



République Algérienne Démocratique et Populaire  
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Larbi Tébessi - Tébessa

Faculté des Sciences Exactes et des Sciences de la Nature et de la Vie  
Département des Sciences de la Terre et de l'Univers



## MEMOIRE DE MASTER

**Domaine:** Sciences de la Terre et de l'Univers

**Filière:** Géologie

**Option:** Géologie des bassins sédimentaires

**Thème:**

### Étude géologique et géophysique de la Vallée du Mellègue

**Présenté par:**

Ikram DECHA & Chaima BENTAYEB

**Devant le jury:**

Layachi GOUAIDIA	Professeur	ULT- Tébessa	Président
Djamel BOUBAYA	MCA	ULT- Tébessa	Encadrant
Amor DEGAICHIA	MCB	ULT- Tébessa	Co-encadrant
Omar GUEFAIFIA	MCA	ULT- Tébessa	Examineur

Date de soutenance: .....

Note :..... Mention :.....



## Déclaration sur l'honneur de non-plagiat

(à joindre obligatoirement au mémoire, remplie et signée)

Je soussigné(e),

Nom, Prénom : D. echa Ibrahim

Régulièrement inscrit(e) en Master au département : Sciences de la Terre et l'univers

N° de carte d'étudiant : 201534020004

Année universitaire : 2019/2020

Domaine : Science de la Terre et l'univers

Filière : Géologie

Spécialité : Géologie des Bassins sédimentaires

Intitulé du mémoire : Etude géologique et géophysique  
de la Vallée du M. éllique

Atteste que mon mémoire est un travail original et que toutes les sources utilisées ont été indiquées dans leur totalité. Je certifie également que je n'ai ni recopié ni utilisé des idées ou des formulations tirées d'un ouvrage, article ou mémoire, en version imprimée ou électronique, sans mentionner précisément leur origine et que les citations intégrales sont signalées entre guillemets.

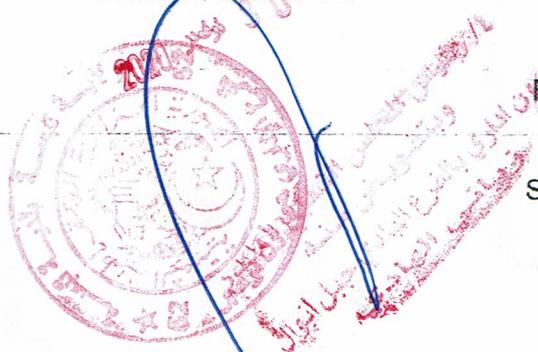
### Sanctions en cas de plagiat prouvé :

L'étudiant sera convoqué devant le conseil de discipline, les sanctions prévues selon la gravité du plagiat sont :

- L'annulation du mémoire avec possibilité de le refaire sur un sujet différent ;
- L'exclusion d'une année du master ;
- L'exclusion définitive.

Fait à Tébessa, le 02/11/2020

Signature de l'étudiant(e) :





## Déclaration sur l'honneur de non-plagiat

(à joindre obligatoirement au mémoire, remplie et signée)

Je soussigné(e),

Nom, Prénom : *Bentayeb Chaima*

Régulièrement inscrit(e) en **Master** au département : *Sciences de la Terre et l'Univers*

N° de carte d'étudiant : *201534020692*

Année universitaire : *2019/2020*

Domaine : *Science de la Terre et l'univers*

Filière : *Géologie*

Spécialité : *Sp. Géologie des Bassins sédimentaires*

Intitulé du mémoire : *Etude géologique et géophysique de la vallée du Mellègue*

Atteste que mon mémoire est un travail original et que toutes les sources utilisées ont été indiquées dans leur totalité. Je certifie également que je n'ai ni recopié ni utilisé des idées ou des formulations tirées d'un ouvrage, article ou mémoire, en version imprimée ou électronique, sans mentionner précisément leur origine et que les citations intégrales sont signalées entre guillemets.

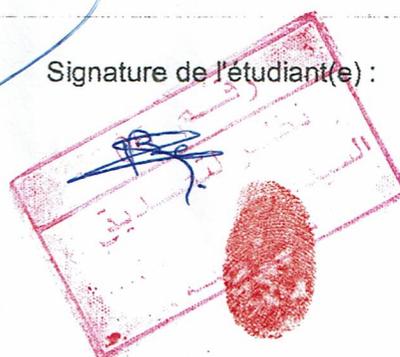
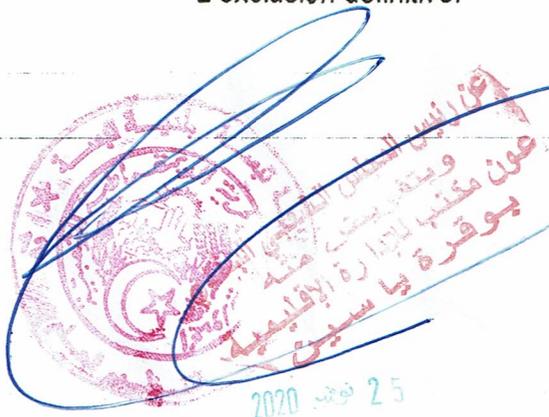
### Sanctions en cas de plagiat prouvé :

L'étudiant sera convoqué devant le conseil de discipline, les sanctions prévues selon la gravité du plagiat sont :

- L'annulation du mémoire avec possibilité de le refaire sur un sujet différent ;
- L'exclusion d'une année du master ;
- L'exclusion définitive.

Fait à Tébessa, le : *02/11/2020*

Signature de l'étudiant(e) :



2020 نوڤ 25



### Formulaire de levée de réserves après soutenance d'un Mémoire de Master

Données d'identification du candidats(es) :

Nom et prénom du candidat : Bentayeb Chaima  
Decha Ikram

Intitulé du Sujet : Etude géologique et géophysique de la vallée du Melleq

Données d'identification du membre de jury :

Nom et prénom : Professeur Gouaidia Layech  
Grade : Professeur  
Lieu d'exercice : Université Larbi Tébessi- Tébessa

Vu le procès-verbal de soutenance de la thèse sus citée comportant les réserves suivantes :

RAS

Et après constatation des modifications et corrections suivantes :

RAS

Je déclare en ma qualité de président de jury de soutenance que le mémoire cité remplit toutes les conditions exigées et permet au candidat de déposer son mémoire en vue de l'obtention de l'attestation de succès.

Le 02/11/2020

Président de jury de soutenance : (Nom/Prénom et signature)

Pr Gouaidia

## ملخص

يقع وادي ملاق في شمال-شرق مدينة ونزة وهو ينتمي إلى شمال-شرق الأطلس الصحراوي، و يسمى أيضًا محلي الحدود الجزائرية التونسية. تغطي التكتشفات الترياسية معظم منطقة الدراسة. في هذه المنطقة، كان يفترض أن التكوينات الترياسية إنسحبت على تكوينات الأبيسيان التي تحوي فلزات الحديد. إنطلاقاً من هذا الافتراض، تم إجراء دراسة جيوفيزيائية مفصلة عن طريق السبر الكهربائي العمودي في هذه المنطقة بتباعد حدي AB يساوي 2000 متر. إن الهدف الرئيسي من السبر الكهربائي العمودي هو رسم خرائط جوفية لصخور الأبيسيان الكربوناتيّة والتي يجب أن تعطي مقاومة عالية. في هذه الدراسة، تم أيضًا تفسير البيانات المغناطيسية والجاذبية الإقليمية. تختلف قيم مجال الشذوذ المغناطيسي لمنطقة الدراسة بين 2.5nT كحد أدنى و 18.3nT كحد أقصى. تظهر هذه القيم المنخفضة أن منطقة الدراسة هادئة مغناطيسيًا على الرغم من وجود ترسبات الحديد في ونزة، ذلك أن الهيماتيت والسبيريت من المعادن ذات المغناطيسية الضعيفة. أتاح التفسير ثلاثي الأبعاد لبيانات الجاذبية للمنطقة رسم مقطعين يمثلان التباين في الكثافة بدلالة العمق الذي يبلغ إجمالاً 10 كم. أبرز المقطع الذي طوله 20 كم و الذي يمتد من ولجة ملاق في الشمال الغربي إلى جبل دف في الجنوب الشرقي تناوبًا بين الأجسام الخفيفة والأجسام الثقيلة. تتوافق الأجسام الخفيفة مع الأحواض، بينما تتوافق الأجسام الثقيلة مع امتدادات جبل ونزة وجبل دف. يسمح المقطع الذي طوله 25 كم و الذي يمتد من جبل ونزة في الجنوب الغربي إلى جبل هرابة في الشمال الشرقي بملاحظة جسمين ثقيلين يفصل بينهما جسم خفيف. تتوافق الأجسام الثقيلة مع مجموعة الطي المحذب ونزة و هرابة و تتوافق الجاذبية الطفيفة مع التأثير المشترك للحوض الإنهياري أولاد بوغانم و جزء من ديابير ونزة. تظهر المقاطع الجيوكهربائية أن الطبقة العميقة هي الأكثر مقاومة. تُظهر خريطة سقف الطبقة المقاومة منطقتين حيث تكون المقاومة قريبة من السطح. تم اختبار المقاومة الواقعة في شمال-شرق منطقة الدراسة بواسطة السبر الميكانيكي. إن المقاومة التي كان من المفترض أن تتوافق مع الحجر الجيري الأبيسياني تُنسب الآن إلى الملح الترياسي بعد نتائج الحفر الميكانيكي الذي اخترق الكتل الملحية من عمق 131.4 مترًا حتى عمق 331.8 مترًا من دون أن يصل إلى حدودها السفلى. تظهر هذه النتيجة أن الكتل الملحية للترياس متجزرة في الأعماق و لم يتم انسحابها على طبقات الأبيسيان.

## الكلمات المفتاحية :

وادي ملاق، ونزة، ترياس ديابيري، ملح، سبر كهربائي عمودي، مغناطيسية، الجاذبية.

## **ABSTRACT**

The Mellègue valley, located NE of Ouenza city belongs to the North-Eastern Saharan Atlas known also as the algéro-tunisian autochthonous confines. The main part of the study area is marked by the Triassic diapiric outcrops. It was supposed that on this area, the Triassic diapir would be carried over the Aptian formations that host iron mineralisations. Starting from this hypothesis, a detailed geophysical study of Vertical Electrical Sounding (VES) with a maximum AB spacing equal to 2000 m was undertaken. The principal purpose of the VES is the in-depth mapping of the Aptian carbonate rocks that should give high resistivities. In this study, regional magnetic and gravity data are also interpreted. Total Magnetic Intensity (TMI) values of the study area vary between a minimum of 2.5 nT and a maximum of 18.3 nT. These low TMI values show that, the study area is magnetically quite despite the presence of the Ouenza iron deposit, this is largely due to the fact that hematite and siderite are weakly magnetic minerals. The 3D interpretation of the gravity data of the study area made it possible to extract two sections that represent the variation of density with depth up to a total depth of 10 km. The section that runs from Ouldjet Mellègue in the NW to Djebel Def in the SE with a length of 20 km highlighted an alternation of light and heavy bodies. The light bodies correlate with synclinals or basins, whereas heavy bodies correlate with the Djebel Ouenza and Djebel Def anticlines. The section that runs from Djebel Ouenza in the SW to Djebel Harraba in the NE with a length of 25 km allows to see two heavy bodies separated by a light one. The heavy bodies correspond to the Ouenza-Harraba anticline complex. The low gravity corresponds to the combined effect of the Oulad Boughanem collapse ditch and part of the Ouenza diapir. Geoelectric sections show that the deep layer is the most resistant. Map of the top of the resistant layer shows two areas where it is close to the surface. The top of the resistant layer, located to the NE of the study area, was tested by mechanical drilling. The resistant layer which was supposed to correspond to the Aptian limestones is now attributed to the Triassic salt after the results of the mechanical drilling that intersected the salts from the depth 131.4m to the depth 331.8 m and which was stopped in the salt. This result shows that the Triassic salt diapir is deeply rooted and that it is not carried over to the Aptian.

### **Key Words:**

Mellègue valley, Ouenza, Triassic diapir, Salt, Vertical electrical sounding, magnetism, gravity data.

## RÉSUMÉ

La vallée du Mellègue, située au NE de la ville de Ouenza appartient à l'Atlas Saharien nord oriental appelé aussi autochtone des confins algéro-tunisiens. La majeure partie du secteur d'étude est jalonnée par des affleurements triasiques. Il a été supposé que sur ce secteur, le Trias diapirique serait charrié sur les formations aptiennes qui encaissent les minéralisations de fer. Partons de cette hypothèse, une étude géophysique de détail par sondage électrique vertical (SEV) avec un espacement maximal AB égal à 2000 m a été entreprise sur ce secteur. Le but principal des SEV est la cartographie en profondeur des roches carbonatées de l'Aptien qui devraient donner de grandes résistivités. Dans cette étude, sont aussi interprétées les données régionales de magnétisme et de gravimétrie. Les valeurs du champ d'anomalies magnétiques de la région d'étude varient entre un minimum de 2.5 nT et un maximum de 18.3 nT. Ces faibles valeurs montrent que la région d'étude est magnétiquement calme malgré la présence du gisement de fer d'Ouenza, du fait que l'hématite et la sidérite sont des minéraux faiblement magnétiques. L'interprétation 3D des données gravimétriques de la région a permis de dresser deux coupes qui représentent la variation de la densité en fonction de la profondeur jusqu'à une profondeur totale de 10 km. La coupe qui va de Ouldjet Mellègue au NW jusqu'au Djebel Def au SE d'une longueur de 20 km a mis en évidence une alternance de corps légers et de corps lourds. Les corps légers correspondent à des synclinaux ou à des bassins, alors que les corps lourds correspondent aux anticlinaux de Djebel Ouenza et Djebel Def. La coupe qui va du Djebel Ouenza au SW jusqu'au Djebel Harraba au NE d'une longueur de 25 km permet de voir deux corps lourds séparés par un corps léger. Les corps lourds correspondent à l'ensemble anticlinal Ouenza-Harraba. Le léger gravimétrique correspond à l'effet conjugué du fossé d'effondrement de Oulad Boughanem et une partie du diapir d'Ouenza. Les coupes géo-électriques montrent que la couche profonde étant la plus résistante. La carte du toit de la couche résistante montre deux zones où le résistant est proche de la surface. Le résistant, situé au NE de la zone d'étude a été testé par sondage mécanique. Le résistant qui était supposé correspondre aux calcaires de l'Aptien est attribué maintenant au sel du Trias d'après les résultats du sondage mécanique qui a recoupé les sels à partir de la profondeur 131.4m jusqu'à la profondeur 331.8 m et qui s'est arrêté dans les sels. Ce résultat montre que le Trias est enraciné et qu'il n'est pas n'en plus charrié sur l'Aptien.

### Mots Clés:

La vallée du Mellègue, Ouenza, Trias diapirique, Sel, Sondage électrique vertical, Magnétisme, Gravimétrie

## DEDICACES

Avec joie, fierté et respect, je dédie ce mémoire :

Accompagné d'un profond amour à mes chers parents, pour tous leurs sacrifices, leur amour, leur tendresse, leur soutien et leurs prières tout au long de mes études,

À ma chère sœur et mon frère, je leur exprime mes profonds sentiments,

À ma grande mère,

À mes cousins et mes cousines et spécialement ma chère cousine ROMAÏSSA,

À toute la famille BENTAYEB,

À toute la famille SMAÏLI,

Je ne saurai terminer sans citer mes très chères amies : OUMAIMA, RANIA, SOUMAIA, CHAHRA, AHLEM, YAMINA, qu'avec lesquelles j'ai passé une scolarité exceptionnelle, que dieu préserve notre amitié. Merci d'être toujours là pour moi.

À tous qui m'aidé au long de mon parcours universitaire,

À ma binôme IKRAM « mon âme sœur », c'était ma proche amie, ma sœur, mon appuie au cours de mes années universitaires et au long de notre travail sur notre mémoire de fin d'études \*Que dieu la protéger\*,

Enfin je le dédie à tous mes amis que n'ai pas cités et à tous ceux qui ma connaissent,

À tous les étudiants de Géoscience,

À toute la promotion 2019 – 2020,

**Chaima BENTAYEB**

## DEDICACES

Avec joie, fierté et respect, je dédie ce mémoire :

D'une profondeur amour à mes chers parents, ma mère Zoubida et mon père Taher, dont le mérite, les sacrifices et les qualités humaines qui m'ont permis de vivre ce jour que dieu les protègent.

À mon chère frère Fethi.

À ma grande mère qui souhaitait être présente ce jour là avec moi, qu'Allah ait pitié de son âme.

À mon oncle et mes tantes, et spécialement ma tante « Nassira ».

À mes cousins et mes cousines, et spécialement ma chère cousine « Baraa ».

À toute la famille DECHA.

À mes chères amies : Soumaia, Rania, Chahra, Imen, Nada, Oula, Ahlem, Yamina; je vous souhaite le meilleur. Merci pour votre soutien inconditionnel pendant toutes longues années d'études. Votre amour et votre affection remplissent mes journées de bonheur. Mercie d'être toujours là pour moi.

À ma chère partenaire dans ce mémoire et mon âme sœur « Chaima » mon appuie au cours de mes années universitaires et la source de joie et de bonheur, que dieu vous protège et préserve notre amitié.

À tous les étudiantes de géosciences « Bassins sédimentaires ».

À tous la promotion de 2019-2020.

**Ikram DECHA**

## REMERCIEMENTS

On remercie **DIEU** le tout puissant de nous avoir donné la santé et la volonté d'entamer et de terminer ce mémoire.

Tout d'abord, ce travail ne serait pas aussi riche et n'aurait pas pu avoir le jour sans l'aide et l'encadrement de **Mr. D. BOUBAYA** et **Mr. A. DEGAICHIA** malgré leurs charges académiques et professionnelles. Leur compétence et leur encadrement ont toujours suscité notre profond respect.

On offre de sincères et chaleureux remerciements à **Mr. D. BOUBAYA** pour la qualité de son encadrement exceptionnel, pour sa patience, sa rigueur, son appui et sa disponibilité durant notre préparation de ce mémoire.

Nos profondes gratitude s'orientent vers **Mr. A. DEGAICHIA** pour ces judicieux conseils qui ont contribué à alimenter nos réflexions et son support permanent, pour le temps qu'il a consacré et pour les précieuses informations qu'il nous a prodiguées avec intérêt et compréhension.

On exprime nos sincères remerciements aux membres du jury qui ont accepté de juger ce travail.

Nos remerciements s'adressent également à tous nos enseignants du département des sciences de la Terre, qui nous ont fourni les outils nécessaires à la réussite de nos études universitaires.

On tient à remercier toutes les personnes qui nous ont aidé de proche ou de loin dans l'élaboration de ce mémoire, et qui nous ont apporté leur appui moral et intellectuel tout au long de nos démarches.

# Table des matières

ملخص .....	2
ABSTRACT .....	3
RESUME .....	4
DEDICACES .....	5
REMERCIEMENTS .....	7
LISTE DES FIGURES .....	11
LISTE DES TABLEAUX .....	12
<b>CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GENERALE</b>	
I. ORIGINALITE ET OBJECTIF DE L'ETUDE .....	14
II. CADRE GEOGRAPHIQUE .....	14
III. ORO-HYDROGRAPHIQUE ET CLIMAT .....	16
A. Relief .....	16
B. Hydrographie .....	17
C. Climat .....	17
D. Végétation et Cultures .....	18
<b>CHAPITRE II : GEOLOGIE REGIONALE ET LOCALE</b>	
I. INTRODUCTION .....	20
II. LITHOSTRATIGRAPHIE.....	20
A. Le Trias.....	20
B. Le Crétacé.....	20
1. Crétacé inférieur .....	20
2. Crétacé supérieur .....	21
C. Le Miocène .....	22
D. Le Quaternaire.....	22
III. la TECTONIQUE.....	26
A. Les plissements .....	26
B. Les fossés d'effondrement.....	27
C. La subsidence.....	27
D. Manifestation du Trias dans le Sud-Est constantinois.....	27
1. Diapirisme et ses conséquences.....	27
2. Relation Diapirs-Encaissant .....	28
3. Relation Diapirisme-Tectonique.....	28

4. Relation Diapirs-Sédimentation.....	29
--	----

## **CHAPITRE III : THEORIE DES METHODES GEOPHYSIQUES UTILISEES**

I. INTRODUCTION .....	31
II. LEVE AEROMAGNETIQUE .....	31
A. Le champ magnétique terrestre.....	31
1. Définitions.....	31
2. Le magnétisme d'une roche .....	33
III. LEVE GRAVIMETRIQUE .....	34
A. Introduction.....	34
B. Corrections et anomalies gravimétriques.....	34
1. Correction et anomalie à l'air libre .....	35
2. Correction et anomalie de Bouguer .....	35
IV. PROSPECTION ELECTRIQUE .....	38
A. Introduction.....	38
B. Principe.....	38
C. Résistance et Résistivité .....	39
D. Résistivité des roches .....	40
E. Sondage électrique vertical.....	41
F. La tomographie électrique .....	42
1. Acquisition des données de Tomographie électrique 2D.....	42

## **CHAPITRE IV : METHODOLOGIE D'ACQUISITIONS DES DONNEES GEOPHYSIQUES**

I. INTROUDUCTION .....	45
II. LEVE AEROMAGNETIQUE DU NORD EST ALGERIEN .....	45
A. Corrections des données .....	46
III. LEVE GRAVIMETRIQUE DE LA REGION DU MELLEGUE .....	48
A. Description du levé gravimétrique .....	48
IV. METHODOLOGIE D'ACQUISITION DES SONDAGES ELECTRIQUES.....	48
A. Traitement des sondages électriques .....	49
V. MODELISATION DIRECTE DES CRETES SALIFERES .....	50

## **CHAPITRE V : RESULTATS ET INTERPRETATIONS DES DONNEES GEOPHYSIQUES**

I. INTRODUCTION .....	55
II. LITHOLOGIE DU TRIAS :.....	55

A.	L'argile .....	55
B.	Le sel gemme .....	56
III.	AERO-MAGNETISME.....	57
IV.	ETUDE GRAVIMETRIQUE DE LA VALLEE DU MELLEGUE.....	59
A.	Gravimétrie .....	59
1.	Séparation des anomalies .....	59
2.	Analyse de la carte gravimétrique résiduelle.....	62
3.	Modélisation gravimétrique 3D.....	62
V.	ETUDE GEOPHYSIQUE PAR SONDAGE ELECTRIQUE .....	65
A.	Coupe I .....	66
B.	Coupe II .....	67
C.	Coupe III.....	67
D.	Coupe IV.....	67
E.	Coupe V .....	67
F.	Coupe VI.....	67
G.	Coupe IIA et IIIA .....	67
H.	Carte du toit de l'horizon résistant.....	67
	<b>CONCLUSION GENERALE .....</b>	<b>69</b>
	<b>BIBLIOGRAPHIE .....</b>	<b>71</b>
	<b>ANNEXE : Les coupes géo-électriques des sondages électriques réalisées sur les Monts du Mellègue(Ouenza) .....</b>	<b>75</b>

## Liste des figures

Figure I.1 : Localisation de la zone d'étude des Monts du Mellègue (Google earth, 2020).....	15
Figure I.2 : Modèle numérique de terrain (MNT), d'après SRTM, data.....	16
Figure I.3 : Histogramme présenté la température et la précipitation de la région de l'Ouenza (meteoblue, climat d'Ouenza. ....	17
Figure I.4 : Courbe de Températures.....	18
Figure II.5 : Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (d'après : Dubourdiou 1956, 1959 ; David 1956; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi, 1980 ; Otmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila et al, 2000 ; in Sami, 2004).....	24
Figure II.6 : Carte géologique de la vallée du Mellègue 1/10000 (par l'EREM, 1987 « modifiée »). ....	25
Figure II.7 : Coupe géologique de la vallée du Mellègue (par l'EREM, 1987 « modifiée »).....	26
Figure III.8 : Représentation du champ magnétique terrestre dipolaire.....	32
Figure III.9 : Éléments du champ magnétique terrestre. ....	32
Figure III.10 : Principe de calcul des anomalies gravimétriques. ....	37
Figure III.11 : Dispositifs, Wenner, Schlumberger et dipole-dipole, d'après Binely, 2015. ....	40
Figure III.12 : Résistivités de quelques roches (d'après Florsch and Muhlach, 2018). ....	41
Figure III.13 : Effet du sondage électrique dans la méthode SEV, d'après Shein et al. 2018. .	41
Figure III.14 : Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure pour le dispositif Wenner (D'après Florsch and Muhlach, 2018). ....	43
Figure IV.15 : Caractéristiques des panneaux survolés par Aeroservice Corporation (Projection UTM zone 31 N), d'après Boubaya, 2013.....	47
Figure IV.16 : Exemple d'assemblage de la courbe du sondage électrique SEV04. ....	50
Figure IV.17 : Réponse du dispositif Wenner Alpha. ....	51
Figure IV.18 : Réponse du dispositif Schlumberger. ....	52
Figure IV.19 : Réponse du dispositif Wenner Beta.....	52
Figure IV.20 : Réponse du dispositif diploés-dipôle. ....	53
Figure IV.21 : Réponse du dispositif gradient. ....	53
Figure V.22 : Colonne litho-stratigraphique du sondage P103 de la vallée du Oued Mellègue (d'après ORGM, modifié).....	56
Figure V.23 : Carte aéromagnétique de la région d'Ouenza.....	58
Figure V.24 : Carte de l'Anomalie de Bouguer de la région d'Ouenza, le rectangle indique la région d'étude.....	60
Figure V.25 : Carte gravimétrique résiduelle de la région d'Ouenza, le rectangle indique la région d'étude.....	61
Figure V.26 : Résultats de la modélisation 3D des données gravimétriques de la région d'Ouenza.....	63
Figure V.27 : Coupe1, montrant la variation de densité entre Ouldjet Mellègue et Dj Def...	64
Figure V.28 : coupe2, montrant la variation de densité le long de Dj. Ouenza-Dj. Harraba...	65
Figure V.29 : Position des sondages électriques sur la carte géologique d'Ouenza au 1:50 000. ....	66
Figure V.30 : Carte du Toit du résistant salifère. ....	68

## Liste des tableaux

<b>Tableau III.1 : Susceptibilité magnétique de quelques matériaux et roches, en unités Système International (pour convertir en unités CGS, il faut diviser par <math>4\pi</math>), d'après: <a href="http://www.mines.edu">http://www.mines.edu</a> .....</b>	<b>33</b>
<b>Tableau IV.2 : Feuille de calcul montrant le protocole de géométrie du dispositif de SEV adoptée.....</b>	<b>49</b>

**CHAPITRE I : INTRODUCTION  
GENERALE**

# CHAPITRE I: INTRODUCTION GENERALE

## I. ORIGINALITE ET OBJECTIF DE L'ETUDE

Ce mémoire présente les résultats des études géologiques et géophysiques réalisées sur la vallée du Mellègue, située au NE de Ouenza qui fait partie de l'Atlas saharien nord oriental. Nous avons réinterprété le log lithostratigraphique de la région d'étude établi par l'Entreprise Nationale de Recherches Minières (EREM) en 1987 d'après le sondage P-103 qui a atteint une profondeur totale de 331.8 m. L'analyse cartographique et les observations de terrains nous ont permis de comprendre l'évolution halocinétique du Trias des Monts du Mellègue. Cette région est caractérisée par les minéralisations Pb – Zn et Fe localisées dans les extrémités diapiriques.

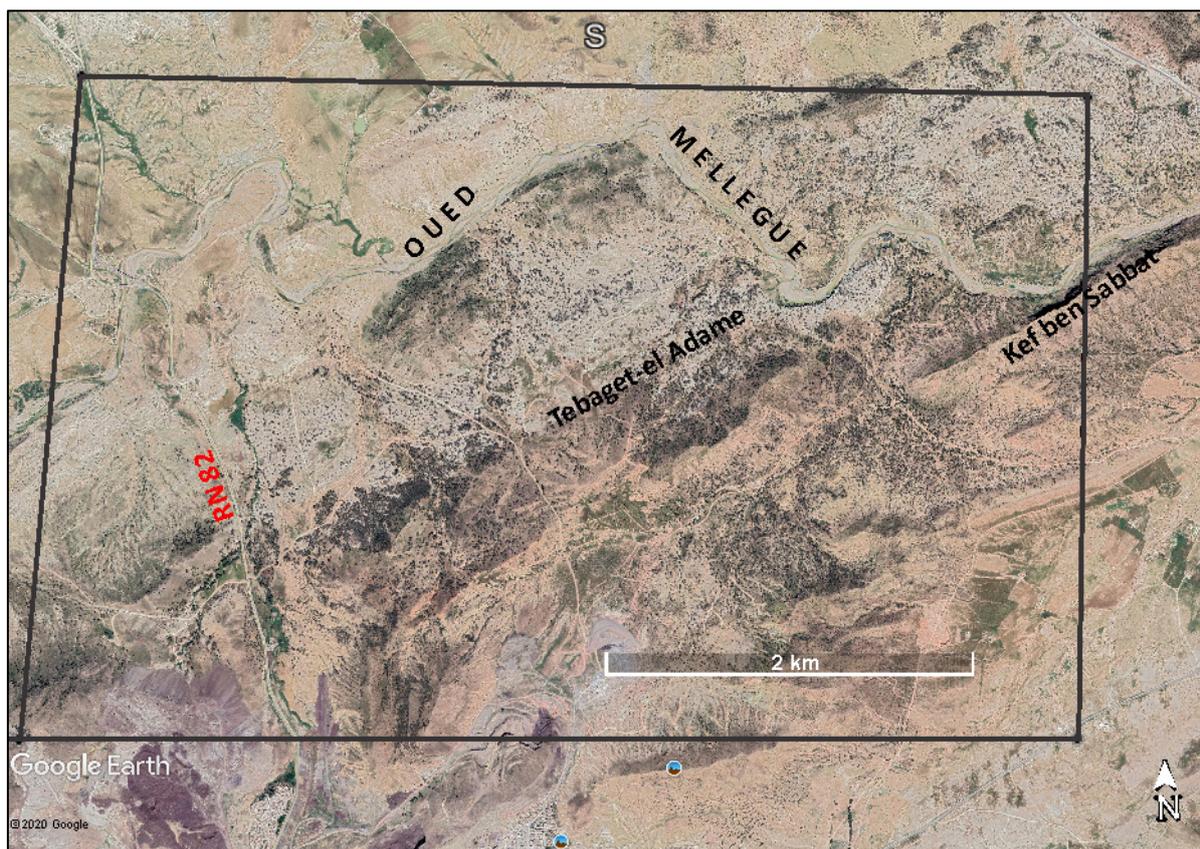
L'étude gravimétrique et aéromagnétique de la feuille 1/50000 (N 125) de l'Ouenza et l'analyse de sondage électrique de la vallée du Mellègue nous informe sur l'évolution en profondeur des formations salifères triasiques et carbonatées de la région d'étude. Les coupes géo-électriques montrent que la couche profonde étant la plus résistante. La carte du toit de la couche résistante montre deux zones où le résistant est proche de la surface. Le résistant, situé au NE de la zone d'étude a été testé par sondage mécanique. Le résistant qui était supposé correspondre aux calcaires de l'Aptien est attribué maintenant au sel du Trias après les résultats du sondage mécanique qui a recoupé les sels à partir de la profondeur 131.4m jusqu'à la profondeur 331.8 m et qui est arrêté dans les sels. Ce résultat montre que le Trias est enraciné et qu'il n'est pas n'en plus charrié sur l'Aptien.

## II. CADRE GEOGRAPHIQUE

La ville de l'Ouenza qui est reliée par deux routes nationales à savoir la RN82 et la RN88 se situe à l'extrême nord de la wilaya de Tébessa. Elle est limitée par :

- La Tunisie à l'Est ;
- La ville de l'Aouinet à l'Ouest;
- La wilaya de Souk-Ahras au Nord;
- Et sur le coté sud par la feuille de Boukhadra.

Les Monts du Mellègue de l'Ouenza, situés aux confins algéro-tunisiens, font partie de l'Atlas saharien oriental. Ils s'étendent à l'Aouinet, Boukhadra et Morsott.



**Figure I.1 : Localisation de la zone d'étude des Monts du Mellègue (Google earth, 2020).**

### III. ORO-HYDROGRAPHIQUE ET CLIMAT

#### A. Relief

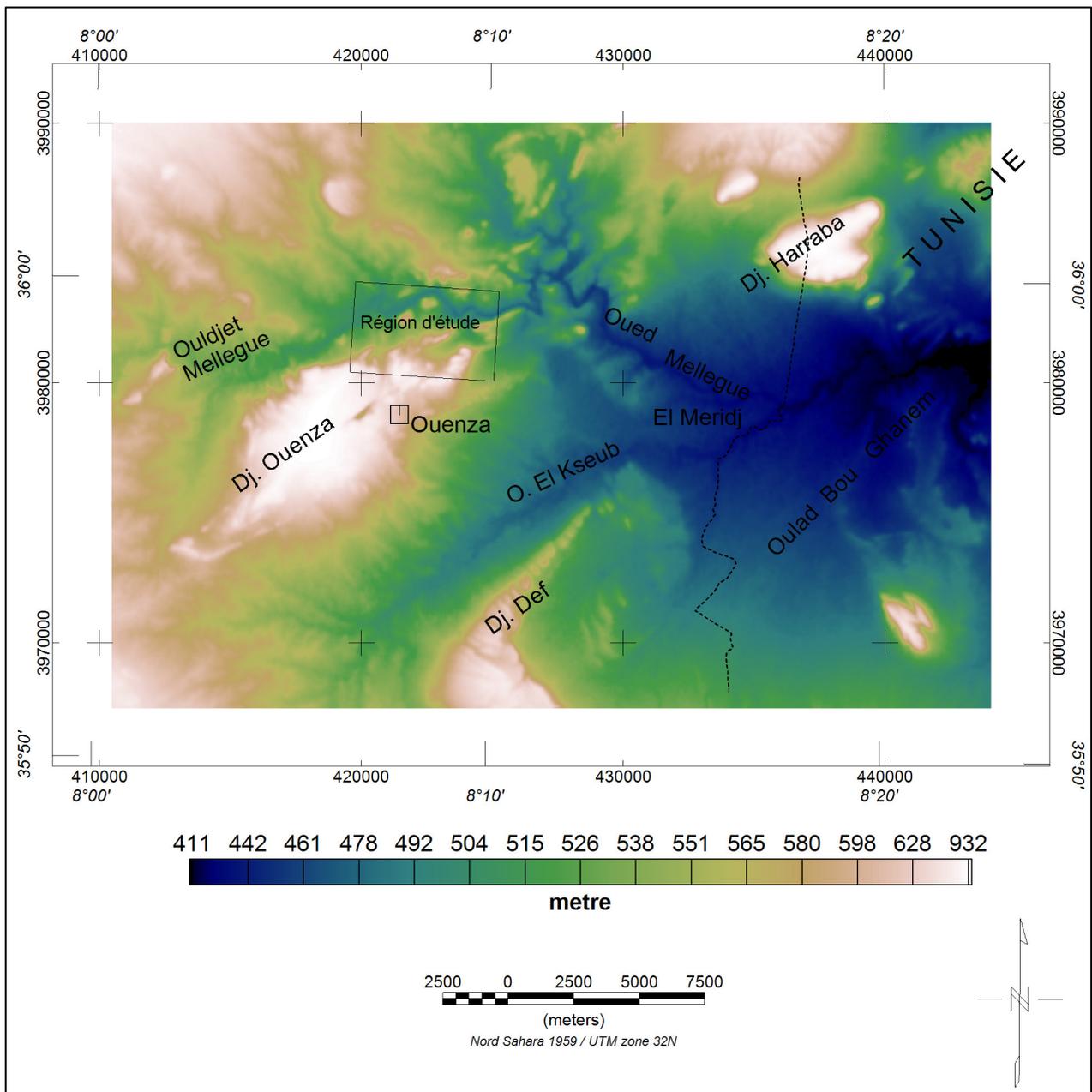


Figure I.2 : Modèle numérique de terrain (MNT), d'après SRTM data.

Le modèle numérique met en évidence des reliefs positifs en blanc cassé : Djebel l'Ouenza, Djebel Def et Djebel Harraba qui atteignent 932 m. La plaine d'El Meridj, l'Oued el Kseub et le fossé d'effondrement d'Oulad Bou-Ghanem ont une altitude maximale de 492m. Il s'agit de relief négatif coloré en bleu, tandis que le vert caractérise les reliefs intermédiaires dont l'altitude maximale ne dépasse guère 538 m.

La topographie accidentée caractérise le relief structural de des zones de l'Atlas saharien. L'altitude maximale signalée à Dj. Ouenza est de 1206m à Chagoura.

## B. Hydrographie

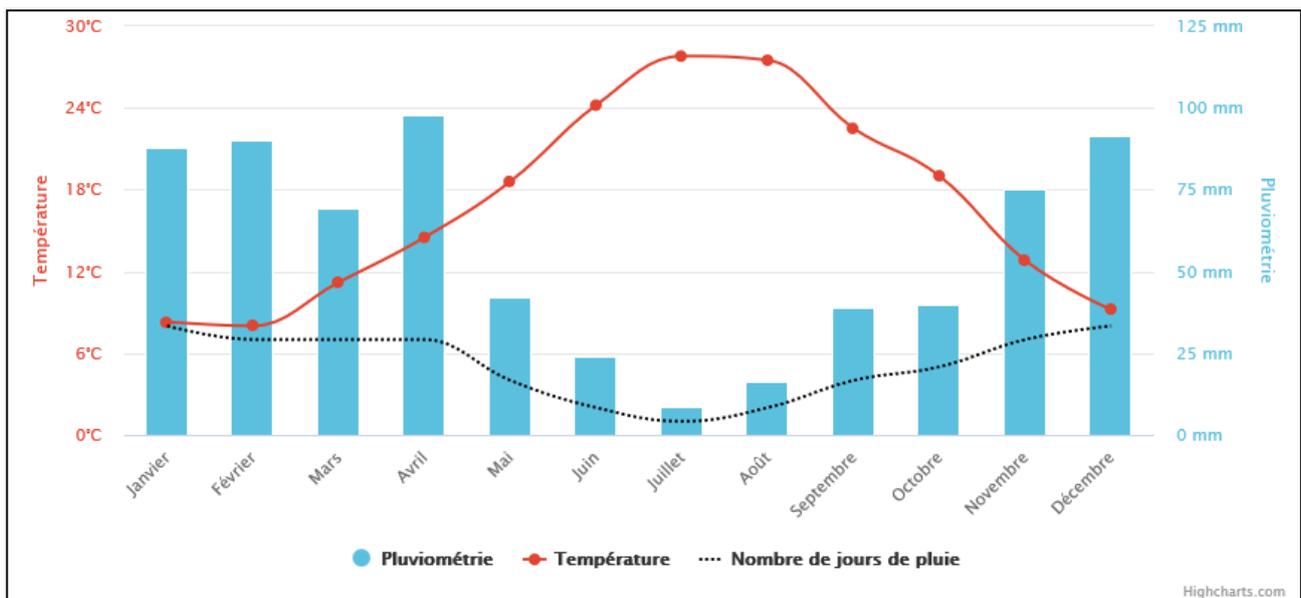
Le réseau hydrographique de la région est bien développé et représenté par des oueds alluvionnaires à sec mis en eau lors des pluies saisonnières. Les oueds bien esquissés sont des affluents des grands oueds dont les plus importants sont : Oued Mellègue, Oued Meskiana, Oued Harcha, Oued Chabro et Oued Kebarit. Ces oueds traversent tout le territoire du Nord au Sud en allant jusqu'à la frontière algéro-tunisienne.

En dehors de la source thermique du Hammam Sidi Yahia et de quelques suintements à la base des grès miocènes, les points d'eau naturels sont rares. (G. Dubourdiou, 1948).

## C. Climat

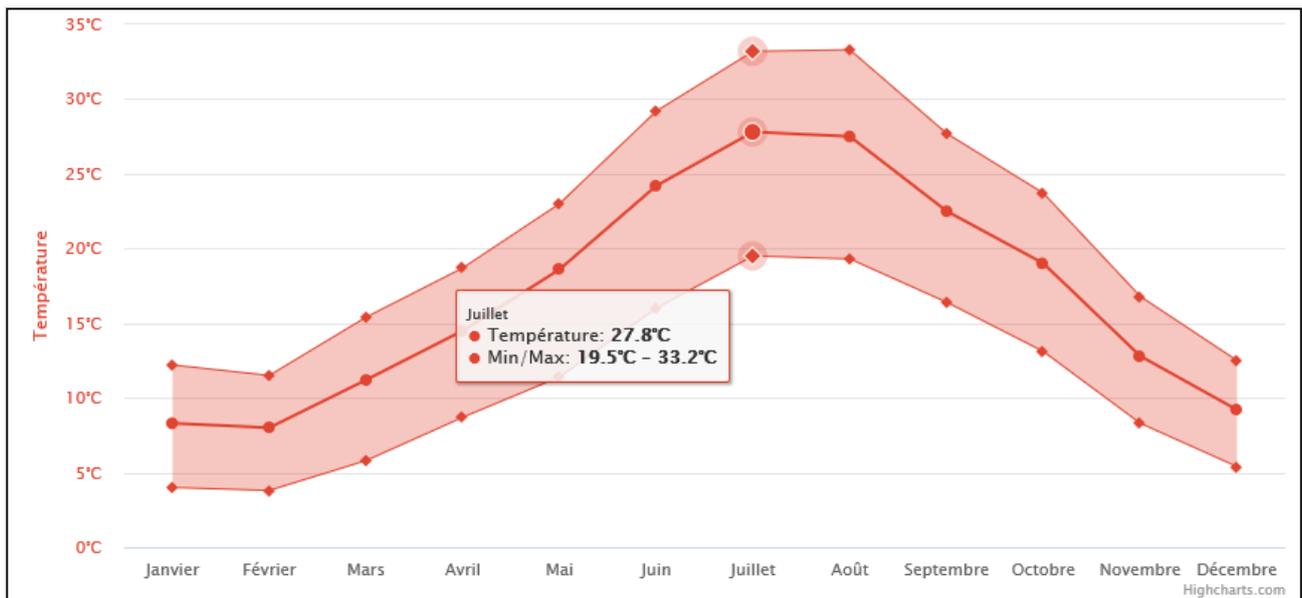
Ouenza possède un climat méditerranéen chaud avec un Été sec (Csa) selon la classification de Köppen-Geiger. Sur l'année, la température moyenne à Ouenza est de 17°C et les précipitations sont en moyenne de 681.2 mm et peu abondante par apport au nord.

A titre de comparaison à Alger, la température moyenne annuelle est de 19.7°C et les précipitations sont en moyenne de 672.3 mm.



**Figure I.3 : Histogramme présenté la température et la précipitation de la région de l'Ouenza (meteoblue, climat d'Ouenza).**

Des précipitations moyennes de 8.7 mm font du mois de juillet le mois le plus sec. En avril, les précipitations sont les plus importantes de l'année avec une moyenne de 97.8 mm.



**Figure I.4 : Courbe de Températures.**

Au mois de juillet, la température moyenne est de 27.8°C. Juillet est de ce fait le mois le plus chaud de l'année. Février est le mois le plus froid de l'année. La température moyenne est de 8°C à cette période.

Le record de chaleur est de 47°C enregistré le jeudi 9 aout 2012 et le record de froid de -6°C enregistré le mercredi 9 janvier 2002.

#### **D. Végétation et Cultures**

Le pin d'Alep et le genévrier de Phénicie, sobre et résistants, sont nombreux. Quelques oliviers dans le Tebaga, au cœur du Def. Des céréales, entre Def et Hameimat, avec une récolte acceptable au bout de plusieurs années. Tout ceci est bien pauvre. A l'époque romaine, des cultures en terrasses (Def notamment), permettaient l'obtention de nombreuses plantes et de la vigne en particulier. Quelques maigres jardins de grenadiers et figuiers de barbarie sont abondants (G. Dubourdieu, 1948).

**CHAPITRE II :**  
**GÉOLOGIE RÉGIONALE ET LOCALE**

## **CHAPITRE II : GEOLOGIE REGIONALE ET LOCALE**

### **I. INTRODUCTION**

La région représentée sur la carte au 50.000 « Djebel Ouenza », dont la partie orientale est située en territoire tunisien, se trouve à mi-distance entre Souk-Ahras au nord et Tébessa au sud (G. Dubourdieu, 1948).

La physionomie de la région essentiellement constituée par le Trias diapirique et le Crétacé (Barrémien à Sénonien) et le Miocène, est due en grande partie aux formes rudes des calcaires aptiens et à l'aspect fruste et chaotique des paysages triasiques (G. Dubourdieu, 1948).

La plupart des dispositifs extrusifs de l'Atlas saharien oriental sont allongés NE-SW sur plusieurs kilomètres et présentent une morphologie en dôme percé à cœur triasique. (M. Aoudjehane et al., 1992). C'est dans le domaine atlasique que ces corps triasiques ont été le plus étudiés notamment dans la zone où ils sont les plus nombreux, entre Tunis, en Tunisie, et Tébessa, en Algérie « zones des diapirs » ( Perthuisot et al., 1998).

Dans cette zone le diapirisme est polyphasée, et se manifeste en plusieurs étapes.

### **II. LITHOSTRATIGRAPHIE**

#### **A. Le Trias**

Le Trias, qui n'apparaît qu'en diapirs, comprend des marnes multicolores à gypse qui emballent divers matériaux rocheux. Très salées, de teinte verte, rouge ou violette, les marnes sont un exemple typique du faciès lagunaire de l'étage, bien connu en Algérie (G. Dubourdieu, 1948). La puissance des dépôts triasiques peut dépasser 1000 m dans l'Atlas saharien (Alièv et al., 1971 ; Busson et Cornet, 1989).

Le faciès argilo-gypseux dolomitiques à diabases et microdiabases caractérise les séries triasiques supérieures, tandis que leur partie inférieure ne contient que du sel gemme (Figure II.7).

Les masses triasiques sont bordées par d'importantes formations calcaires, classiquement rapportées à l'Aptien et attribuées à une sédimentation récifale (G. Dubourdieu, 1956).

#### **B. Le Crétacé**

Le crétacé affleure largement dans les Monts du Mellègue. Il est représenté par des termes inférieurs et supérieurs :

##### **1. Crétacé inférieur**

Dans notre région, il comprend les dépôts du : Barrémien, Aptien, Albien et Vraconien. Ces formations sont percées par les diapirs triasiques.

### **a) Le Barrémien**

Il ne se voit qu'au Dj. Harraba et au cœur de l'anticlinal de Sidi Emmbarka. Il s'agit de 200 à 250 m de marnes gris-jaunes. Localement un banc d'huitres et vers le haut de la série, quelques intercalations de calcaire gris clair, noduleux, à patine ocre. Les marnes contiennent quelques petites faunes : *Desmoceras* (*Uhlighella*) *Monicae* Coq., *B. semi-caniculatus* Blainv. (G. Dubourdieu, 1948).

### **b) L'Aptien**

Dans les Monts de Tébessa et du Mellègue, l'originalité de la série aptienne est due au développement des faciès récifaux. Les sédiments de l'Aptien se rencontrent dans les noyaux des anticlinaux ainsi qu'aux abords du Trias diapirique. D'une puissance qui varie de 250 à 600 m, généralement, les dépôts aptiens présentent deux faciès essentiels (G. Dubourdieu, 1956) :

- Faciès clastique, marno-gréseux à intercalations de bancs calcaro-gréseux ou calcaro-argileux ;
- Faciès de calcaires récifaux organo-détritiques.

Dans sa partie inférieure s'installent des calcaires massifs souvent formés d'oolithes ferrugineuses et de dolomies. Les *Orbitolines* sont très abondantes tandis que les *Rudistes*, les *Echinides*, les *Lamellibranches* et les moules internes des *Gastéropodes* sont fréquents. Cet ensemble est surmonté par des calcaires massifs, gris ou roux, admettant des intercalations de marnes et de marno-calcaires à *Orbitolines* (A. Degaichia, 2014).

### **c) L'Albien**

Un banc très caractéristique limite cet étage à son sommet : c'est un grès calcaire très dur, de couleur brun-rouille le plus souvent, qui renferme de nombreux nodules noirs et une faune abondante (*Ammonites*, *Nautilus*, *Bélemnites*, *Lamellibranches* et *Gastéropodes*). En dessous de ce repère se trouvent des marnes jaunes avec quelques couches marno-calcaires très siliceuses, à patine rouille ou verdâtre. L'albien a 140 m de puissance (G. Dubourdieu, 1948).

### **d) Le Vraconien**

La série représentative de ce Vraconien a été décrite à Boukhadra (G. Dubourdieu, 1956). Elle comprend une épaisse série de 600 m qui ressemble à celle de l'Albien supérieur. Elle est constituée de marnes à passées calcaires et marno-calcaires à empreintes d'ammonites. Dans certains endroits comme à l'Ouenza et au Djebel Slata, le Vraconien transgressif remanie des éléments triasiques (Smati, 1986 ; Perthuisot et al., 1988; Masse et Thieuloy, 1979 ; L. Sami, 2011).

## **2. Crétacé supérieur**

Ces formations comportent les dépôts du : Cénomaniens, Turonien et Sénonien.

### **a) Le Cénomanién**

Il est représenté par une série monotone de marnes grises et gris verdâtre à nombreux filons calcitiques. Dans les niveaux supérieurs, les marnes passent à des calcaires marneux à composants gréseux avec des intercalations de calcaires gréseux (0,1 à 0,3m). La puissance du Cénomanién varie entre 600 et 900m (A. Degaichia, 2014).

### **b) Le Turonien**

Le Turonien est très bien développé, son épaisseur peut atteindre 1000 m (G. Dubourdiéu, 1956, 1959). Il est constitué par des calcaires et marno-calcaires à la base avec de nombreuses empreintes d'Inocéramus. Ces calcaires et marno-calcaires sont suivis par une puissante formation de marnes argileuses riches en ammonites, huîtres, et divers lamellibranches (L. Sami, 2011).

### **c) Le Sénonien**

Le Sénonien débute par une formation de calcaires marneux et de marnes du Sénonien inférieur de puissance ne dépassant pas les 300 m (G. Dubourdiéu, 1959); suivi par une formation du Sénonien supérieur (Campanien-Maastrichtien), d'épaisseur variant de 200 à 600 m, visible au sud de Tébessa, qui débute par des calcaires marneux du Campanien qui passent à des marnes gypsifères et se terminent par des calcaires massifs à rognons de silex riches en Inocéramus du Maastrichtien (L. Sami, 2011).

## **C. Le Miocène**

Les dépôts miocènes reposent en discordance sur les formations plus anciennes et forment leur couverture. Ils sont composés de conglomérats, grès, argiles, marnes et calcaires lacustres. La puissance du Miocène varie de 50m à 200m. Les travaux de M. Hamimed (2004) indiquent la présence de trois unités miocènes (Burdigalien, Langhien-Serravalien, et Tortonien) et se traduisent par trois cycles eustatiques à conglomérats transgressifs, composés de cycles sédimentaires d'ordre 2 ou 3 suivant la dynamique des nappes sédimentaires. Deux grands bassins sédimentaires miocènes sont identifiés : le bassin d'El Ma Labiod au Sud et le bassin d'El Aouinet-Meskiana au Nord (M. Hamimed, 2004 ; A. Degaichia, 2014).

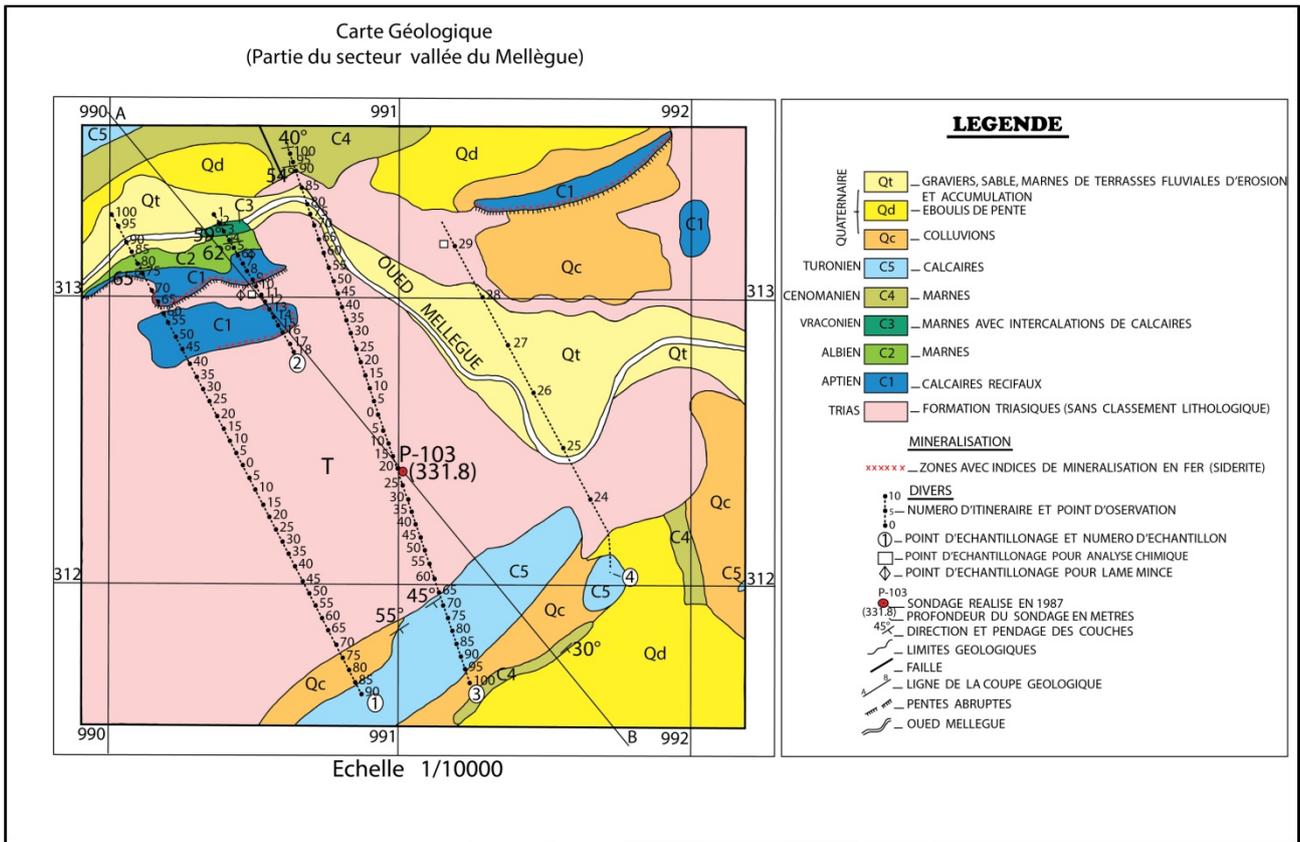
## **D. Le Quaternaire**

Les plus anciennes formations continentales appartiennent au Quaternaire supérieur (G. Dubourdiéu, 1959). Celui-ci est représenté essentiellement par des dépôts argileux et conglomératiques. Ces formations quaternaires constituent la plus grande partie du comblement du fossé d'effondrement Morsott-Tébessa dont l'épaisseur est estimée à plus de 170 m (L. Sami, 2011).

Il est à noter qu'aucun dépôt pliocène ou pléistocène ancien n'a été observé dans la région. Selon Dubourdiou (1956 et 1959), ce phénomène serait à mettre en relation avec une surrection régionale suivi d'une érosion intense à cette époque (L. Sami, 2011).

		Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique		
CENOZOIQUE	Quaternaire		⑥ 10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale.		
	Néogène	Miocène		⑤ 10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.	
		Eocène		200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.	
	E	U	Maest.		250-300	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie supérieure.
			Campan.		500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure.
		C	Con-Sant.		④ 500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
			Turo		180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.
		O	Cénom.		③ 900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux.
			Vracon.		② 500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites.
		I	Albien		480-600	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux.
			Clans		100-200	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires.
			Apvien		① 300-600	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.
		M	Barrém.		< 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mesloul). ?
	Jurassique			?	?	
	Trias			< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.	

Figure II.5 : Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (d'après : Dubourdiou 1956, 1959 ; David 1956; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi, 1980 ; Otmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila et al, 2000 ; in Sami, 2004).



**Figure II.6 : Carte géologique de la vallée du Mellègue 1/10000 (par l'EREM, 1987  
« modifiée »).**

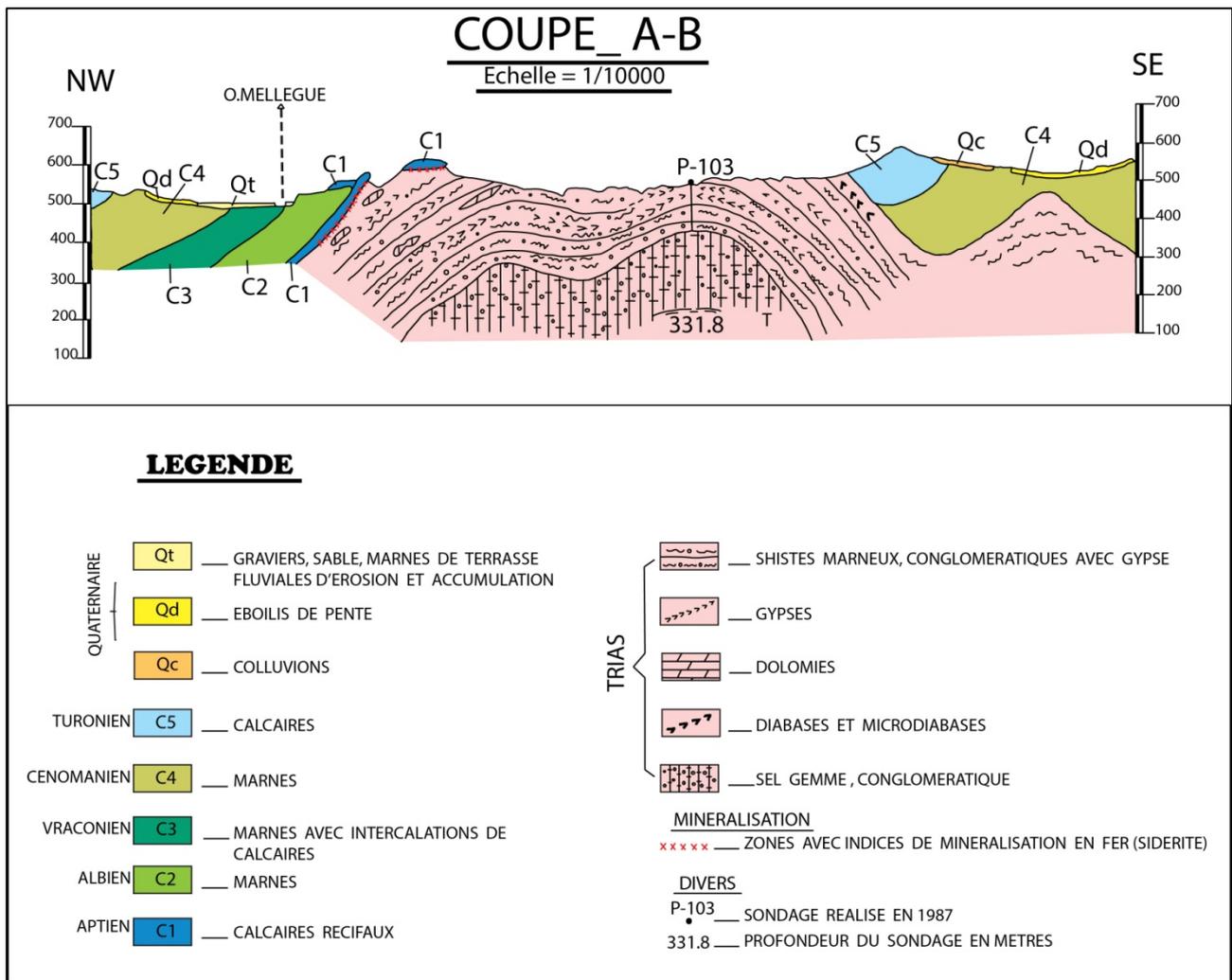


Figure II.7 : Coupe géologique de la vallée du Mellègue (par l'EREM, 1987 « modifiée »).

### III. LA TECTONIQUE

Les Monts du Mellègue appartiennent à l'Atlas saharien oriental. Les traits essentiels qui caractérisent ces monts sont :

- Les fossés d'effondrement et la succession d'anticlinaux et synclinaux de direction atlasique « NE-SW » ;
- La mise en place des corps triasiques.

#### A. Les plissements

L'ensemble des formations sédimentaires à été plissé suivant une direction NE-SW, qui est celle de l'Atlas Saharien. Ces plis anticlinaux souvent percés dans leur charnière par le Trias. Ils sont recoupés dans la partie méridionale par des fossés remplis de formation quaternaire, orienté N100-N130° (JAUZEIN, 1967) (M. Aoudjehane et al. 1992). Ces plis résultent pendant les phases des compressions néogènes. L'âge exact de ces plissements est très discuté, il est compris entre l'Éocène et le Miocène.

## **B. Les fossés d’effondrement**

Les fossés d’effondrement des confins algéro-tunisiens sont orientés NW- SE à E-W. Ils sont bordés par des accidents majeurs, et comblés par des dépôts plio-quadernaires d’une puissance de 170m dans le fossé de Tébessa-Morsott (G. Dubourdieu et al, 1950). Ces fossés résultent d’une activité tectonique distensive post-miocène inférieur (Castany, 1951 ; Dubourdieu ,1956; David, 1956; Kazi-Tani, 1986).

## **C. La subsidence**

Dans la région des Monts du Mellègue, les dépôts post-triasiques et anté-barrémiens sont inconnus à l’affleurement. Cette lacune d’observation est interprétée par la grande puissance des séries anté-apitiennes, résultat d’une subsidence important qui caractérise le sillon Aurès-Kef (Baghoul, 1974).

Dans le sillon, l’épaisseur du Trias est évaluée à 1000m (Alièv et al, 1971) et (Busson et al, 1989). La puissance des formations triasiques incluant celles du Jurassique, peut dépasser 6000m selon (Alièv et al, 1971). (Vila, 1980) a évalué les dépôts crétacés à plus de 5000m.

Dès l’apitiens des perturbations dans la sédimentation sont enregistrées en relation avec l’activité diapirique, qui commence à s’opérer à cette époque. Elle se traduit par la formation de haut fond sur lequel se développe une sédimentation à caractère récifale (Dubourdieu, 1956 ; Masse et al, 1982 et Bouzenoune, 1993) (L. Sami, 2011).

## **D. Manifestation du Trias dans le Sud-Est constantinois**

### **1. Diapirisme et ses conséquences**

Les études effectuées dans le bassin du Sud-Est constantinois révèlent la présence d’indice d’activité diapirique au cours du Crétacé et du Tertiaire et même du Quaternaire. Ces pointements triasiques affleurent sur une bande de 80 Km selon une direction NE-SW (L. Sami, 2011).

Récemment ces pointements triasiques considérés comme diapirique par certains auteurs comme Dubourdieu (1956, 1976); Thièbéroz et al., 1976); Bouzenoune (1993); et Bouzenoune et al., (1995) et pour d’autres Vila et al., (1993) comme étant un glacier de sel sous marin à matériel triasique resédimenté (L. Sami, 2011).

Cependant, Kowalski et Hamimed (2000) ont réfuté cette théorie de « glacier de sel » et suggèrent pour les régions situées entre Tébessa et Ouenza, un diapirisme polyphasé, lié aux distensions albo-apitiennes et mio-plio-quadernaire. Ceci, est argumenté par les observations de terrain (D. Boubaya, 2013) :

- Réduction des sédiments albo-apitiens ;

- Contacts verticaux et intrusifs avec des séries plus anciennes que l'Albien (Barrémien de Harraba et Sidi Embarka) ou plus jeune que celui-ci (Cénomaniens, Turonien et Miocène d'Ouenza : Satour el Hamra, Aïn Sidi Salah, Oulija et Dj. Boukamech).

Dans cette région du Sud-est Constantinois, l'étude de terrain et la synthèse des coupes géologiques, montrent une permanence de l'activité triasique, 06 occurrences ont été dénombrées (Sami, 2004), depuis l'Aptien jusqu'à l'Actuel (Villafranchien) (L. Sami, 2011).

## **2. Relation Diapirs-Encaissant**

Le contact Trias-encaissant est généralement visible mais difficilement interprétable (Bouzenoune, 1993). Ce contact apparaît sous deux aspects : (L. Sami, 2011)

- Il peut être souligné par des laminages tectoniques ce qui a provoqué la disparition de tranches de terrains: du Barrémien à Mesloula (Dubourdieu, 1959), et de l'Aptien à l'Ouenza (Bouzenoune, 1993) ;
- Sédimentaire, souligné par des conglomérats à éléments triasiques comme celui de l'Ouenza et Mesloula (Dubourdieu, 1956, 1959; Bouzenoune, 1993).

Cette disposition du contact Trias-encaissant a amené (Vila, 1993) à reprendre l'étude du Trias des confins algéro-tunisiens. Il distingue trois domaines du Nord vers le Sud, selon les conditions d'affleurement du Trias (D. Boubaya, 2013) :

- 1- un domaine du Trias allochtone sous forme de grandes accumulations tectoniques «au front de nappe». Ce Trias allochtone se rencontre dans les régions de Sédrata et de Souk Ahras ;
- 2- un domaine à «glaciers de sel» sous-marins de matériel triasique resédimenté, «de type de l'off-shore de Parentis dans le golfe de Gascogne (Curnelle & Marco, 1983) ;
- 3- un domaine où le Trias montre ses véritables structures diapiriques, au Sud d'une ligne WSW-ENE passant sensiblement à mi-chemin entre El Kouif et Tébessa.

Des renversements des séries ont été observés au contact Trias-encaissant, c'est le cas de Djebel Slata (Samati, 1986 ; Perthuisot, 1988), Boukhadra et à M'Zouzia (Othmanine, 1987) et à M'khiriga (Dubourdieu, 1959, Sami, 2004), ainsi que les données gravimétriques apportées par (Zerdazi, 1990).

## **3. Relation Diapirisme-Tectonique**

La tectonique considérée parmi les phénomènes principale de l'apparition de diapir dans la région du Mellègue. Les recherches sur les Monts du Mellègue (Dubourdieu, 1956) ont mis en évidence l'existence de plusieurs groupes de failles d'importance régionale qui ont joué un rôle primordiale dans la structure actuelle. Certaines d'entre elles sont responsables de la localisation de pointement triasique en surface (K. Chabane, 2015).

Dès l'Aptien, des failles affectent le substratum anté-triasique, ce qui facilite les transgressions marines, celles-ci ont permis l'accumulation d'épaisses séries sédimentaires liées à une importante subsidence post-triasique. Les anticlinaux et les synclinaux ont subi une fracturation parallèles ou subparallèles aux directions axiales (K. Chabane, 2015).

L'existence de sel sur une forte épaisseur, la puissance de la couverture crétacé, la présence d'accidents profonds, sont autant de paramètres présents, indispensables à la mobilisation du Trias par halocinèse. Ces mouvements ascensionnels du matériel salifère sont ponctués par des époques des percements. (M. Aoudjehane et al. 1992).

#### **4. Relation Diapirs-Sédimentation**

Dans les confins algéro-tunisiens, les masses triasiques extrudées sont bordées par d'importantes séries calcaires rapportées à l'Aptien et attribuées à une sédimentation récifale (Dubourdiou, 1956) (M. Aoudjehane et al. 1992).

Les dépôts calcaires d'une structure à l'autre, sont synchroniques d'Est en Ouest mais présentent un certain diachronisme du Nord vers le Sud (Masse et Thieuloy, 1979).

Les séries calcaires subsidentes de l'Ouenza sont datées du Gargasien (Dubourdiou, 1956) ; et les termes affleurant de Boukhadra (Masse et Thieuloy, 1979) et de M'zouzia (Othmanine, 1987) d'âge Clansayésien.

Les calcaires déposés sur le Trias et recouverts par le Vraconien discordant sont d'âge Albien à Boukhadra (Nédjari, 1984), à l'Ouenza (Masse, 1982), et à M'zouzia (Othmanine, 1987).

Il apparaît ainsi que la sédimentation carbonatée de plate-forme a été contrôlée par l'halocinèse des séries triasiques : l'accumulation sédimentaire peut-être reliée à une subsidence localisée aux bordures des intumescences diapiriques.

**CHAPITRE III : THÉORIE DES MÉTHODES  
GÉOPHYSIQUES UTILISÉES**

# CHAPITRE III : THÉORIE DES MÉTHODES GÉOPHYSIQUES UTILISÉES

## I. INTRODUCTION

Dans ce chapitre sont donnés les principes théoriques des méthodes géophysiques utilisées dans cette étude. Il s'agit du magnétisme qui a été employé en mode aéro, la gravimétrie et les méthodes électriques à courant continu. L'aéromagnétisme et la gravimétrie ont été employés en mode reconnaissance à l'échelle 1:200 000. Alors que la prospection électrique en mode sondage électrique verticale a été utilisée à l'échelle de détail.

## II. LEVE AEROMAGNETIQUE

### A. Le champ magnétique terrestre

#### 1. Définitions

Le champ magnétique terrestre ou géomagnétique est un phénomène complexe, variable en direction et en intensité dans l'espace et dans le temps. Sa caractérisation est utile pour isoler le champ magnétique causé uniquement par les sources crustales. A la surface de la Terre, il résulte de deux processus ayant pour siège l'intérieur de la Terre (champ interne) et l'extérieur de cette dernière (champ externe), (Bournas, 2002).

Le champ interne est représenté par le champ principal ou régulier (99% du champ mesuré à la surface, ayant pour siège la surface du noyau externe et dont l'origine est due à des processus magnéto-hydro-dynamiques complexes) et le champ crustal engendré par les roches aimantées situées au-dessus de la surface isotherme dite de Curie. La région située entre l'isotherme de Curie et l'interface noyau-manteau est considérée comme non magnétique, à l'exception de champs mineurs de faibles intensités, créés par des courants électriques induits.

Le champ externe est engendré par des courants électriques circulant dans l'ionosphère et la magnétosphère. Les lignes de champs (Figure III.8) partent donc du pôle magnétique sud (nord du dipôle) vers le pôle magnétique nord (sud du dipôle). L'intensité varie entre 20 000 nT au niveau de l'équateur et 70 000 nT aux pôles, avec une valeur moyenne d'environ 50 000 nT ( Gavazzi, 2015).

Le champ magnétique terrestre  $F$  se caractérise en tout point de la surface du globe à l'aide de trois valeurs : la déclinaison  $D$  qui correspond à l'angle, positif dans le sens anti-trigonométrique, formé avec le nord géographique dans le plan horizontal ; l'inclinaison  $I$  qui correspond à l'angle avec le plan horizontal, positif vers le bas ; et l'intensité  $F$  (Figure III.9).

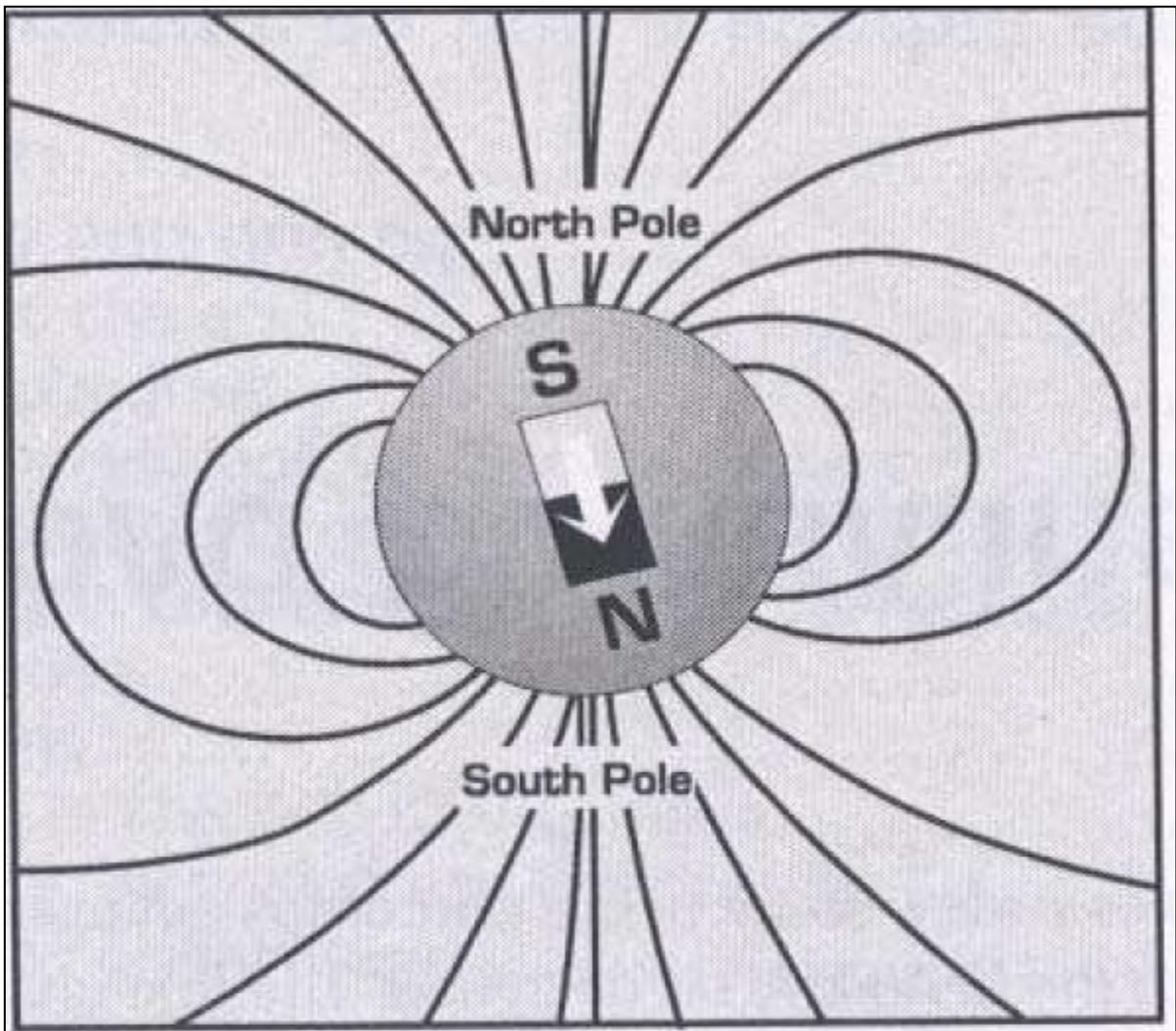


Figure III.8 : Représentation du champ magnétique terrestre dipolaire.

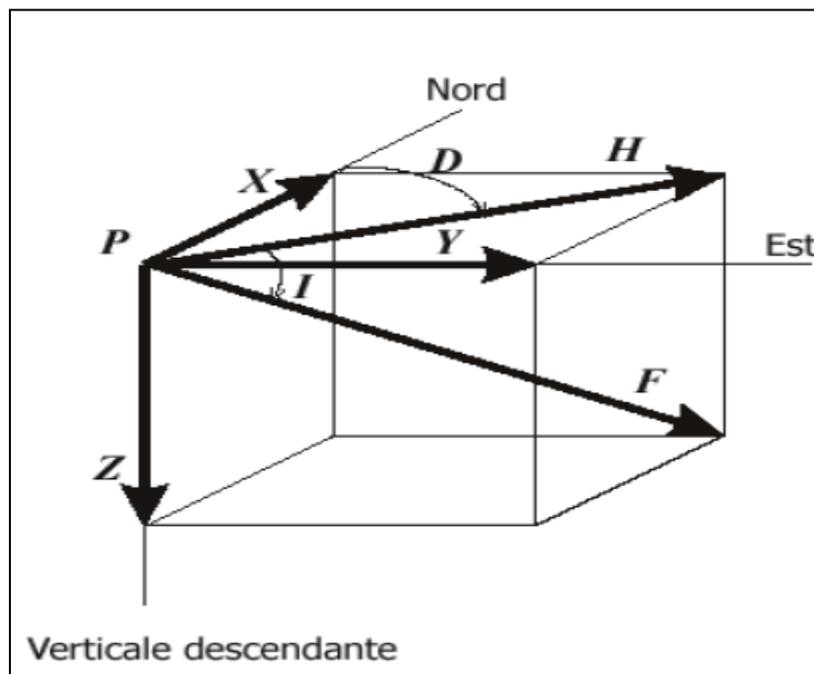


Figure III.9 : Éléments du champ magnétique terrestre.

## 2. Le magnétisme d'une roche

Le magnétisme d'une roche peut avoir été acquis lors de sa création ou lors de l'évolution qu'elle a subie sous l'influence du champ magnétique ancien (aimantation rémanente), ou être induite par le champ magnétique actuel (champ ambiant). Dans ce dernier cas, l'aimantation est dirigée selon le champ magnétique terrestre et lui est proportionnelle. Le coefficient de proportionnalité définit la susceptibilité magnétique du matériau ou du milieu. La susceptibilité dépend de la teneur de la roche en minéraux magnétiques, principalement la magnétite et la pyrrhotite. Par exemple, les roches mafiques et ultramafiques contiennent plus de magnétite que les roches felsiques, métamorphiques et sédimentaires. Les géologues se servent souvent des données aéromagnétiques pour élaborer une carte des contacts qui existent entre ces unités géologique.

Matériel	Susceptibilité (par $10^3$ SI)
Air	$\approx 0$
Quartz	-0.01
Sel	-0.01
Calcite	-0.001-0.01
Sphalérite	0.4
Pyrite	0.05-5
Hématite	0.5-35
Ilménite	300-3500
Magnétite	1200-19200
Calcaire	0-3
Grès	0-20
Argile	0.01-15
Schiste	0.3-3
Gneiss	0.1-25
Granite	0-50
Gabbro	1-90
Basalte	0.2-175
Péridotite	90-200

**Tableau III.1 : Susceptibilité magnétique de quelques matériaux et roches, en unités Système International (pour convertir en unités CGS, il faut diviser par  $4\pi$ ), d'après:**

<http://www.mines.edu>

### **III. LEVE GRAVIMETRIQUE**

#### **A. Introduction**

Dans ce qui suit, le principe théorique de la gravimétrie est inspiré du manuel, Géophysique : Cours et exercices corrigés de Dubois et al. 2011.

La gravimétrie consiste à mesurer, étudier et analyser les variations dans l'espace et dans le temps du champ de pesanteur de la Terre et des autres corps du système solaire (Dubois et al.2011). Elle est étroitement liée à la géodésie, qui a pour objet l'étude de la forme de la Terre, la mesure de ses dimensions et de ses déformations.

La gravimétrie est l'une des disciplines fondamentales de la géophysique. Son champ d'application couvre différents objectifs, parmi lesquels on peut citer :

- L'étude de la structure interne à diverses échelles.
- L'étude des anomalies gravimétriques permet également de caractériser le comportement mécanique de la lithosphère.
- L'étude des variations temporelles de la pesanteur relève historiquement du domaine des marées terrestres, il s'agit des variations de la pesanteur dues principalement à l'action de la Lune et du Soleil sur le globe terrestre.
- Les changements au cours du temps de la répartition des masses dans le système Terre modifient la pesanteur et le géoïde.
- Enfin, la connaissance du champ de pesanteur à la surface du globe est indispensable à de nombreuses applications de géodésie spatiale, comme la connaissance des orbites des satellites artificiels.

La densité est le paramètre physique principal en gravimétrie. Ce paramètre varie en fonction de la nature des milieux géologiques.

Le but de la méthode est la détermination de la nature géologique du sol à l'aide de la variation du champ gravifique terrestre. Une déformation géologique quelconque, tels que anticlinaux, synclinaux, failles ou remplissage quaternaire mettant en jeu des roches de densités différentes peut être décelée par l'étude du champ gravifique terrestre.

#### **B. Corrections et anomalies gravimétriques**

Il est intéressant de comparer valeur théorique et valeur mesurée pour obtenir des anomalies qu'on pourra par la suite analyser et interpréter. Cependant, pour réaliser cette opération, nous sommes immédiatement confrontés aux problèmes suivants :

- La valeur théorique de la pesanteur est valable à la surface d'une Terre solide dont l'enveloppe extérieure est l'ellipsoïde. Or, en général lorsque l'on fait des mesures, on ne se trouve pas sur cet ellipsoïde mais sur une surface différente (sur un relief, en avion, ...).On doit tenir compte de la

distance entre les surfaces où l'on connaît la valeur théorique et celle où l'on mesure. De plus, le modèle qui nous a servi à calculer la valeur théorique de la pesanteur n'a pas tenu compte de la présence de matériaux pesants entre ces surfaces, ou lorsqu'on est en mer, de l'eau moins dense que des matériaux solides. On voit donc qu'il est indispensable d'apporter des corrections. Traditionnellement, on parle de réductions ou encore de corrections des mesures. En fait, les corrections que l'on doit effectuer s'appliquent à la valeur théorique de la pesanteur comme on va le voir maintenant. En général, la surface où on effectue la mesure est à une certaine altitude. En pratique, jusqu'à récemment, c'est-à-dire avant l'apport des techniques satellitaires, cette altitude était uniquement connue par rapport au niveau moyen des mers grâce aux techniques dites de nivellement. Par convention, c'est cette altitude dite géoïdale.

### 1. Correction et anomalie à l'air libre

La correction à l'air libre tient compte de l'effet sur la pesanteur de l'éloignement entre les deux surfaces (géoïde et surface de mesure) indépendamment de la présence de matériau entre ces deux surfaces.

Par définition, l'anomalie à l'air libre est la différence entre la valeur mesurée à une altitude  $h$  donnée (comptée positivement vers le haut) et la valeur théorique modifiée en tenant compte de la correction à l'air libre. Soit :

$$a_{al} = g_m - g_0 = g_m - (g_0 - 0,3086h) = g_m - g_0 + 0,3086h \quad (\text{III .1})$$

On voit qu'en mer l'anomalie à l'air libre sera simplement :

$$a_{al} = g_m - g_0 \quad (\text{III .2})$$

### 2. Correction et anomalie de Bouguer

La correction précédente ne tenait pas compte du fait qu'entre la surface topographique et le géoïde, il y avait des matériaux solides sur la Terre ou qu'en mer, il y avait de l'eau entre le géoïde et le fond des océans.

L'effet gravitationnel d'un plateau infini de masse volumique  $\rho$  et de hauteur  $h$  est simplement :

$$\Delta_g = 2\pi\rho Gh \quad (\text{III .3})$$

Soit en exprimant  $h$  en mètre,  $\rho$  en  $\text{g.cm}^{-3}$  et en milligals

$$\Delta_g = 0.0419\rho h \quad (\text{III .4})$$

Ce terme est connu sous le nom de correction de plateau ou correction de Bouguer. Il reste à tenir compte des variations de la topographie autour du point de mesure. C'est ce qu'on appelle les corrections de terrain (C.T.). L'attraction due au terrain est proportionnelle à la densité du terrain  $\rho$ .

On peut définir maintenant l'anomalie de Bouguer simple et l'anomalie de Bouguer complète. Par définition, l'anomalie de Bouguer simple sera la différence entre la valeur mesurée à une altitude  $h$

donnée (comptée positivement vers le haut) et la valeur théorique modifiée pour tenir compte de la correction à l'air libre et de la correction de plateau. Soit :

$$A_{BS} = g_m - (g_0 - 0.3086h + 0.0419\rho h) = A_{al} - 0.0419\rho h \quad (\text{III.5})$$

$$A_{BS} = g_m - g_0 + 0.3086h - 0.0419\rho h \quad (\text{III.6})$$

Par définition, l'anomalie de Bouguer complète sera la différence entre la valeur mesurée à une altitude  $h$  donnée et la valeur théorique modifiée pour tenir compte de la correction à l'air libre et de la correction de plateau et des corrections de terrain (CT) Soit :

$$A_{BC} = g_m - (g_0 - 0.3086h + 0.0419\rho h - \rho T) = A_{BC} + \rho T \quad (\text{III.7})$$

$$A_{BC} = g_m - g_0 + 0.3086h - 0.0419\rho h + \rho T \quad (\text{III.8})$$

$\rho T$  étant les corrections de terrain (toujours positives).

### **En résumé :**

L'anomalie de Bouguer complète reflète les hétérogénéités de masse sous la surface topographique (ou sous le fond des océans en domaine océanique). Elle est calculée en un point donnée en faisant la différence entre la mesure de la pesanteur et la valeur théorique en ce point. La figure ci dessous résume les corrections gravimétriques ( Blakely, 1995).

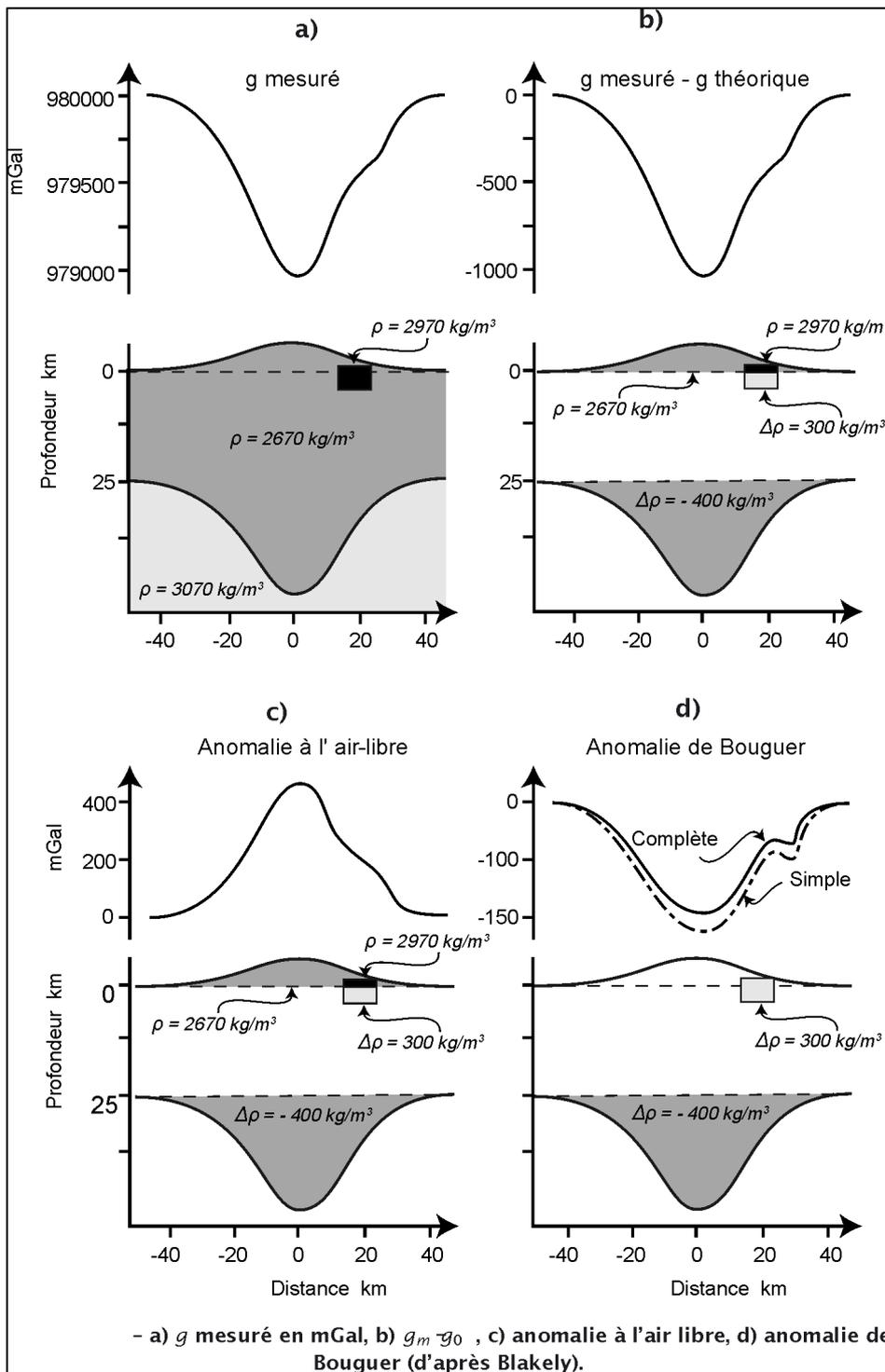


Figure III.10 : Principe de calcul des anomalies gravimétriques.

## **IV. PROSPECTION ELECTRIQUE**

### **A. Introduction**

La méthode électrique pour l'étude d'un milieu non homogène comme le sous-sol a été très tôt appliquée par Maxwell qui suggère l'emploi de quatre électrodes, plutôt que deux, pour mesurer la résistance au flux de courant dans un milieu conducteur. Mais c'est seulement à partir de 1912 que Conrad Schlumberger posa les bases de la prospection électrique en dégageant en particulier la notion de résistivité apparente (Mahammed, 2012).

En effet, quand le demi-espace est constitué de couches stratifiées, son idée a été de considérer cette résistivité apparente qui est la résistivité du milieu homogène donnant avec le même dispositif d'émission et de mesure, le même potentiel. Pour une structure horizontale, cette valeur dépend de la configuration d'électrodes.

Du point de vue des principes physiques fondamentaux, les méthodes de prospection électrique peuvent être divisées en quatre groupes:

- Les méthodes à courant continu ou les méthodes de résistivité;
- Les méthodes à basse fréquence dans lesquelles des champs électromagnétiques alternatifs variant lentement sont considérés;
- Les méthodes à haute fréquence basées sur l'étude de champs électromagnétiques qui varient rapidement; et les méthodes géo-électrochimiques basées sur l'utilisation de champs secondaires.

Pour les électrodes, des piquets métalliques sont généralement utilisées, qui sont enfoncées dans le sous-sol. Les électrodes d'alimentation sont généralement désignées par les lettres A et B, les électrodes de réception sont désignées par M et N.

La combinaison des électrodes d'alimentation et de réception, alignées d'une certaine manière sur la surface du sol est appelée dispositif de prospection électrique.

L'idée de la méthode électrique est simple. Un dispositif de prospection électrique est étalé à la surface du sol. Il se compose généralement de deux paires d'électrodes d'alimentation et de deux paires d'électrodes de réception.

### **B. Principe**

En prospection électrique, on fait circuler un courant électrique dans le sol entre deux électrodes de courant et de mesurer la différence de potentiel induite entre deux autres électrodes, appelées électrodes de potentiel, à proximité des électrodes de courant. Puisque l'intensité du courant est connue et que la différence de potentiel est mesurée, il est alors possible de déterminer quelle est la résistivité apparente du sol étudié. Cette résistivité électrique apparente dépend de la configuration

des électrodes de courant et de potentiel. La résistivité électrique apparente  $\rho_a$  peut être exprimée en fonction de la différence de potentiel ( $\Delta V$ ) en Volt et de l'intensité du courant ( $I$ ) en Ampère.

$$\rho_a = K * \frac{\Delta V}{I}$$

Ici  $K$  désigne le coefficient géométrique du dispositif utilisé. La résistivité apparente présente trois propriétés principales (Dubois et al. 2011):

- $\rho_a$  ne dépend pas de  $I$ .
- $\rho_a$  dépend de la configuration géométrique utilisée.
- $\rho_a$  est une sorte de moyenne des résistivités du milieu.

La résistivité apparente  $\rho_a$  est aussi fonction de la résistivité du milieu, de la géométrie des diverses couches et de la disposition des électrodes. Il existe plusieurs dispositifs d'électrodes utilisés en pratique : Wenner, Schlumberger, Wenner-Schlumberger, pôle- pôle et dipôle-dipôle sont les plus couramment utilisés. Le choix du meilleur dispositif dépend de la structure à imager, du bruit de fond et de la sensibilité de l'appareil de mesure (Loke, 1994). Les différentes caractéristiques de chaque dispositif sont aussi à prendre en considération : par exemple la sensibilité du dispositif aux changements verticaux et horizontaux, la profondeur effective d'investigation, la couverture horizontale ou encore l'intensité du signal. La figure III.11 représente les dispositifs Wenner, Schlumberger et dipole-dipole.

### C. Résistance et Résistivité

La résistance ( $R$ ) est la capacité d'un matériau à s'opposer au passage d'un courant électrique. Elle est mesurée en Ohm ( $\Omega$ ). La résistance dépend de la taille et de la forme du matériau où le courant circule. Doubler la distance sur laquelle circule le courant double la résistance, alors que doubler la section du matériel perpendiculaire à l'écoulement du courant divise en deux la résistance. Par conséquent, la résistance est d'une part due à certaines propriétés du matériau et d'autre part, elle est due à la géométrie du matériau par rapport aux deux points entre lesquels le courant électrique s'écoule et le potentiel électrique est appliqué (PWJ Glover, 2015).

La résistivité ne décrit que les propriétés intrinsèques du matériau relatives à l'écoulement des porteurs de charge et n'est pas affectée par la géométrie de l'échantillon. Elle correspond à la résistance d'un échantillon de 1 m de long et de 1 m<sup>2</sup> de section. L'unité de la résistivité est l'ohm.m ( $\Omega\text{m}$ ).

Pour un courant continu qui traverse un matériau homogène et isotrope d'une longueur  $L$  et une section  $A$ , la résistance et la résistivité sont liées par:

$$\rho = R \frac{A}{L} \quad (1)$$

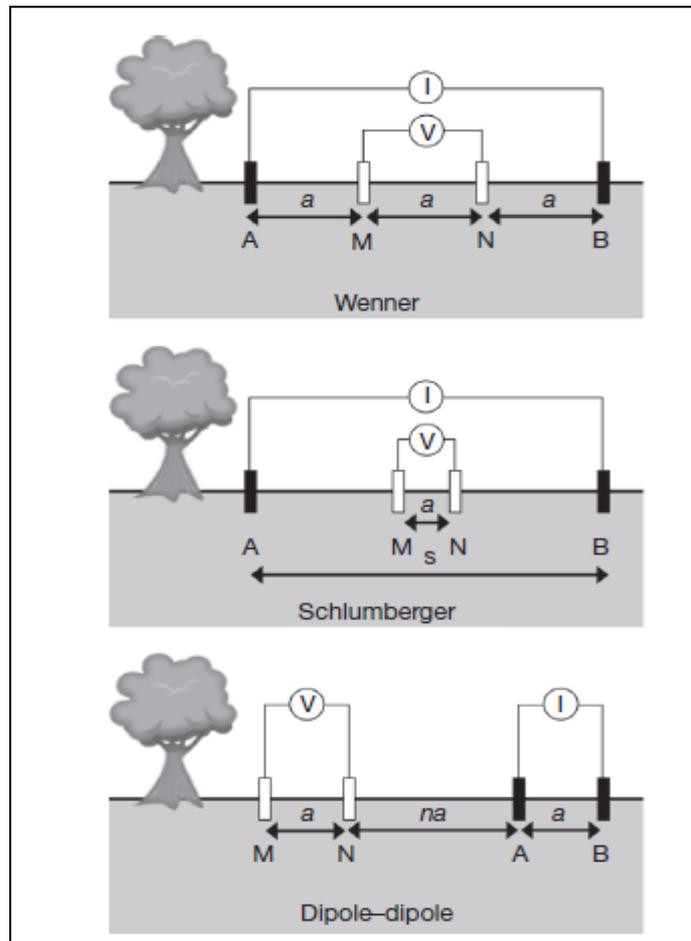


Figure III.11 : Dispositifs, Wenner, Schlumberger et dipole-dipole, d'après Binely, 2015.

#### D. Résistivité des roches

La résistivité, peut varier (Figure III.12):

- de 1 à quelques dizaines d'ohms.m pour les argiles et les marnes ;
- d'une dizaine à quelques milliers d'ohms.m pour les grès ;
- d'une centaine à plusieurs milliers d'ohms.m pour les calcaires et les roches éruptives.

La correspondance entre la résistivité et le faciès géologique est une notion d'une grande importance pratique. Parfois, certains faciès, des argiles par exemple, gardent pratiquement la même résistivité sur des centaines de kilomètres; en général, la résistivité d'une formation est moins constante et peut évoluer progressivement le long d'une même formation spécialement dans les dépôts quaternaires (Chapellier, 2000).

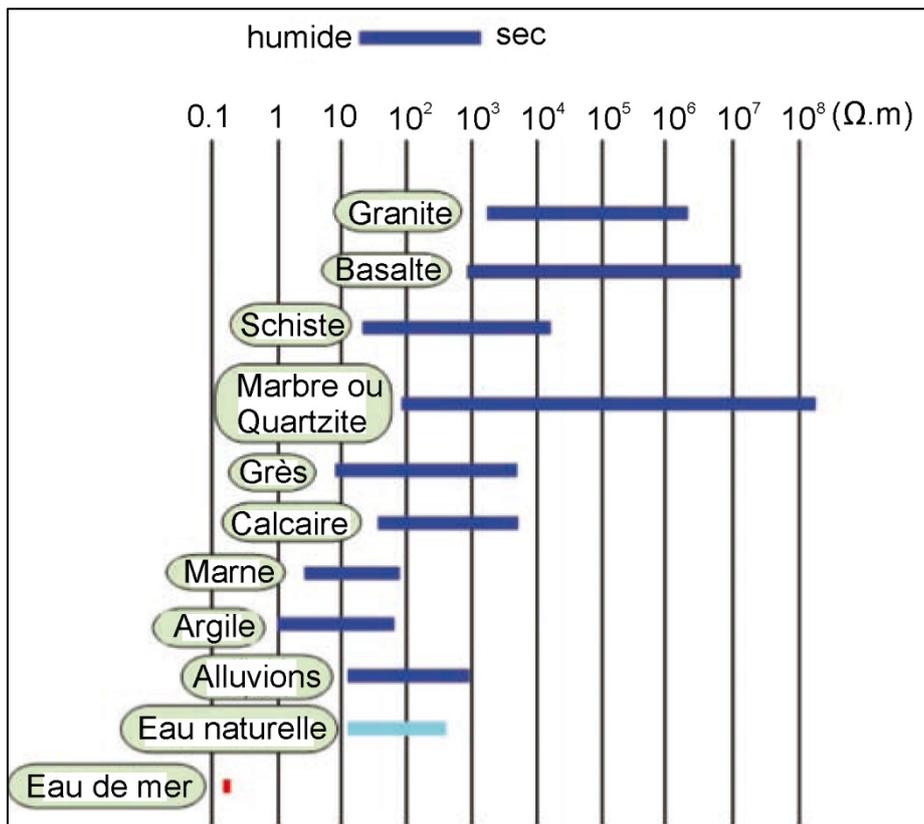


Figure III.12 : Résistivités de quelques roches (d'après Florsch and Muhlach, 2018).

### E. Sondage électrique vertical

Ci-dessus, on examiné les principes de fonctionnement d'un dispositif des méthodes électriques. En utilisant une série de mesures similaires, en augmentant progressivement l'écartement de la ligne d'alimentation AB, l'effet de sondage électrique vertical (SEV) est obtenu. Plus l'écartement AB/2 est grand, plus le courant «s'enfonce dans le sol» et plus la profondeur d'investigation est grande (Figure III.13).

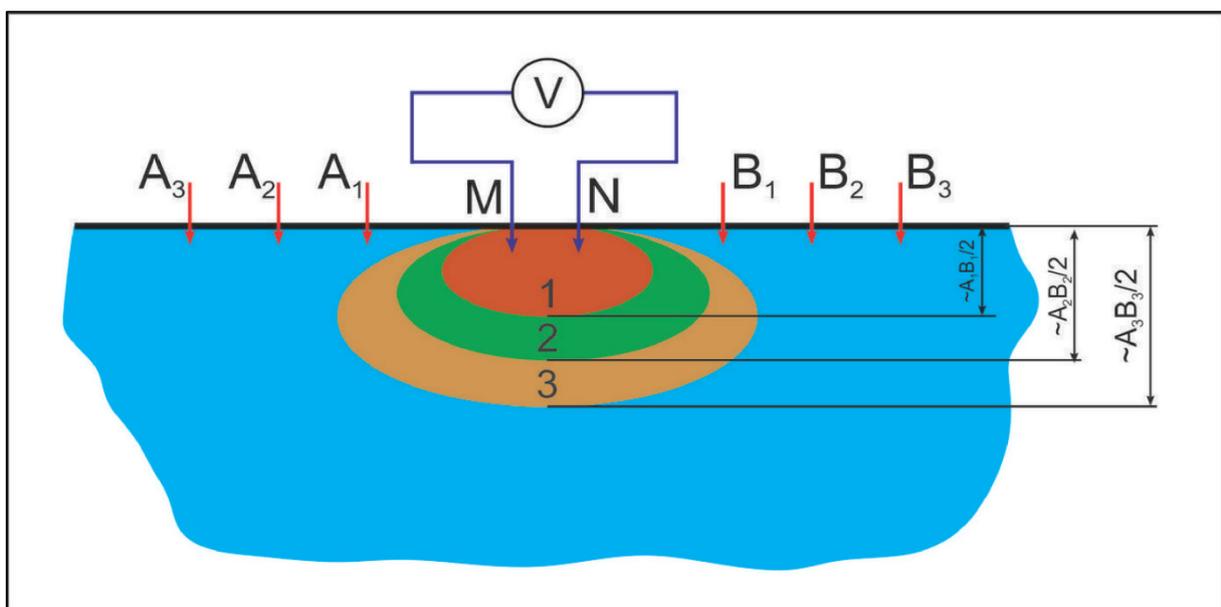


Figure III.13 : Effet du sondage électrique dans la méthode SEV, d'après Shein et al. 2018.

## **F. La tomographie électrique**

Cette méthode est relativement récente et doit son principal développement aux progrès effectués en informatique et en traitement mathématique (Marescot, 2008). Depuis quelques années, la tomographie électrique tend à devenir l'outil indispensable de toute personne concernée par des problèmes d'environnement, d'hydrogéologie, de génie civil, de géologie, de recherche de matière première ou d'archéologie. Des applications se développent de plus en plus actuellement dans le domaine de la recherche minière et pétrolière. Les principaux atouts de cette méthode sont son faible coût de mise en œuvre ainsi que la rapidité du traitement.

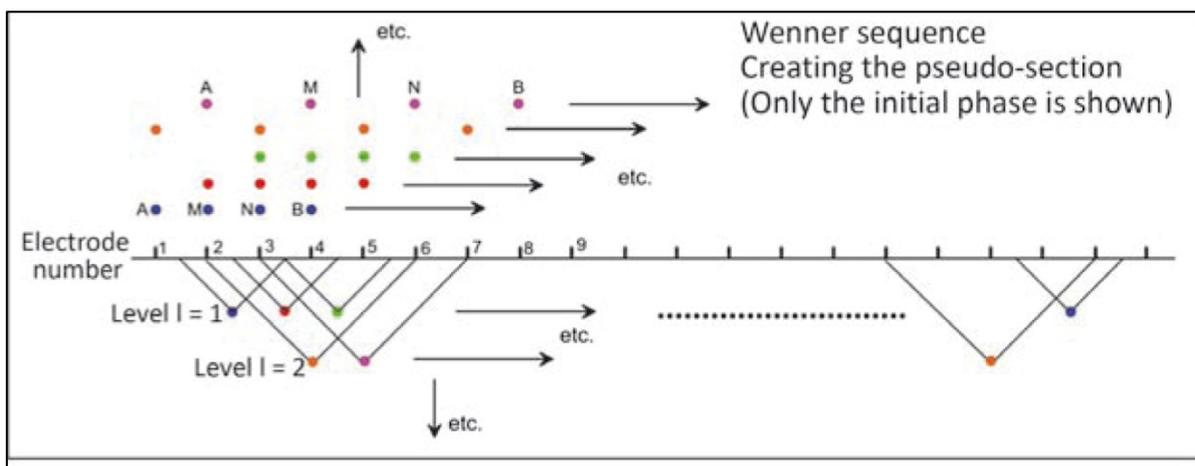
Une des limitations des sondages électriques vient du fait qu'ils ne prennent pas en compte les variations latérales de la résistivité du sous-sol. La méthode d'imagerie électrique 2D fut mise au point dans le but d'obtenir un modèle du sous-sol où la répartition de résistivité varie verticalement et horizontalement le long du profil. Dans ce cas, on suppose que la résistivité ne change pas dans la direction perpendiculaire au profil. Cette supposition est raisonnable pour beaucoup de corps géologiques allongés et dans ce cas la méthode pourra être appliquée. Il faudra alors tenter de placer les profils perpendiculairement au corps à étudier ce qui nous permettra également de déterminer les vraies dimensions de ce corps. En théorie, une étude 3D devrait être encore plus précise. Si, pour un sondage, on emploie quelques dizaines de points, il en faudra entre 100 et 1000 pour un profil 2D et plusieurs milliers pour une acquisition 3D. Cette évolution, bien qu'elle permette une amélioration considérable de notre connaissance du sous-sol, pose différents problèmes: le temps d'acquisition important, le coût du matériel toujours plus élevé et l'interprétation des données de plus en plus nombreuses. L'imagerie 2D semble donc être actuellement un bon compromis entre obtenir des données fiables tout en maintenant un coût d'acquisition et de traitement raisonnable.

### **1. Acquisition des données de Tomographie électrique 2D**

Une acquisition 2D utilise en général un grand nombre d'électrodes connectées à un câble multi-conducteurs et placées selon un profil. Un ordinateur portable, dans lequel est programmée la séquence de mesures, est relié à une boîte de commutation et sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel (Figure III.14). Chaque électrode possède en effet une adresse numérique unique dans le dispositif, ce qui lui permet d'être identifiée par l'ordinateur. La séquence de mesure est généralement créée sous forme de fichier texte dans lequel sont contenues diverses informations tel que le type de dispositif utilisé. Les formats de ces fichiers dépendent du constructeur. Les câbles multi-conducteurs sont reliés à la boîte de commutation. Un contact galvanique est assuré avec le sol au moyen de piquets métalliques (acier inoxydable) ou encore d'électrodes spéciales éliminant la polarisation spontanée. Un espacement constant est généralement utilisé d'une électrode à l'autre.

Lorsqu'on lance l'acquisition, le programme sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel. La mesure est ensuite stockée dans la mémoire de l'ordinateur (ou du résistivimètre). La plus grande partie du temps d'acquisition est donc passée à attendre que le résistivimètre effectue la séquence de mesure.

Pour le dispositif Wenner (Figure III.14), la première mesure (pour le niveau 1) va se faire à l'aide des électrodes 1, 2, 3 et 4; les électrodes 1 et 4 serviront à l'injection du courant (A et B), les 2 et 3 à la mesure du potentiel (M et N). Tout le dispositif va ensuite se déplacer d'une distance égale au tiers du dispositif. Les électrodes 2 et 5 serviront alors d'injection du courant et les 3 et 4 de mesure du potentiel. Le processus se répète jusqu'à la dernière électrode. Pour le niveau 2 (level 2), les dimensions du dispositif seront doublées. La première mesure (pour le niveau 2) va se faire à l'aide des électrodes 1, 3, 5 et 7; les électrodes 1 et 7 serviront à l'injection du courant (A et B), les 3 et 5 à la mesure du potentiel (M et N). Le processus se répète à nouveau jusqu'à la dernière électrode.



**Figure III.14 : Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure pour le dispositif Wenner (D'après Florsch and Muhlach, 2018).**

**CHAPITRE IV :**  
**METHODOLOGIE D'ACQUISITIONS DES**  
**DONNEES GÉOPHYSIQUES**

## **CHAPITRE IV : METHODOLOGIE D'ACQUISITIONS DES DONNEES GOPHYSIQUES**

### **I. INTROUDUCTION**

Ce chapitre expose la méthodologie d'acquisition des données géophysiques régionales d'aéromagnétisme et de gravimétrie sur la feuille de Ouenza au 1:50 000 et les données de prospection électrique de détail en mode sondage électrique sur la vallée du Mellègue.

### **II. LEVE AEROMAGNETIQUE DU NORD EST ALGERIEN**

Ce 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 perpendiculairement à la direction régionale des structures géologiques. Le nord de l'Algérie, a été survolé avec un intervalle de 2 kilomètres entre les lignes de vol et 10 kilomètres entre les lignes de traverse (Figure IV.15).

Les données aéromagnétiques ont été interpolées suivant un certain quadrillage à maille régulière par Aeroservice et des cartes en isocontours du champ magnétique à l'échelle 1/100 000 et 1/200 000 ont été dressées (Allek, 2005). L'intervalle des contours varie entre 2 et 25 gammas (nT) selon le type du magnétomètre utilisé et la région survolée. Des cartes en isorades, représentées pour un intervalle des courbes de niveau de 100 chocs par seconde (cps) ont été également élaborées, et les anomalies enregistrées dans les canaux de l'Uranium, du Thorium et du Potassium sont reportées sur celles-ci. On avait aussi dressé des cartes des plans de vol à l'échelle 1/100000.

Les données aérogéophysiques sont représentées dans le système de projection Universal Transverse Mercator (UTM), suivant l'ellipsoïde Clarke 1880 (NORD SAHARA 1959 DATUM). Le système UTM a été également adopté pour le découpage de tout le territoire survolé en plusieurs coupures de (1°x1°) et de (1°x 0.5°). A l'issu de ce découpage, un jeu de cartes de contours du champ magnétiques (ou spectrométriques/radiométriques) aux échelles 1/100 000 et 1/200 000 accompagné des plans de vol au 1/100000 a été élaboré.

L'interprétation quantitative a consisté en l'application de la déconvolution de Werner pour localiser les différentes sources magnétiques. A l'issu de cette technique, des cartes interprétatives de localisations des sources magnétiques peu profondes et celles du socle magnétique ont été produites aux échelles 1/100 000 et 1/200 000, avec courbes isobathes, susceptibilité, dimensions et type de roche dans la mesure du possible. Quelques transformations du champ ont été également tentées sur quelques régions, telles que les séparations résiduelle/régionale, le prolongement analytique et la réduction au pôle. Les données magnétométriques et spectrométriques étaient intégrées afin d'obtenir le maximum de renseignements géologiques sur la zone explorée. Chaque feuille

(coupure) a été analysée en termes géologiques, et des modèles geologicogéophysiques ont été suggérés sur les zones jugées perspectives, le tout présenté dans un rapport en plusieurs volumes.

#### **A. Corrections des données**

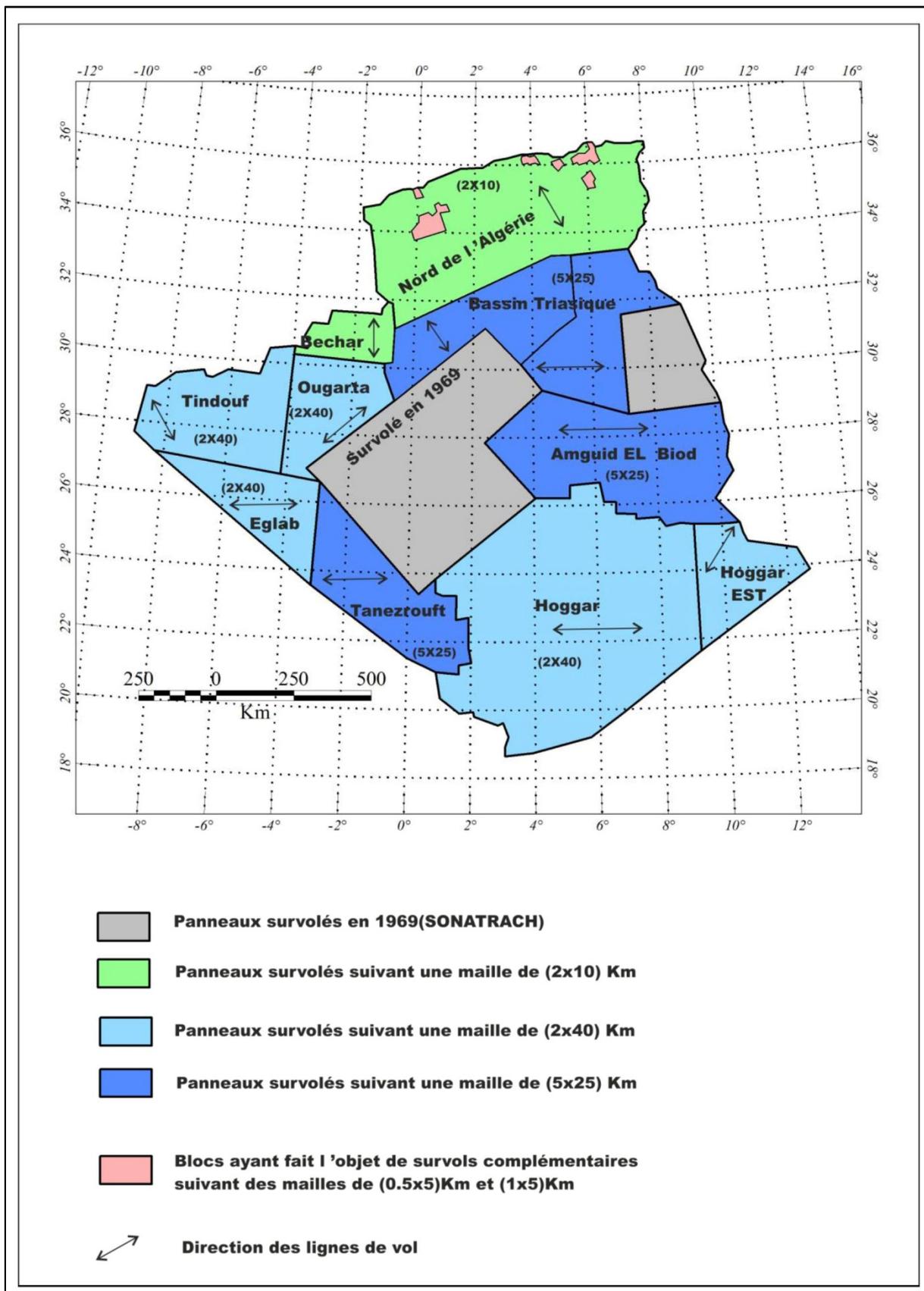
Après l'acquisition aéroportée, les données magnétiques ont été corrigées, par le contracteur, des effets de l'aéronef, puis subissent la chaîne classique de corrections (Fleury, 2011) :

- 1- correction des variations diurnes du champ ionosphérique en soustrayant au champ mesuré les enregistrements magnétiques des stations au sol les plus proches,
- 2- correction de l'IGRF en soustrayant au champ mesuré les valeurs de champ données par l'IGRF au lieu, à l'altitude et à la date du levé,
- 3- filtrage passe-bas des données pour atténuer les signaux magnétiques de haute fréquence, liés par exemple au moteur de l'avion,
- 4- Nivellement ou minimisation des écarts des mesures magnétiques aux points de croisement entre les lignes de traverse et les lignes de contrôle (levelling).

Cette correction de nivellement est souvent la plus délicate. Si elle est suffisamment poussée, elle permet de réduire les écarts aux points de croisement à quelques nT. Ces écarts sont attribués à divers facteurs comme les variations du champ de référence non prises en compte dans les deux premières corrections, ou bien des erreurs de positionnement, des changements d'altitude de l'appareil ou encore une prise en compte imparfaite des effets magnétiques de l'avion.

Bien que des corrections aient déjà été apportées aux mesures par AeroService lors de la phase de compilation, l'examen des données a permis d'identifier certaines erreurs résiduelles (Hamoudi et al., 2010). Celles-ci sont probablement dues (1) aux imperfections dans le procédé de nivellement magnétique en certaines zones du levé ; (2) à l'estimation du champ normal par l'IGRF1965 (ou équivalent). En conséquence, toute une série de corrections et d'améliorations des données a été minutieusement menée.

Les détails de ces corrections sont exposés dans la thèse de Boubaya (Boubaya, 2013).



**Figure IV.15 : Caractéristiques des panneaux survolés par Aeroservice Corporation (Projection UTM zone 31 N), d'après Boubaya, 2013.**

### **III. LEVE GRAVIMETRIQUE DE LA REGION DU MELLEQUE**

#### **A. Description du levé gravimétrique**

Cette étude est extraite de la levée gravimétrique qui a été réalisée dans le cadre de la préparation de la thèse de Zerdazi, à l'Université de Lausanne (Suisse) avec le concours logistique et technique de l'Entreprise Nationale de Recherche Minière (EREM) ex SONAREM. L'EREM a mis à disposition du projet des véhicules, des gravimètres, des techniciens topographes et des techniciens géophysiciens (Boubaya, 2013). Les gravimètres de marque SODIN utilisés pendant ce levé sont au nombre de quatre (04). Les quatre gravimètres ont été étalonnés sur les stations de Mefteh, Larbaa, Ain Taya et l'EREM. Tous les gravimètres ont donné des coefficients très proches de celui du constructeur. Un cinquième gravimètre de marque Lacoste Romberg appartenant probablement à l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne(Suisse) a été aussi utilisé pendant l'établissement du réseau de bases dans la partie ouest de la zone d'étude.

La valeur théorique de la pesanteur utilisée dans les corrections de l'anomalie de Bouguer est celle de 1930. D'après Zerdazi (1990), le but de l'emploi de la valeur théorique de 1930 est de comparer le présent levé gravimétrique avec les levés gravimétriques antérieurs, et en particulier, celui de Lagrula (1951). La densité de correction du plateau est de 2.67 g/cm<sup>3</sup>.

Les mesures gravimétriques ont été réalisées en des points cotés ou photogramétriques et sur des points de triangulation indiqués sur ces cartes topographiques. Les coordonnées rectangulaires Lambert de ces points ont été établies avec une précision de 25 mètres, à partir des cartes topographiques au 1/ 50 000.

Le réseau de base qui compte 2 à 3 stations par feuille a été rattaché à la station fondamentale de Bouzaréah. L'erreur sur l'anomalie de Bouguer est de l'ordre de 1.1 mgal (Zerdazi, 1990).

### **IV. METHODOLOGIE D'ACQUISITION DES SONDAGES ELECTRIQUES**

Les sondages électriques SEV ont été réalisés sur une superficie de l'ordre de 25 km<sup>2</sup>. Dans une première étape, les SEV ont été réalisés sur des profils distants de 1 km. Sur les profils, la distance entre les points SEV est de l'ordre de 200 m. Les profils de la première étape sont au nombre de six (6) et sont numérotés par les chiffres romains de I à VI. Trois (3) profils de détail ont été réalisés pendant la deuxième étape (IA, IIA, IIIA). L'écart maximal des écartements des lignes AB a atteint 2000 m, ce qui donne une profondeur d'investigation de l'ordre de 400 m (Edwards, 1977). Le volume total des SEV est 43 points. Les points d'embranchement sont au nombre de 2 pour chaque changement de MN (tableau IV.2).

N°	AB/2	MN	K
1	3	2	12.566
2	4.5	2	30.238
3	6	2	54.978
4	9	2	125.66
5	15	2	351.86
6	15	10	62.832
7	25	10	188.5
8	25	2	980.18
9	40	10	494.8
10	65	10	1319
11	65	40	300.41
12	100	40	753.98
13	100	10	3134
14	150	40	1736
15	225	40	3945
16	225	150	942.48
17	325	150	2094
18	325	40	8264
19	500	150	5118
20	750	150	11663
21	1000	150	20826

**Tableau IV.2 : Feuille de calcul montrant le protocole de géométrie du dispositif de SEV adoptée.**

L'appareillage utilisé pour l'acquisition des sondages électriques est de marque Scintrex. Il comprend (1) un groupe électrogène de type Briggs and Stratton, (2) un émetteur TSQ-3 et (3) un récepteur IPR-10.

Les accessoires nécessaires pour la réalisation des SEV sont les suivants :

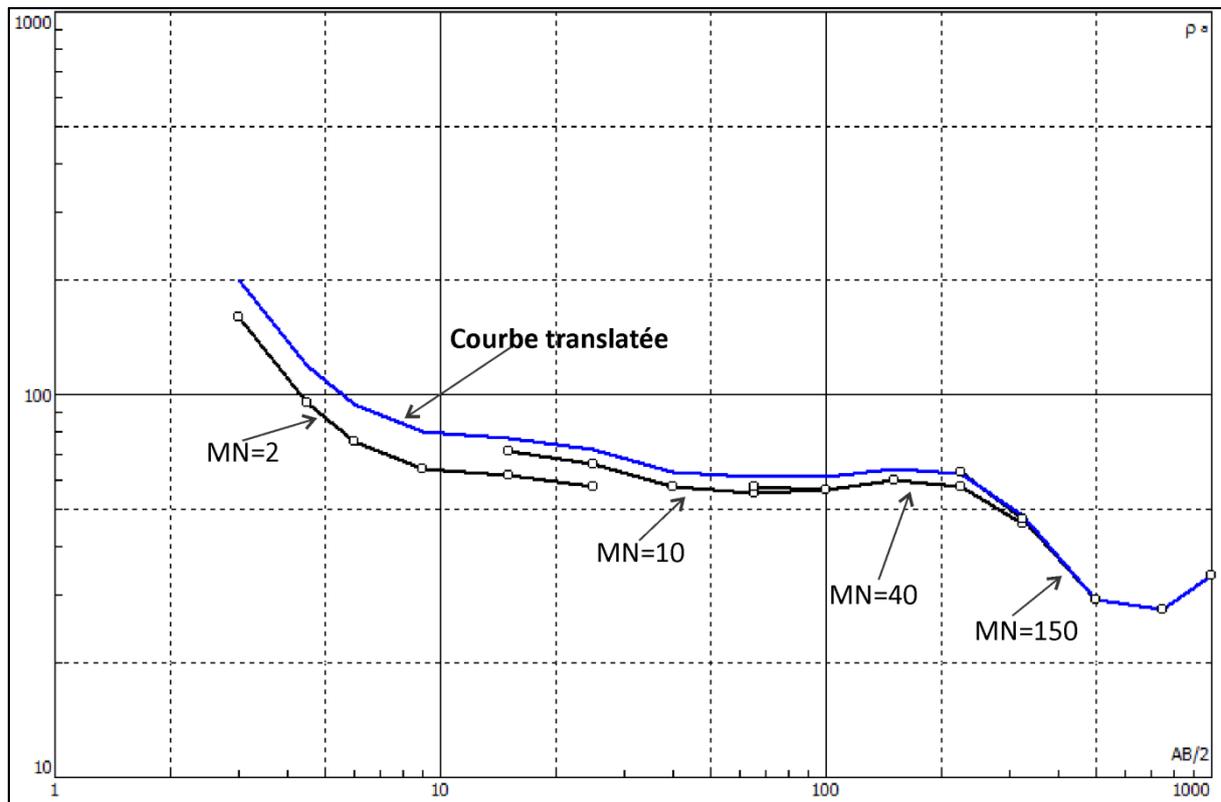
- 4 Bobines de câbles pour AB et MN.
- Électrodes en acier inoxydable.
- Marteaux.

#### **A. Traitement des sondages électriques**

Le premier traitement des données de sondage électrique vertical, consiste à assembler la courbe de sondage électrique finale. En effet, cette courbe est constituée de plusieurs segments MN. Dans notre cas, elle en a 4 segments (Figure IV.16). Le premier segment MN=2, le deuxième segment MN=10, le troisième segment MN=40 et le quatrième segment est MN=150 m.

Toutes les courbes des sondages électriques ont été translatées verticalement par rapport au dernier segment. La translation a été réalisée au moyen du programme IPI2WIN de l'Université de Moscou

(Bobatchev, 2002). La figure ci-dessous, représente l'opération de translation, réalisée sur le sondage électrique SE04 (Figure IV.16).



**Figure IV.16 : Exemple d'assemblage de la courbe du sondage électrique SEV04.**

## V. MODELISATION DIRECTE DES CRETES SALIFERES

Nous avons construit un modèle de résistivité comprenant deux lithologies différentes. Une crête salifère (en vert) et un encaissant sédimentaire de faible résistivité (en bleu). La crête salifère a une résistivité de 1000 Ohm.m, alors que l'encaissant sédimentaire admet une résistivité de 10 Ohm.m. La crête salifère est à quelques mètres de profondeur, alors que le reste du salifère se trouve à une profondeur de 25 m. L'inter-électrode choisie pour toutes les modélisations est égale à 4m. Le but de la modélisation directe est d'étudier la réponse électrique théorique pour un certain nombre de dispositifs de prospection électrique d'une crête ou d'un dôme salifère résistant surmonté par une couche conductrice. Les dispositifs testés sont : Le dispositif Wenner Alpha, le dispositif Wenner Beta, le dispositif Schlumberger, le dispositif gradient et le dispositif dipôle-dipôle équatorial. Le logiciel RES2DMOD a été utilisé pour produire les réponses théoriques sous forme de pseudo-sections. Rappelons, qu'une pseudo-section est une représentation de la résistivité apparente en fonction de la profondeur et dépend du point de report pour chaque configuration ou dispositif utilisé.

Les résultats de la modélisation théorique directe sont illustrés sur les figures ci-dessous.

- 1- Les réponses du dispositif Wenner Alpha et Schlumberger sont claires. On voit un maximum de résistivité à l'aplomb de la crête salifère. La résistivité du recouvrement (10 Ohm.m) est bien restituée dans le modèle théorique, cependant le maximum de résistivité qui correspond aux sels est au autour d'une valeur de 60 Ohm.m.
- 2- Pour les dispositifs Wenner Beta et dipôle-dipôle équatorial, On voit à l'aplomb de la crête salifère un minimum de résistivité au lieu d'un maximum. D'après les résultats, ces deux dispositifs ne sont pas conseillés pour la cartographie électrique des crêtes et dômes salifère dans un contexte géologique similaire au notre. Il semble aussi que les deux dispositifs ont mis en évidence deux résistants situés de par et d'autre de la crête salifère.
- 3- le dispositif gradient a mis en évidence au centre du profil un résistants sur toute la pseudo-section. Il semble que les dimensions de ce dispositif sont très importantes.

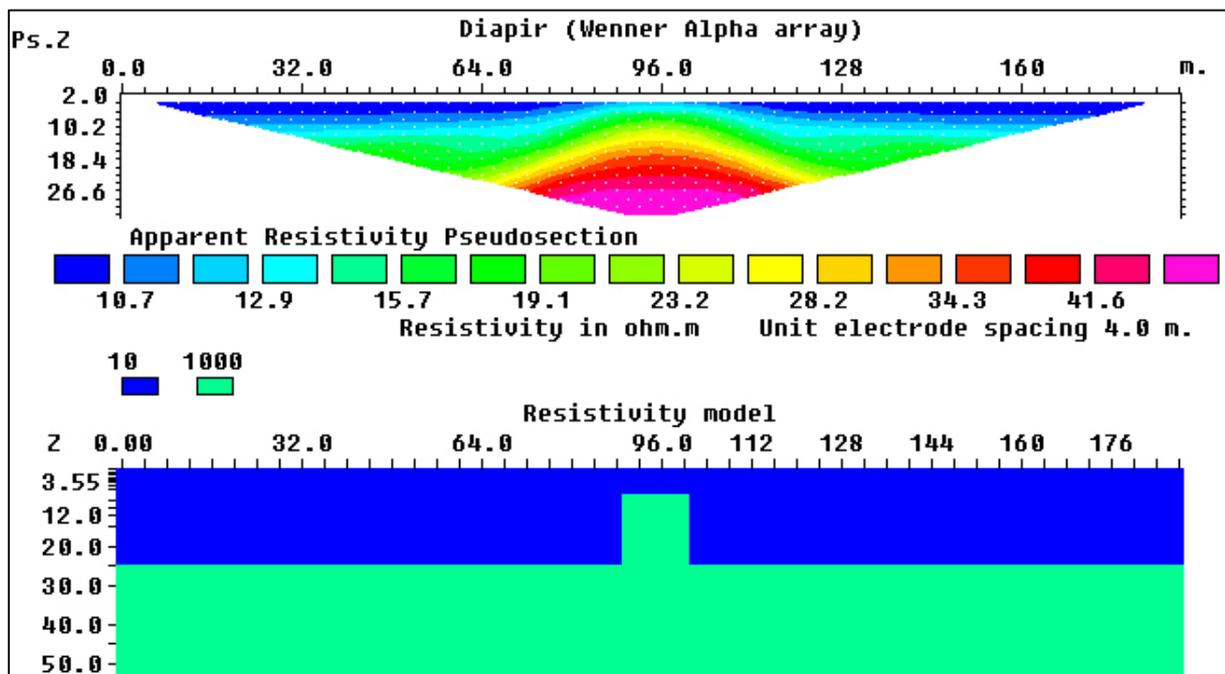


Figure IV.17 : Réponse du dispositif Wenner Alpha.

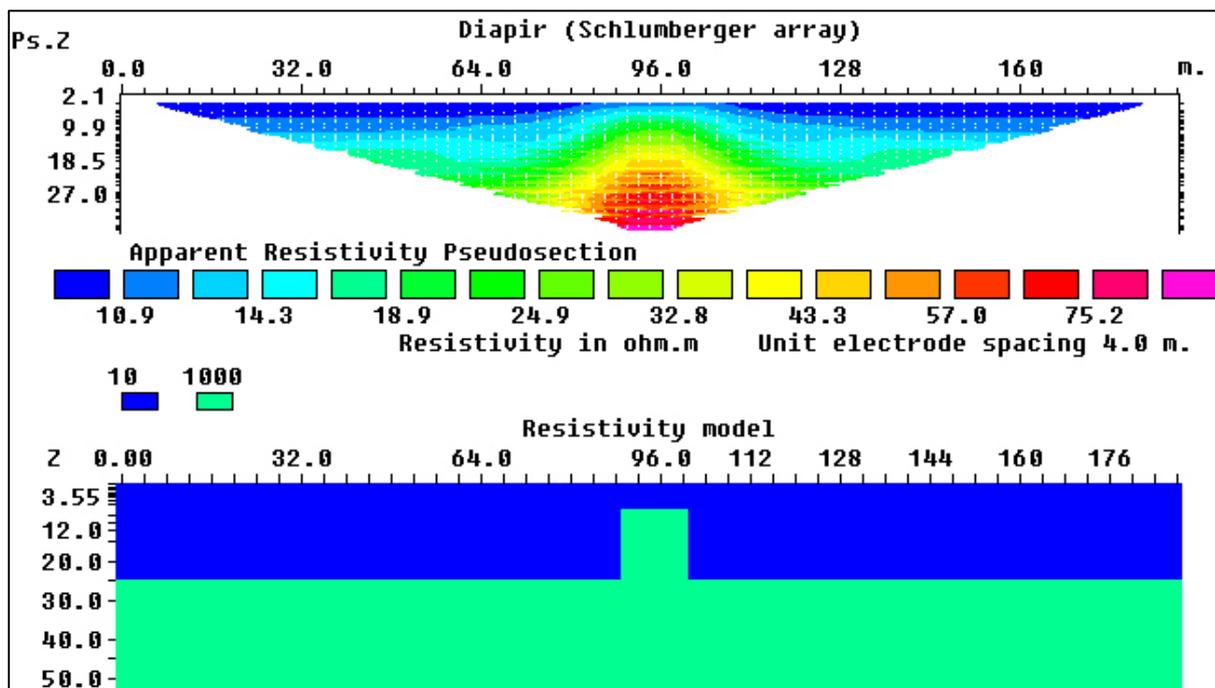


Figure IV.18 : Réponse du dispositif Schlumberger.

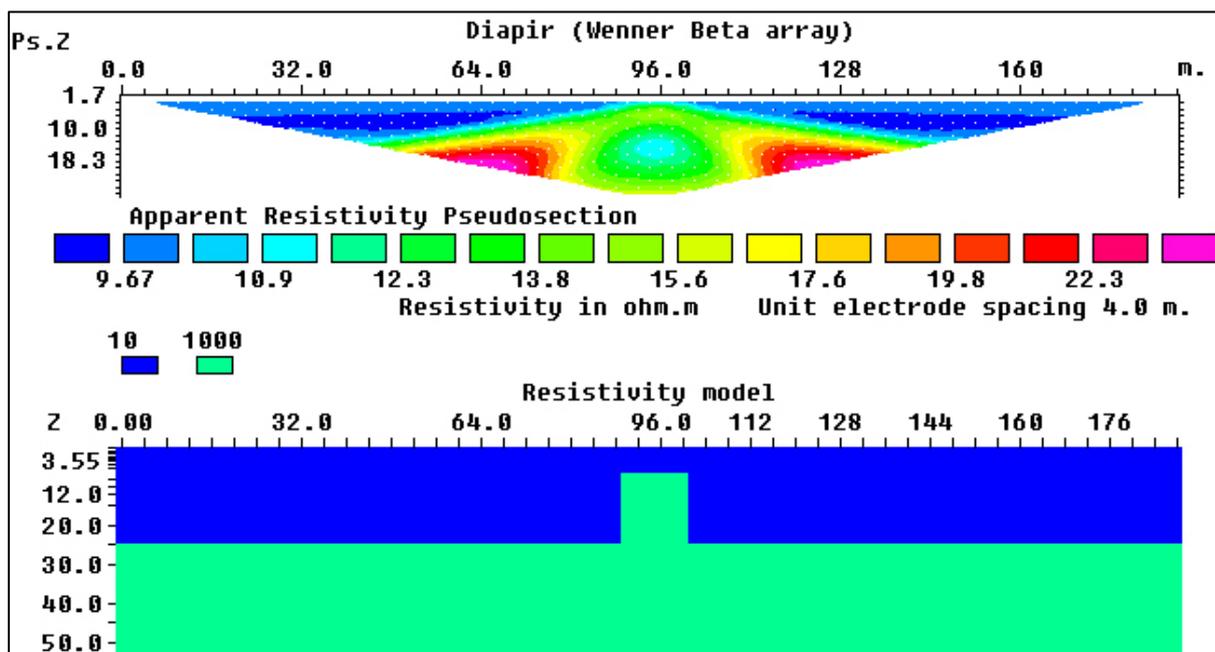


Figure IV.19 : Réponse du dispositif Wenner Beta.

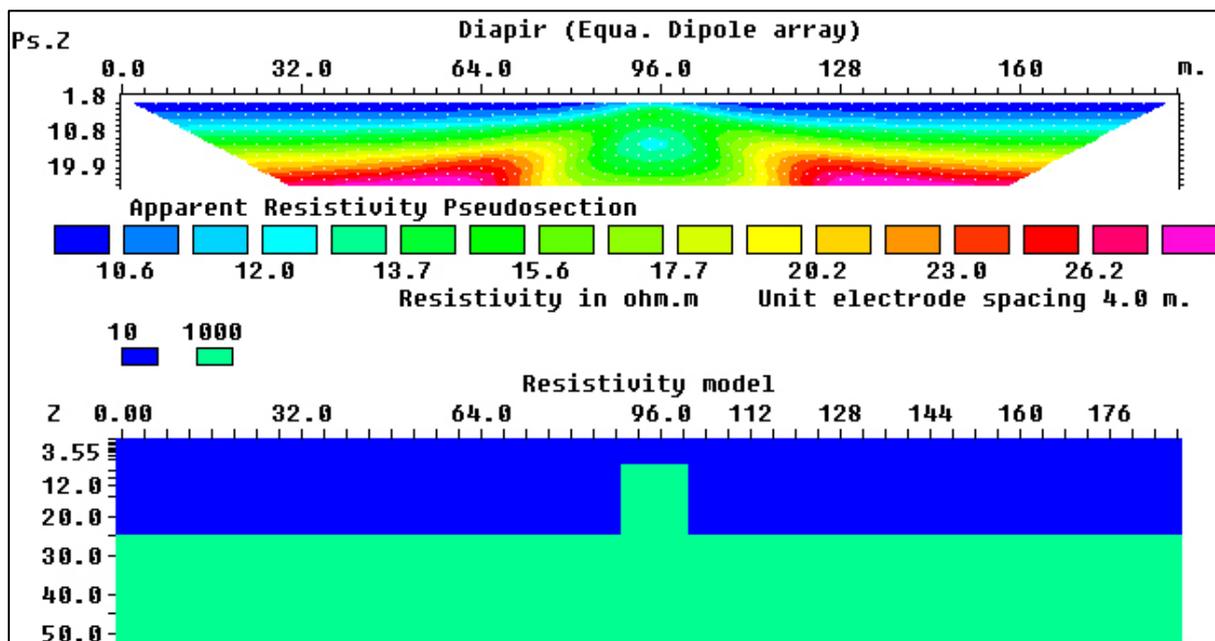


Figure IV.20 : Réponse du dispositif diploés-dipôle.

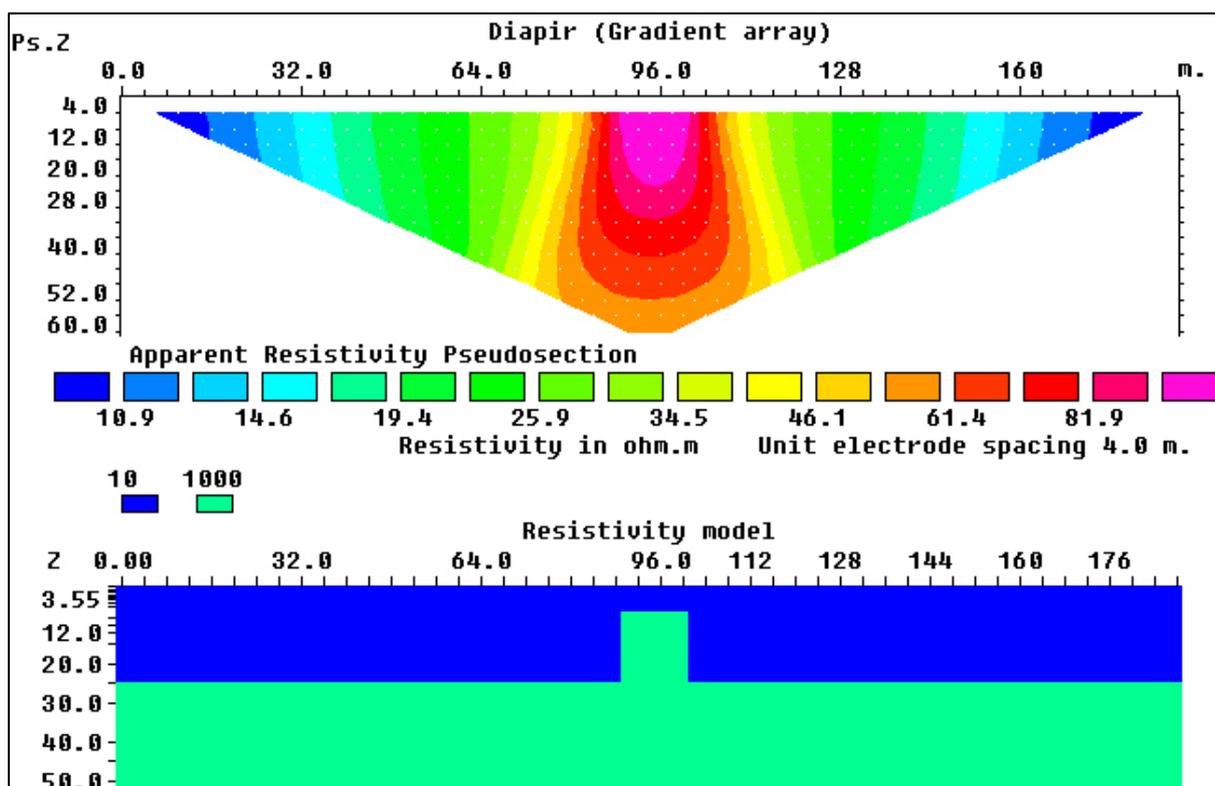


Figure IV.21 : Réponse du dispositif gradient.

**CHAPITRE V : RESULTATS ET  
INTERPRETATIONS DES DONNEES  
GEOPHYSIQUES**

# CHAPITRE V : RESULTATS ET INTERPRETATIONS DES DONNEES GEOPHYSIQUES

## I. INTRODUCTION

Nous avons repris tous les travaux géophysiques de sondage électrique (SE) et de gravimétrie réalisés dans la vallée du Mellègue. Les sondages électriques ont été réalisés par l'équipe Algéro-polonaise en 1986 dans le cadre du projet : « Prospection et évaluation du fer dans la région de Boukhadra-Ouenza » Les données gravimétriques sont extraites du levé gravimétrique réalisé par A. Zerdazi (1990) et concernent la feuille N° 125 (Ouenza) au 1 : 50 000.

Dans la vallée du Mellègue, le levé de sondage électrique a été effectué dans le but de cartographier les calcaires récifaux minéralisés de l'Aptien. Il a été supposé que les formations du Trias seraient charriées sur celles de l'Aptien récifal.

Une cinquantaine de SE sur des profils espacés de 1 km ont été réalisés sur ce secteur. Sur les profils, la distance entre les points de SE est 200m. Deux profils de détail, ont été implantés respectivement entre les profils II et III et III et IV. L'interprétation des courbes de sondage électrique réalisée par comparaison avec des courbes théoriques à 3 couches a permis de dresser une carte du toit de l'horizon résistant. Certaines courbes ont été interprétées automatiquement sur ordinateur par l'équipe polonaise. Après la réalisation du sondage mécanique P-103 qui a recoupé les sels de la profondeur 132 m jusqu'à la profondeur 331.8m, il s'est avéré que l'horizon résistant correspondrait au sel.

Le sondage mécanique a été choisi dans un endroit où la structure résistante est la plus élevée. Il a été implanté entre les points de SE 18 et SE 26. Au moment de l'interprétation des données de sondage électrique (SE) par l'équipe Algéro-polonaise, les données gravimétriques n'étaient pas encore disponibles.

Dans ce chapitre sont exposés les résultats des travaux géophysiques réalisés sur la vallée du Mellègue et sur les régions voisines. Trois méthodes géophysiques sont utilisées: l'aeromagnétisme, la gravimétrie et les méthodes électriques à courant continu.

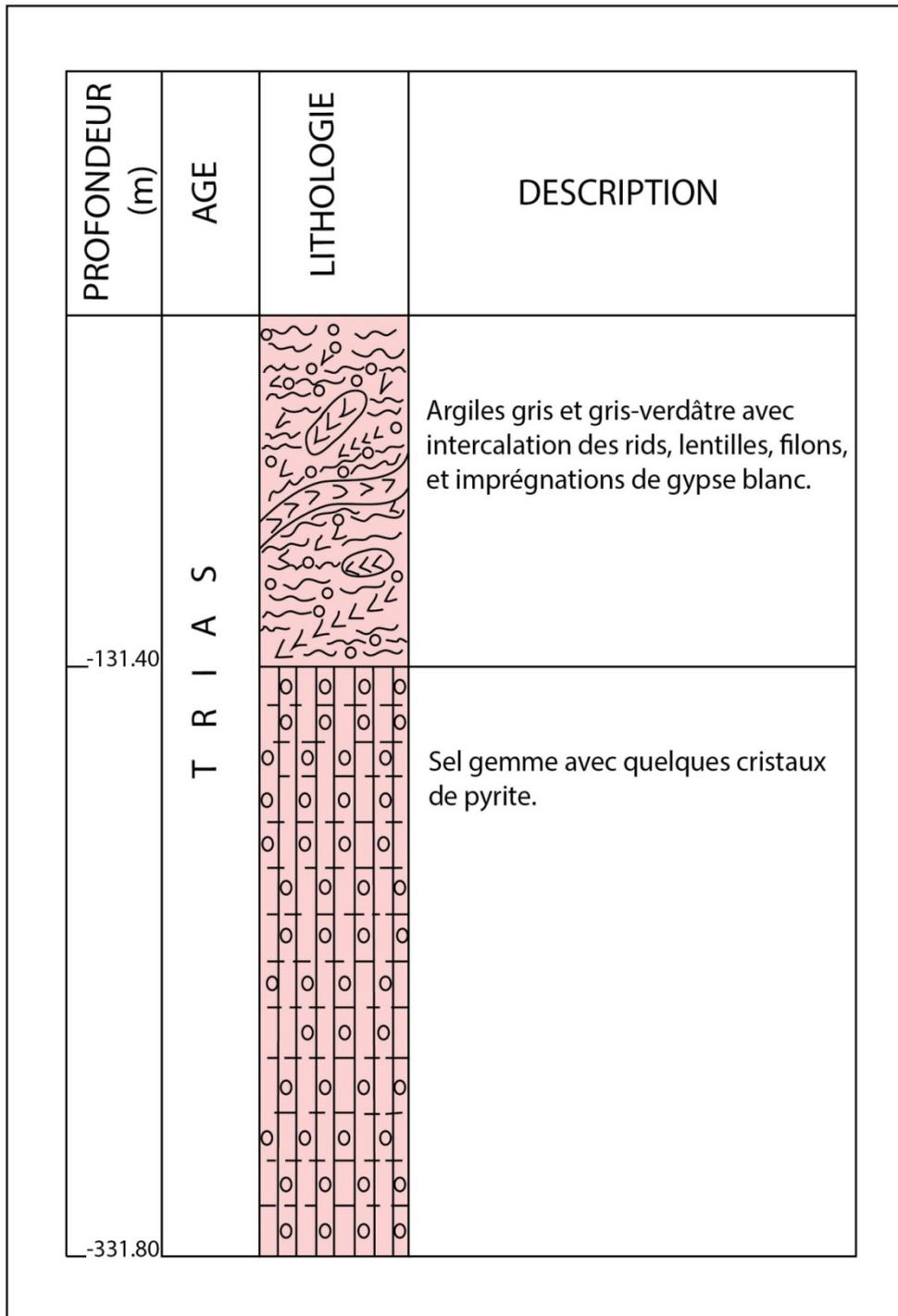
## II. LITHOLOGIE DU TRIAS :

### A. L'argile

La formation la plus dominante, des couleurs gris, verdâtre, gris-verdâtre, comprend des intercalations des gypses souvent de couleur blanc (lait) (Figure V.22).

## B. Le sel gemme

Il n'affleure pas en surface, signalé depuis la profondeur 131,40m, gris, renfermer des cristaux de pyrite (Fe s2) (Figure V.22).



**Figure V.22 : Colonne litho-stratigraphique du sondage P103 de la vallée du Oued Mellègue (d'après ORGM, modifié).**

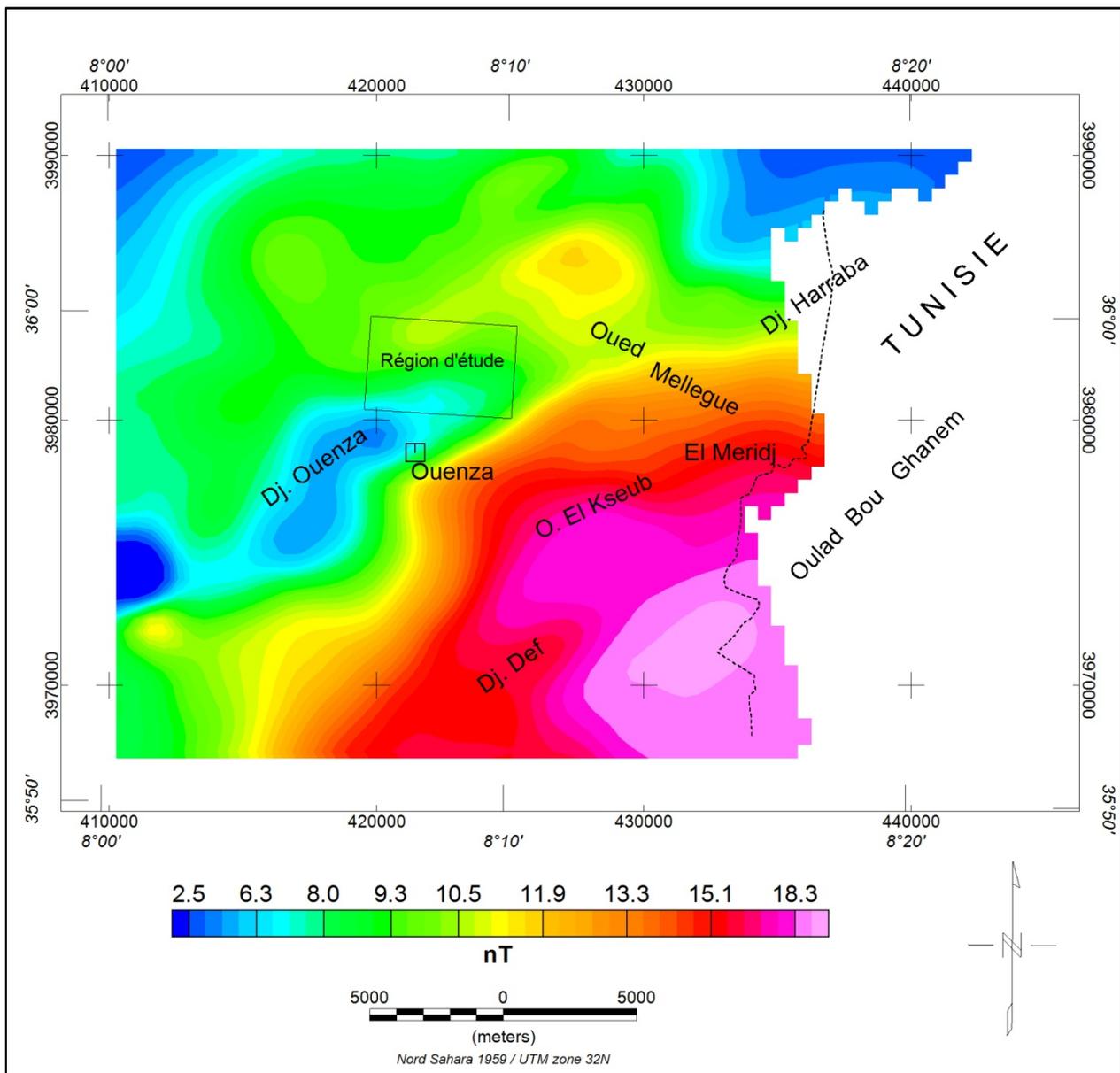
### III. AERO-MAGNETISME

La région d'étude étant faiblement magnétique malgré la présence sur son territoire du gisement de fer d'Ouenza. Cela est causé en grande partie par la présence de l'hématite et de la sidérite qui sont faiblement magnétique. Dans un levé aéromagnétique sur des régions faiblement magnétique présentant un relief accusé, la réponse magnétique dépend étroitement de la position de l'aéronef par rapport à la surface du sol. Le contraste de susceptibilité magnétique dans un milieu faiblement magnétique est celui qui existe entre le sol (faible susceptibilité magnétique) et l'air (susceptibilité magnétique nulle). Par conséquent, les variations topographiques de surface produiront des anomalies magnétiques qui sont liées à ce contraste magnétique (air/surface), et non pas à la géologie de sub-surface qui est souvent la cible des levés géologiques.

Ce problème est encore aggravé par le fait que beaucoup de levés magnétiques sont réalisés en mode aéroportée. Dans cette situation, l'impact de la topographie sur le signal magnétique observé présente deux difficultés: (1) l'effet de la mesure sur une surface non plane, et (2) l'altitude de l'aéronef (en mode drapé), effet de la variation de la distance source-récepteur provoquée par les limitations de remontée et de descente de la plateforme aéroportée.

Selon Ugalde et Morris (2008), un champ magnétique incliné (le cas de l'Algérie) par rapport aux pentes topographiques crée également des anomalies magnétiques fictives. La seule façon pour atténuer ces anomalies fictives est de procéder à des corrections topographiques semblables à celles qu'on effectue en gravimétrie. Bien que les premiers chercheurs (Ugalde et Morris, 2008) aient reconnus que les données magnétiques pourraient être affectées par le même problème de l'effet du relief que celui des données gravimétriques, l'application des corrections de terrain aux données magnétiques est rare. Les corrections topographiques en magnétisme constituent à l'heure actuelle le dossier le plus faible. Il existe quelques études éparses qui ont été réalisées pour la plus grande partie en Amérique du Nord.

Ce que nous venons de voir, nous oblige à prendre avec précaution toutes les interprétations antérieures des données aéromagnétiques surtout dans les régions accidentées et faiblement magnétique telle la région de Tébessa. L'application des méthodes modernes d'interprétation des données magnétiques (Euler deconvolution, Werner deconvolution, worms, ondelettes et autres techniques d'interprétation) sur des anomalies de faibles amplitude (<100 nT) dans des régions de topographie accidentée (variations topographiques supérieur à 100 m) peut aboutir à des résultats erronés.



**Figure V.23 : Carte aéromagnétique de la région d'Ouenza.**

Les valeurs du champ d'anomalies magnétiques dans la région d'étude varient entre un minimum de 2.5 nT et un maximum de 18.3 nT. Comme, on le constate ces valeurs sont faibles. Ces anomalies de faibles amplitudes paraissent coïncider avec la topographie. La corrélation entre la topographie et les données magnétiques est très évidente. La carte des données numériques de terrain (MNT) (Figure I.2), nous aide à distinguer les anomalies magnétiques créées par les structures géologiques de celles causées par la topographie. A notre surprise, nous avons constaté que les reliefs positifs sont caractérisés par des bas magnétiques. Les Djebel Ouenza et le Djebel Harraba sont un exemple. Les reliefs négatifs quant à eux sont corrélés avec les valeurs maximales du champ magnétique. Un exemple est la partie sud-est de la carte à côté du fossé d'effondrement d'Oulad Boughanem.

## IV. ETUDE GRAVIMETRIQUE DE LA VALLEE DU MELLEGUE

### A. Gravimétrie

L'élaboration de la carte de l'anomalie de Bouguer est réalisée avec un pas de grille de 500 m en utilisant la méthode de courbure minimale (Briggs, 1974).

L'anomalie de Bouguer (Figure V.24) avec une densité de réduction égale à  $2.67 \text{ g.cm}^{-3}$  de la région d'Ouenza varie entre un minimum de  $-37.2 \text{ mGal}$  et un maximum de  $-14.7 \text{ mGal}$ . Elle est maximale au dessus de roches carbonatées (Dj Ouenza, Dj Harraba et Dj. Def). Le minimum de l'anomalie de Bouguer est enregistré sur le fossé d'effondrement d'Oulad Boughanem et une partie du diapir d'Ouenza.

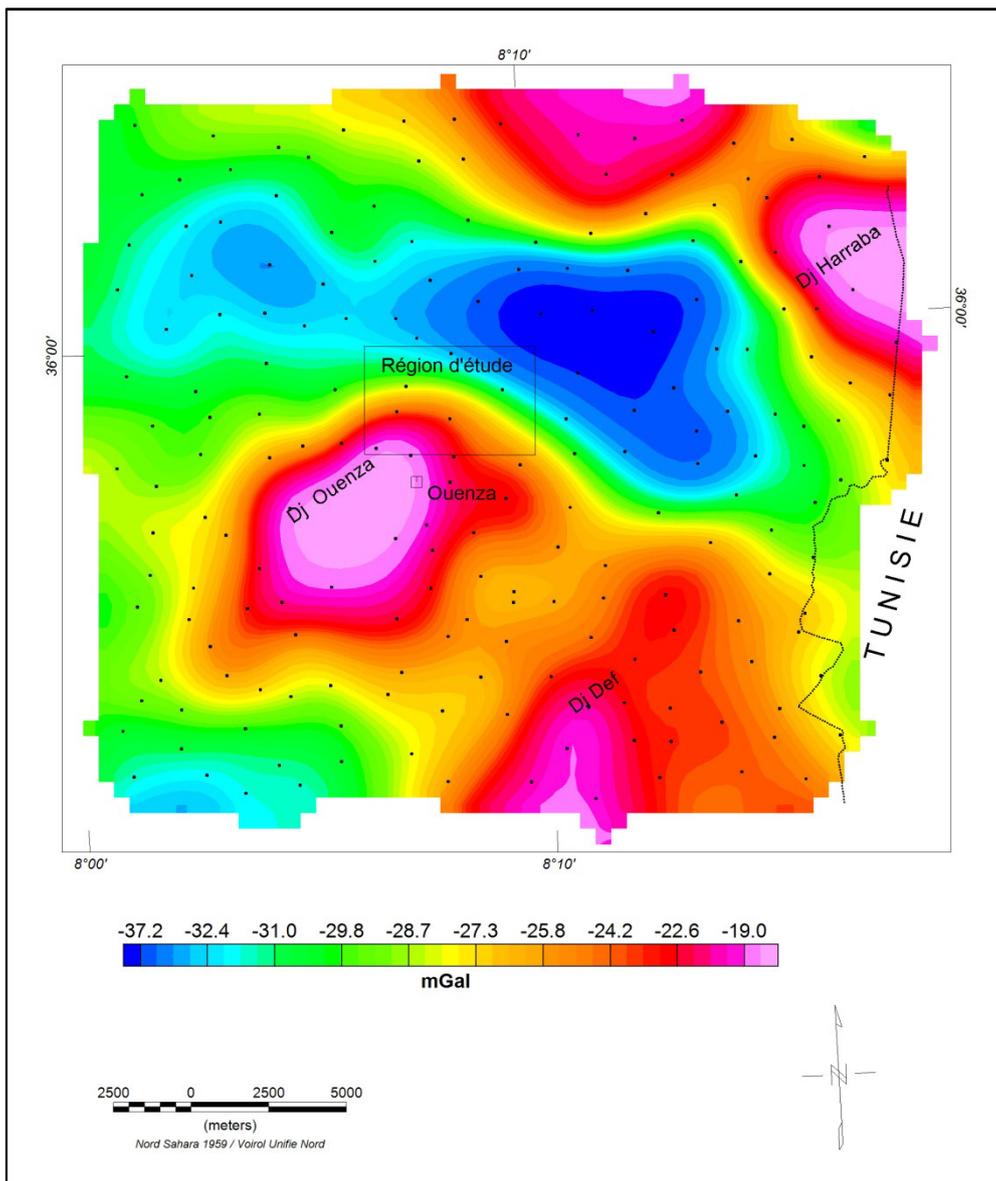
#### 1. Séparation des anomalies

L'anomalie de Bouguer prend en compte aussi bien les effets gravifiques des structures profondes et étendues que ceux provoqués par des structures superficielles locales. Aussi, l'élimination de l'effet régional provoqué par les structures profondes est l'une des opérations d'interprétation les plus importantes en gravimétrie (Belhia, 1990). Cependant, quand on parle d'une anomalie régionale provenant de structures profondes et étendues, il faut avoir à l'esprit le rapport qu'elle a avec l'échelle de la région étudiée. Dans une campagne gravimétrique, le choix de l'anomalie régionale est prépondérant.

Dans la mesure où l'on ne connaît généralement pas la géométrie des interfaces profondes, pour déduire leur effet gravimétrique en surface, on a le choix entre diverses méthodes indirectes (Martlet, 1999). De nombreuses publications (Grant et West, 1965 ; Mesko, 1965 ; Ku et al., 1971 ; Nettleton, 1976 ; Telford et al., 1986 ; Wessel, 1998 ; Keating et al., 2011) ont été consacrées à cette étape délicate du traitement gravimétrique. Toutes ces publications ont pour point commun de considérer que les grandes longueurs d'onde du signal ne sont dues qu'à des interfaces profondes, (ce qui n'est pas parfaitement vrai, puisqu'une source superficielle de grande extension pourra également avoir un effet de grande longueur d'onde).

Néanmoins, parmi ces méthodes on trouve par exemple :

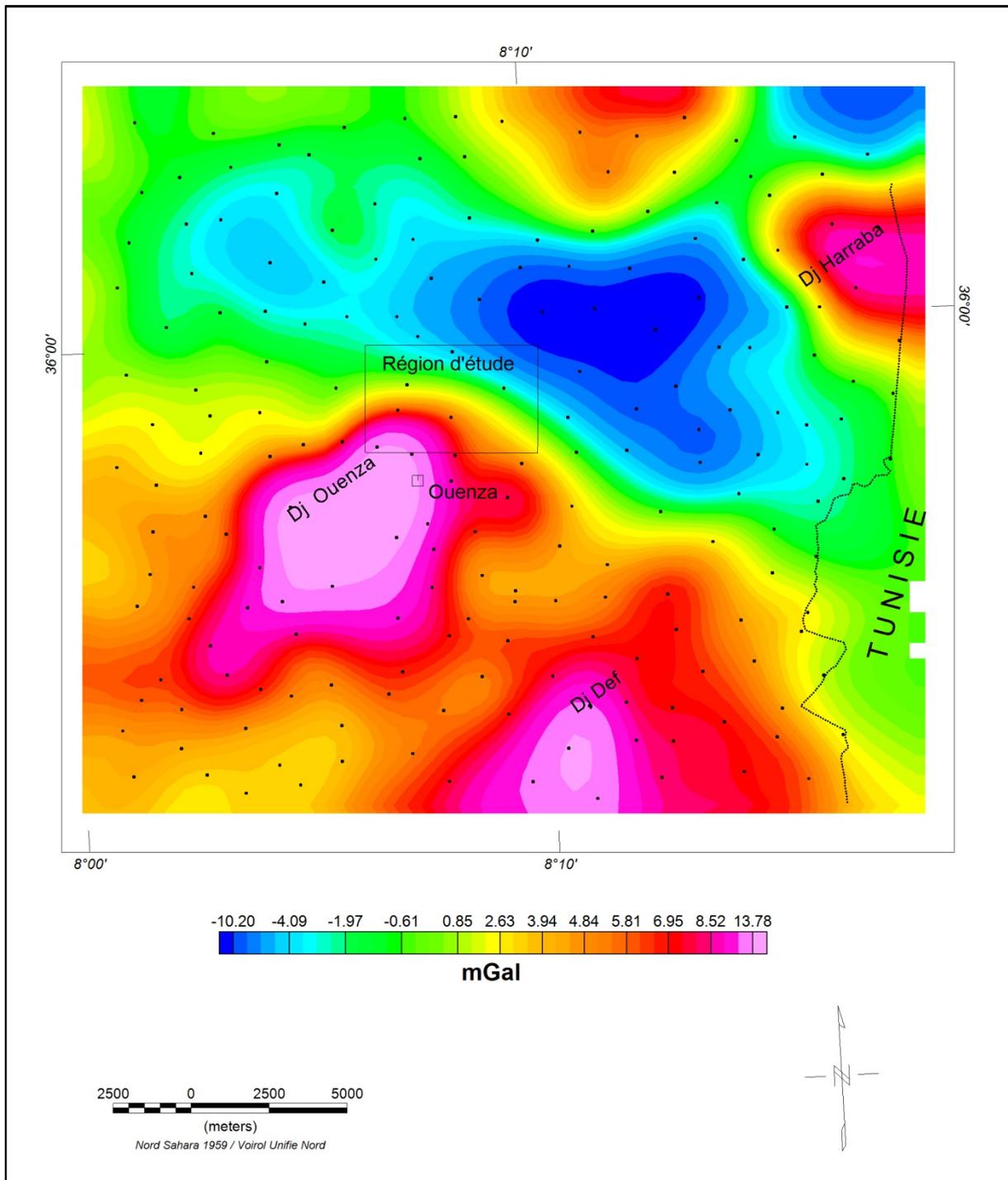
- le filtrage des courtes longueurs d'onde du signal,
  - le retrait au signal du champ prolongé vers le haut,
  - le retrait au signal d'une surface lissée approximant le champ à une échelle régionale, - le retrait au signal d'un champ en harmoniques sphériques
- Dues aux effets du contraste de densité et de la géométrie, les longueurs d'onde contenues dans la résiduelle et celles contenues dans la régionale se chevauchent. La séparation résiduelle/régionale est souvent incomplète (Annechione, 2000).



**Figure V.24 : Carte de l'Anomalie de Bouguer de la région d'Ouenza, le rectangle indique la région d'étude.**

L'existence de plusieurs techniques de séparation des anomalies montre qu'ils subsistent encore quelques problèmes non résolus dans ce domaine (Nabighian et al. 2005). Il n'y a aucune "bonne méthode" pour mettre en évidence les cibles d'intérêt. Le problème de séparation des anomalies est loin d'être résolu et selon Baranov (1957), il est peu probable que l'on puisse trouver un jour une solution unique, acceptée par tous et valable dans tous les cas. Zerdazi (1990), dans son étude originale, a estimé le gradient régional par trois(3) méthodes : (1) la méthode analytique de Fourier, (2) la méthode analytique de Baranov (1954) et (3) le calcul par un polynôme du troisième degré. Cependant, sur les trois régionales établies, ils subsistent encore des anomalies de grandes longueurs d'ondes comme par exemple le minimum ovoïde dans la partie SW de la carte résiduelle ou le maximum à l'extrémité NE de la zone d'étude (Zerdazi, 1990, p.126).

Bien qu'aucune méthode ne puisse assurer l'estimation de l'effet régional, pour la séparation des anomalies, nous avons utilisé le prolongement vers le haut pour lequel les résultats sont satisfaisants.



**Figure V.25 : Carte gravimétrique résiduelle de la région d'Ouenza, le rectangle indique la région d'étude.**

## 2. Analyse de la carte gravimétrique résiduelle

Partons de la relation bien connue:

**Anomalie résiduelle = Anomalie de Bouguer - Anomalie Régionale**

La construction de la carte d'anomalie, gravimétrique résiduelle (Figure V.25) est effectuée en soustrayant une anomalie régionale, qui correspond à l'anomalie de Bouguer, prolongée vers le haut de 60 km.

Sur la carte gravimétrique de l'anomalie de Bouguer résiduelle, les amplitudes varient entre un minimum de -10.2 mGal et un maximum de 13.78 mGal (Figure V.24). Remarquons, que la majeure partie de la région d'étude est située sur une zone de gradient (jaune et vert sur la palette de couleur). L'anomalie négative de la région d'Ouenza est associée au fossé d'effondrement d'Oulad Boughanem et une partie du diapir d'Ouenza. Les zones à fort gradients marquent des failles ou des contacts, le long desquels, les dépôts tertiaires et Quaternaire ont été affaissés par rapport aux roches carbonatés pré-tertiaires. L'intensité de cette anomalie négative (une dizaine de mGal), nous renseigne sur l'importance de l'épaisseur des dépôts tertiaires. Cette anomalie négative recoupe les anomalies positives de l'axe anticlinal Dj Ouenza et Dj Harraba-Méridef. Notons aussi, que l'anticlinal de Dj Def est caractérisé par une anomalie gravimétrique positive.

## 3. Modélisation gravimétrique 3D

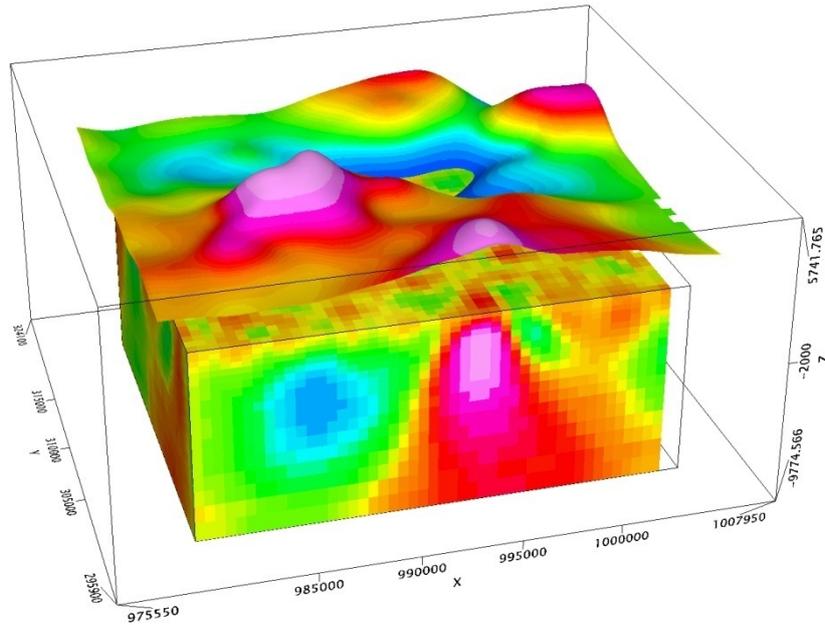
L'inversion des données gravimétriques de la région d'Ouenza a été réalisée au moyen du logiciel VOXI 3D de Geosoft.

Le modèle VOXI 3D est composé de 59×40×19 cellules. Le nombre total des cellules est 274232.

La dimension totale du modèle 3D est 24500m×20000m×10361.6, 8m. La taille des cellules (Voxel) du modèle varie entre 5000×500×250 et 500×500×999. L'altitude maximale du modèle est 587 m.

Le modèle gravimétrique 3D obtenu s'étend sur une profondeur totale de 10 km (de 587 m au dessus du niveau de la mer jusqu'à une profondeur de - 9275 m au dessous du niveau de la mer). Le modèle 3D obtenu sur la région d'Ouenza est illustré sur la figure V.26.

Deux coupes ou sections verticales ont été extraites du modèle gravimétrique 3D. La première coupe d'une longueur égale à 20 km, va de Ouldjet Mellégue au NE jusqu'au Djebel Def au SW. La deuxième coupe d'une longueur égale à 25 km, va du SW du Dj Ouenza jusqu'au Dj Harraba au NE à coté de la frontière tunisienne.



**Figure V.26 : Résultats de la modélisation 3D des données gravimétriques de la région d'Ouenza.**

**a) Coupe Ouldjet Mellègue-Ouenza-Def**

Cette coupe extraite du modèle 3D représente la variation de densité en fonction de l'espace et de la profondeur (Figure V.27). La coupe a une longueur totale de l'ordre de 20 km. La densité varie entre un minimum de  $-0.05 \text{ g.cm}^{-3}$  et un maximum de  $+0.25 \text{ g.cm}^{-3}$ . Pour simplifier, on peut supposer que tout ce qui est bleu sur la palette de couleur représente des corps légers, alors que les valeurs positifs sont à rattacher aux roches denses. Sur cette coupe, on peut voir deux objets légers qui s'alternent avec deux objets lourds. Les corps légers correspondent sans doute à des synclinaux ou des bassins remplis par des variétés de roches moins denses. Les corps lourds sont à rapporter aux anticlinaux de Dj Ouenza et Dj Def qui sont constitués de roches très denses c'est à dire des calcaires, des marno-calcaires et des dolomies. La profondeur moyenne du synclinal ou du bassin d'Ouldjet Mellègue sur la présente coupe est de l'ordre de 1500 m au dessous du niveau de la mer, alors que pour le synclinal situé entre les anticlinaux de Dj Ouenza et Dj Def, elle est de l'ordre de 2000 m au dessous du niveau de la mer. Il est évident que le maximum de contraste de densité (corps lourd) se trouve au droit du Dj Ouenza. Par comparaison avec le contraste de densité du Dj Def, le maximum de contraste de densité du Dj Ouenza est plus intense et plus étendu, ce qui laisse supposer qu'il y a une nette contribution du minerai de fer pour ce dernier. Les centres des objets lourds ou anticlinaux sont situés respectivement à 2000 m pour le Dj Ouenza et 1000 m pour le Dj Def.

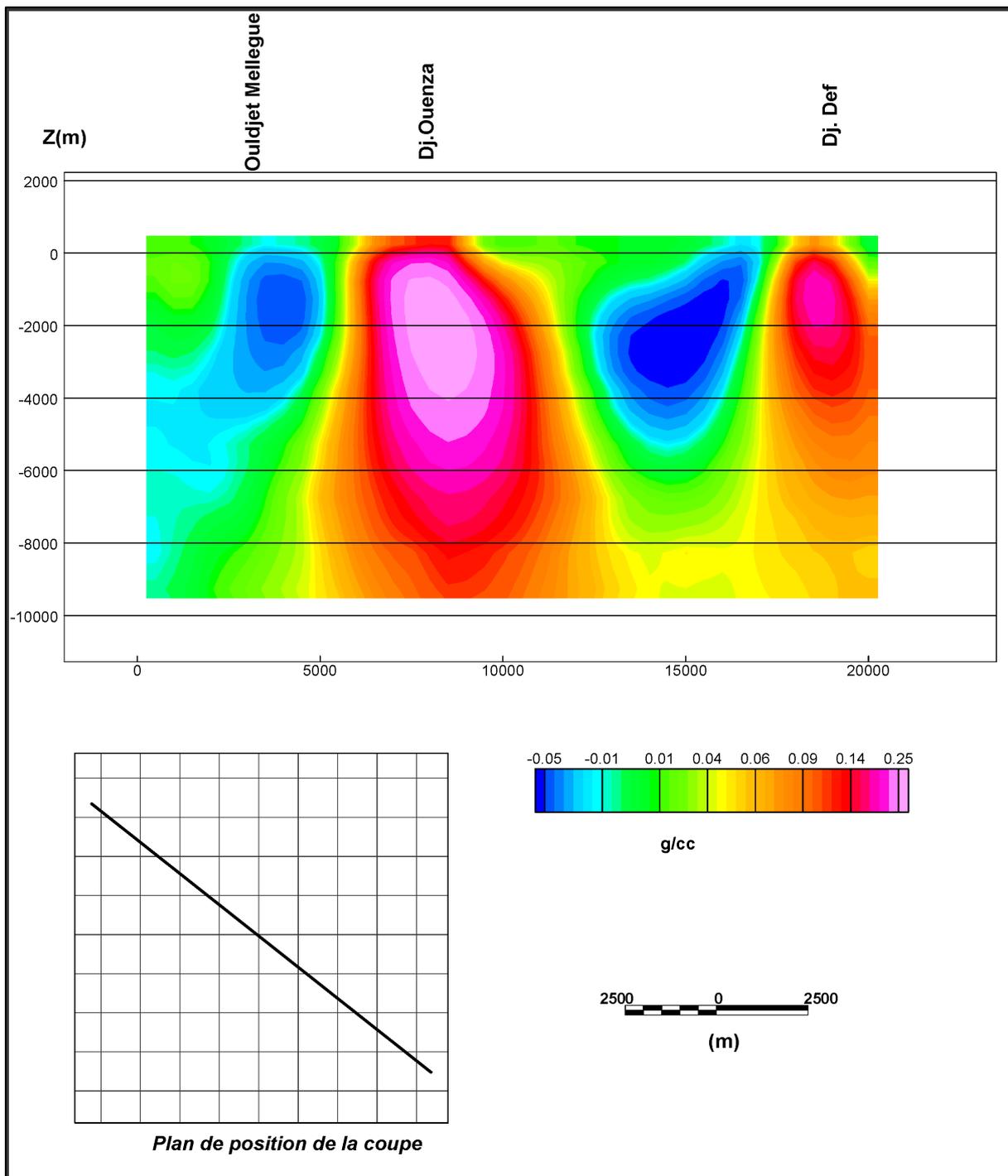


Figure V.27 : Coupe1, montrant la variation de densité entre Ouldjet Mellègue et Dj Def.

#### b) Coupe Dj Ouenza- Dj Harraba

La deuxième coupe va du SW de Dj. Ouenza jusqu'au Dj. Harraba au NE, à côté de la frontière tunisienne. Cette coupe admet une longueur de l'ordre de 25 km. La densité sur cette coupe, varie entre un minimum de  $-0.18 \text{ g.cm}^{-3}$  et un maximum de  $+0.34 \text{ g.cm}^{-3}$  (Figure V.28). Cette coupe est réalisée le long de la direction géologique c'est à dire le long de l'anticlinal Dj. Ouenza- Dj. Harraba pour laquelle recoupe le fossé de Oulad Boughanem. La coupe représente une alternance entre des corps légers et des corps lourds. Le premier corps léger est à rapporter au synclinal, situé au SW de

Ouenza, le deuxième corps léger correspond au fossé de Oulad Bouhanem. Les corps lourds correspondent aux Dj. Ouenza et au Dj. Harraba. Le maximum intense au droit du Dj Ouenza, semble aussi provenir de l'effet conjugué des roches carbonatées denses et du minerai du gisement de fer d'Ouenza.

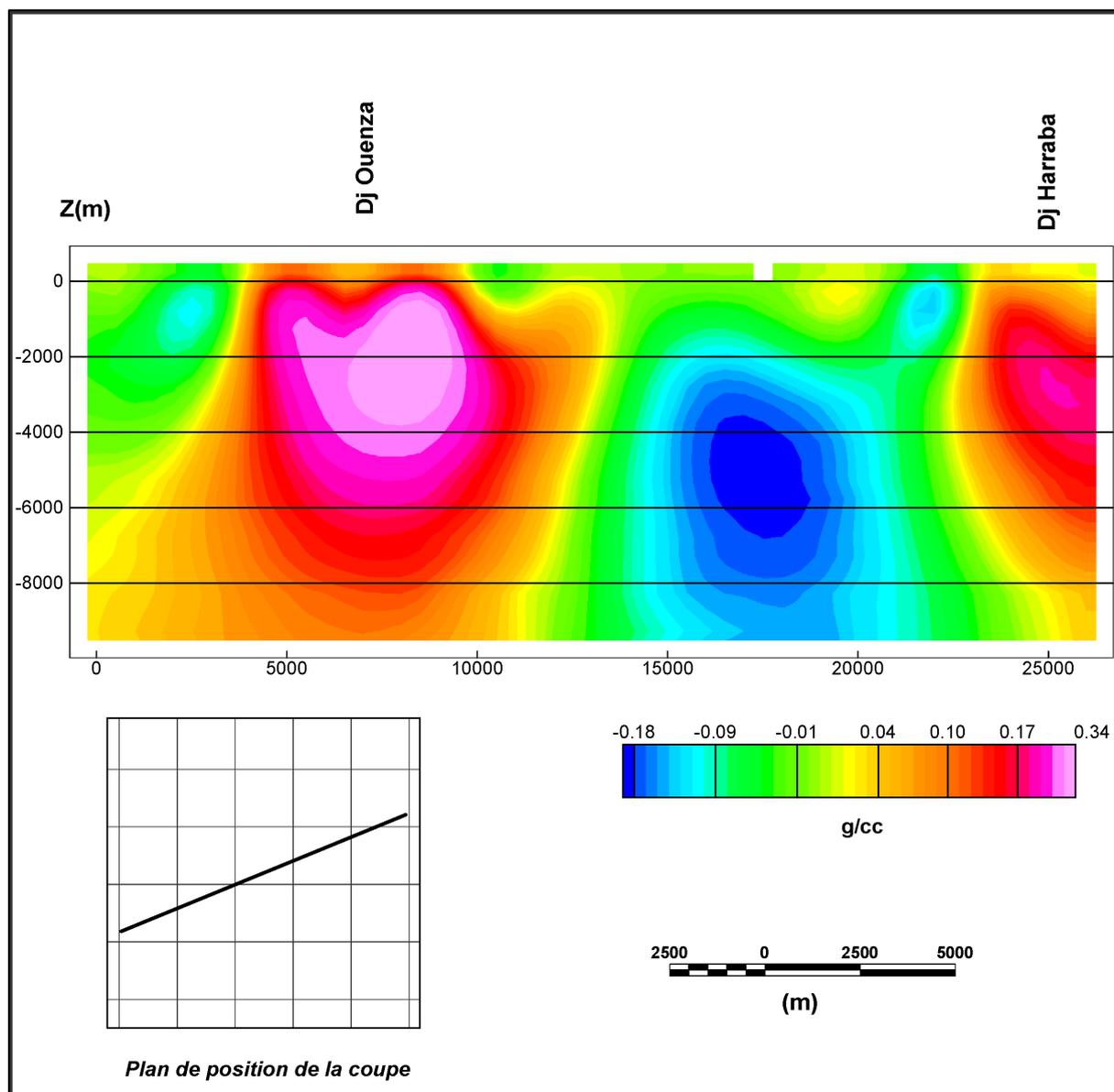


Figure V.28 : coupe2, montrant la variation de densité le long de Dj. Ouenza-Dj. Harraba.

## V. ETUDE GEOPHYSIQUE PAR SONDAGE ELECTRIQUE

L'étude géophysique par sondage électrique de la vallée du Mellègue a été réalisée dans l'espoir de recouper les formations Aptiennes en profondeur. Il a été supposé que le Trias serait charrié sur l'Aptien, cependant, comme il va être démontré dans cette étude de détail, les résultats du sondage mécanique ont infirmé cette hypothèse. Les coupes géo-électriques sont données en annexe.



## **B. Coupe II**

La coupe géo-électrique II (annexe) est composée de 6 sondages (2 à 7). Dans sa partie NW, cette coupe est constituée de 3 couches électriques. La couche profonde étant la plus résistante et peut correspondre à du sel triasique. Plus au sud-est, la couche résistante est absente. Il est fort probable que la puissance de la couverture constituée de roches conductrices est plus importante dans la partie SE que dans la partie NW. Une discontinuité verticale importante (faille?), située au milieu de la coupe est mise en évidence.

## **C. Coupe III**

Cette coupe est composée des sondages (10, 10A, 11, 11A et 12). Elle est analogue à la coupe II. Une discontinuité verticale est mise en évidence entre les sondages 11 et 11A.

## **D. Coupe IV**

La coupe IV est composée de 8 sondages électriques numérotés de 15 à 22. Dans sa partie profonde, il est mis en évidence un important horizon résistant qui vraisemblablement corrèle avec le Trias salifère. Trois (3) contacts sub-verticaux sont mis en évidence au milieu de cette coupe.

## **E. Coupe V**

La coupe V est composée de 8 sondages électriques numérotés de 24 à 29. Tous les sondages à l'exception du premier (24) indiquent un horizon résistant profond. Cependant, cet horizon est peu résistant sous les sondages 28 et 29. Deux (2) contacts sub-verticaux sont mis en évidence respectivement entre les couples des sondages 24-25 et 27-28.

## **F. Coupe VI**

La coupe géo-électrique du profil VI est composé de 6 sondages électriques numérotés de 31 à 36. La coupe est à dominante argileuse du Trias à l'exception de deux lentilles marneuses ou calcaireux-marneuses sous le premier et le dernier sondage. En profondeur, l'horizon résistant attribué au Trias salifère est mis en évidence sous les sondages 33 et 35.

## **G. Coupe IIA et IIIA**

La coupe géo-électrique du profil IIA a mis en évidence un horizon résistant qui corrèle avec les sels cristallisés du Trias. La coupe IIIA n'a pas mis en évidence le résistant profond.

## **H. Carte du toit de l'horizon résistant**

La carte du toit résistant est illustrée sur la figure V.30. Elle montre deux zones où le résistant est proche de la surface. La barre de couleur est donnée en altitude au dessus du niveau de la mer. Ces zones montrent clairement deux crêtes salifères. La première crête salifère, située au NE de la zone d'étude a été testée par sondage mécanique. Le sondage mécanique P103 a été placé entre les SEV

18 et 26 et correspond à la partie la plus proche de la surface du sol du résistant. Le résistant qui était supposé correspondre aux calcaires de l'Aptien est attribué maintenant au sel du trias après les résultats du sondage mécanique P103 qui a recoupé les sels à partir de la profondeur 131.4m jusqu'à la profondeur 331.8 m et qui est arrêté dans les sels.

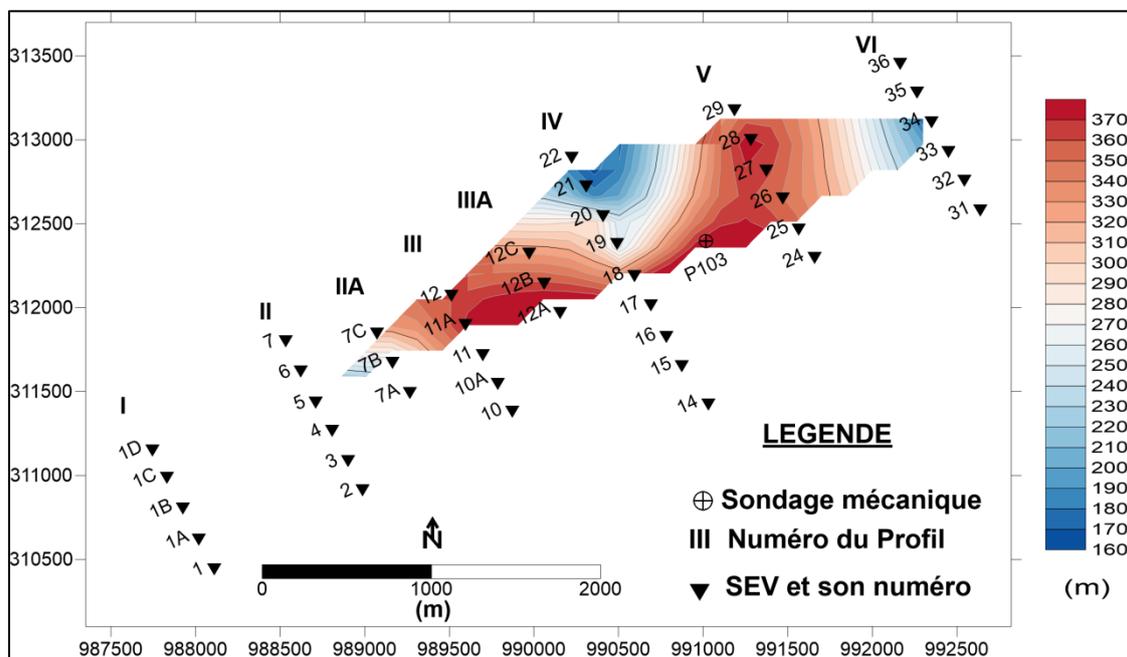


Figure V.30 : Carte du Toit du résistant salifère.

# Conclusion générale

La géologie de notre région d'étude est caractérisée par des formations allant du Trias au Quaternaire. Le Trias évaporitique, orienté NE-SW, est diapirique. Il est flanqué à ses extrémités par des massifs albo-aptiens, et s'étend sur plusieurs kilomètres (23km).

Le Trias comprend des argiles dans la partie supérieure qui est la formation la plus dominante, et contient des intercalations de gypses souvent de couleur blanchâtre. La partie inférieure du Trias contient du sel gemme, il n'affleure pas en surface, et il est signalé à partir de la profondeur 131,40m.

La région d'étude étant faiblement magnétique malgré la présence sur son territoire du gisement de fer d'Ouenza. Cela est causé en grande partie par la présence de l'hématite et de la sidérite qui sont faiblement magnétiques.

Les valeurs du champ magnétique dans la région d'étude varient entre un minimum de 2.5 nT et un maximum de 18.3 nT. Comme, on le constate ces valeurs sont faibles. Ces anomalies de faibles amplitudes paraissent coïncider avec la topographie. La corrélation entre la topographie et les données magnétiques est très évidente.

Nous avons constaté que les reliefs positifs sont caractérisés par des bas magnétiques. Les reliefs négatifs sont corrélés avec les valeurs maximales du champ magnétique. Un exemple est la partie sud-est de la carte à côté du fossé d'effondrement d'Oulad Boughanem.

Sur la carte gravimétrique de l'anomalie de Bouguer résiduelle, les amplitudes varient entre un minimum de -10.2 mGal et un maximum de 17.3 mGal. Elle est maximale au dessus de roches carbonatées (Dj Ouenza, Dj Harraba et Dj. Def). Le minimum de l'anomalie de Bouguer est enregistré sur le fossé d'effondrement d'Oulad Boughanem et une partie du diapir d'Ouenza.

Les zones à fort gradients marquent des failles ou des contacts, le long desquels, les dépôts tertiaires et Quaternaire ont été affaissés par rapport aux roches carbonatées pré-tertiaires. L'intensité de cette anomalie négative (une dizaine de mGal), nous renseigne sur l'importance de l'épaisseur des dépôts tertiaires. Cette anomalie négative recoupe les anomalies positives de l'axe anticlinal Dj Ouenza et Dj Harraba-Méridef. Notons aussi, que l'anticlinal de Dj. Def est caractérisé par une anomalie gravimétrique positive.

Deux coupes ou sections verticales ont été extraites du modèle gravimétrique 3D de la région d'Ouenza :

- La première coupe, va de Ouldjet Mellégue au NE jusqu'au Djebel Def au SW, elle a une longueur totale de l'ordre de 20 km. La densité varie entre un minimum de  $-0.5 \text{ g.cm}^{-3}$  et un maximum de  $+0.3 \text{ g.cm}^{-3}$ .

- La deuxième coupe, va du SW du Dj Ouenza jusqu'au Dj Harraba au NE à côté de la frontière tunisienne. Cette coupe admet une longueur de l'ordre de 25 km. La densité sur cette coupe, varie entre un minimum de  $-0.18 \text{ g.cm}^{-3}$  et un maximum de  $+0.34 \text{ g.cm}^{-3}$ .

Les coupes géo-électriques montrent que la couche profonde étant la plus résistante, cet horizon résistant corrèle avec le Trias salifère. Des contacts sub-verticaux sont mis en évidence.

Le résistivité qui était supposé correspondre aux calcaires de l'Aptien est attribué maintenant au sel du Trias après les résultats du sondage mécanique P103 qui a recoupé les sels à partir de la profondeur 131.4m jusqu'à la profondeur 331.8 m et qui est arrêté dans les sels. Donc le Trias est enraciné et il n'est pas n'en plus charrié sur l'Aptien.

# BIBLIOGRAPHIE

1. Aeroservice corporation. (1975). Aero-magneto-spectrometric Survey of Algeria, Final Report, 3 Volume.1 Houston, Philadelphia.
2. Alièv et al., (1971). Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz des atlas algériens. Rapport inédit. SONATRACH, Tome 2.
3. Allek, K. (2005). Traitement et interprétation des données aéromagnétiques acquises au-dessus des régions de Tindouf et de l'Eglab (SW de l'Algérie): impact sur l'exploration du diamant. Mémoire de magister, Alger, 175p.
4. Anecchione, M. A. (2000). La contribution de la gravimétrie à l'étude hydrogéologique de la moraine Oak Ridges. École polytechnique de Montréal.
5. Aoudjehane, M., Bouzenoune, A., Rouvier, H., & Thibieroz, J. (1992). Halocinèse et dispositifs d'extrusion de trias dans l'Atlas saharien oriental (NE Algérien). *Géologie Méditerranéenne*, 19(4), 273-286p.
6. Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22(2), 359-382p.
7. Beghoul, M. (1974) : Etude géologique de la région des Hamimat (SE Constantinois). Application à la recherche pétrolière des confins algéro-tunisiens. Thèse. Doct. Ing., Paris, 127 p.
8. Beguiret, L. (2007). Etude géologique et géostatistique des minéralisations a Fe-Cu du gisement de Douamis (Ouenza-Algérie), 67p.
9. Belhia, A. (1990). Contribution à l'étude géophysique de la région de Saïda (Algérie) (Doctoral dissertation, Université de Lausanne, Faculté des sciences). 204 p.
10. Binely, A. (2015). Tools and Techniques: Electrical Methods; in *Treatise in Geophysics*, Elsevier, pp 232-256.
11. Blakely, R.J.(1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press.
12. Bobachev, C. (2002). IPI2Win: A windows software for an automatic interpretation of resistivity sounding data. Moscow State University, 32p.
13. Boubaya, D. (2005). étude geophysique multi-methode du nord est algerien : Implications sur le lien entre le diapirisme salifère et l'extension de couverture «thin-skinned extension», Mém. de Magister, USTHB, 124p.
14. Boubaya, D., & Hamoudi, M. (2013). Etude géophysique du nord de l'Aurès et des régions limitrophes (Thèse de doctorat), USTHB, 127 p.

15. Bournas, N. (2002). Interprétation des données Aérogéophysiques acquises au dessus du Hoggar Oriental, Thèse de Doctorat présentée à l'USTHB (Alger), 250 p. Alger.
16. Bouzenoune, A. (1993). Minéralisations périadiapiriques de l'Aptien calcaire: les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale) (Doctoral dissertation, Paris 6), 206p.
17. Briggs, I. (1974). Machine contouring « using minimum curvature ». *Geophysics*, 39, 39-48.
18. Busson, G., et Cornée A., (1989). Quelques données sur les antécédants climatiques du sahara : la signification des couches détritiques rouges et des évaporites du Trias et du Lias-Dogger. *Bull. Soc. Géol. France* (8), V. 1, pp. 3-11.
19. Castany, G. (1951). Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. *Annales Mines Géol., Tunis*, n°8, 2 vol.
20. Chabane, K. (2015). Le Cénomanién-Turonien du Nord de Tébessa (Nord-Est algerien), 153p.
21. Chapellier, D. (2000). Prospection électrique de surface. cours oneline de géophysique de l'Université de Lausanne, Suisse.120p.
22. Degaichia, A. (2014). Sédimentologie et Paléoenvironnements des sédiments du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords (Atlas saharien oriental, NE de l'Algérie). Thèse de Doctorat. 213p.
23. Dubois, J. Diament, M. cogné, J.P. (2011). Géophysique, cours et exercices corrigés, Dunod, Paris, 4<sup>ème</sup> édition, 264 P.
24. Dubourdiou, G. et Durozoy G. (1950). Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). *Bulletin du service Géologique de France*, 5<sup>ème</sup> série, t.XX, pp.257-266.
25. Dubourdiou, G. (1948). Notice explicative de Djbel Ouenza (125).
26. Dubourdiou, G. G. (1956). Étude géologique de la région de l'Ouenza:(confins Algéro-Tunisiens). 1. Texte. Service de la carte géologique de l'Algérie, 659p.
27. Edwards, L. S. (1977). A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*, 42(5), 1020-1036p.
28. EREM. 1988. Rapport Final de Prospection et Evaluation de Fer dans la région Ouenza-Boukhadra , Rapport interne inédit.
29. Fleury, S. (2011). Méthode magnétique appliqué à l'exploration multi-échelle du Bassin de Franceville. Thèse de doctorat Univ.Strasbourg.
30. Florsh,N., Muhlash, F. (2018). *Everyday Applied Geophysics 1. Electrical Methods*. ISTE PRESS, Elsevier.

31. Gavazzi, B. (2015). Méthode magnétique multi-échelle à 3 dimensions appliquée à l'étude archéologique du site de Qasr Allam, Oasis de Bahariya, Egypte, thèse de doctorat, Université de Grenoble, 229p.
32. Grant, F.S., & West, G.F. (1965). *Interprétation theory in applied geophysics*. Mac Graw Hill, New York.
33. Hamimed, M. (2004). Étude sédimentologique et paléogéographie des sédiments Miocènes au pays du Nord-est de l'Atlas Saharien des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat d'état. Université de Constantine, Algérie, 223p.
34. Hamoudi, M., Lesur, V., & Rother, M. (2010). Lithospheric Field Modeling from satellite Data. General Assembly European Geosciences Union.
35. Kazi Tani, N. (1986). Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse Doct. ès Sciences, Univ. Pau et des pays de l'Adour, 2 tomes.
36. Keating, P. (2011). Use of non-linear filtering for the regional-residual separation of potential field data. *Journal of Applied Geophysics*, 315-322.
37. Kowalski, M, W, Hamimed, M et Pharisat, A. (2002). Les étapes d'effondrement des grabens dans les confins algéro-tunisiens. *Bull.Serv.géol.Algérie*, vol.13, n°2, p.131-15
38. Ku, C. C., Telford, W. M., & Lim, S. H. (1971). The use of linear filtering in gravity problems. *Geophysics*, 36, 1174-1203.
39. Lagrula, J. (1951). Etude gravimétrique de l'Algérie- Tunisie. Publ. Serv. Carte géol. Algérie.
40. Mahammed, J.O. (2012). Utilisation des dispositifs de géophysique électrique non classiques pour l'étude des couches géologiques profondes : cas des chotts El Gharbi et Chergui, Thèse doctorat, Université d'Oran.
41. Martelet, G. (1999). Modélisation de la structure crustale et du comportement mécanique de la lithosphère à partir des anomalies gravimétriques. Applications à l'Himalaya et au massif granitique du Mt Lozère, Cévennes. Thèse. Institut de Physique du Globe.
42. Masse, J. P., & Chikhi-Aouimeur, F. (1982). La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (Sud Constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. *Géologie méditerranéenne*, 9(3), 259-267p.
43. Masse, P. & Thieuloy, J..P. (1979). Précisions sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien du Sud-Est constantinois (Algérie). Conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol.7, n°1, pp. 65-71.
44. Mesko, À. (1965). Some notes concerning the frequency analysis for gravity interpretation. *Geophys.pros.*, 475-488.

45. Nabighian, M. N., Grauch, V. J., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Peirce, J. W., . . . Ruder, M. E. (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70, 33-61.
46. Nedjari-Bellahcene, S. et Nedjari, A. (1984). Le Boukhadra. Esquisse paléogéographique aptienne. 5<sup>ème</sup> séminaire National des Sciences de la Terre, Alger, pp.102.
47. Nettleton, L.L. (1976). *Gravity and magnetics in oil prospecting*. McGraw-Hill.
48. Othmanine, A. (1987). Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sidéritique autour du fossé de Tebessa-Morsott (Algérie). Relation entre paléogéographie aptienne, diapirisme, structure et métallogénie (Doctoral dissertation, Thèse de 3<sup>ème</sup> Cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 221 p).
49. Ould Mohamed, M. S. (2017). Etude gravimétrique de la région de mesloula (mémoire de master), 53p.
50. Perthuisot, V. & Rouvier, H. (1988). Les relations métal-soufre-eau-hydrocarbures microorganismes et la genèse des concentrations de sulfures et de soufre des diapirs évaporitiques. In : H. Pélissonier & J.F. Sureau (éds) : *Mobilité et concentration des métaux de base dans les couvertures sédimentaires : Manifestations, mécanismes, prospection*. Document du BRGM, n°183, pp. 269-278.
51. Sami, L. (2004). Contribution à l'étude géologique et géochimique des minéralisations à Pb-Zn, Ba et F dans la région de Mésékiana : Exemple des indices d'Es Souabaa et de M'Khiriga, (Atlas Saharien oriental). Thèse Magistère, FSTGA., USTHB Bab Ezzouar Alger.
52. Sami, L. (2011). Caractérisation Géochimiques des fluides minéralisateurs des confins algérotunisiens. Thèse, USTHB, 179p.
53. Shein, A.N., Udiskikh, E.U., Potapov, V.V., Kalganov, A.S. (2018). *Laboratory manual on electrical exploration, Part 3 (en russe)*, Transbaikal State University, Chita.
54. Smati, A. (1986). Les gisements de Pb-Ba et de Fe du djebel Slata (Tunisie du CentreNord) : Minéralisations épigénétiques dans le Crétacé néritique de la bordure d'un diapir de Trias. Gisement de Sidi Amor Ben Salem et de Slata fer. Thèse Doct. 3<sup>ème</sup> cycle, Lab. Géol. Appl., Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 250 p.
55. Telford, W.M., Geldart, L.P., Shérif, R.E., & Ken, D.A. (1986). *Applied geophysics.*, Cambridge Univ. Press, London, pour. 860.
56. Thibiéroz, J. & Madre, M. (1976). Le gisement de sidérite du Djebel El Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de la mer aptienne. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du nord*, Alger, t.67, fasc. 3-4, pp. 126-150 Vila, J.M. (1980) : La chaîne alpine d'Algérie nord-orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Doct. d'Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 665 p.

57. Ugalde, H.A, et Morris, W.A. (2008). An assessment of topographic effects on airborne and ground magnetic surveys. *Leading Edge*, 27, 76-79.
58. Vila, J. M. 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéo-tunisiens. Thes. Univ. Paris, 663p.
59. VOXI Earth Modelling (2015). Geosoft oasis montaj v8.3.
60. Wessel, P. (1998). An empirical method for optimal robust regional-residual separation of geophysical data. *Mathematical geology*, 30, 391-408.
61. Zerdazi, A. (1990). Etude gravimétrique de la mole d'Ain-M'lila et de l'Atlas saharien septentrional oriental (nord-est de l'Algérie) (Doctoral dissertation, Université de Lausanne, Faculté des sciences), 227 p.

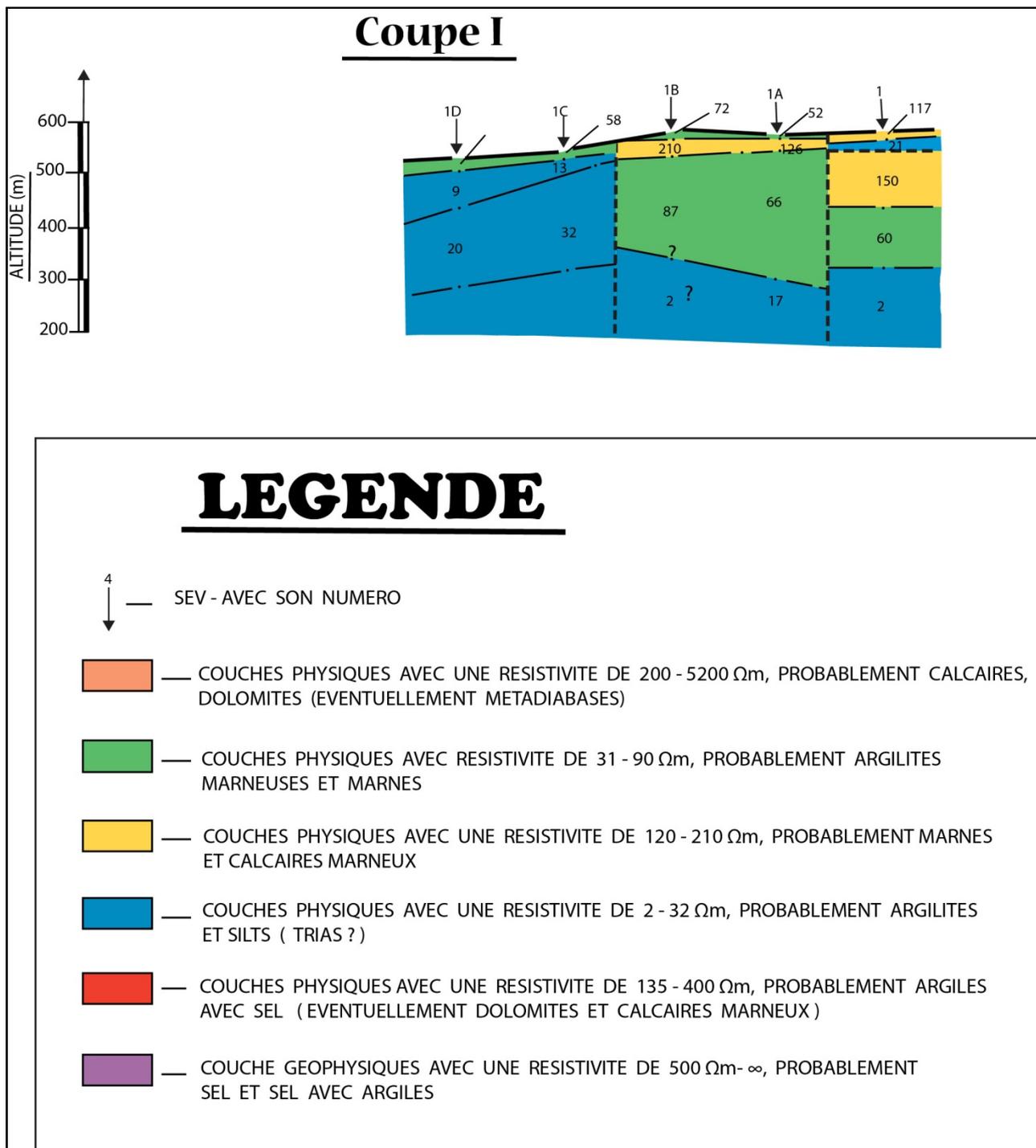
## **Webographie**

[www.meteoblue.com](http://www.meteoblue.com), climat d'ouenza.com

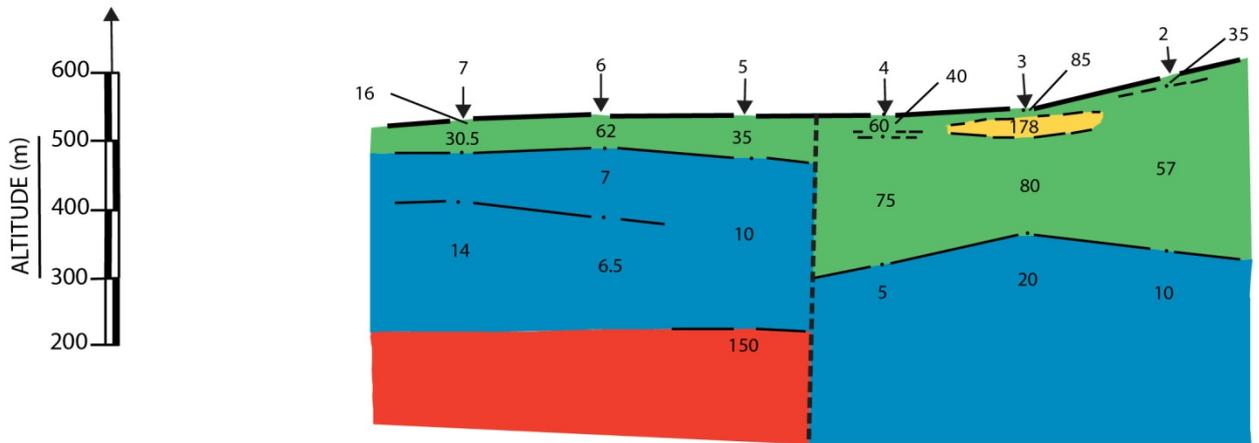
<http://www.mines.edu>

# ANNEXE

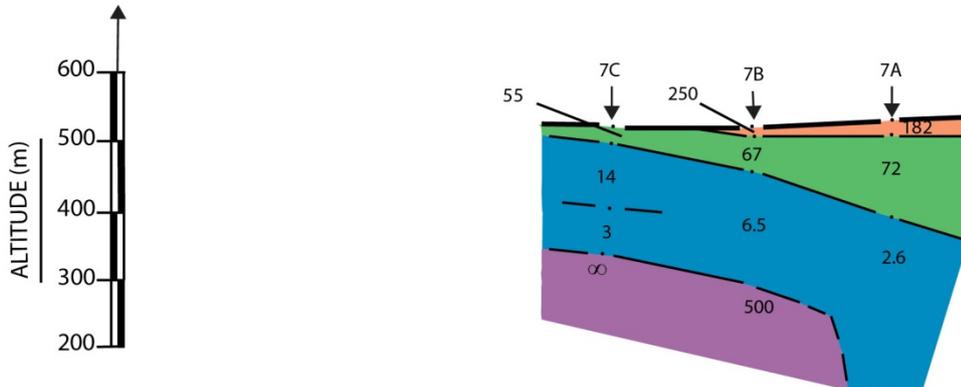
Les coupes géo-électriques des sondages électriques réalisées sur la vallée du Mellègue (Ouenza).



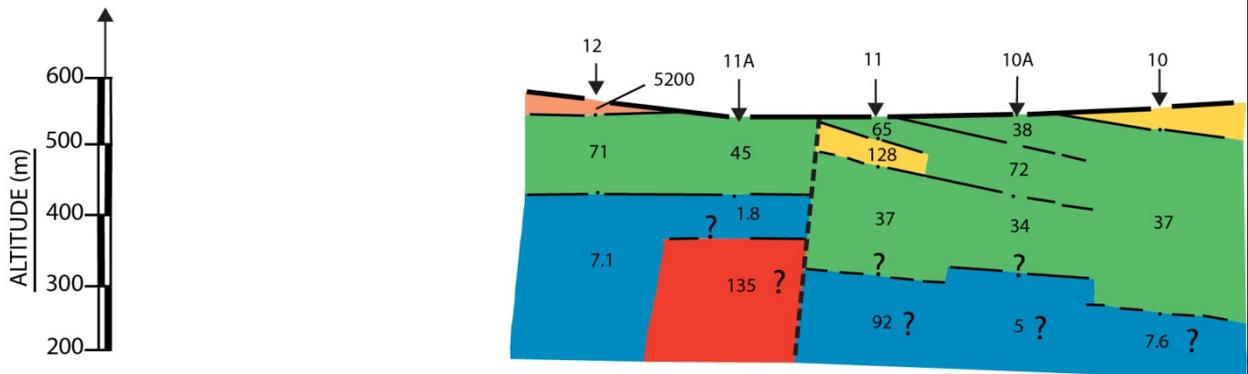
## Coupe II



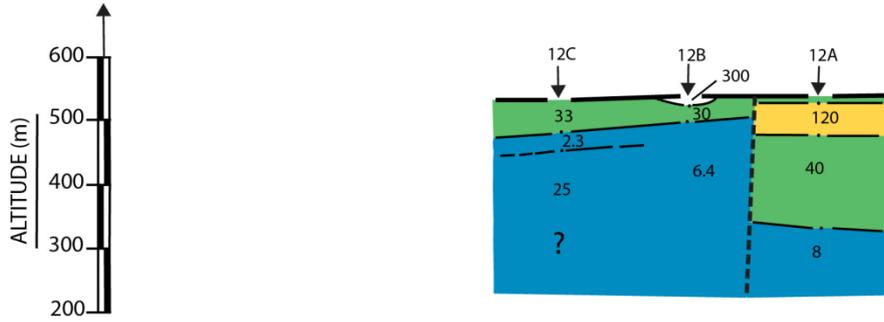
## Coupe II A



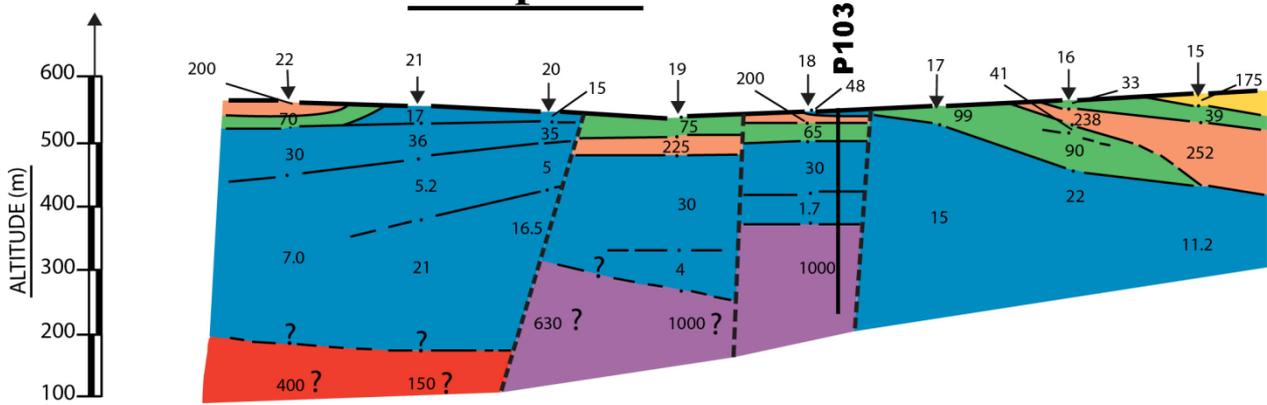
## Coupe III



### Coupe III A

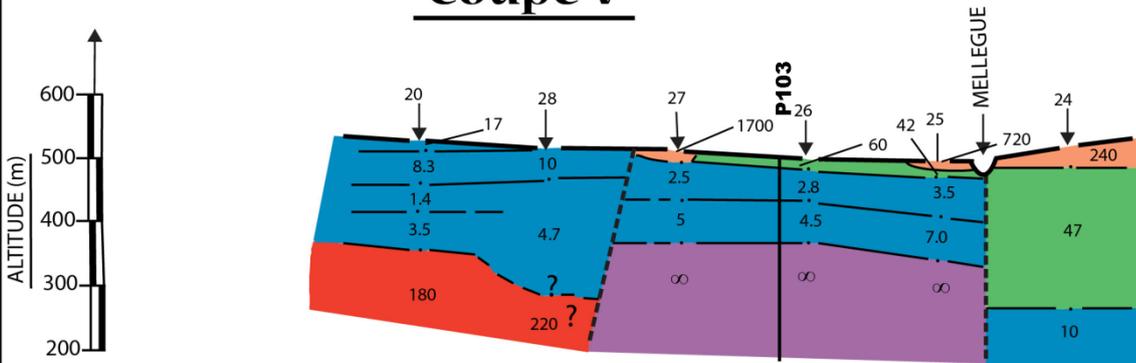


### Coupe IV



P103- Sondage mécanique

### Coupe V



# Coupe VI

