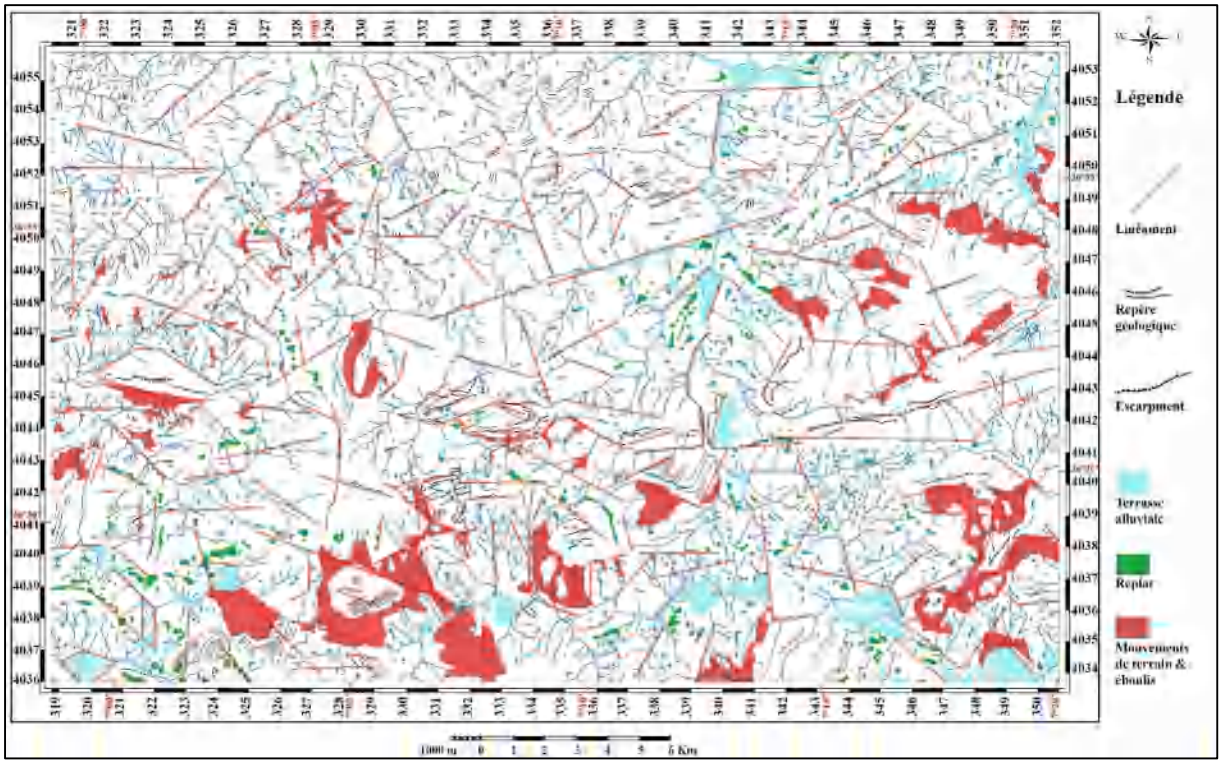

Fig. VI.09 Linéaments cartographiés manuellement

VI.2.1.3 La corrélation des images optiques

Mesurer les déplacements fins associés à un tremblement de terre représente un enjeu clé de la sismotectonique, offrant des informations sur la géométrie de la faille et de l'énergie libérée par le tremblement de terre (Van Puymbroeck et al., 2000).

La méthode la plus courante pour mesurer ces déplacements est basé sur des mesures sur le terrain. Cependant, la zone de faille est souvent difficile d'accès et les ruptures de failles complexes ne sont pas faciles à détecter dans le champ ; en fonction de l'ampleur du glissement de défaut, il peut être mesuré seulement dans un nombre limité de localités (Leprince et al., 2007).

Une autre technique pour mesurer ce type de déplacement consiste en l'utilisation des récepteurs GPS (Global Navigation Satellite System) permanents.

Cette technique ne peut fournir qu'une couverture clairsemée et il est impossible de faire des mesures si la zone n'est pas maintenue sous surveillance.

La zone de déplacement co-sismique du sol étant à priori inconnue, elle n'est pas toujours possible d'avoir des mesures avant l'événement.

L'imagerie satellite utilisant un radar à synthèse d'ouverture (SAR) ou optique peuvent surmonter certaines des limites des techniques mentionné précédemment. Les images satellites couvrent une vaste zone, la rupture des failles est partiellement ou totalement visible.

Comparé au capteur optique, le SAR interférométrique peut être utilisée dans toutes les acquisitions météorologiques et nocturnes (Massonnet et Feigl, 1998). Cependant, cette technique est incapable de fournir des cartes de déplacement dans le champ proche de la faille, car les grandes amplitudes des déplacements présents dans cette zone provoquer la décorrélation de la phase interférométrique, de sorte que les déplacements ne peuvent être estimés. De plus, la corrélation SAR donne des résultats planimétriques à basse résolution et InSAR fournit principalement la composante quasi verticale.

L'imagerie satellitaire optique haute résolution fournit des images du sol et surtout, il peut résoudre les déplacements à proximité d'une faille (Van Puymbroeck et al., 2000). Le champ de déplacement peut être mesuré à l'aide de la corrélation d'images acquis avant et après l'événement (donc la ligne de base temporelle est l'un des principaux problèmes de la corrélation).

VI.2.1.3.1 Méthodes

i. Les images Sentinel 2

Sentinel-2A (S-2A) est un imageur spectral, lancé et mis en orbite en Juin 2015 dans le cadre du programme « Copernicus » par l'ESA avec succès, suivi de Sentinel-2B (S-2B) en Mars 2017, permettant un suivi régulier avec une répétitivité temporelle de 5 jours des deux satellites réunis et tous les 10 jours avec un seul satellite. Ils offrent 13 bandes spectrales entre le visible et l'infrarouge avec une résolution spatial entre 10 m (pour le visible et proche infrarouge, 20 m (pour Red Edge et moyen infrarouge) et 60 m (pour la détection des nuages) (Tableau 2.3). Les deux satellites circulent sur une orbite héliosynchrone de 18h38, avec un déphasage de 108° l'un par rapport à l'autre. Ils balayent la surface du sol avec une fauchée de 290 km, avec une fréquence de revisite de 5 jours.

Tab. VI.04 caractéristiques des bandes d'images Sentinel 2

Bandes spectrales	Longueur d'onde (nm)	Résolution spatiale (m)
Bande 1 (Aérosol)	443	60
Bande 2 (Bleu)	490	10
Bande 3 (Vert)	560	10
Bande 4 (Rouge)	665	10
Bande 5 (Végétation Red Edge)	705	20
Bande 6 (Végétation Red Edge)	740	20
Bande 7 (Végétation Red Edge)	783	20
Bande 8 (PIR)	842	10
Bande 8A (Végétation Red Edge)	865	20
Bande 9 (Vapeur d'eau)	945	60
Bande 10 (MIR)	1375	60
Bande 11 (MIR)	1610	20
Bande 12 (MIR)	2190	20

ii. Le logiciel MicMac

MicMac a été développé à l'Institut National de l'Information Géographique et forestière (IGN) et le Ecole Nationale des Sciences Géographiques (ENSG), depuis 2003. Initialement, les outils logiciels ont été développés exclusivement pour la production cartographique de l'IGN.

En 2010, l'interface du logiciel a été remplacée par une commande simplifiée. Cette évolution a contribué à une meilleure accessibilité, diffusion et par la suite une meilleure visibilité du logiciel dans les communautés scientifiques, et le Public.

Depuis 2010, MicMac subit une importante évolution due à son implication dans de nombreux projets. Outre les contributions à la source code, nouvelles distributions de logiciels sous Windows, Mac et OSX, ainsi que le traitement GPU pour certaines tâches est devenu disponible.

MicMac est organisé en plusieurs modules, accessibles via une commande commune "mm3d". L'exécution via commande unique a un double avantage : elle permet de factoriser certains développements tout en gardant le binaire fichiers compacts, et du point de vue de l'utilisateur, ça donne un accès instantané à tous les modules

Depuis septembre 2011, MicMac s'est doté d'un outil pour la quantification des séismes. Bien qu'il existe d'autres logiciel pour ce faire (Cosi-corr et MEDISIS), l'objectif était : d'avoir un outil totalement gratuit, que les scientifiques peuvent utiliser en mode open source ; et d'avoir un outil plus paramétrable.

Le module utilisé pour le calcul des déformations est "MM2DPosSism", qui permet de calculer à partir de deux images satellites, ortho-rectifiées et co-enregistrées, l'une acquise avant le séisme et l'autre après, deux images rasters Px1, Px2 qui représentent respectivement les déformations Est-Ouest et Nord-Sud en Pixel.

VI.2.1.3.2 Calcul des déplacements horizontaux

La composante horizontale des failles actives en général et les décrochements en particulier, s'individualisent sur les cartes de déplacements Est-Ouest et Nord-Sud sous forme de lignes où de part et d'autre, les déplacements ont des sens opposés, ou le même sens mais avec un mouvement différentiel.

Les failles actives déduites de l'interprétation des images rasters Px1 et Px2, seront représentées sur la carte de déplacement dans le plan horizontal, qui constitue la combinaison des deux images de déformations Est-Ouest et Nord-Sud.

i. Déformations horizontales du séisme de 02/11/2019

La corrélation est réalisée entre les deux images du satellite Sentinel 2A, en mode descendant, acquises le 14/10/2019 à 10^h:20 soit 20 jours avant le séisme et le 03/12/2019 à 10^h:24 soit 1 mois après le séisme. À causes des nuages qui couvrait la région dans cette période, Ces images constituent le couple qui a le moindre intervalle du temps possible de corrélation.

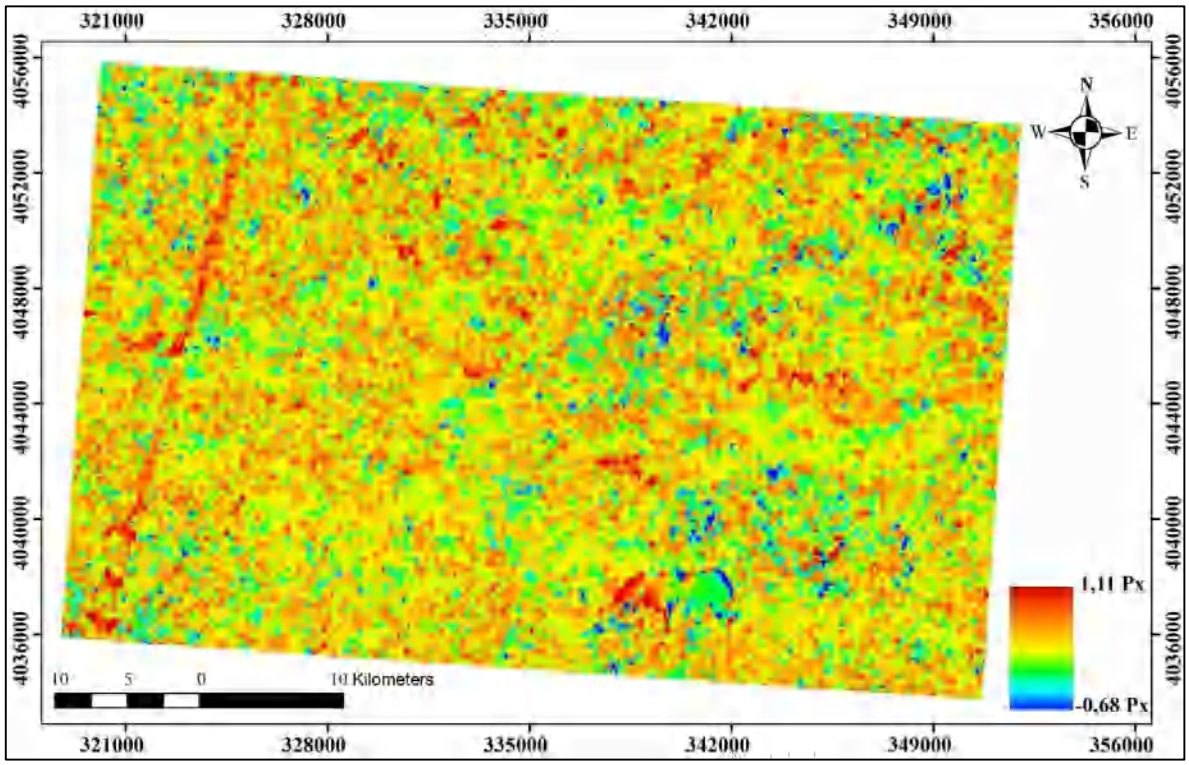

Fig. VI.10 Déplacements Est-Ouest entre le 14/10/2019 et 03/12/2019

Malgré la faible magnitude du séisme, et la longue durée entre les deux scènes satellitales exploitées pour la corrélation, on note additivement aux mouvements diffus sur les cartes de déplacements, l'existence de lignes théoriques où il existe un changement net de signe ou d'amplitude de déplacement de part et d'autre de ces linéaments. Ces linéaments correspondent aux décrochements.

Les cartes de déplacement montre un contraste de déformation le long de la faille Est-ouest au Sud de Djebel Debagh, et un contraste moins net le long la faille Nord-est Sud-ouest d'Oued Messilga au Nord de Roknia.

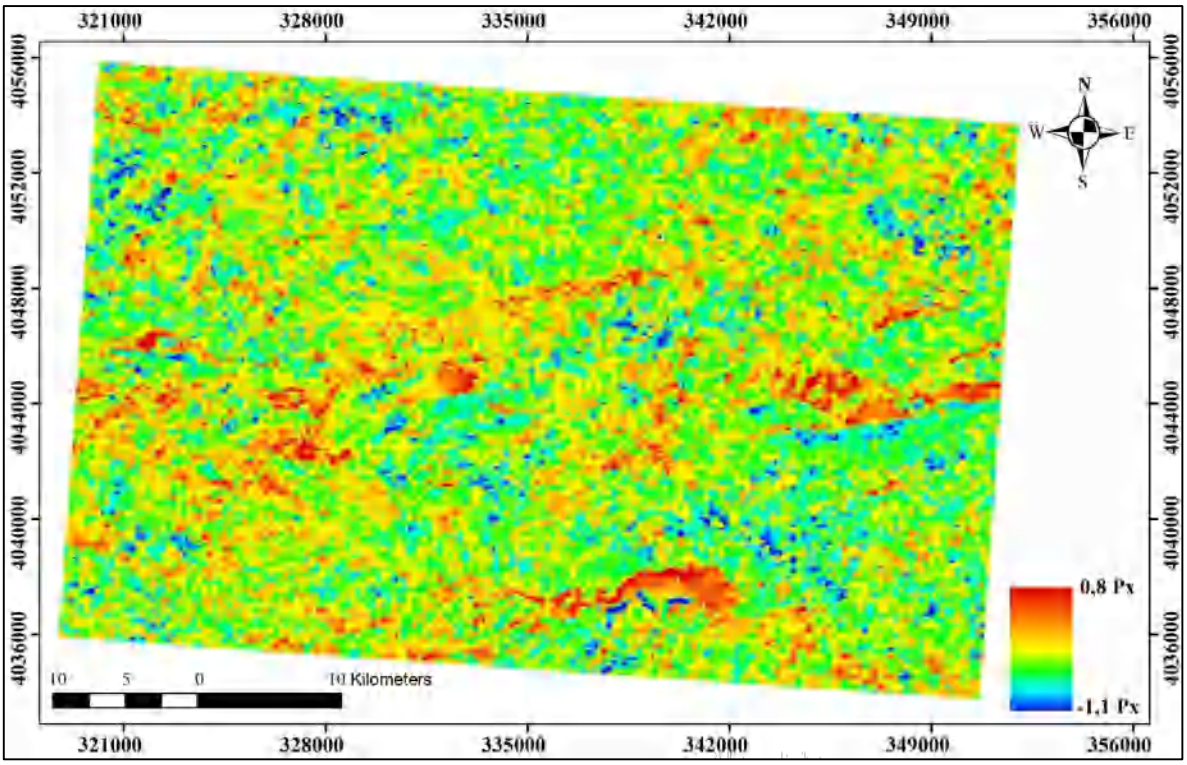

Fig. VI.11 Déplacements Nord-sud entre le 14/10/2019 et 03/12/2019

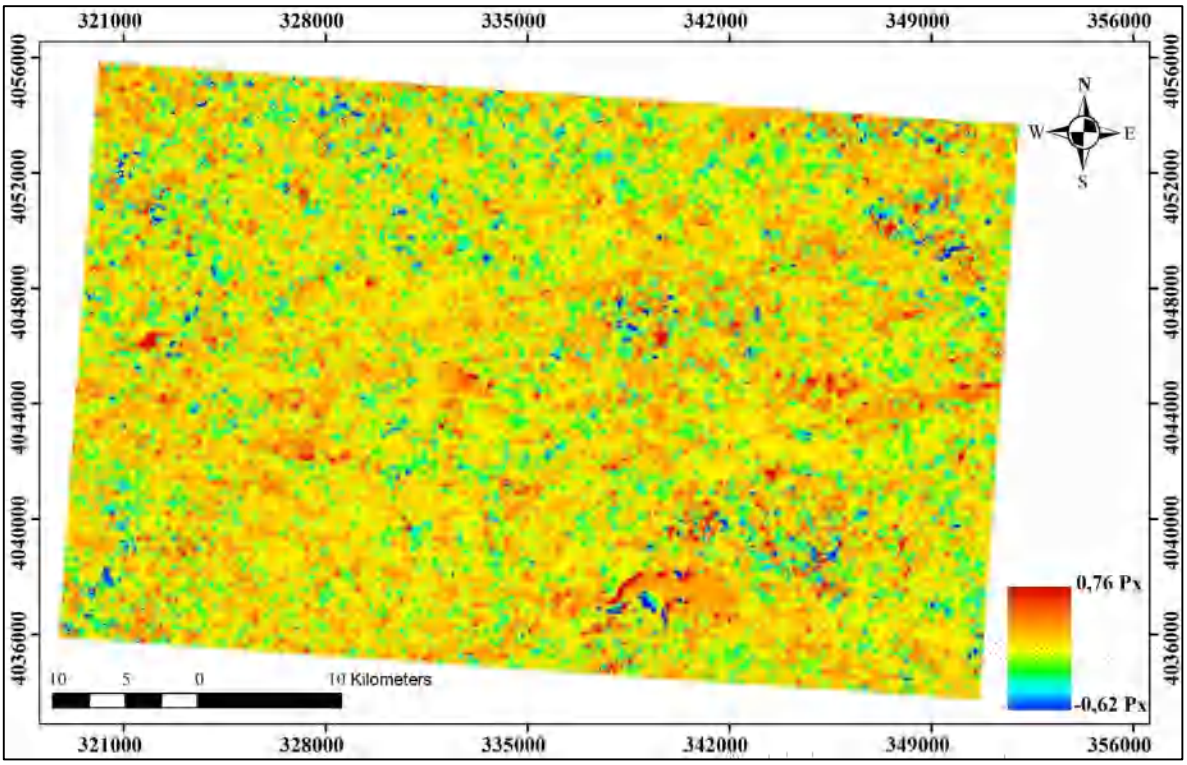

Fig. VI.12 Déplacements horizontaux entre le 14/10/2019 et 03/12/2019

ii. Déformations horizontales du séisme de 22/11/2020

Les conditions atmosphériques nous ont obliger à choisir les deux images du satellite Sentinel 2B, en mode descendant, acquises le 02/11/2020 à 10^h:21 soit 20 jours avant le séisme et le 01/01/2021 à 10^h:24 soit 40 jours après le séisme du 22/11/2020.

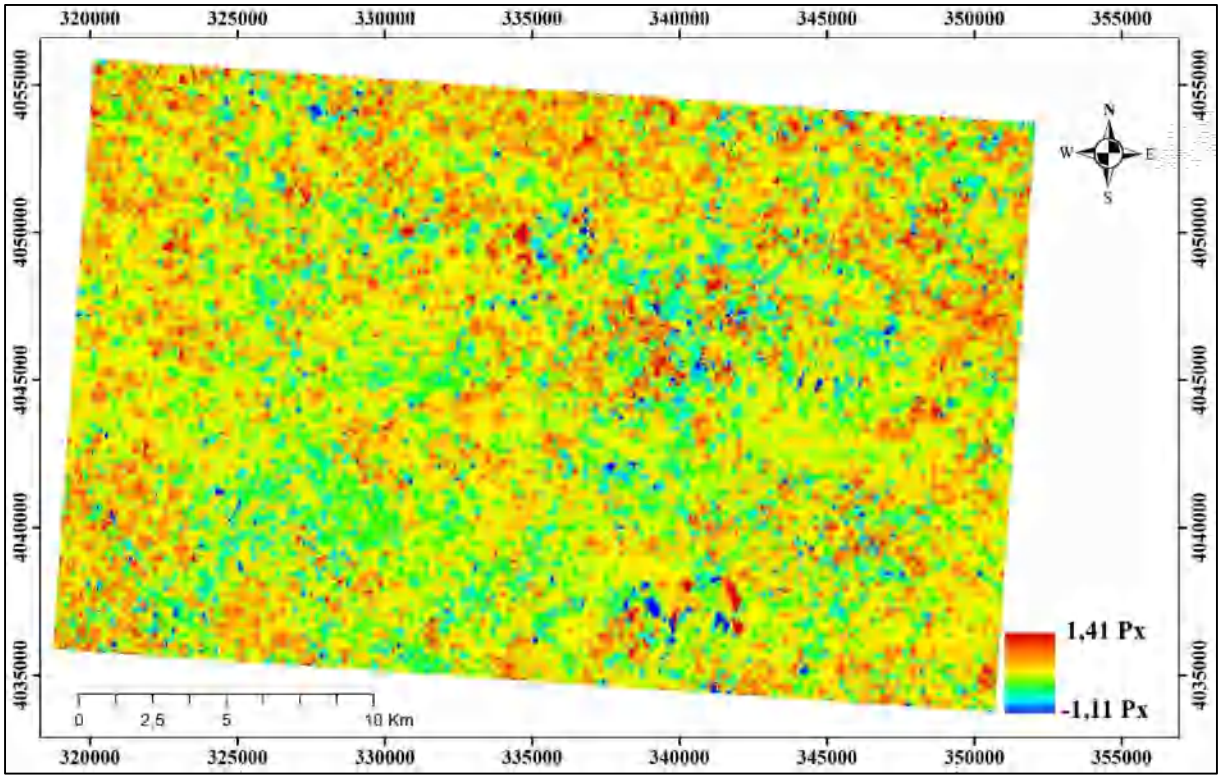

Fig. VI.13 Déplacements Est-Ouest entre le 02/11/2020 et 01/01/2021

Bien que la rupture sismique soit provoquée par l'accident d'El Kantour à l'Ouest de la feuille de Hammam Meskhoutine, des mouvements assez clairs peuvent être identifiés sur les failles Est-ouest au Sud de Djebel Debagh, et notamment sur celle qui épouse le tracé d'Oued Messilga.

Ces déformations sont plus nettes sur la carte des déplacements Nord-sud.

Le séisme du 22/11/2020 nous a permis de confirmer le caractère tectonique active de la faille d'Oued Messilga.

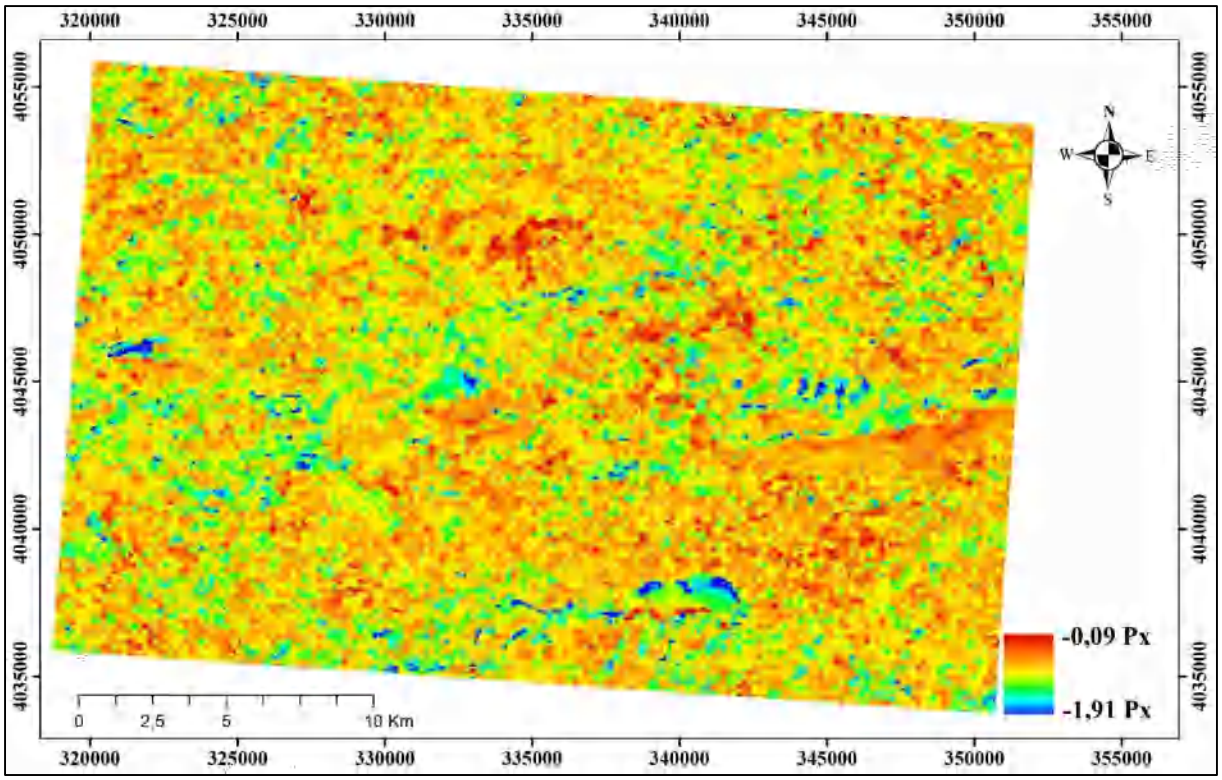

Fig. VI.14 Déplacements Nord-sud entre le 02/11/2020 et 01/01/2021

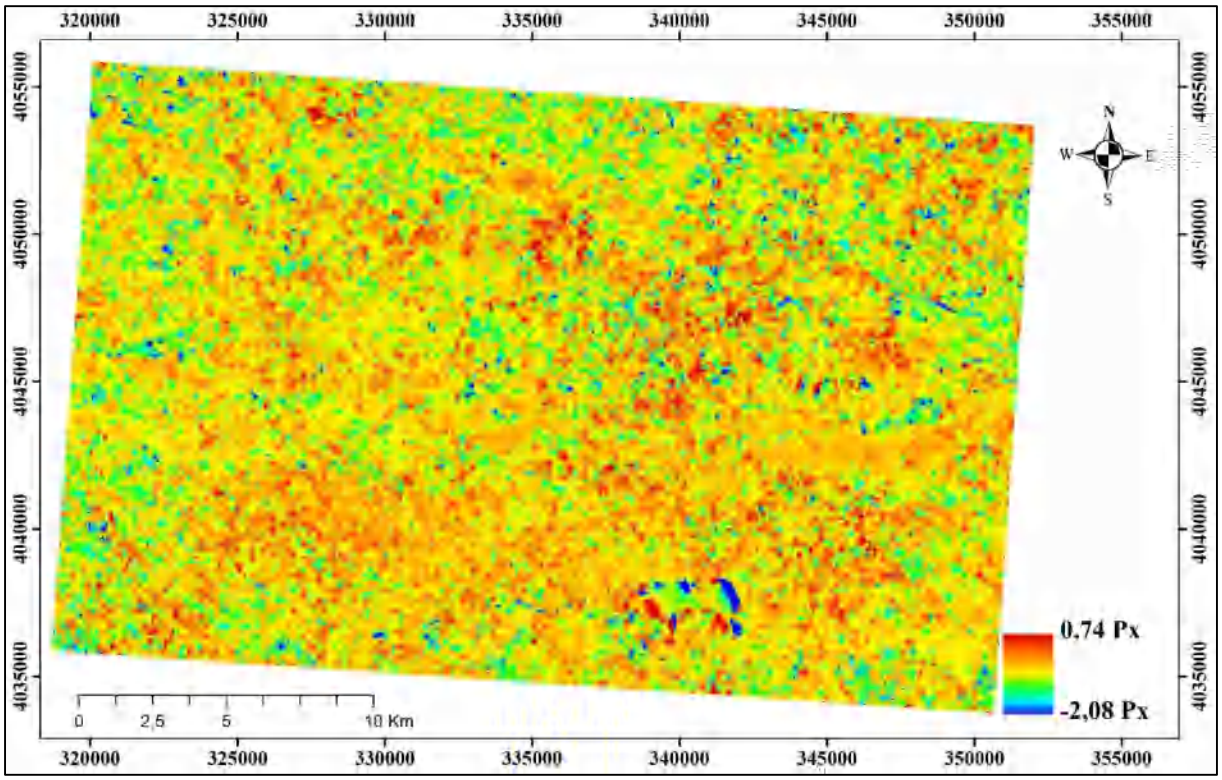

Fig. VI.15 Déplacements horizontaux entre le 02/11/2020 et 01/01/2021

iii. Déformations horizontales entre 2015 et 2020

La corrélation est réalisée entre les deux images du satellite Sentinel 2A, en mode descendant, acquises le 26/08/2015 à 10^{h}:20 et le 02/01/2020 à 10^{h}:24.

Les mouvements horizontaux durant une aussi longue période (4 ans et 4 mois), peuvent être générées par différents causes tel que l'altération, les glissements de terrain ou l'aménagement du territoire par exemple.

Cependant, hormis les zones de déformations diffus, certaines zones se caractérisent par des lignes de contraste de déformations, la superposition de ces linéaments sur des failles connues ou soupçonnées auparavant prouve la nature tectonique et voir même active de ces linéaments.

Des échelons de la faille Est-ouest (Debagh – Mcid Aicha) et la faille d'Oued Messilga ont une signature très nette dans les cartes de déformations.

La carte de déformation Nord-sud est celle qui montre le contraste le plus net des déformations, ceci peut s'expliquer par le comportement décrochant par rapport à la direction méridionale qui caractérise le mouvement des failles sismiques cartographiées.

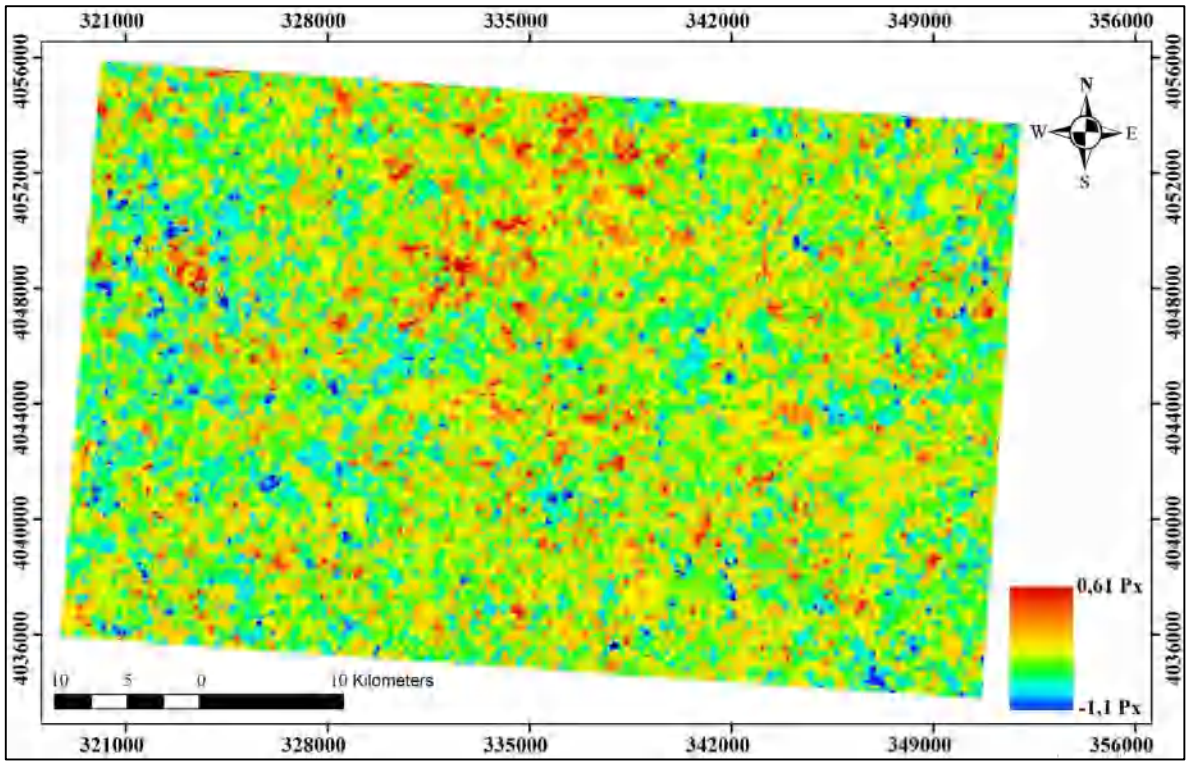

Fig. VI.16 Déplacements Est-Ouest entre le 26/08/2015 et 02/01/2020

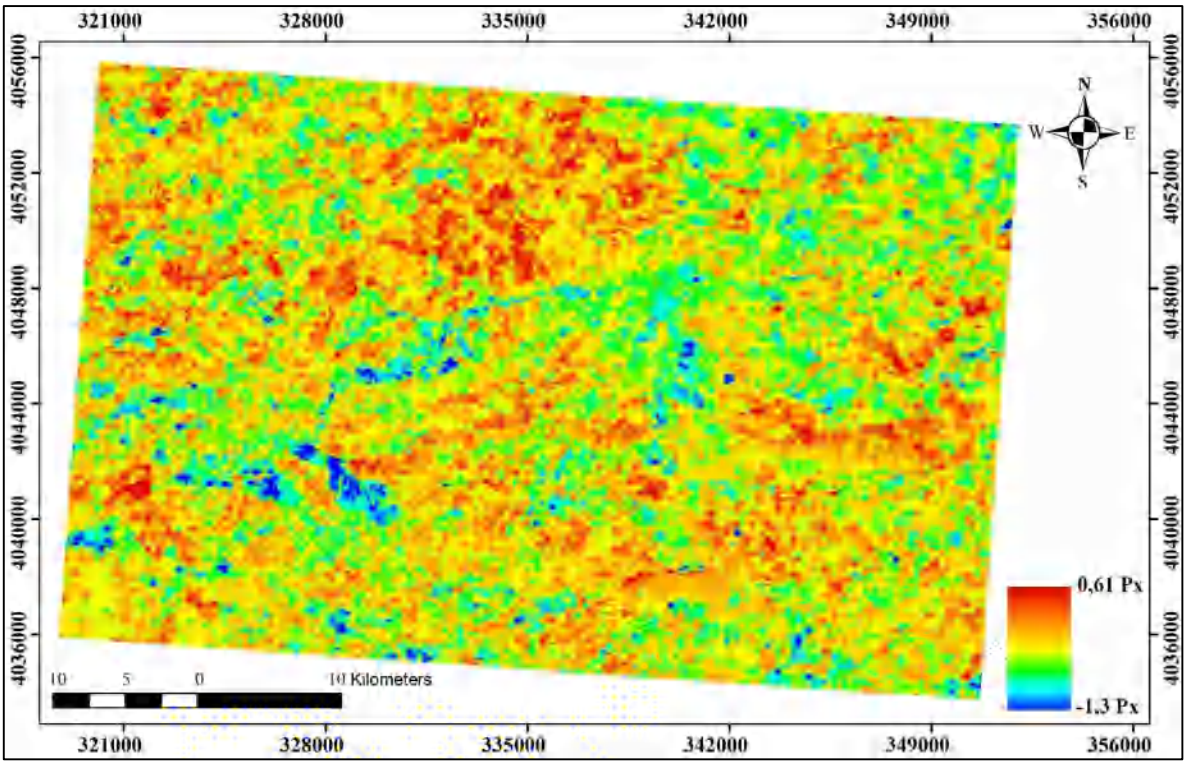

Fig. VI.17 Déplacements Nord-sud entre le 26/08/2015 et 02/01/2020

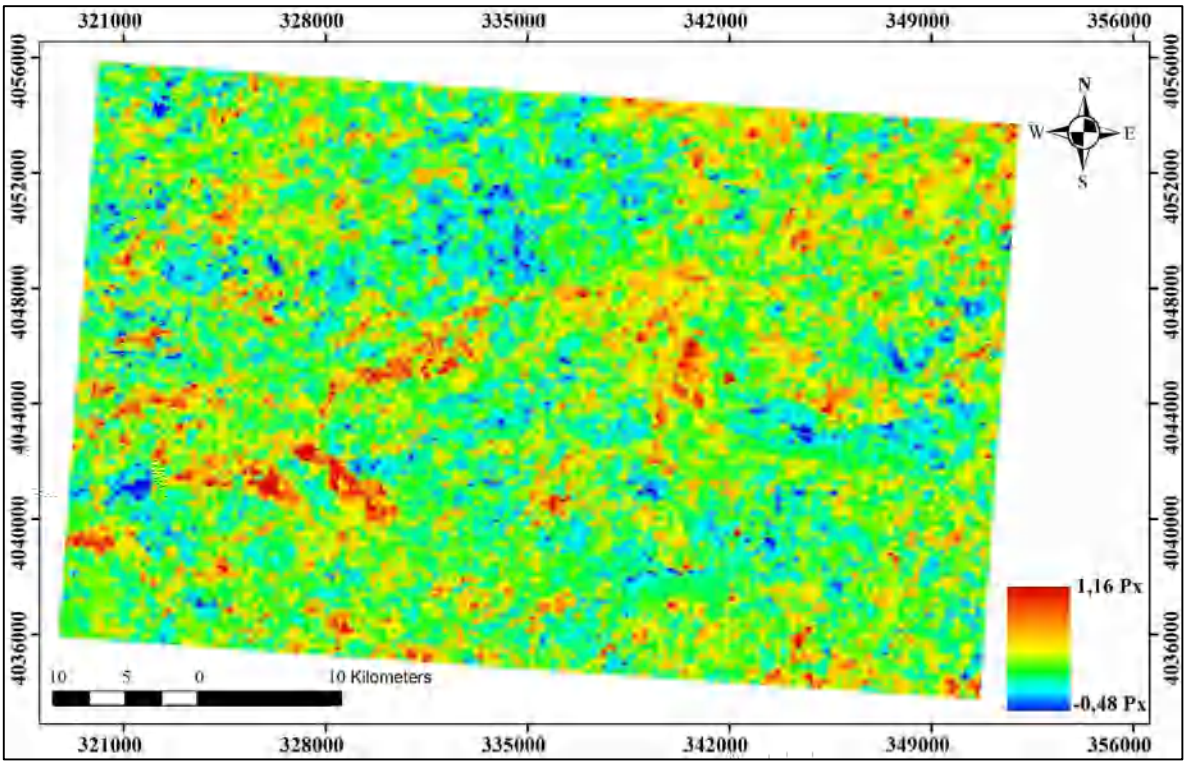

Fig. VI.18 Déplacements horizontaux entre le 26/08/2015 et 02/01/2020

VI.2.2 Apport de l'imagerie radar (L'interférométrie)

Cette partie présente une application particulière de l'interférométrie radar pour la mesure des déplacements de la surface terrestre. Cette technique est basée sur l'utilisation d'images de Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) acquises sur une même zone mais à des dates différentes.

L'interférométrie radar a pu être définie comme l'ensemble des méthodes exploitant la phase de deux images RSO. Dans les années 90, l'interférométrie radar différentielle était l'unique méthode pour extraire les déplacements de la surface terrestre à partir d'images RSO.

Basée sur la différence de phase de deux images RSO, elle permet d'obtenir des interférogrammes et par la suite des cartes de déplacements du sol avec une précision centimétrique sur de larges étendues spatiales, entre les deux dates d'acquisition.

Néanmoins, à la fin des années 90, certaines limites à cette technique sont apparues, comme la présence d'artefacts atmosphériques sur les interférogrammes pouvant être confondus avec des déplacements, ou encore l'incapacité d'utiliser certaines images aux configurations trop extrêmes.

Dans le but de pallier à ces limites, d'autres méthodes interférométriques ont été développées à partir des années 2000, basées non-plus sur l'utilisation de deux images RSO mais sur une série d'images. Ces méthodes récentes, appelées multi-images, peuvent être décomposées en trois classes : la sommation d'interférogrammes, la méthode des petites lignes de base, et enfin la méthode des réflecteurs persistants.

On abordera dans un premier temps les bases de l'imagerie radar à synthèse d'ouverture, avant d'expliquer comment l'interférométrie radar permet d'accéder à la mesure des déplacements de la surface terrestre. Puis des applications de cette technique seront réalisées sur certains séismes.

VI.2.2.1 Bases théoriques de l'interférométrie radar

VI.2.2.1.1 Image Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO)

Une image de Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) est une image dont la résolution a été améliorée par rapport à une image radar dite "brute". Ce passage d'une image radar brute à une image RSO se fait par le biais d'un important processus de traitement du signal, permettant au final d'améliorer grandement la résolution. Cette section ne se veut pas exhaustive, pour plus d'information nous renvoyons le lecteur vers des livres plus complets sur le sujet (Maître, 2001, Massonnet et Souyris, 2008).

VI.2.2.1.2 Acquisition et géométrie d'une image RSO

Pour acquérir ce type de données, il est nécessaire d'utiliser un radar à visée latérale installé sur un satellite, un avion ou une navette spatiale. Seules les images RSO provenant d'acquisition satellite seront prises en compte dans la suite de cette partie.

Lors du déplacement du satellite (suivant l'axe azimutal), l'antenne radar éclaire la surface terrestre par l'envoi successif d'impulsions de micro-ondes (de façon latérale dirigée vers la droite) permettant ainsi de couvrir une bande continue du sol parallèle à l'orbite du satellite (appelée fauchée). Les ondes rétrodiffusées par la surface du sol après chaque envoi d'impulsion par l'antenne, sont captées et enregistrées par cette même antenne, chaque écho étant classé en fonction de son arrivée au niveau de l'antenne. Ceci se traduit par un classement en distance des objets (on parle d'écholocation des objets).

La répétition à intervalle de temps régulier des impulsions (à la fréquence de répétition des impulsions appelée FRI) lors du déplacement du satellite permet de couvrir de grandes zones de la surface terrestre.

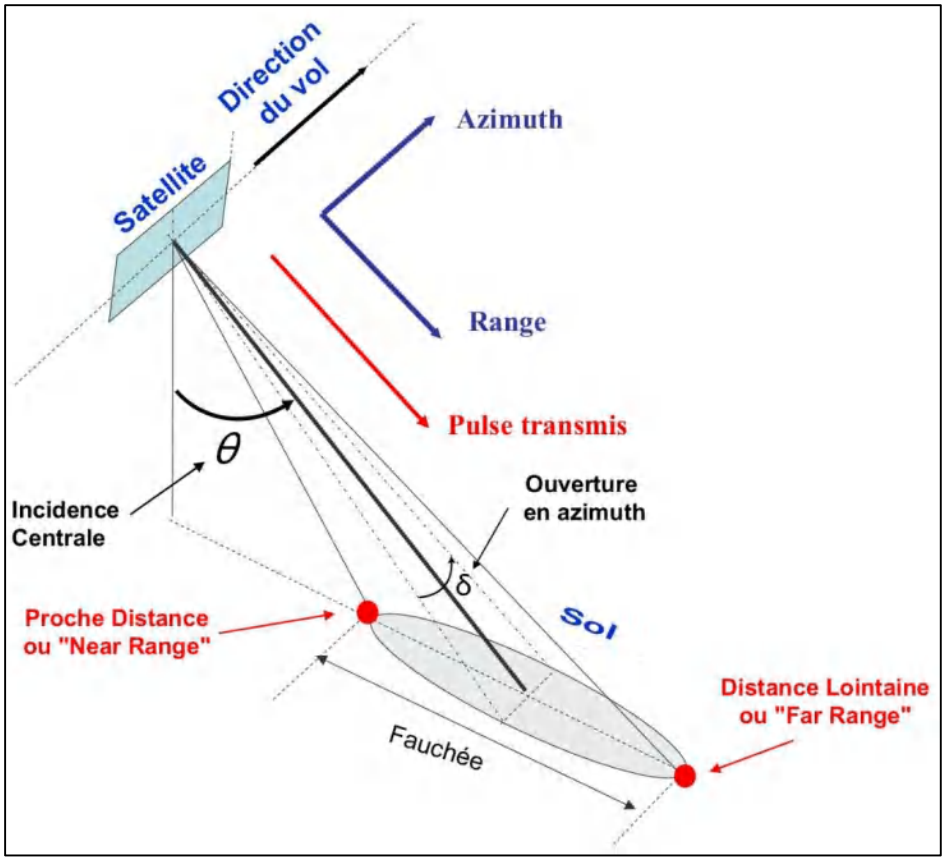

Fig. VI.19 Géométrie d'acquisition et paramètres d'une image RSO (Massonnet and Souyris, 2008)

L'enregistrement successif des échos de chaque impulsion permet de créer une image de données brutes, qui après traitement RSO, formera l'image radar de la surface du sol analysée. Les données brutes sont représentées sous forme d'un tableau bidimensionnel.

La résolution de ces données correspond à la distance minimale entre deux objets pouvant être différenciés dans l'image, en distance et en azimut. Elle est dépendante des caractéristiques propres à chaque capteur radar (longueur d'antenne, longueur d'onde, angle d'incidence, etc..).

Les capteurs radar sont dit "actifs" car ils sont leur propre source d'éclairement, contrairement aux capteurs optiques qui sont dit "passifs", car ils utilisent le soleil comme source d'éclairement. L'avantage des capteurs radar est donc leur capacité à acquérir des images du sol de jour comme de nuit.

Ainsi, la résolution en azimut (parallèle au sens de déplacement du satellite) dépend de la longueur de l'antenne L, de la longueur d'onde λ, de l'onde électromagnétique émise et de la distance d'observation R, correspondant à la distance sol-radar (équation 1) : $R_{az}=\lambda R/L$.

La taille des antennes ne pouvant être extrêmement grande, la résolution en azimut est très mauvaise (d'ordre kilométrique). La synthèse d'ouverture va ainsi permettre de réduire de façon significative cette valeur.

VI.2.2.1.3 Interférométrie radar et mesure des déplacements

L'interférométrie radar est basée sur la réalisation de couples d'images RSO acquises dans des conditions similaires (angle d'incidence, longueur d'onde, etc.) et sur une même surface au sol.

Le fait d'utiliser deux images RSO acquises à des temps différents (avec un intervalle de temps pouvant aller jusqu'à plusieurs années) va permettre d'accéder à deux informations : une information sur les déplacements de la surface terrestre intervenant entre les deux dates et une sur les changements d'état de surface affectant directement la rétrodiffusion des ondes (ce qui introduit une décorrélation plus ou moins importante). Un nombre conséquent d'ouvrages et d'articles sont consacrés à l'interférométrie, ils y expliquent en détails les principes que nous allons évoquer dans la suite de cette section (Massonnet & Feigl, 1998, Burgmann et al., 2000, Rosen et al., 2000, Hanssen, 2001).

i. Phase interférométrique

Nous avons déjà expliqué que l'interférométrie radar est basée sur la différence de phase pixel à pixel de deux images RSO acquises à des dates différentes, avec des géométries d'acquisition

similaires et couvrant la même surface au sol. Il est important de conserver ces paramètres identiques dans le but de garder constante la phase propre ϕ_{propre} de chaque pixel.

Ainsi, en réalisant une soustraction pixel à pixel de la phase des deux images RSO, il est possible de s'affranchir de cette composante. Cette hypothèse repose en grande partie sur le fait que chaque cible élémentaire en surface est restée stable entre les deux acquisitions. La stabilité des cibles élémentaires entre deux images est un paramètre limitant pour l'interférométrie radar.

En effet, les zones à fort couvert végétal ou les zones d'eau (rivière, lac, océan) présentent une très forte instabilité et seront difficile, voire impossible à exploiter.

À partir de l'hypothèse de phases propres ϕ_{propre} inchangées, l'expression de la phase interférométrique ϕ_{int} peut être simplifiée et exprimée directement en fonction de la phase géométrique ϕ_{geo} (équation 1). Il est important de remarquer que la phase interférométrique est directement reliée à la différence de trajet radar-cible ΔR entre les deux dates.

$$\phi_{int} = \phi_1 - \phi_2 = (\phi_{propre,1} + \phi_{geo,1}) - (\phi_{propre,2} + \phi_{geo,2})$$

$$\phi_{int} = \phi_{geo,1} - \phi_{geo,2} = 4\pi/\lambda(R1-R2) = 4\pi/\lambda\ R \qquad \text{(équation 1)}$$

Avec ϕ_1 et ϕ_2 correspondants respectivement aux images de phase des deux acquisitions RSO, et R1 et R2 représentant les trajets radar-cible pour chacune des images.

La différence de phase pixel à pixel obtenue permet la création d'une troisième image (avec pour chaque pixel de coordonnées (x,y) une valeur de ϕ_{int}) appelée interférogramme.

La mesure de phase n'est connue que modulo $2k\pi$ (avec k entier), c'est pourquoi un interférogramme est une image de phase dite "enroulée". Elle est composée de franges d'interférence et chaque frange correspond à une rotation de phase de 2π radians (représentée par un cycle de couleur complet dans un interférogramme).

Nous avons jusque-là supposé que les deux images RSO utilisées pour la formation d'un interférogramme étaient acquises suivant la même géométrie d'acquisition (cas idéal).

Or en réalité, la trajectoire du satellite radar n'est pas exactement la même entre deux acquisitions.

La différence en distance entre deux passages du satellite au-dessus d'une même zone est appelée ligne de base. C'est pourquoi, avant tout calcul d'interférogramme, il est nécessaire

d'effectuer un recalage précis d'une image par rapport à l'autre. L'image prise comme référence est appelée "image maîtresse" (le plus souvent il s'agit de l'acquisition la plus ancienne) alors que la seconde image est appelée "image esclave". Lors de cette étape très importante, il s'agit de définir la fonction de transformation permettant de passer l'image esclave dans la même géométrie que l'image maîtresse (la précision doit être de l'ordre du dixième au centième de pixel). Ce n'est qu'après ce recalage que l'interférogramme peut être généré en calculant le produit conjugué des deux images complexes.

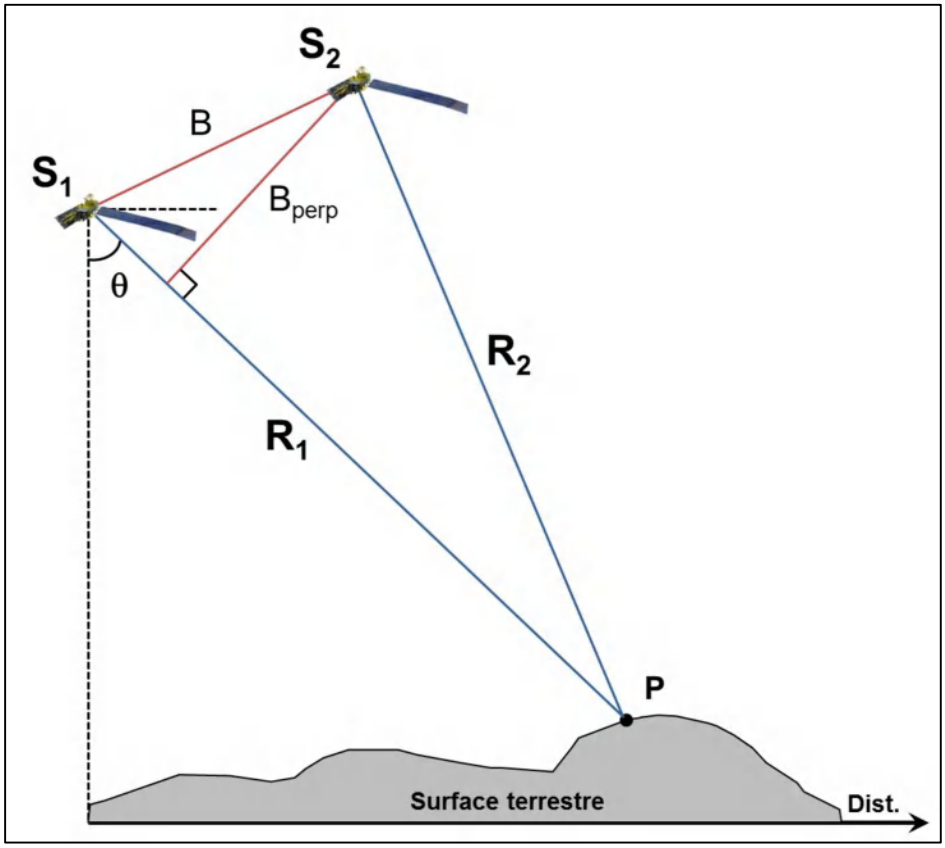

Fig. VI.20 Configuration géométrique d'un couple interférométrique (Champenois J. 2011)

ii. Contenu de la phase interférométrique

D'une manière générale, la phase interférométrique est le résultat de cinq composantes majeures : ϕ_{orb} et ϕ_{topo} qui sont des contributions liées respectivement à la différence des orbites et à la géométrie d'acquisition, ϕ_{atmo} liée à la contribution atmosphérique, $\phi_{dép}$ engendrée par un éventuel déplacement du sol entre les deux acquisitions d'images RSO, et

ϕ_{bruit} qui correspond à la contribution de toutes les sources de bruit existant durant le calcul interférométrique.

$$\phi_{int} = \phi_{orb} + \phi_{topo} + \phi_{atmo} + \phi_{dép} + \phi_{bruit} \quad \text{(équation 2)}$$

A - Contribution orbitale

La contribution orbitale dans un interférogramme se traduit pas la création d'une rampe orbitale. Le délai de phase généré par la différence entre les orbites s'exprime en fonction de la distance r qui est représentative de l'écart entre un point de l'image P et un point P0 appartenant à une surface de référence (de type géoïde ou ellipsoïde).

$$\phi_{orb} = 4\pi\ r\ B_{perp}\ /\lambda\ R\ tan\theta \quad \text{(équation 3)}$$

Avec B_{perp} correspondant à la ligne de base perpendiculaire du couple interférométrique.

Lorsque l'on visualise un interférogramme "brut", c'est-à-dire sans aucune correction, c'est la contribution orbitale qui domine largement. Dans le cas d'orbites parallèles entre elles, les franges créées sont parallèles à la direction azimutale. Elles varient linéairement en fonction de la distance radar-cible, créant ainsi un réseau de franges. Grâce aux données d'orbites précises fournies par les différentes agences spatiales (Scharroo & Visser, 1998), une connaissance précise de la trajectoire des satellites est permise. Cette connaissance va être utilisée pour estimer le réseau de franges contenu dans un interférogramme dans le but de le corriger de cette contribution.

B - Contribution topographique

La contribution topographique est dépendante à la fois du relief mais aussi de la ligne de base perpendiculaire. Plus la ligne de base sera élevée et plus l'interférogramme sera sensible à la topographie. Cette contribution s'exprime en fonction de B_{perp} et de l'altitude h d'un point de l'image P par rapport à la surface de référence choisie (équation 4).

$$\phi_{topo} = 4\pi hBperp/\lambda Rsin\theta \quad \text{(équation 4)}$$

Au sein d'un interférogramme, cette contribution se traduit par un réseau de franges topographiques comparables à des courbes de niveau. Afin de corriger la phase interférométrique de cette contribution, il est nécessaire d'avoir un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la zone imagée pour réaliser une simulation de la composante topographique de la phase. À partir de là, il est possible de soustraire à l'interférogramme cette estimation.

La contribution topographique est à l'origine de l'une des principales applications de l'interférométrie radar à ses débuts. En effet, elle permet d'avoir accès au relief de la zone imagée. Grâce cette mesure de la topographie, il est possible de produire des Modèles Numériques de Terrain (ou DEM pour Digital Elevation Model en anglais), (Zebker & Goldstein, 1986, Prati & Rocca, 1990, Zebker et al., 1994).

La quantification de la sensibilité d'un interférogramme à la topographie est possible grâce à la mesure de l'altitude d'ambiguïté ha (Massonnet & Rabaute, 1993, Massonnet & Feigl, 1998, Rosen et al., 2000, Zebker et al., 1994). Cette mesure traduit la variation d'altitude entre deux pixels introduisant un cycle complet de la phase (déphasage de 2π, correspond aussi à une frange topographique). L'altitude d'ambiguïté est inversement proportionnelle à la ligne de base perpendiculaire comme il a été dit en début de section (équation 5).

$$ha = \lambda R \sin / 2B_{perp} \qquad \text{(équation 5)}$$

C - Contribution atmosphérique

La contribution atmosphérique est reliée au (double) passage dans l'atmosphère de l'onde électromagnétique (trajet aller-retour). Compte-tenu de la variabilité spatiotemporelle de l'atmosphère, la phase atmosphérique contenue dans un interférogramme est le résultat du changement d'atmosphère entre les deux acquisitions RSO, qui est principalement provoquée par la fluctuation de l'indice de réfraction du milieu de propagation.

Deux couches de l'atmosphère sont responsables de ce délai de phase atmosphérique : la troposphère (partie la plus basse de l'atmosphère, elle s'étend jusqu'à 7 à 8 km d'altitude au pôles et 13 à 16 km à l'équateur) et l'ionosphère (entre 50 et 1 000 km).

Tous les interférogrammes ne sont pas affectés par le même signal atmosphérique.

Dans certains cas, la contribution atmosphérique domine toutes les autres contributions, compliquant par exemple l'analyse des déplacements du sol par extraction du terme de déformation (Hanssen, 2001, Cavalié et al., 2007). Depuis la découverte de la composante atmosphérique au sein des interférogrammes, de nombreuses études ont été réalisées dans le but d'analyser et de comprendre ce phénomène (Massonnet et al., 1994, Goldstein, 1995, Tarayre & Massonnet, 1996).

La phase atmosphérique peut se décomposer en quatre composantes principales (Moisseev et Hanssen, 2003) telles que :

$\phi_{atm} = \phi_{iono} + (\phi_{sec}+\phi_{hum}+\phi_{liq})$ (équation 6)

– ϕ_{iono} est le terme associé à l'ionosphère. Elle correspond à la partie la plus haute de l'atmosphère. C'est un milieu dispersif pour les ondes électromagnétiques qui est chargé électriquement. Ce sont ces particules chargées qui vont avoir une forte influence sur le passage des ondes radars. En effet, sous l'effet des radiations solaires, la densité de charge au sein de l'ionosphère va varier modifiant ainsi l'indice de réfraction du milieu. Les connaissances sur les effets ionosphériques dans un interférogramme sont encore très faibles pour le moment. Il est avancé que l'effet produit serait un gradient de phase à grande longueur d'onde difficilement différenciable des autres termes "grande longueur d'onde" comme les résidus d'orbites par exemple (Hanssen, 2001).

– ϕ_{sec} est le terme associé à la composante hydrostatique (souvent appelé délai "sec"). Il s'agit du terme associé à la propagation de l'onde électromagnétique au travers d'une atmosphère sans humidité. Il dépend uniquement de la pression et de la température.

– ϕ_{hum} est le terme associé à la composante humide liée à la vapeur d'eau présente dans la troposphère. Ce terme présente une forte variabilité spatiotemporelle, affectant de manière significative les interférogrammes. L'influence du contenu en vapeur d'eau dans la troposphère a été très largement étudiée (Goldstein, 1995, Zebker et al., 1997, Hanssen, 2001) et il a été démontré qu'une variation de 20% du contenu en vapeur d'eau entre deux acquisitions radar peut entraîner un délai de phase de 10 cm.

– ϕ_{liq} est le terme associé à l'eau liquide. La contribution de ce terme est faible par rapport à la composante humide (entre 1 et 5 %). Cette composante est due à la présence de nuages (de type cumulus congestus essentiellement, s'étendant sur des hauteurs très importantes).

Les signaux atmosphériques au sein d'un interférogramme peuvent être divisés en deux classes : les artefacts grande longueur d'onde présumés homogènes horizontalement mais stratifiés verticalement et les artefacts correspondant à une atmosphère très hétérogène causés par les turbulences (prenant des formes très diverses dans un interférogramme (Hanssen, 2001).

La contribution atmosphérique à grande longueur d'onde est fortement corrélée avec la topographie. Ceci a été mis en évidence il y a plus de vingt ans lors de l'étude du Mont Etna (Delacourt et al., 1998, Massonnet & Feigl, 1998, Beauducel et al., 2000).

Considérée dans un premier temps comme un signal de déformation post-éruptif à grande échelle, elle a par la suite été identifiée comme du signal troposphérique, diminuant de plus de deux franges la valeur de la déformation. Ce phénomène troposphérique affectant le signal de phase a depuis été examiné plusieurs fois, particulièrement dans les zones volcaniques (Remy et al., 2003, Pinel et al., 2011). La seconde classe de signaux atmosphériques, associée à la partie turbulente de l'atmosphère, génère des motifs aléatoires dans les interférogrammes (Hanssen, 2001). Ces contributions affectent des zones avec ou sans relief et peuvent représenter plusieurs franges dans un interférogramme.

D - Terme de déformation

Le terme de déformation contenu dans la phase interférométrique dépend de la déformation éventuelle du sol imagé entre les deux acquisitions RSO. Le déplacement du sol va générer un décalage de phase dans l'interférogramme pouvant être mesuré selon la ligne de visée du radar (d_{LV} , équation 7). La présence d'une frange de déformation, soit un déphasage de 2π dans la direction du radar, équivaut à un déplacement de la surface terrestre de $\lambda/2$.

$$\phi_{dép} = 4\pi dLV/\lambda \qquad \text{(équation 7)}$$

iii. Interférométrie radar différentielle : mesure de déplacement

Comme nous venons de le présenter dans la section précédente, lorsque la zone terrestre imagée est soumise à des déformations de surface entre les deux acquisitions RSO (n'affectant pas la structure interne des pixels et ayant une étendue spatiale supérieure au pixel), il est possible d'extraire le terme de déformation de la phase interférométrique.

Pour réaliser cette opération, il s'agit d'éliminer de l'interférogramme brut les composantes de phase liées à la topographie, à la configuration orbitale et à l'atmosphère.

Concernant la soustraction de la composante orbitale, le calcul de la ligne de base perpendiculaire se fait à partir des données d'orbite précises et permet de supprimer la majeure partie de cette contribution. Néanmoins, il persiste toujours au sein d'un interférogramme une contribution résiduelle (liée à la composante orbitale $\phi_{rés,orb}$).

Pour supprimer la contribution topographique, la première solution est de soustraire deux interférogrammes calculés sur une même zone. Cela permet d'éliminer les franges topographiques et de ne garder, par conséquent, que les franges liées aux déplacements du sol.

La seconde possibilité, abordée précédemment, est de simuler la contribution topographique à partir d'un Modèle Numérique de Terrain, pour ensuite la soustraire à l'interférogramme. Comme lors de la suppression de la composante orbitale, il demeure un résidu de la contribution topographique dans l'interférogramme ($\phi_{rés,topo}$).

À partir de là, l'équation de la phase interférométrique brute (équation 2) devient alors :

$$\phi = \phi_{rés,orb} + \phi_{rés,topo} + \phi_{atmo} + \phi_{dép} + \phi_{bruit} \quad \text{(équation 8)}$$

Au final, la phase ϕ est constituée du terme de déplacement $\phi_{dép}$ que nous souhaitons extraire, mais aussi d'autre termes qu'il faut considérer comme du bruit et qui peuvent perturber la mesure des déplacements (équation 8).

Les résidus orbitaux au sein d'un interférogramme peuvent représenter jusqu'à 4 franges. L'avantage est qu'elles sont dans la plupart des cas parallèles à la direction du satellite (azimut). La soustraction d'une rampe orbitale calculée à partir de l'adaptation d'un modèle polynomial de phase donne d'excellents résultats.

Concernant les résidus topographiques, étant donné leur relation proportionnelle avec la ligne de base perpendiculaire B_{perp}, il est possible de les estimer dans le cas où il existe plusieurs couples interférométriques.

Quant à la contribution atmosphérique, elle reste un problème majeur et une limite à la mesure des déplacements par interférométrie radar différentielle.

VI.2.2.2 Application : calcul des déplacements co-sismiques

VI.2.2.2.1 Déformations verticales du séisme de 02/11/2019

Les deux images utilisées pour construire l'interferogramme de type "Single Look Complexe SLC" sont du satellite Sentinel 1B, en mode descendant, ces images ont étés acquises le 26/10/2019 à 05^{h}:37 soit 7 jours avant le séisme et le 07/11/2019 à 05^{h}:37 soit 6 jours après la secousse.

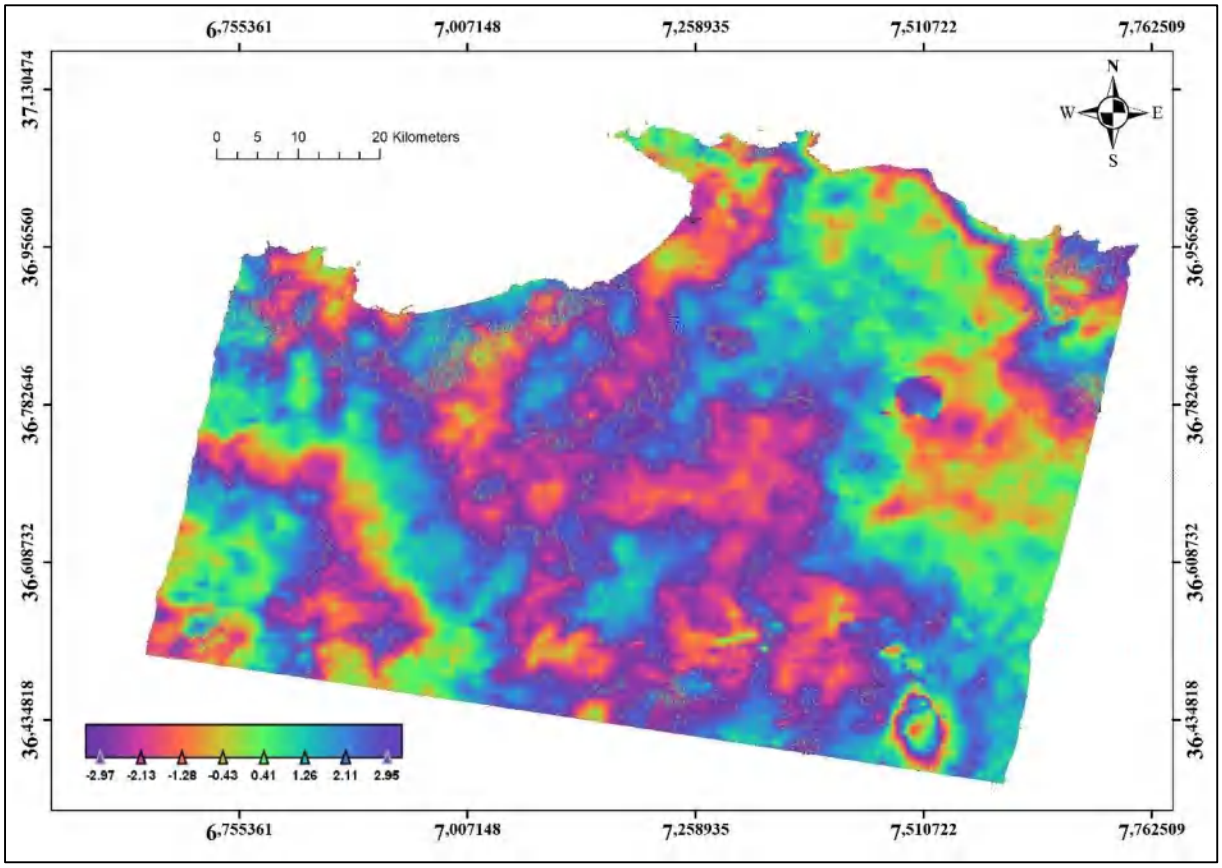

Fig. VI.21 Phase du séisme du 02/11/2019

On note une légère perturbation de la phase au Sud de Djebel Debagh et un rétrécissement des franges topographiques à 20 Km à au Sud-est de Djebel Debagh.

Suite à la faible magnitude du séisme, les faibles déplacements diffus associés à ce tremblement de terre, se répartissent le long de la faille active Est-ouest au sud de de Djebel Debagh.

Le soulèvement le plus significatif qui correspond au resserrement des franges topographiques à 20 Km à au Sud-est de Djebel Debagh, coïncide avec le diapir près de Guelma mis en évidence par (Boubaya D., 2011).

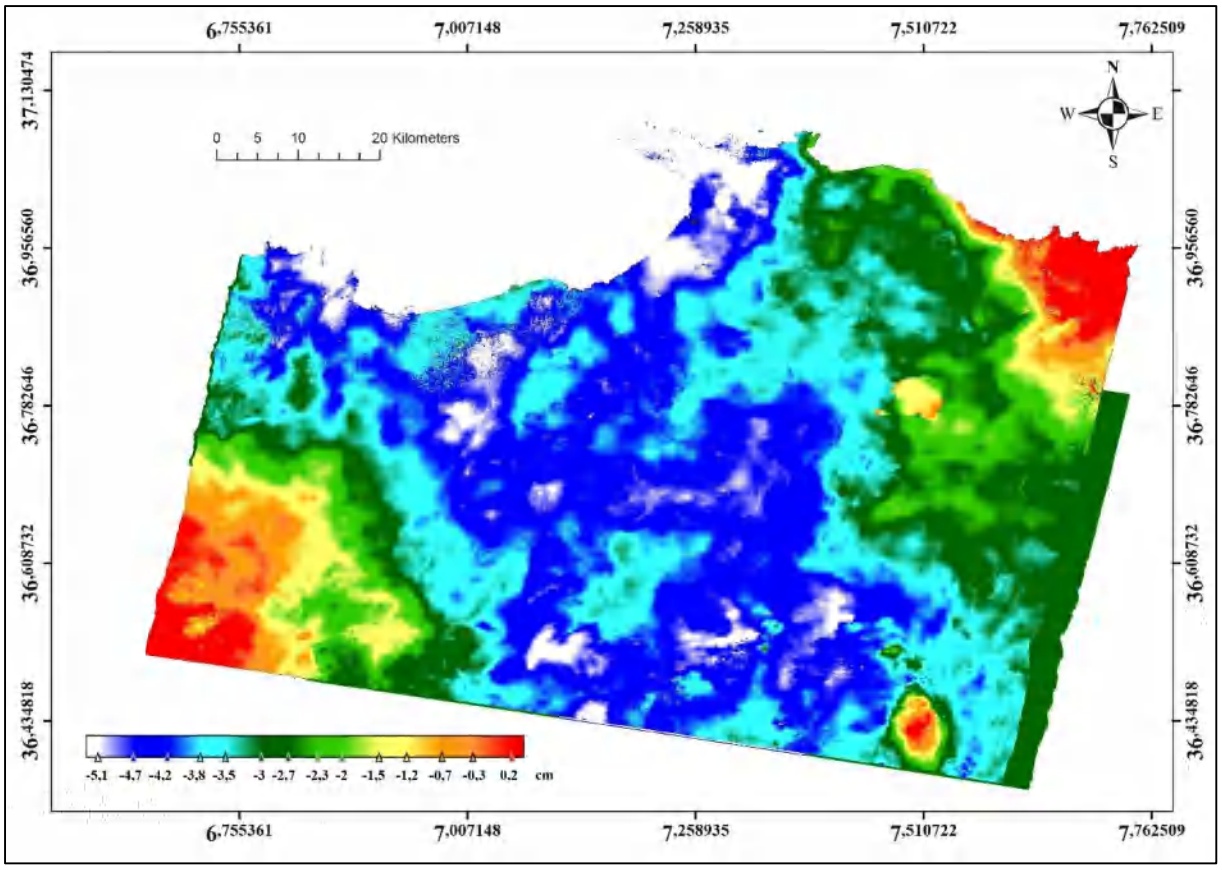

Fig. VI.22 Mouvements verticaux du séisme du 02/11/2019

VI.2.2.2.2 Déformations verticales du séisme de 22/11/2020

Les deux images utilisées pour établir l'interferogramme de type " SLC" sont celles du satellite Sentinel 1B, en mode descendant, ces images ont étés acquises le 13/11/2020 à 05^{h}:37 soit 10 jours avant le séisme, et le 25/11/2020 à 05^{h}:37 soit 3 jours après la secousse principale, et quelques heures après la dernière réplique de magnitude 3.

Une perte de cohésion très nette affecte la phase suivant les deux linéaments majeurs, Nord-est Sud-ouest qui passe au Sud d'El Harrouch, et Est-ouest, l'épicentre du séisme se trouve à l'intersection de ces deux failles.

Un autre linéament Nord-est Sud-ouest au Nord de Roknia, délimite une perturbation très nette de la phase, ce linéament se superpose à la faille d'Oued Messilga, cartographie auparavant dans ce travail.

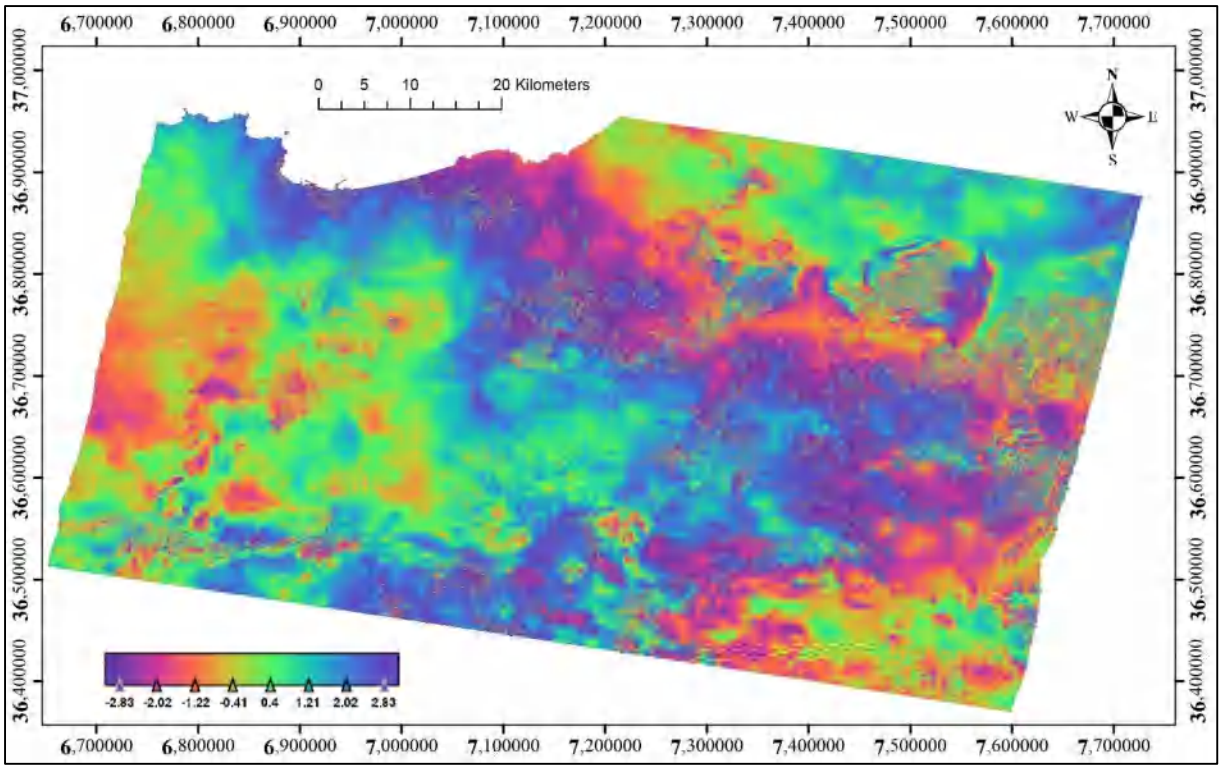

Fig. VI.23 Phase du séisme du 22/11/2020

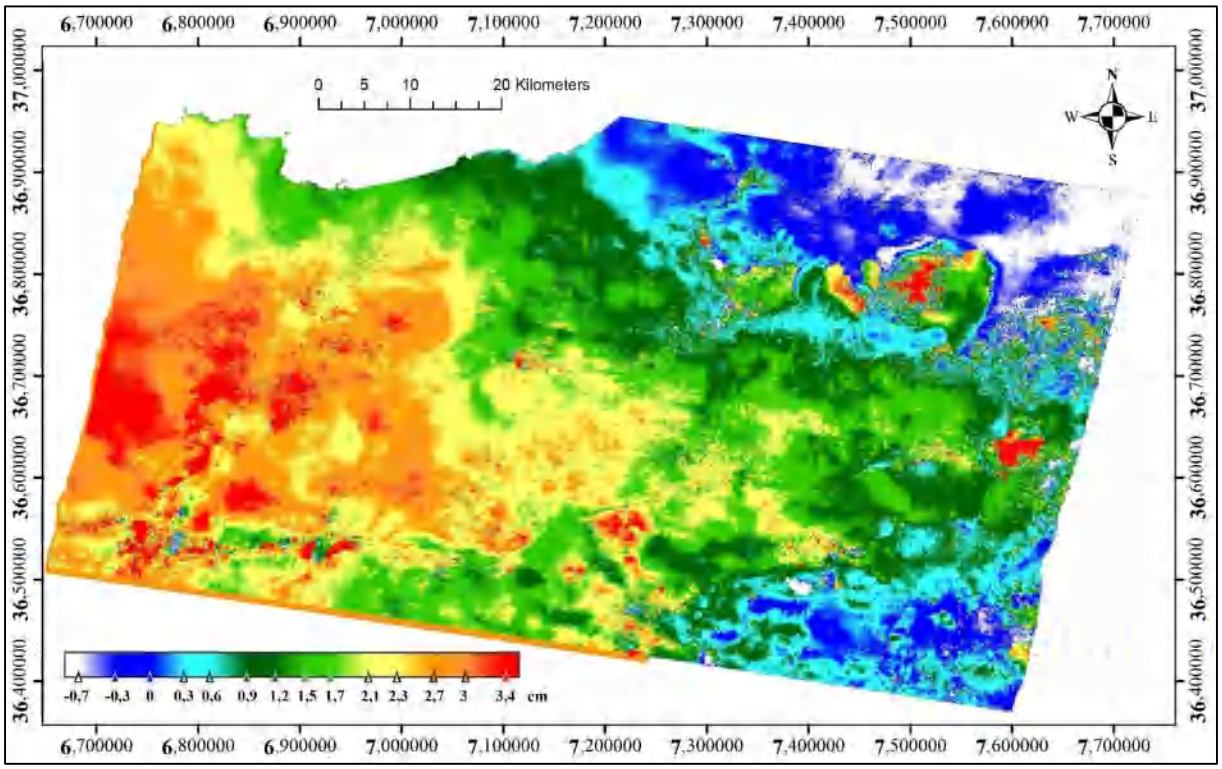

Fig. VI.24 Mouvements verticaux du séisme du 22/11/2020

Bien que la nature du mécanisme au foyer selon l'USGS soit un décrochement front, la carte de déplacements co-sismique montre que la composante verticale est aussi importante, un soulèvement différentiel se dessine clairement de part et d'autre des sections de failles activés par cette crise sismique.

Les résultats de l'interférométrie radar corroborent parfaitement les mesures de déformations horizontales par corrélation des images optiques.

Si la rupture sismique est provoquée par l'accident d'El Kantour est la cause du tremblement, les mouvements induits des failles Est-ouest et celle d'Oued Messilga, d'ordre centimétrique sont aussi bien prononcés.

Le séisme du 22/11/2020 nous a permet de confirmer le caractère tectonique active de la faille d'Oued Messilga.

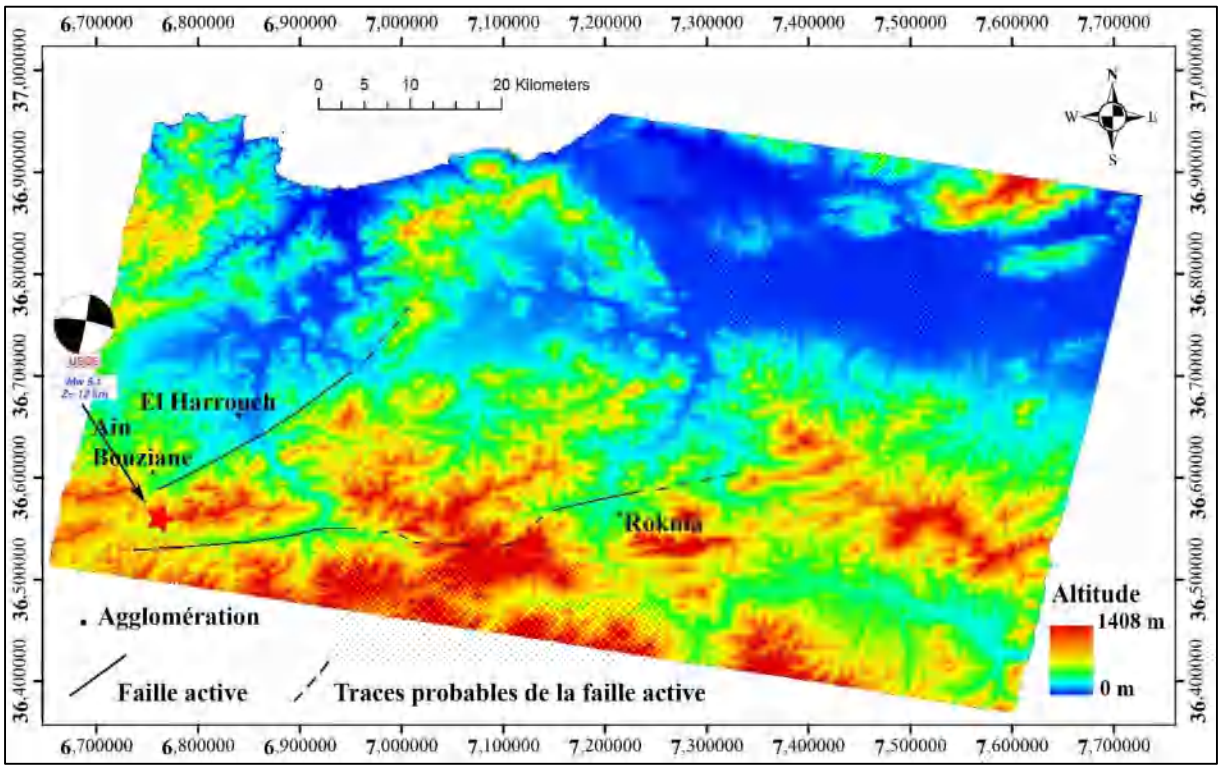

Fig. VI.25 Localisation des failles activées du séisme du 22/11/2020 sur MNT

VI.2.2.2.3 Déformations verticales du séisme de 17/12/2020

L'interferogramme a été élaboré à partir des deux scènes de type " SLC" sont du satellite Sentinel 1A, en mode ascendant, ces images ont étés acquises le 07/12/2020 à 17^{h}:29 soit 11 jours avant le séisme et le 19/12/2020 à 17^{h}:29 soit 2 jours après la secousse.

La secousse survenue dans moins d'un mois de la crise sismique du 22/11/2020, avec des épicentres très proche, ce séisme pourrait être une réplique du dernier séisme du 22/11/2020.

Cependant, la phase montre que le séisme n'a réactivé que la faille active Est-ouest, là où la baisse de cohésion dans la phase est maximale. Ce séisme serait donc induit par celui du 22/11/2020.

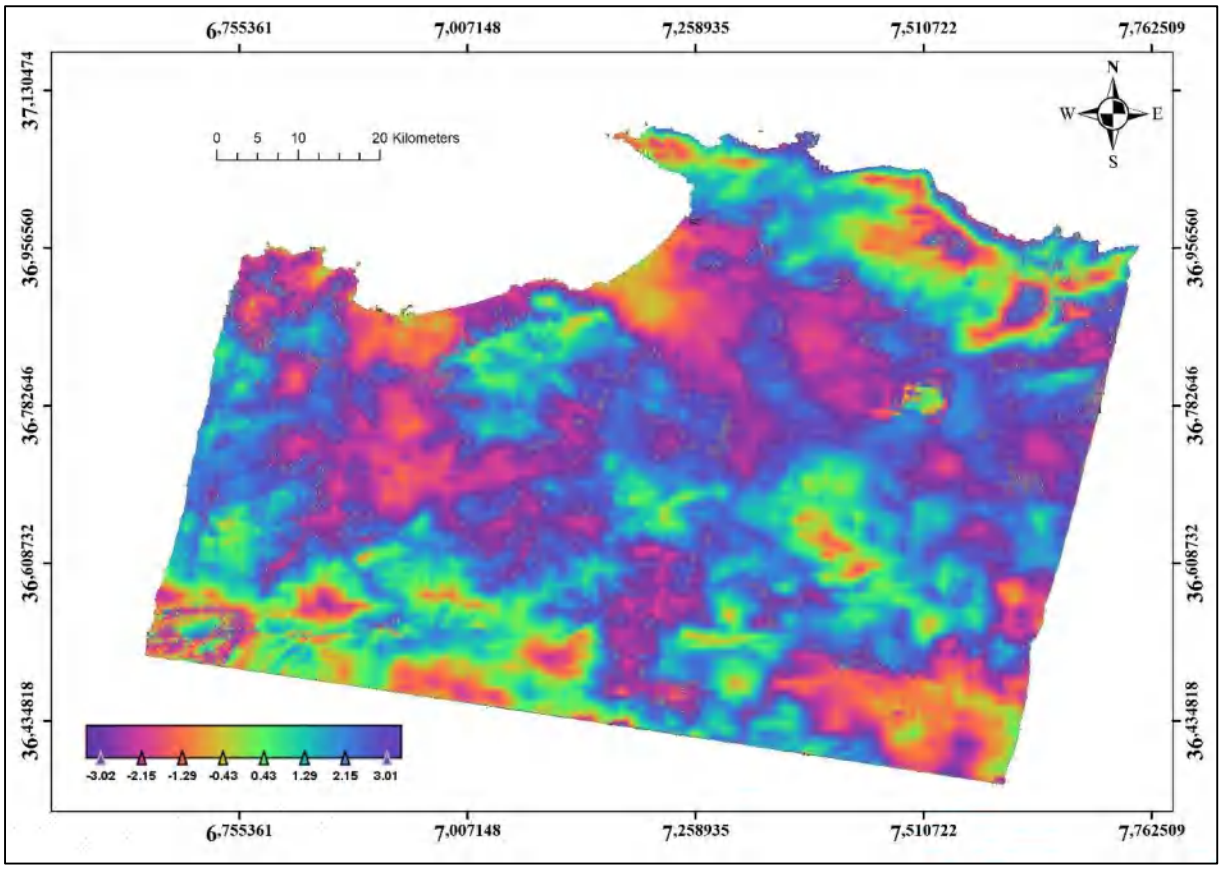

Fig. VI.26 Phase du séisme du 17/12/2020

À l'instar du séisme précèdent, le soulèvement différentiel de part et d'autre de la section activée de la faille Est-oust est bien marqué.

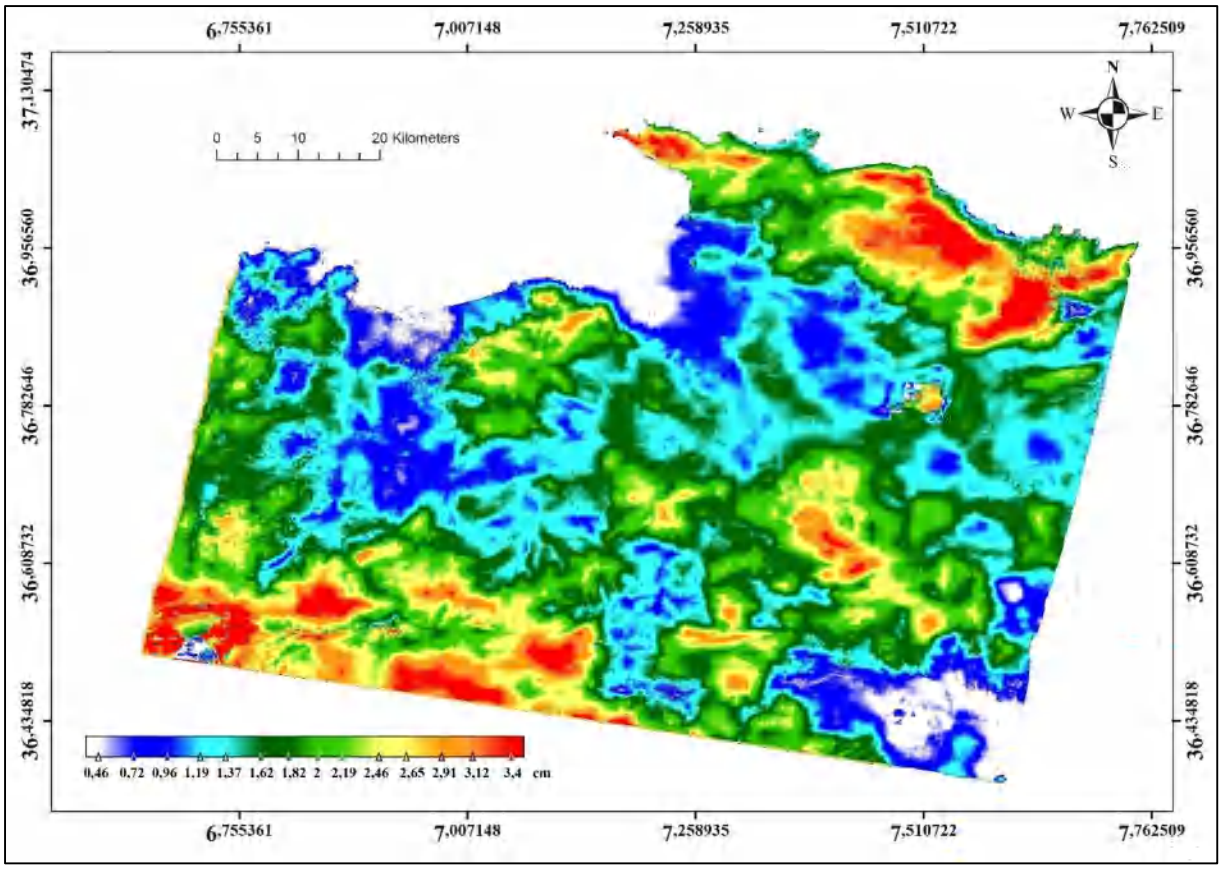

Fig. VI.27 Mouvements verticaux du séisme du 17/12/2020

VI.2.2.2.4 Déformations verticales du séisme de 01/04/2021

Les conditions météorologiques ont étés défavorables pour l'obtention d'un couple de photos satellites optiques (fiable) exploitables pour la cartographie des mouvements co-sismique pour cet évènement.

Ces mouvements sont clairs dans l'ineterférogramme réalisé à partir des images de type " SLC" sont du satellite Sentinel 1A, en mode descendant, ces images ont étés acquises le 26/03/2021 à 05^{h}:29 soit 6 jours avant le séisme et le 07/04/2021 à 05^{h}:29 soit 6 jours après la secousse.

Il s'agit notamment de perturbations de la phase qui correspondent à des déformations centimétriques dans la zone de l'épicentre, aux alentours des sources de Hammam Meskhoutine, et à l'Est de Djebel Debagh.

Il est évident que c'est la faille (HD) de Hammam Debagh qui soit la responsable de ce séisme, cette faille sismique a été identifiée par (Maouche et al. 2013), selon le mécanisme au foyer du séisme de 2017, il s'agit d'un décrochement dextre à composante normal importante (Bendjama et al. 2020).

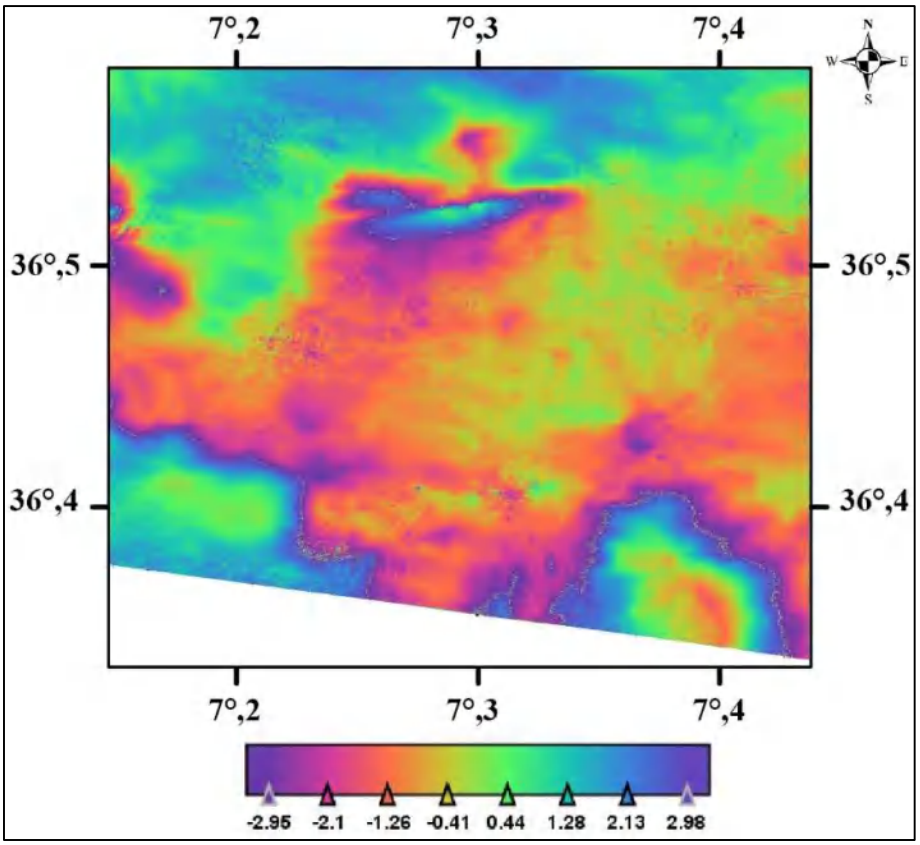

Fig. VI.28 Phase du séisme du 01/04/2021

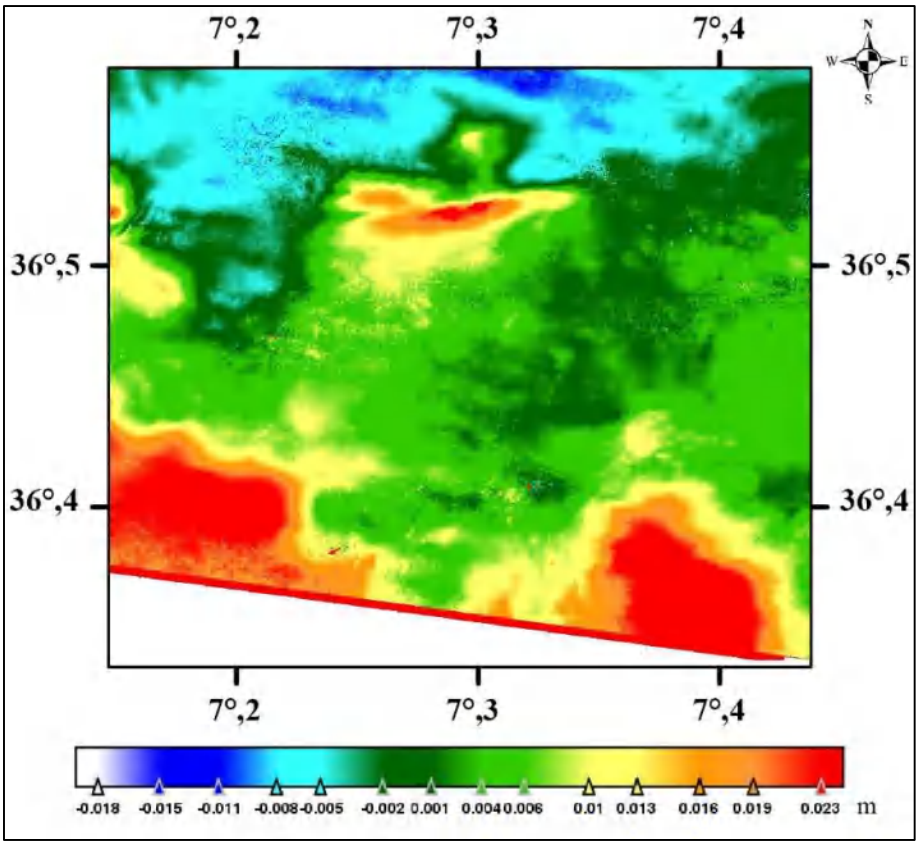

Fig. VI.29 Mouvements verticaux du séisme du 01/04/2021

Cette faille responsable du séisme de 2003, (Maouche et al. 2013), s'étend probablement au Sud jusqu'au village de Gonoud (Abdi), il est fort probable que soit la même faille à l'origine du séisme de 1937, dont le bilan est selon (Rothé 1950) :2 morts et onze blessés, des maisons se sont écroulées dans les villages de Lapaine et Bled Gaffar … et les sources thermales de Hammam Meskoutine ont eu leur débit augmenté. L'épicentre se trouve sans doute au voisinage de Lapaine mais possible qu'il soit en réalité un peu plus au sud dans La région montagneuse limité par Gounod, Laverdure et Lapaine (Rothé 1950).

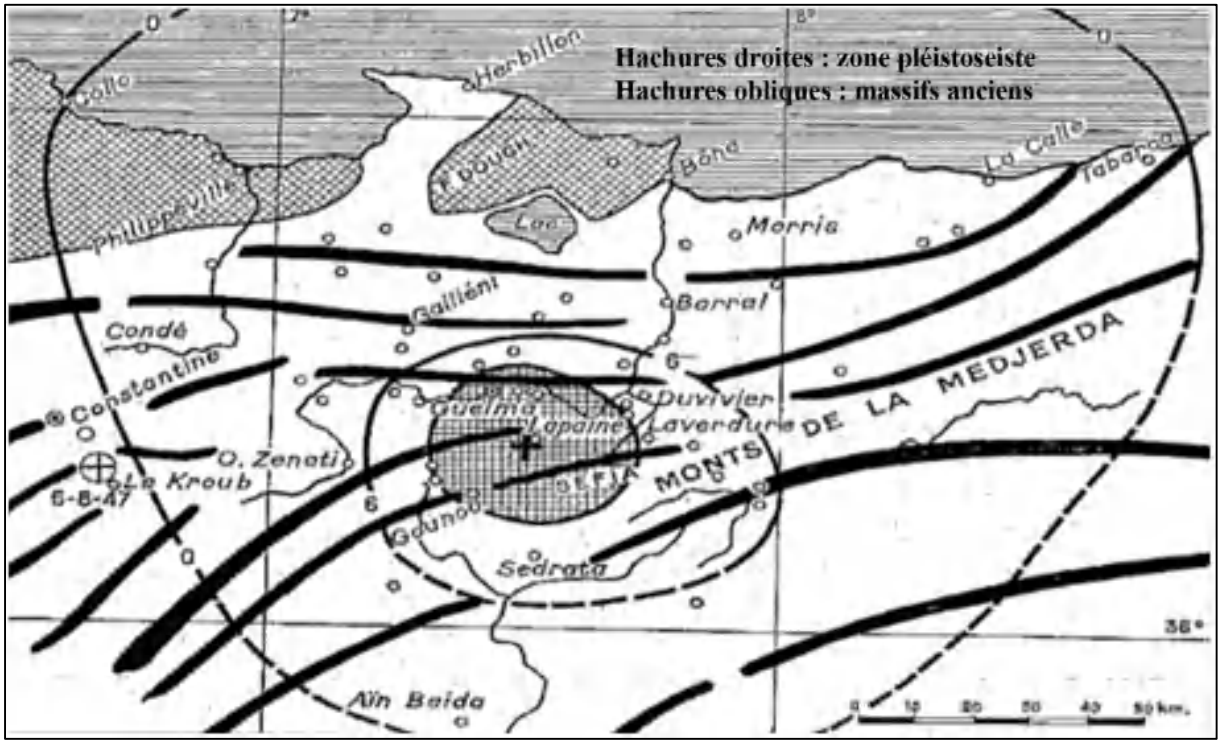

Fig. VI.30 Isoseistes de la secousse du 10 Février 1937 (J.P. Rothé 1950)

VI.3 CONCLUSIONS

Enfin, on conclut que les failles sismiques de la feuille de Hammam Meskhoutine sont : le fameux accident Est-ouest de Debagh-Mcid Aicha, les failles de Roknia-Gounod et d'Oued Messilga, ainsi que fort probablement celle de Koudiat El Anzazza.

Ainsi, il est devenu possible de schématiser les failles sismiques de la feuille de Hammam Meskhoutine, connues actuellement, de la façon suivante :

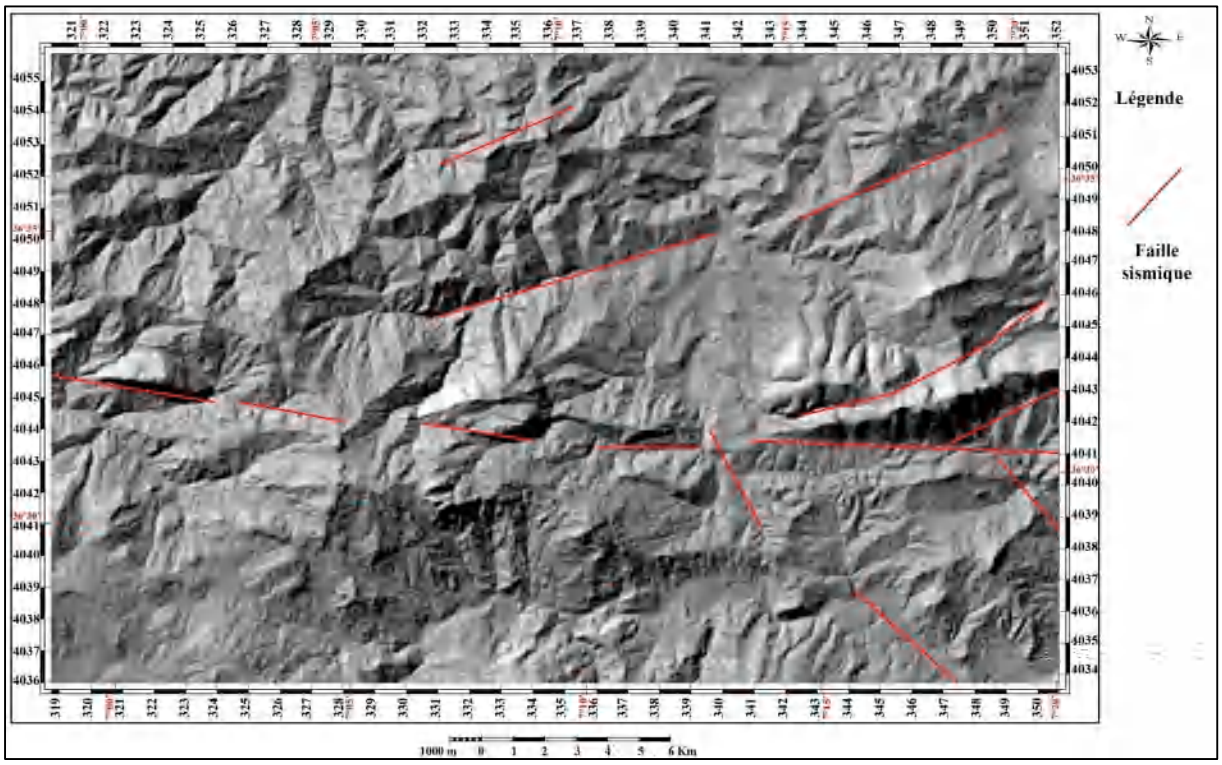

Fig. VI.31 Failles sismiques de la feuille de Hammam Meskhoutine

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Résultats

La complexité du domaine Tellien due à l'empilement de plusieurs unités géologiques, suite à une tectonique polyphasée dominée par les charriages, fut aggravée par la nomenclature propre à chaque auteur ayant étudié une section de ce domaine, et la rareté des études de synthèse sur cette frange des Maghrébides.

C'est dans ce contexte que le concept du NéoMaurétanien constitue une évolution importante dans la compréhension de l'origine, la nature et l'agencement de différents domaines paléogéographiques du nord de l'Algérie, cela nous mène à mieux intégrer la géologie du Nord Algérien dans le contexte méditerranéen, facilite l'enseignement de la géologie régionale.

La rareté des explorations géophysiques, et l'inaccessibilité du peu qui existe, fait que l'une des problématiques majeurs de la géologie du Constantinois à savoir : la mobilité de l'unité Néritique Constantinoise, reste encore à ce jour un sujet de controverse. Notre lecture critique des arguments des deux théories sur le sujet, nous a conduits à adopter l'avis de l'allochtonie de cette nappe de charriage.

L'élaboration de la nouvelle carte géologique détaillée à l'échelle de 1/50000 de la feuille de Hammam Meskoutine, a permis de détailler la litho-stratigraphie du Néritique Constantinois cartographié sommairement auparavant par Deleau, de rectifier certaines autres limites géologiques, de différentier certaines unités géologiques non distinguées auparavant par Deleau, et d'enrichir la fracturation.

L'actualisation du fond géologique de la feuille de Hammam Meskoutine, ne figure pas parmi les objectifs de ce travail, cependant cet exploit fastidieux constitue l'une des principaux résultats de ce travail. Comparée à la nouvelle carte géologique de la feuille de Hammam Meskoutine, la carte géologique de Deleau n'a aucun intérêt que sa valeur historique.

L'étude des déformations du paysage géologique, s'est effectuée garce à l'élaboration du MNT de la feuille de Hammam Meskoutine et ses cartes dérivées, qui ont permis la caractérisation morphologique du relief structural et l'analyse statistique de la distribution des altitudes, pentes, exposition des versants.

Ces couches d'informations ont permis de relever certaines particularités morphogéologiques, et de cartographier des linéaments orographiques.

L’analyse verticale de relief s’est faite à partir des profiles swath, et des coupes morpho-géologiques, où l’exagération de l’altitude mis en valeur la composante verticale de la déformation tectonique.

La cartographie des linéaments hydrographiques et les anomalies de drainage, les indices morphométriques mettent en évidence le rajeunissement de certains bassins, la dissymétrie d’autres, la rugosité indique l’activité tectonique récente qui affectent ces régions, et mis en évidence l’inégal exposition

L’interprétation des filtres appliquées à la carte des anomalies aéromagnétiques, a été un catalyseur qui nous a permis non seulement de confirmer le caractère tectonique de certains linéaments orographique et hydrographique cartographiés auparavant, mais aussi d’identifier d’autres failles non détectées précédemment.

Enfin, le diagnostic des déplacements cosismiques liés aux derniers séismes qui ont affectés la région par photogrammétrie (corrélation des images satellitales optiques) et interférométrie radar, a conclu à une cartographie fine des failles sismiques de la région. En plus du fameux accident Est-ouest de Debagh-Mcid Aicha, les failles de Roknia-Gounod et d’Oued Messilga, ainsi que fort probablement celle de Koudiat El Anzazza sont les principales failles actives de la région.

Cette thèse a donc contribué à l’enrichissement de la connaissance du contexte géologique du Constantinois, à l’actualisation du fond géologique de la région étudiée et de la tectonique récente qui l’affecte, grâce à une approche pluridisciplinaire indispensable dans ce type de contexte où les vitesses de déformation sont très lentes, et les signes de ces déformations sont rapidement dégradable.

Discussions

Basées sur une documentation exhaustive et une observation minutieuse du terrain, les réflexions initiées dans cette thèse constituent à notre humble avis des théories bien fondées. Cependant elles exigent des études élargis et spécifiques, qui soient argumentées par des données irréfutables, ces études sortent du contexte de cette thèse.

Même si elle mérite de remplacer la carte géologique de Deleau 1943, la nouvelle carte géologique de Hammam Meskoutine éditée dans ce travail reste provisoire et perfectible. Elaborée suite à des méthodes peu conventionnelles, cette carte recense plusieurs conteurs géologiques probables et ne s'appuie pas suffisamment sur des datations qui confirment l'âge et l'affinité des formations géologiques relevées dans cette feuille.

La qualité du modèle numérique du terrain, et ses cartes dérivées, reflète parfaitement la qualité des cartes topographiques 1/25000, levées par restitution des prises de vue aérienne de 1972 et complétées sur terrain en 1979.

L'identification des linéaments orographiques et hydrographiques, reste une appréciation subjective, qui dépend étroitement des connaissances et de savoir-faire de son auteur.

L'indice de linéarité des cours d'eau, doit être appliquer sur différentes régions (en matière de climat, lithologie, relief et activité tectonique), pour qu'il puisse être complété par une subdivision qui détermine dans qu'elle intervalle de valeur cet indice signifie la nature tectonique de la linéarité hydrographique.

À cause de l'hétérogénéité lithologique, le contraste climatique, la méconnaissance d'une valeur référence de la surrection tectonique et l'absence des lois ou d'un modèle d'érosion pour les différentes unités lithologiques. On ne peut que très rarement obtenir des taux de mouvements tectoniques à partir de la seule analyse de la topographie, car les temps de réponse du relief à une perturbation tectonique sont très difficiles à évaluer, que ce soit dans le réseau hydrographique ou sur les versants.

La nécessité d'apporter multiples corrections aux données aéromagnétiques brutes, oblige de conférer une certaine incertitude aux résultats de traitement et interprétations de ces données, malgré la correspondance de ces résultats avec ceux tirés d'autres techniques.

La résolution des images satellites exploitées est à la limite de détection des mouvements enregistrés.

Perspectives et recommandations

Les études de synthèse sur l'ensemble du domaine alpin sont rares, si l'on excepte celles de (Durand Delga et Fontobé 1980, Wildi 1983 et celle de R. Bracene 2002). Beaucoup d'auteurs ont réalisés des études détaillées de certaines zones de cette région, mais malheureusement chaque auteur a utilisé sa propre nomenclature (R. Bracene 2002). L'élaboration d'une synthèse géologique du Constantinois en particulier et du Nord Algérien en générale, est une nécessité majeure à nos jours. Une synthèse qui intègre les nouvelles données et qui unifié les noms des unités géologiques va adoucir la complexité de l'histoire et de la configuration géologique de la région, faciliter l'acquisition de ces enseignements aux futures géologues, et permettre de faire des corrélations avec la rive européenne de la méditerranée.

La reprise de la cartographie géologique de la feuille de Hammam Meskoutine, et des régions semblables où la cartographie existante est sommaire et imprécise, voir même erronée, constitue une étape fondamentale dans les études de la néotectonique et primordiale dans l'élaboration de la synthèse citée au-dessus.

L'actualisation du font topographique serait sans doute très intéressante, pour l'étude des instabilités de versants et des marqueurs morphologiques de l'activité tectonique.

La plupart des indices morphométriques calculés dans ce travail sont très sensibles aux variations d'érodabilité des roches, aux variations climatiques, et à l'héritage morphologique. Une étude spécifique qui détermine l'apport de chacun de ces paramètres dans le modelé, permettra de mieux appréhender l'effet de la tectonique récente sur la configuration morphologique actuelle de la région. Il faudrait également étendre la région d'étude à des zones où la répartition des effets climatiques et lithologiques est identique à la feuille de Hammam Meskoutine, et où on peut calibrer et quantifier les effets de la néotectonique.

L'apport d'autres investigations géophysiques lourdes et des forages profonds sera de double intérêt. Tout d'abord, il sera possible de trancher définitivement sur la mobilité de l'unité Néritique Constantinoise, et permettrait de confirmer la nature active des accidents cartographiés dans ce travail.

L'exploitation de photos satellites à résolution centimétrique, sera un outil précieux afin d'avoir une cartographie détaillée, fine et fiable des failles actives.

BIBLIOGRAPHIE

Abacha, I., 2015 : Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie. Ph.D. Thesis, Université Ferhat Abbas Sétif 1, Sétif, 235 p. http://dspace.univ-setif.dz:8888/jspui/handle/123456789/1802

Abidi O.; Inoubli M. H.; Sebei K.; Amiri A.; Boussiga H.; Nasr I. H.; Salem A.; Elabed M. 2016 : Geodynamic Evolution of Northeastern Tunisia During the Maastrichtian–Paleocene Time: Insights from Integrated Seismic Stratigraphic Analysis. Surv Geophys (2017) 38:617–649.

Aeroservice Corporation, 1975: Aero-magneto-spectrometric survey of Algeria, Final report, 3 volumes, Houston, Philadelphia.

Affian, K. 1986 : Incidence réciproque des structures océaniques et continentales sur l'évolution du domaine Ouest africain (Golfe de Guinée et Cote d'Ivoire méridionale). Analyse morphostructurale. Thèse, Université de Bordeaux I, 295 p.

Aïté, M.O., Gélard, J.P., 1997 : Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande Kabylie (Algérie). Bulletin Société Géologique de France 168, 423-436.

Alexandrescu, M., **Gibert, D., Hulot, G., Le Mouël, J.-L., and Saracco, G., 1996**: Worldwide wavelet analysis of geomagnetic jerks. Journal of Geophysical Research, 101(B10): 21975–21994.

Alquier J. et P., 1929 : Le Chettaba et les grottes à inscriptions latines du Chettaba et du Taya, Constantine, Paulette et fils.

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

Asfirane-Haddadj, F., et Galdeano, A., 2000 : L'utilisation de la déconvolution d'Euler et du signal analytique pour la localisation des sources magnétiques. Bulletin Soci. Géologique France 171, 77–81.

Blayac J. 1896 : l'Eocène inferieur dans la région d'Oued Zenati et d'Aïn Regada (Algérie). Généralités sur cet étage en Algérie. A. F. A. S., congrès de Tunis, 1re partie, p. 163.

Blayac J. 1908 : Notes sur l'existence de formations récifales à la base du Barrémien inferiur au Dj. Taya et au Dj. Debagh prés Guelma. Bull. S. G. F., 4e série, VIII, pp. 73-77.

Blayac J. et Cotteau G. 1909 : Echinides Maëstrichtiennes de Bordj Sabath. Bull. S. G. F., 4 série, IX, p. 416.

Blayac J. 1911 : Communication sur la géologie de la région de Guelma. C. R. Soc. Géol. F., pp. 9-11.

Blayac J. 1912 : Esquisse géologique du bassin de la Seybouse et quelques régions voisines. Thèse, Bull. S. G. G. Algérie, p. 494. Paris.

Blayac J. 1916 : La chaîne Numidique au NW de Guelma. C. R. S. G. F., p.121.

Barbosa V.C.F., Joao B.C. and Medeiros W.E. 1999 : Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler déconvolution : Geophysics, 64 : 48-60.

Barongo, J.O, 1984: Euler's differential equation and identification of the magnetic point-pole and point-dipole source, Geophysics, 49. 1549-1553.

Barraclough, D. R., 1987: International geomagnetic reference field - the fourth generation, Phys. Earth Planet. Int., 48, 279-292.

Beauducel, F., Briole, P., and Froger, J.-L. 2000: Volcano-wide fringes in ers synthetic aperture radar interferograms of etna (1992-1998): Deformation or tropospheric effect? J. Geophys. Res., 105(B7), 16391–16402.

Bellon, H., Lepvrier, C., Magné, J., and Raymond, D., 1977 : L'activité éruptive dans l'algérois : nouvelles données géochronologiques. Géologie Méditerranéenne, t. 4 (n°4), pp. 291-298.

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.

Benabbas C. et **Zouak Z.** 2011 : Etude globale des zones instables sur le réseau routier de la Wilaya de Guelma Rapport géologique. Rapport inédit, Direction des Travaux Publics de la Wilaya de Guelma, 90 p.

Bendjama H., Yelles-Chaouche A., Boulahia O., Abacha I., Mohammedi Y., Beldjoudi H., Rahmani S., and Belheouane O. 2020: The March 2017 earthquake sequence along the E-W Wtrending Mcid Aïcha-Debbagh Fault, northeast Algeria Geosciences Journal 2020. https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y.

Benhallou H. 1985 : Les Catastrophes Séismiques de la Région d'Echéliff dans le contexte de la Séismicité Historique de l'Algérie. Thesis, University of Algiers, Algeria, 294 pp.

Bezzeghoud M., Ayadi A., Sebaï A., Aït Messaoud A., Mokrane A. et Benhallou, H., 1996: Seismicity of Algeria between 1365 and 1989: Map of maximum observed intensities (MOI), in Advances en Geofísica y Geodesia, Vol. 1, IGN, Madrid, Spain, 107–114.

Bhattacharyya, B. K., 1969: Bicubic spline interpolation as a method for treatment of potential field data. Geophysics, v. 34(3), p. 402–423.

Biju-Duval B., Rivereau J. C. et Lopez N., 1976 : Esquisse photo géologique du domaine Méditerranéen. Grands traits structuraux à partir des images du satellite Landsat1. Rev. Ins. Fr., du pétrole, Vol. XXXI. N°3 pp 365-400.

Blakely, R.J., & Simpson, R.W., 1986: Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. Geophysics 51, 1494–1498.

Blès, J.l., et Fleury, J.J., 1978 : Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000, Morsott (178), Serv. Carte Géol. Algérie, Alger.

Boubaya D., 2006 : ETUDE GEOPHYSIQUE MULTIMETHODE DU NORD EST ALGERIEN Thèse de Magister UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE H. BOUMEDIENNE. P 140.

Boubaya D., Allek K., and Hamoudi M., 2011: Is there a hidden near surface salt diapir in the Guelma Basin, north-east of Algeria? Journal of Applied Geophysics Volume 73, Issue 4, Pages 348-356.

Boudiaf A., Philip H., and Ritz J., 1999 : Découverte d'un chevauchement d'âge quaternaire au Sud de la Grande Kabylie (Algérie). Geodynamica Acta., 12 (2), 71-80.

Bourguignat J.-R. 1867 : Note sur un Ursus nouveau découvert dans la grande caverne du Taya (Provence de Constantine), Ann. sc. nat., VIII, pp.41-51.

Bourguignat J. R., 1870 : Souvenirs d'une exploration scientifique dans le nord de l'Afrique. Vol. V. 5, Histoire du Djebel-Thaya et des ossements fossiles recueillis dans la grande caverne de la mosquée, Paris.

Bouillin J P., Kornprobst J. and Raoult J. F. 1976 : Données préliminaires sur le complexe volacno-sédimentaires de Rekkada Metletine (ex-Texana) en petite Kabylie (Algérie). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XIX, pp. 805-813. Paris.

Bouillin J. P., 1979 : La transversale de Collo et d'El Milia (petite Kabylie) : une région clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. Mém. Soc. Géol. Fr., N.S., t. LVII ; n°135, pp. 1-84, 51 fig., 1 pl.h.t.

Bouillin J P., 1986 : Le bassin maghrébin une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. Bull. Soc. Géol. Fr., (8), t. II, n° 4, pp. 547-558.

Bournas N., Galdeano A., Hamoudi M. and Baker H., 2003: Interpretation of the aeromagnetic map of the Eastern Hoggar (Algeria), using Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods: Journal of African Earth Sciences, 37, 191-205.

Bournas, N., 2001 : Interprétation des données aérogéophysiques acquises au-dessus du Hoggar oriental, Thèse de Doctorat USTHB – Alger, 250p.

Bracène, R. 2001 : Géodynamique du Nord de l'Algérie : impact sur l'exploration pétrolière. Thèse de doctorat, 101 pp., Université de Cergy Pontoise.

Bracène, R., and Frizon de Lamotte, D. 2002: The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from rifting to Cenozoic-Quaternary inversion, Tectonophysics, 357, 207– 226.

Bravard J.-P., Petit F., 2000 : Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial, Editions Armand Colin, Paris, 222 p.

Brice J.C. 1964: Channel patterns and terraces of the Loup River in Nebraska. USGS, prof. Paper 422 D, 41p.

Burgmann, R., Rosen, P. A., and Fielding, E. J. 2000: Synthetic aperture radar interferometry to measure earth's surface topography and its deformation. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 28(1), 169–209.

Burrus, J., 1984: Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (North-Western Mediterranean), Marine Geology, 55(3-4), 247-269.

Carminati, E., Wortel M. J. R., Spakman W. and Sabadini R., 1998: The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. Earth and Planetary Science Letters, 160(3-4), 651-665.

Casula S., Shmukler B. E., Wilhelm S., Stuart-Tilley A. K., Su W., Chernova M. N., Brugnara C., and Alper S. L., 2001: A dominant negative mutant of the KCC1K-Cl

cotransporter: both N-and C-terminal cytoplasmic domains are required for K-Cl cotransport activity. J. Biol. Chem, 276, 41870-41878.

Cavalié, O., Doin, M. P., Lasserre, C., and Briole, P. 2007: Ground motion measurement in the lake mead area, nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis: Probing the lithosphere rheological structure. J. Geophys. Res., 112(B3), B03403.

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'état. Univ. Constantine, 219 p.

Champenois, J., Fruneau, B., Pathier, E., Lin, K.-C., & Hu, J. C., 2001: Monitoring of interseismic creep of the longitudinal valley fault (eastern taiwan) using persistent scatterer insar with alos alsar data.

Champion C., collaborateurs O. Bellier et M. Terrier 2001 : Synthèse des méthodes morphostructurale utilisées pour l'analyse des failles actives. Rapport BRGM/RP- 51353-FR.

Charrière A., Andreu B., Ciszak R., Kennedy W.J., Rossi A. & Vila J.-M. 1998 : La transgression du Cénomanien supérieur clans la Haute Moulouya et le Moyen Atlas méridional, Maroc. [The Upper Cenomanian transgression in the High Moulouya and Southern Middle Atlas, Morocco]. GEOBIOS, 31, 5: 551-569.

Carretier S., Nivière B., and Winter Th., 2006: Do River profiles record along-stream variations of low uplift rate? Journal of Geophysical Research 111, F 02024, doi: 10.1029/2005JF000419.

Cherchi, A., and Montadert, L., 1982: Oligo - Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean basin, Nature, 298, 736-739.

Chouabi A., 1987 : Etude géologique de la région de Hammam N'Bails (SE de Guelma, Constantine, Algérie. Thèse sciences. Univ. Toulouse 123p.

Choukroune P., Roure F., Pinet B., and Ecors Pyrenees Team, 1990 : Main results of the ECORS Pyrenees profile. Tectonophysics, 173(1-4), 411-423.

Coiffait P. E., et Vila J M., 1977 : Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000 feuille d'El Aria avec notice explicative.

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.

Coiffait P E., et Vila J M., 1979 : Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000 feuille d'El Aria avec notice explicative.

Collina-Girard J., Griboulard R. 1990 : La structuration profonde du plateau de Valensole (Alpes). Apport des analyses des réseaux d'entailles et des surfaces topographiques, Géol. Médit. XVII, n° 2, p. 153-171.

Collinson, D.W. 1983: Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism. Chapman and Hall.

Courtillot, V., Ducruix, J., et Le Mouël, J.-L., 1978 : Sure une accélération récente de la variation seculaire du champ magnétique terrestre. Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences, 287, D. p. 1095–1098.

Cox R. T., Van Arsdale R. B., Harris J. B., 2001: Identification of possible Quaternary deformation in the north-eastern Mississippi Embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry, Geological Society of America Bulletin, v. 113, n° 5, p. 615-624.

Cox, R. T. 1994: Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possiblz Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississipi Embayment. Geological Society of America Bulletin 106: 571-581.

Dareste J. de la Chavanne 1908 : Sur la classification des terrains tertiaires de la région de Guelma (Algérie). C. R. Ac. Sc. CXLVII, p 280.

Dareste J. de la Chavanne 1910 : Thèse, La région de Guelma ; étude spéciale des terrains tertiaires.

Demoulin A., 1998: Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profi les: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe), Geomorphology, vol. 24, p. 189-208.

Deffontaines B., 1990 : Développement d'une méthodologie morphotectonique. Analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des MNT, Thèse Université Paris 6, 225 p.

Deffontaines B., Lee J.-C., Angelier J., Carvalho J., and Rudant J.-P., 1994: New geomorphic data on the active Taiwan orogen: a multisource approach. /. Geo. Research, 99, B 10, 20243 - 20266.

Delacourt, C., Briole, P., and Achache, J. A. 1998: Tropospheric corrections of sar interferograms with strong topography. application to etna. Geophys. Res. Lett., 25(15), 2849–2852.

Delcaillau, B., Deffontaines B., Floissac L., Angelier J., Deramond J., Souquet P., Chu H.T. and Lee J.F., 1998: Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. Geomorphology 24 : 263-290.

Deleau P., 1935 : Sur les facies du Crétacé inferieur de la région de Hammam Meskoutine (Constantine). C. R. Ac. Sc., CC, 3 juin, pp. 1959-1961.

Deleau P., 1935 : Rôle paléogéographique de la chaîne Numidique et de chaîne Kef Hahouner-Debagh pendant l'Eocène inferieur. C. R. S. G. F., nº 12, 17 juin, pp. 167-168.

Deleau P., 1935 : La chaîne Numidique et ses relations avec chaîne calcaire Kef Hahouner-Debagh (département de Constantine). C. R. S. G. F., nº 13, 4 novembre, pp. 202-204.

Deleau P., 1937 : Carte géologique au1/50 000, feuille de Hammam Meskoutine, Serv. Carte Geol, Algérie, not. Expl. Détaillée.

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

Delteil J. 1974 : Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du tell oranais oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). Thèse Sc. Univ. Nice, 294 pp., 117 fig.

Demargne J. C., 2001 : Qualité des modèles numériques de terrain pour l'hydrologie. Application à la caractérisation du régime de crues des bassins versants. Sciences de l'environnement. Doctorat Sciences de l'Information Géographique, Université de Marne la Vallée.

Dentith, M., et Mudge, S., 2014: Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist. Cambridge University Press. Cambridge CB2 8BS, United Kingdom.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.-P. and Biju-Duval, B., 1986: Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, Tectonophysics, 123, 241-315.

Devoti R., Luceri V., Sciarretta C., Bianco G., Di Donato G., Vermeersen L. L. A. and Sabadini R., 2001: The SLR secular gravity variations and their impact on the inference of mantle rheology and lithospheric thickness. Geophys. Res. Lett., 28, 855- 858.

Dewey, J.F., Helman, M, Turco, E., Hutton, D., and Knott, S., 1989: Kinematics of the western Mediterranean, in Alpine tectonics, edited by M. Coward, D. Dietrich and R. Park, pp. 265-283, Geol. Soc. of London, London.

Doglioni C., Gueguen E., Sàbat F., and Fernandez M., 1997: The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen, Terra Nova, 9(3), 109-112.

Domzig A., 2006 : Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne. Thèse de Doctorat-Université de Bretagne Occidentale, 343p.

Dozet, S., 1985 : Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille (150) : El-Aouinet, Rudis, Inst. Nat. de cartographique, Alger.

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.

Durozoy G., 1956 : Carte géologique de l'Algérie, feuille 1/50 000 de Tébessa, n° 206. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, Alger.

El Dawi M. G., Liu Tianyou, Shi Hui and Luo Dapeng, 2004: Depth Estimation of 2-D magnetic anomalous sources by using Euler deconvolution method, American Journal of Applied Sciences 1 (3), 209–214.

El Kadiri K., El Kadiri K.-E. et Rahouti A. 2003 : Sédimentologie et ichnologie des calciturbidites du Crétacé supérieur –Oligocène inférieur de la série maurétanienne (nappe des Béni Ider, Rif septentrional, Maroc) : implications paléogéographiques. Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre, n° 25, 73-91.

Evans, I. S. 1972: General Geomorphometry, Derivatives of Altitude, and Descriptive Statistics. In Spatial Analysis in Geomorphology; Chorley, R.J., Ed.; Methuen & Co., Ltd.: London, UK, pp. 17–90.

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.

Fenet B., Macoin P. et Magné J. 1969 : Mise en évidence d'une phase intra-lutétienne dans l'unité de Sidi el Hadri (Monts du Tessala, Algérie occidentale). B11/l. oc. géol. Fr., (7), t. XI, p. 904-908, 1 fig.

Fielding, E., Isacks B. L., Barazangiet M. and Duncan C. 1994: How flat is Tibet? Geology 22 : 163-167.

Font, M. 2002 : Signature géomorphologique des déformations en domaine intraplaque : applications à la Normandie. Terre solide et enveloppe superficielle. Caen, Caen: 444.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., and Mercier, E., 2000: The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, Tectonics, 19, 740-761.

Gaffin S. 1987: Ridge volume dependence on seafloor generation rate and inversion using long term sea-level changes. Am. J. Sci., 287, 596-611.

Garrote J., Cox R. T., Swann C., and Ellis M., 2006: Tectonic geomorphology of the southeastern Mississippi Embayment in northern Mississippi, USA, Geological Society of America Bulletin, vol. 118, p. 1160-1170.

Garrote J., Heydt G. G., and Cox R. T., 2008: Multi-stream order analyses in basin asymmetry: A tool to discriminate the infl uence of neotectonics in fl uvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain), Geomorphology, vol. 102, p. 130-144.

Goldrick G., and Bishop P., 2007: Regional analysis of bedrock stream long profi les: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form), Earth Surface Processes and Landforms, vol. 32, p. 649-671.

Goldstein, R. 1995: Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry. Geophys. Res. Lett., 22(18), 2517–2520.

Griboulard R. 1980 : Relation entre morphologie, tectonique et lithologie dans le domaine côtier et sous-marin de la meseta septentrionale Marocaine, Thèse 3 cycle, Bordeaux I.

Groune D. 2019 : Application des Filtres Numériques aux Données Aérogéophysiques pour la Délimitation des Indices Uranifères dans le Hoggar Occidental. Thèse de Doctorat. Université M'hamed Bougara – Boumerdes. Pp.190.

Grohmann, C.H., 2004: Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R. Computers & Geosciences, 30:1055-1067. DOI : 10.1016/j.cageo.2004.08.002

Guardia P. 1975 : Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Ora-nie nord-occidentale. Thèse Sc., Nice : 289 p.

Guellal S. Kazi Tani N., Sigal J., et Vila J. M. : Permis d'Ain Reggada, rapport interne. (BEICIP BEICIPSONATRACH), 19 fig., 27 pl. 167p.

Guellal S., Kazi Tani N., Lahondère J.-C., Sigal J., et Vila J. M. 1978 : Les formations de type péni-tellien dans l'Est de l'Algérie ; Faciès, position structurale et paléogéographie. B.S.H.N.Afr.Nord.T.68. Fasc.1-2. PP.101-112.Alger.

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.

Hack, J. T. 1973: Stream-profile analysis and stream-gradient index." Jour. Research U.S. Geol. Survey 1, 4: 421-429.

Hallam A. and Wignall P.B. 1999: Mass extinctions and sea-level changes. Earth Sci. Rev., 48, 217–250.

Hanssen R. 2001: Radar interferometry: Data interpretation and error analysis. PhD thesis.

Hare, P.W. and Gardner, T.W. 1985: Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula Costa Rica. In: Morisawa, M. and Hack, J.T., Eds., Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, Allen and Unwin, Boston, 123-134.

Harbi A. Maouche S. Ayadi A. 1999: Neotectonic and associate seismicity in the eastern Tellian. Atlas of Algeria. J. Seismolog 3(1):95–104.

Harbi A., Sebaï M., Benmedjber F., Ousadou Y., Rouchiche A., Grigahcene, D., Aïni S., Bourouis S., Maouche A., Ayadi A. 2015: The Algerian homogenized macroseismic database (267–1989): a deeper insight into the Algerian historical seismicity. Seismol Res Lett 86(6):1705–1716.

Heller P.L. and Angevine Ch.L. 1985: Sea-level cycles during the growth of Atlantic-type oceans. Earth Planet. Sci. Lett., 75, 417-426.

Hobbs W.H. 1904: Lineaments of the Atlantic Border Region. Geological Society. American Bulletin, 15, 483-506.

Holbrook J. and Schumm S. A. 1999: Geomorphic and sedimentary response of rivers to active deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancien settings. Tectonophysics, 305,287-306.

Hood J.P., 1965: Gradient measurements in aeromagnetic surveying, Geophysics, 30. 891-902.

Horton R. E., 1932: Drainage-basin characteristics https://doi.org/10.1029/TR013i001p00350

Horton R.E., 1945: Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. Bull. Geol. Soc. Am., New York, 56 275- 370.

Howard A. D. 1967: Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., Tulsa, 51 (11) 2246-3428.

Hung, L.Q., Batelaan, O., and De Smedt, F. 2005: Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. In Remote sensing for environmental monitoring, GIS applications, and geology Vol. 5983, pp. 59830T1-59830T12.

Hurtrez J-E., Lucazeau F. and Avouac J. 1997: Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal. J. Geo. Research., 104, B6, 12779-12796.

Ichim I., I., Bătucă D., Rădoane M., Duma D. 1989: Morfologia si dinamica albiilor de râu, Editura Tehnică, Bucuresti, 408p.

Jenkyns H.C. 1988: The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidences. Am. J. Sci., 288, 101-151.

Johansson, M., Braakenburg, N.E., Stow, D.A.V., Faugeres J. C., 1998: Deep-water massive sands: Facies, processes and channel geometry in the Numidian flysch, Sicily, Sediment.Geol., 115, 233-266.

Joleaud L. 1914 : Hammam Meskoutine. B. S. G. F., 4^{e} série, XIV, p. 423.

Julian M. et Vernet M., 1988 : Segments orientés du réseau hydrographique des Alpes-Maritimes, linéaments et tectonique. Mappe monde 88/3.

Kaminsky, F., Romanko, Y., Kolesnikov, S., Salkhi, M., 1993: Lamproites of northern Algeria. International Geology Review 35, 235–252 (translated from: Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Seriya Geologicheskaya, 1992, issue 10, pp. 56–71).

Kats I G., et Poletaev V. I., 1986 : Les bases de la tectonique Linéament aire. Ed. Nedra. 149p.

Kazi-Tani N., 1986 : Evolution géodynamique de la bordure Nord-Africaine Le domaine intra plaque nord orientale. Approche méga séquentielle. Thése.Sc.Univ. Pau. Et des pays de l'Adour. 886p.

Keating P., and Sailhac, P., 2004: Use of the analytic signal to identify magnetic anomalies du to kimberlite pipes, Geophysics, 69:180-190.

Keller, E. A. and N. Pinter 1996: Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape, Prentice Hall, 338 pp.

Keller, E. A., Gurrola L. and Tierney T. E. 1999: Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding. Geology 27: 515-518.

Kennelly P. J. and Stewart A. J. 2006: A uniform sky illumination model to enhance shading of terrain and urban areas. Cartography and Geographic Information Science, Vol. 33, No. 1, 2006, pp. 21-36.

Kirby, E. and K. Whipple 2001: Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. Geology 29 : 415-418.

Kostenko N. P., 1972 : La déformation dans les reliefs orogéniques. Edition Nedra, Moscou, 320p.

Kuscer, D., Dozet S., Dular T., Orehek S. and Znidarcic M. 1985 : Carte Géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille 177, La Meskiana. Inst. National de Cartographie, Alger.

Larue J.-P. et R. Étienne, 2011 : Contribution à l'étude des liaisons Loire-Seine : mise en évidence par l'étude des minéraux lourds de l'antécédence de la Loire en Sologne (Bassin parisien, France), Physio-Géo, Géographie Physique et Environnement, vol.5, p. 269-292.

Larue J.-P. et R. Étienne, 2014 : Évolution quaternaire de la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Seine et de la Loire, du Perche à la Puisaye : hydrographie, structure et tectonique. Norois 2014, http://norois.revues.org/5044.

Langbein W. B., 1964: Profiles of rivers of uniform discharge, United States Geological Survey Professional, Paper 501 B, p. 119-122.

Laaziz O. 2009 : Etude geologique, sedimentologique et analyse structurale du Rocher de Constantine-Djebel Kellal. Thèse de Magister, Université de Tebessa, Algérie, 145p.

Lacomblez, P. et Cornet M., 1973 : Méthodes Aéroportées, (rapport) Colloque de Géophysique Minière, revue de la société de l'industrie minérale, Compagnie Générale de Géophysique, Mai 1973, pages : 29-34.

Laghouag M. Y. 2014 : Etude des lamproïtes du Nord-Est algérien. Mémoire de Magister. UNIVERSITE SETIF 1. p. 194

Lahondere J. C. 1983 : La série ultra tellienne d'Algérie Nord orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. Thèse Sci Univ. Paul Sabatier Toulouse 242 p.

Lahondere J.C. 1987 : Les séries ultratelliennes d'Algérie Nord orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. Thèse-es-sciences. Toulouse.

Larroque et Virieux 2001 : Physique de la terre solide, Observations et théories, Edition Gordon and Breach. P. 362.

Laville A., Pique A., Amrhar M. and Charroud M. 2004: A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). Journal of African Earth Sciences, 38, 145-153.

Le Mouël J. L., 1976 : Traité de géophysique interne, Masson Paris.

Le Mouël, J. L., 1969 : Sur la distribution des éléments magnétiques de France. Thèse de Doctorat, Paris VII, 154p.

Le Pichon, X., Bergerat, F., et Roulet, M.J., 1988: Plate kinematics and Tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. Geological Society of America Bulletin, 218, 111-132.

Leikine M. 1971 : Etude géologique des Babors occidentaux (Algérie), Thèse Sci Unive. Paris.

Leopold et Wolman 1957: River Channel Patterns: Braided, Meandering, and Straight. GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER 282 - B.

Leopold, Wolman et Miller 1964: Chronic Misapplication of the Relationship Between Magnitude and Frequency in Geomorphic Processes, as Illustrated in Fluvial Processes in Geomorphology. San Francisco 522 W. H.

Leprince S., Ayoub F., Avouac J.-P. and Barbot S. 2007: Automatic and Precise Orthorectification, Coregistration, and Subpixel Correlation of Satellite Images, Application to

Ground Deformation Measurements. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing Volume: 45, Issue: 6. pp. 1529 - 1558.

Maître, H. 2001 : Traitement des Images de RSO. Paris: HERMES Science Publications.

Maouche, S., Abtout A., Merabet N.-E., Aïfa T., Lamali A., Bouyahiaoui B., Bougchiche S., and Ayache M. 2013: Tectonic and hydrothermal activities in Debagh, Guelma Basin (Algeria). Journal of Geological Research. https://doi.org/10.1155/2013/409475

Marmi R., 1995 : Les bassins continentaux de l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie nord orientale. Etudes stratigraphiques, sédimentaires, structurales et géochimiques. Thèse de Doctorat de l'université Henri Poincaré, Nancy1, 283p.

Marre A., 1992 : Le Tell oriental algérien. 2 tomes, OPU, Alger. 624 p.

Marson I., et Klingele E. E., 1993: Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation. Geophysics, 58, 1588-1595.

Mascle, G., Tricart P., Bouillin J.-P. and Torelli L. 2001: Evolution of the Sardinia Channel (Western Mediterranean): new constraints from a diving survey on Cornacya seamount off SE Sardinia. Marine Geology, 179(3-4), 179-201.

Mascle, G., et Tricart, P., 2001 : Les escarpements sous-marins du canal de Sardaigne : réamincissement crustal et extension tardi-orogénique, premier stade d'une ouverture arrièrearc. Résultats des campagnes de plongées Cyana: SARCYA et SARTUCYA. Mém.Géol. Alpine, 32, 202p.

Massonnet, D. and Feigl, K. L. 1998: Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. Rev. Geophys., 36(4), 441–500.

Massonnet, D. and Rabaute, T. 1993: Radar interferometry: limits and potential. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 31(2), 455–464.

Massonnet, D. and Souyris, J. 2008: Imaging with synthetic aperture radar. EPFL Press.

Massonnet, D., Feigl, K., Rossi, M. and Adragna, F. 1994: Radar interferometric mapping of deformation in the year after the lander's earthquake. Nature, 369(6477), 227–230.

Massonnet, D. and J. Souyris 2008: Imaging with synthetic aperture radar, Engineering sciences: Electrical engineering, EPFL Press.

Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemant, S., Gorini, C., and Maillard, A. 2004: E–W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), Terra Nova, 16, 257–264.

Maury R. C., Coulon C., Fourcade S. and El Azzouzi M. 2000: Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin; a consequence of slab breakoff. C. R. Acad. Sci., 331(3), 159-173.

Meghraoui, M. and Doumaz, F., 1996: Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault-related fold. J. Geophys. Res., 101(B8), 17617-17644.

Meghraoui, M. Morel, J.-L., Andrieux, J., et Dahmani, M. 1996 : Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent–continent, Bull. Soc. Géol. Fr., 167(1), 141–157.

Meigs, A.J., Vergés, J., and Burbank, D.W. 1996: Ten-million-year history of a thrust sheet, Geol. Soc. Amer. Bull., 108, 1608-1625.

Melton, M. A. 1958: Geometric properties of mature drainage systems and their representation in a E4 phase space. Journal of Geology 66 : 35-54.

Merle O. et Mahdjoub Y. 1990 : Cinématique des déformations Tertiaires dans le massif de Petite Kabylie (Algérie Nord orientale). Bull. Soc. Géol.Fr (8).VI n°4, pp. 629-634.

Merrits D. and Vincent K. R. 1994: Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate and night rate of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. Geol. Soc. Am. Bull., 101, 1373-1388.

Meulenkamp, J.E., and Sissingh, W., 2003: Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African-Eurasian convergent plate boundary zone. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 196(1-2), 209-228.

Mitchell et Montgomery, 2006: Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. J. Quaternary Research, Volume 65, Issue 1, January 2006, Pages 96-107.

Moisseev, D. et Hanssen, R. 2003: Influence of hydrometeors on insar observations. Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS.

Mokrane A., Ait Messaoud A., Sébaï A., Ayadi A., Bezzeghoud M., and Benhallou H. 2014 : Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département : Etudes et Surveillance Sismique, ESS, C.R.A.A.G, Alger-Bouzaréah, p 277.

Molliex S., 2010 : Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (Sud-Est France). Thèse de Doctorat. Univ. Paul Cezanne p. 351.

Monier 1997 : Caractérisation du terrain en vue de son traitement numérique. Application a la generalisation de l'orographie. Thèse Doctorat. Université Louis Pasteur, Strasbourg.

Montgomery, D. R. and W. E. Dietrich 1988: Where do channels begin? Nature 336: 232-234.

Moretti E. Coccioni R., Guerrera F., Lahondère J.-C, Loiacono F. and Puglisi D. 1991: The Numidian Sequence between Guelma and Constantine. (Eastern Tell, Algeria). 13 p.

Munis M. B. 2009: Caracterização geomagnética do Gráben Purus e suas implicações na evolução das bacias do Solimões e do Amazonas. Doctorade thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 102 pp.

Nicolas A., Hirn A., Nicolich R. and Polino R. 1990: Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. Geology, 18(7), 587-590.

Nogueira F.C.C. 2008: Estruturas tectonicas cenozoicas na porcao leste da Bacia Potiguar-RN. Doctorade thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brasil, 136 pp.

O'Connell, M. D., Smith, R. S. and Vallée, M. A., 2005: Gridding aeromagnetic data using longitudinal and transverse gradients with the minimum curvature operator. The Leading Edge, 24, 142–145.

Obert D. 1981 : Etude géologique des Babors orientaux (Domaine tellien. Algérie), Thèse es-sciences. Paris 635p.

Olivet, J.L., 1996 : La cinématique de la plaque ibérique. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 20, 131-195.

Ouddah A., 2009 : Etude géologique, minéralogique et géochimique des chapeaux de fer du mole néritique constantinois (N-E algérien), Thèse de Magister, Université d'Annaba, p90.

Paola de Capoa, D'Errico M., Di Staso A., Perrone V. 2015: The succession of the Val Marecchia Nappe (Northern Apennines, Italy) in the light of new field and biostratigraphic data. Swiss J Geosci 108:35–54.

Pašteka R., 2000: 2D Semi-automated interpretation methods in gravimetry and magnetometry, Acta Geologica Universitatis Comenianae, Nr.55,5-50.

Pease, P. R. and Gomez B. 1992: Landscape development as indicated by basin morphology and the magnetic polarity of cave sediment, Crawford upland, South-Central Indiana. American Journal of Science 297: 842-858.

Pinel, V., Hooper, A., De la Cruz-Reyna, S., Reyes-Davila, G., Doin, M. P., and Bascou, P. 2011: The challenging retrieval of the displacement field from insar data for andesitic stratovolcanoes: Case study of popocatepetl and colima volcano, mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 200(1-2), 49–61.

Piqué A., Ait Brahim L., Ait Ouali R., Amrhar M., Charroud M., Gourmelen C., Laville E., Rekhiss F., and Tricart P. 1998 : Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. Bulletin Société Géologique de France, 6, 797-810.

Pitman W.C. III. and Golovchenko X. 1983: The effect of sea-level change on the shelf edge and slope of passive margins. Soc. Econ. Palaeont. Mineral. (SEPM), 33, 41-58.

Prati, C. and Rocca, F. 1990: Limits to the resolution of elevation maps from stereo Sar images. International Journal of Remote Sensing, 11(12), 2215–2235.

Prudhomme, R., 1972 : Analyse morphostructurale applquée à l'Aquitaine occidentale et au golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative. Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux4 : 365 p.

Raoult J. F. 1969 : données nouvelles sur les flyschs au nord du Kef Sidi Driss et dans la zone du col des oliviers (nord du Constantine) B.S.G.F, (7), t. 9, 516-522. Relations entre la dorsale kabyle et les flyschs sur la transversale du Djebel Rhed – phases tangentielles éocènes paléogéographie B.S.G.F, (7), t 9, p 523-543.

Raoult, J.-F., et Velde, D., 1971 : Découverte de trachytes potassiques à olivine et d'andésites en coulées dans le Miocène continental au Sud du Kef Hahouner (Nord du Constantinois, Algérie). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Série D 272, 1051–1054.

Raoult J. F. 1974 : géologie de centre de la chaîne numidique (nord de Constantine,Algérie).Thèse, Paris, 163 pages.

Ravart D., 1996 : Analysis of the Euler method and its applicability environmental magnetic investigations. Journal of Environmental and Engineering Geophysics 1, 229-238.

Rebahi N. 2008 : La Série Néritique du Constantinois central, Massif du Chattabah et Djebel Felten : lithostratigraphie, Sédimentologie et caractérisation hydrogéologique région de Constantine. Mémoire de Magister, Université de Batna, Algérie, 170 p.

Reid, A. B., 1980 : Aeromagnetic survey design. Short note. Geophysics, v. 45, 973-976.

Reid, A. B., Allsop J. M., Granser H., Millet A. J., and Somerton W. 1990: Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. Geophysics, vol 55, No 1(January 1990), p. 80-91.

Remy, D., Bonvalot, S., Briole, P., and Murakami, M. 2003: Accurate measurements of tropospheric effects in volcanic areas from sar interferometry data: application to sakurajima volcano (japan). Earth and Planetary Science Letters, 213(3-4), 299–310.

Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracène, R., Vergés, J., Benaouali, N., Fernandez, M., Muñoz, J.A., and Zeyen, H. 2004: TRANSMED Transect II, in The TRANSMED Atlas – The Mediterranean region from crust to mantle, edited by W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, and P.A. Ziegler, Springer, Berlin Heidelberg.

Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkigton, M., 1992: Magnetic interpretation using the 3-D signal analytic. Geophysics, 57:116-125.

Roest, W.R., and Srivastava, S.P., 1991: Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the late Cretaceous to present. Geology, 19, 613-616.

Roman'ko, E.F., Roman'ko, A.E., and Meskhi, A.M., 1998: The geology and geochemistry of Meso-Cenozoic magmatic formations in Northeastern Algeria. Doklady Earth Sciences, 362(7) 925-927.

Rosen, P. A., Verhoef, J., and Pilkigton, M. 2000: Synthetic aperture radar interferometry, volume 88. New York, NY, Etats-Unis: Institute of Electrical and Electronics Engineers.

Rosenbaum, G. Lister, G.S., and Duboz, C., 2002: Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics, 539, p. 117-129.

Rothé, J.-P. 1950 : Les séismes de Kerrata et la séismicité de l'Algérie, Bull. Serv. Carte Géol. Algérie Géophys., 3, 3-40.

Roure F., Choukroune P., Berastegui X., Munoz J. A., Villien A., Matheron P., Bareyt M., Seguret M., Camara P. and Deramond J. 1989: ECORS Deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics, 8(1), 41-50.

Salvany J. M., 2004: Tilting neotectonics of the Guadiamar drainage basin, SW Spain, Earth Surface Processes and Landforms, vol. 29, p. 145-160.

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.

Scharroo, R. and Visser, P., 1998: Precise orbit determination and gravity field improvement for the ers satellites. J. Geophys. Res., 103(C4), 8113–8127.

Schumm, S. A., 1956: Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. Geological Society of America Bulletin 67: 597-646.

Silva J.B.C., Barbosa V.C.F. and Medeiros W.E., 2001: Scattering, symmetry, and bias analysis of source position estimates in Euler deconvolution and its practical implications. Geophys., 66, 1149-1156.

Skidmore, A.K., 1989: A Comparison of Techniques for Calculating Gradient and Aspect from a Gridded Digital Elevation Model. Int. J. Geogr. Inf. Syst. 3, 323–334.

Smith, W.H.F., and Wessel, P., 1990: Gridding with continuous curvature splines in tension. Geophysics 55 (3), 293–305.

Soyer, C., et Tricart, P., 1987 : La crise aptienne en Tunisie centrale : approche paléostructurale aux confins de l'Atlas et de « l'axe Nord-Sud ». C. R. Acad. Sc., Paris, 305,301-305.

Stampfli, G., Marcoux J., and Baud A., 1991: Tethyan margins in space and time. In Paleogeography and paleoceanography of Tethys. Channel, J.E.T., Winterer, E.L., Jansa, L.F. (Eds.). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87, 373-410.

Stavrev P.Y., 1997: Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies. Geophys. Prospect., 45 (2) (1997), pp. 207–246.

Steenfelt J.S. and Schunk M. 2013: Cavity remediation for pylon foundation of the Transrhumel Viaduct in Constantine. Proceedings of the 18th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, Paris.

Strahler A. N., 1952: Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Bull. Geol. Soc. Am., 63, 1117-1142.

Strahler, A. N., 1957: Quantitative analysis of watershed geomorphology. Geophysical Union Transactions 38: 913-920.

Strahler, A. N., 1964: Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: « Handbook of applied hyrology », Chow V. T. (Edit). Mac Graw- Hill, New-York, sect. 4-II, p 40- 76.

Stromberg, S.G., and Bluck, B., 1998: Turbidite facies, fluid-escape structures and mechanisms of emplacement of the Oligo-Miocene Aljibe Flysch, Gibraltar Arc, Betics, southern Spain. Sedimentary Geology, 115(1-4), 267-288.

Sukumar Venkatesan, N. and Babu, C.N.K.,2014: A review of various lineament detection techniques for heigh resolution satellite images. International Journal of Advanced Research in Computer Science and Software Engineering, 4(3), 72–78.

Summerfield M. A. and Hulton N. J. 1994: Natural controls of alluvial denudation rates in major world drainage basins. J. Geo. Research, 99, 13, 871-883.

Tarayre, H. and Massonnet, D., 1996: Atmospheric propagation heterogeneities revealed by ers-1 interferometry. Geophys. Res. Lett., 23(9), 989–992.

Telford, W. M., Geldart., L. P., and Sheriff, R. E., 1998: Applied Geophysics, second edition, Cambridge University Press, 770 p.

Thannoun, R. G., 2013: Automatic extraction and geospatial analysis of lineaments and their tectonic significance in some areas of Northern Iraq using remote sensing techniques and GIS. International Journal of Enhanced Research in Science Technology & Engineering Bulletin, 2, 1–11.

Thomas M. F. H., 2011: Sedimentology and basin context of the Numidian Flysch Formation. PhD thesis. University of Manchester.

Thomas M. D., Grieve R. A. F. and Sharpton V. L., 1992: Structural fabric of the north American continent, as defined by gravity trends. Basement tectonics, 7, 257-276.

Thomas, P. H., 1985 : Sur la découverte de phosphates et de chaux dans le Sud de la Tunisie. C. R. Acd. Sc., 101, 1184-1187.

Thompson, D. T. 1982: EUDPH, A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. Geophysics, 47, 31-37.

Tricart P., Torelli L., Argnani A., Rekhiss F. 1994: Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean). Tectonophysics, 238, 317-329.

Van Puymbroeck N., Michel R., Binet R., Avouac J.-P., and Taboury J. 2000: Measuring earthquakes from optical satellite images. Appl. Opt. 39 (20), 3486–3494.

Vergés J., Millán H., Roca E., Muñoz J.A., Marzo M., Cirés J., Den Bezemer T., Zoetemeijer R. and Cloetingh S.1995: Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. Marine & Petroleum Geology, 12, 903-915.

Vila J. M., Busnardo R., Devries A., Mange J. et Sigal J. 1968 : Données stratigraphiques sur la série renversée et charriée du Dj Bousba et étude de son cadre structural (région de Guelma, Constantinois, Algérie). Bull. Soc. géol. France. (7), T.X, pp. 206-212.

Vila J. M., 1977 : Carte de l'Algérie au1/200 000, feuille de Constantine (P-Q ; 3-4), Publ. comm. Serv. Carte Geol, Algérie/SONATRACH, not. Expl. Détaillée, 45p.

Vila J. M., 1977 : Carte de l'Algérie au1/200 000, feuille de Sétif (N-Q ;3-4), Publ. Comm. Serv. Carte Geol, Algérie/SONATRACH, not. Expl. Détaillée, 45p.

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.

Vila, J.-M., Hernandez, J., and Velde, D., 1974 : Sur la présence d'un filon de roche lamproitique (trachyte potassique à olivine) recoupant le flysch de type Guerrouch entre Azzaba (ex-Jemmapes) et Hammam-Meskoutine, dans l'Est du Constantinois (Algérie). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Série D 278, 2589–2592.

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.

Yaghoobian A., Boustead G. A., and Dobush T. M., 1992: Object delineation using Euler's Homogeneity Equation', Proceedings of SAGEEP '92, San Diego, California.

Yelles-Chaouche A., Boudiaf A., Djellit H. and Bracene R., 2006 : La tectonique active de la région nord-algérienne. C. R. Geoscience 338. 126–139.

Zebker, H. A. and Goldstein, R. M., 1986: Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations. J. Geophys. Res., 91(B5), 4993–4999.

Zebker, H. A., Werner, C. L., Rosen, P. A., and Hensley, S. 1994: Accuracy of topographic maps derived from ers-1 interferometric radar. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 32(4), 823–836.

Zebker, H. A., Rosen, P. A. and Hensley, S. 1997: Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. J. Geophys. Res., 102(B4), 7547–7563.

Zouk. Z. Benzid Y. et **Benabbas C**., 2014 : Néotectonique, anomalies morpho-structurales et mouvements de terrain dans la région de Guelma. Sciences et Technologie D – N°40, pp. 73-81.

LISTE DES FIGURES

Fig. I.01 Carte géologique de l'Algérie Nord orientale (WILDI W., 1983)……..... 5

Fig. I.02 Scénario d'évolution de la Méditerranée Occidentale (Frizon de Lamotte et al. 2000)…… 11

Fig. I.03 Image tomographique à 440 km de profondeur (Roca et al., 2004)……. 12

Fig. I.04 Reconstitution paléogéographique depuis l'Oligocène (Rosenbaum et al., 2002).... 17

Fig. I.05 paléogéographie de la Méditerranée occidentale mettant en évidence la localisation du bassin du flysch maghrébin (d'après Thomas 2011, modifié)…….. 20

Fig. I.06 Affleurement du NéoMaurétanien en Afrique du Nord……..... 21

Fig. I.07 Corrélation (pas à l'échelle) des unités originaires de l'océan Lucanien et du bassin maghrébin du Flysch (d'après Paola de Capoa et al. 2015, modifié)…… 21

Fig. I.08 Forages dans le Constantinois …….. 24

Fig. I.09 Extrait de schéma structurel simplifié du Constantinois (d'après J.-M. Vila. 1980, modifié)……..... 24

Fig. I.10 Extrait de schéma structurel simplifié du Constantinois (d'après Vila J.-M. 1980, modifié)……..... 25

Fig. I.11 Corrélation des principaux affleurements du Néritiques Constantinois (d'après Vila. J.-M. 1980, modifié)……..... 25

Fig. I.12 Résultats et interprétation de la tomographie électrique à Djebel Kellal……. 26

Fig. I.13 Coupes longitudinales du tunnel de Djebel Kellal et photos du front de taille…… 27

Fig. I.14 Position de l'unité Néritique Constantinoise durant le Cénomanien…… 28

Fig. I.15 A- coupe géologique synthétique du TransRhumel, et B- coupe de la pile N° 4…. 29

Fig. II.01 Carte toponymique de la feuille de Hammam Meskoutine……. 32

Fig. II.02 Carte géologique simplifie de Hammam Meskhoutine (Deleau P. 1937)…….. 35

Fig. II.03 Schéma des cartes géologiques exploitées…….. 36

Fig. II.04 Colonne litho-stratigraphique du Néo-Maurétanien (d'après Raoult J. F. 1974, modifié)……... 38

Fig. II.05 Colonne litho-stratigraphique du flysch de Ghezala (Raoult J. F. 1974)……... 40

Fig. II.06 Colonne litho-stratigraphique du flysch de Bou Taïeb (Raoult J. F. 1974).…….. 42

Fig. II.07 Grés et argiles Maurétaniens …….. 43

Fig. II.08 Sénonien à microbrèches ……... 44

Fig. II.09 Colonne litho-stratigraphique du flysch Numidien (Raoult J. F. 1974)……..... 45

Fig. II.10 Colonne litho-stratigraphique du Néritique de Hammam Meskhoutine (Vila J. M. 1974)……..…….… 48

Fig. II.11 Marnes noires Paléocène …… 49

Fig. II.12 Miocène rouge au Nord de Dj. Taya …….…… 51

Fig. II.13 Lamproïtes du Kef Hahouner (collection Laghouag M. Y. 2014)……. 53

Fig. II.14 Griffons des sources chaudes de Hammam Meskhoutine …….. 54

Fig. II.15 Carte géologique de Hammam Meskhoutine ……. 55

Fig. II.16 Légende de la carte géologique de Hammam Meskhoutine…….. 56

Fig. III.01 MNT de la feuille de Hammam Meskoutine……... 59

Fig. III.02 Carte hypsomètrique de la feuille de Hammam Meskoutine……..…. 60

Fig. III.03 Courbe hypsométrique de la feuille de Hammam Meskoutine…….. 61

Fig. III.04 Carte des pentes de la feuille de Hammam Meskoutine…… 62

Fig. III.05 Histogramme des pentes de la feuille de Hammam Meskoutine……... 62

Fig. III.06 Carte des replats de la feuille de Hammam Meskoutine…… 63

Fig. III.07 Carte d'exposition de versants de la feuille de Hammam Meskoutine…….. 64

Fig. III.08 Histogramme d'exposition de versants de la feuille de Hammam Meskoutine…. 64

Fig. III.09 Swath profile Est-ouest de la feuille de Hammam Meskoutine……. 66

Fig. III.10 Swath profile Nord-sud de la feuille de Hammam Meskoutine…… 66

Fig. III.11 Localisation des coupes morpho-géologiques……... 67

Fig. III.12 Coupes morpho-géologiques……. 68

Fig. III.13 Vue panoramique de Djebel Debagh……. 70

Fig. III.14 Vue panoramique du Sud de Djebel Taya……. 71

Fig. III.15 Vue panoramique du Nord de Djebel Taya……... 72

Fig. III.16 Flancs Nord de Djebel Taya et Djebel Grar……... 72

Fig. III.17 Vue panoramique de Kef Hahouner…….. 73

Fig. III.18 Vue panoramique du Nord de Kef Hahouer…….. 74

Fig. III.19 Vue panoramique du Barrage de Bou Hamdane…… 75

Fig. III.20 Vue panoramique de la plaine de Roknia…….. 75

Fig. III.21 Couloir d'entrée, stalagmites et stalactites de Ghar Ejmâa…… 76

Fig. III.22 Glissement de Bou Hamdane……. 77

Fig. III.23 Glissement d'Ain Reghba…….. 78

Fig. III.24 Rosace de fréquence et de longueur des linéaments orographiques…….. 81

Fig. III.25 Linéaments orographique de la feuille de Hammam Meskoutine……. 82

Fig. IV.01 Classification descriptive du réseau hydrographique ..…….…….... 84

Fig. IV.02 Les anomalies de drainage……. 88

Fig. IV.03 Linéaments hydrauliques ……. 88

Fig. IV.04 Rosace de fréquence et de longueur des linéaments hydrographiques…….. 92

Fig. IV.05 Principaux types d'hiérarchisation du réseau hydrographique…….. 94

Fig. IV.06 Hiérarchisation de Stahler du Réseau hydrographique de la feuille de Hammam Meskoutine 1/50000……. 95

Fig. IV.07 Directions moyennes d'écoulement des cours d'eau de la feuille de Hammam Meskoutine…… 96

Fig. IV.08 Histogramme nombre des cours d'eau en fonction de leurs directions……... 97

Fig. IV.09 Histogramme longueur des cours d'eau en fonction de leurs directions……. 97

Fig. IV.10 La pente moyenne des cours d'eau de la feuille de Hammam Meskoutine…… 98

Fig. IV.11 Relation pente longueur des cours d'eau……. 99

Fig. IV.12 Relation pente longueur des cours d'eau inferieurs à 1 Km……... 99

Fig. IV.13 Relation pente longueur des cours d'eau entre 1 et 10 Km……. 99

Fig. IV.14 Les bassins versants d'ordre 3 de la feuille de Hammam Meskoutine……... 100

Fig. IV.15 Les bassins versants d'ordre 4 de la feuille de Hammam Meskoutine……... 101

Fig. IV.16 Les bassins versants d'ordre 5 de la feuille de Hammam Meskoutine……... 101

Fig. IV.17 La densité de drainage des bassins versants d'ordre 3…… 107

Fig. IV.18 Ration de nombre…… 108

Fig. IV.19 Ration de longueur…….. 109

Fig. IV.20 Longueur des drains en fonction de surfaces des bassins versants……. 109

Fig. IV.21 Les intégrales hypsométriques des bassins versants d'ordre 3……... 114

Fig. IV.22 Le taux de relief des bassins versants d'ordre 3…….. 115

Fig. IV.23 Le nombre de rugosité des bassins versants d'ordre 3…… 116

Fig. IV.24 Le facteur de dissymétrie des bassins versants d'ordre 3…… 119

Fig. IV.25 Le rapport de forme des bassins versants d'ordre 3…… 119

Fig. IV.26 profils longitudinaux des cours d'eau d'ordre 3, L < 5 Km…… 121

Fig. IV.27 profils longitudinaux des cours d'eau d'ordre 3, 5 Km < L < 10 Km……. 122

Fig. IV.28 L'indice SL des bassins versants d'ordre 4 et 5…….. 123

Fig. V.01 Composantes du champ magnétique terrestre (Dentith et Mudge, 2014) ……... 127

Fig. V.02 Représentation vectorielle du champ anomal (Groune D. 2019)……. 129

Fig. V.03 Caractéristiques du levé aérogéophysique couvrant le territoire national. D'après (Aeroservice Corporation, 1975)…….. 132

Fig. V.04 Carte ombrée du champ magnétique brut particulier et valeurs erronées…… 134

Fig. V.05 Reconstitution du plan de vol au-dessus du Nord-est de l'Algérie…….. 136

Fig. V.06 Carte du champ d'anomalies magnétiques (Boubaya D. 2013)……... 139

Fig. V.07 Carte ombrée du fond radiométrique total brut (TC)……... 140

Fig. V.08 Carte ombrée de comptage du Potassium……. 141

Fig. V.09 Carte ombrée de comptage de l'Uranium……. 142

Fig. V.10 Carte ombrée du comptage du Thorium……... 143

Fig. V.11 Carte du champ d'anomalies magnétiques réduites au pôle……. 145

Fig. V.12 Carte de la dérivée X du champ anomal réduit au pôle…… 146

Fig. V.13 Carte de la dérivée Y du champ anomal réduit au pôle…… 147

Fig. V.14 Carte de la dérivée Z du champ anomal réduit au pôle…… 148

Fig. V.15 Carte de l'amplitude du signal analytique…… 149

Fig. V.16 Solution de la Déconvolution d'Euler des failles projetée sur la carte de l'amplitude du signal analytique……..... 153

Fig. V.17 Solution de la déconvolution d'Euler des failles projetée sur la carte géologique de Hammam Meskhoutine…… 154

Fig. VI.01 carte des intensités maximales observées (Bezzeghoud et al. 1996)…….. 155

Fig. VI.02 Sismicité instrumentale de Hammam Meskhoutine…… 157

Fig. VI.03 Relation intensité-distance de l'épicentre du séisme du 22/11/2020…….. 159

Fig. VI.04 Dégâts du séisme du 22/11/2020……. 159

Fig. VI.05 Fissures et effondrement de la cascade de Hammam Meskhoutine du séisme du 01/04/2021…… 160

Fig. VI.06 Image satellitaire Sentinel 2 multispectrale de la région étudiée…… 161

Fig. VI.07 Classification non supervisée de l'image satellitaire de la région d'étude……. 161

Fig. VI.08 Linéaments cartographiés automatiquement……... 162

Fig. VI.09 Linéaments cartographiés manuellement…… 163

Fig. VI.10 Déplacements Est-Ouest entre le 14/10/2019 et 03/12/2019…….. 167

Fig. VI.11 Déplacements Nord-sud entre le 14/10/2019 et 03/12/2019……... 168

Fig. VI.12 Déplacements horizontaux entre le 14/10/2019 et 03/12/2019……... 168

Fig. VI.13 Déplacements Est-Ouest entre le 02/11/2020 et 01/01/2021…….. 169

Fig. VI.14 Déplacements Nord-sud entre le 02/11/2020 et 01/01/2021……... 170

Fig. VI.15 Déplacements horizontaux entre le 02/11/2020 et 01/01/2021……... 170

Fig. VI.16 Déplacements Est-Ouest entre le 26/08/2015 et 02/01/2020…….. 171

Fig. VI.17 Déplacements Nord-sud entre le 26/08/2015 et 02/01/2020……... 172

Fig. VI.18 Déplacements horizontaux entre le 26/08/2015 et 02/01/2020……... 172

Fig. VI.19 Géométrie d'acquisition et paramètres d'une image RSO (Massonnet and Souyris, 2008)……..... 174

Fig. VI.20 Configuration géométrique du couple interférométrique (Champenois J. 2011)… 177

Fig. VI.21 Phase du séisme du 02/11/2019…….. 183

Fig. VI.22 Mouvements verticaux du séisme du 02/11/2019……... 184

Fig. VI.23 Phase du séisme du 22/11/2020…….. 185

Fig. VI.24 Mouvements verticaux du séisme du 22/11/2020……... 185

Fig. VI.25 Localisation des failles activées du séisme du 22/11/2020 sur MNT……. 186

Fig. VI.26 Phase du séisme du 17/12/2020…….. 187

Fig. VI.27 Mouvements verticaux du séisme du 17/12/2020……... 188

Fig. VI.28 Phase du séisme du 01/04/2021…….. 189

Fig. VI.29 Mouvements verticaux du séisme du 01/04/2021……... 189

Fig. VI.30 Isoseistes de la secousse du 10 Février 1937 (J.P. Rothé 1950)……. 190

Fig. VI.31 Failles sismiques de la feuille de Hammam Meskhoutine…….. 191

LISTE DES TABLEAUX

Tab. III.1 : Linéaments orographiques……...……...79

Tab. IV.01 : Linéaments hydrographiques…….……...89

Tab. IV.02 Les indices du réseau de drainage……..…….…….104

Tab. IV.03 Les indices du réseau de topographie et de forme planaire des bassins……...…111

Tab. VI.01 Listing des séismes historiques dans la région de Hammam Meskhoutine et ses environs……..…….156

Tab. VI.02 Liste des séismes étudiés……...……158

Tab. VI.03 Relation empirique Magnitude, déplacement… (Larroque et Virieux, 2001)…....158

Tab. VI.04 caractéristiques des bandes d'images Sentinel 2……165