



*République Algérienne Démocratique et Populaire*  
Ministre de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique  
Université Larbi Tebessi - TEBESSA  
Faculté des Sciences Exactes et Sciences de la Nature et de la Vie  
Département des Sciences de la Terre et de l'Univers  
Laboratoire de recherche Eau et environnement



# Thèse

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat LMD

En Hydrogéologie

Option : Hydrogéologie appliqué - Géologie de l'ingénieur et aménagement

Par : BOUHLASSA Saddek

(Ingénieur d'état en Géologie de l'ingénieur, Master en géologie de l'ingénieur et de l'aménagement)

Intitulée :

**Reconnaissance et protection des aquifères karstiques par les méthodes géophysique : Application de la tomographie électrique et de la microgravimétrie sur le site de MChentel, région de Cheria w de Tébessa.**

**Devant le jury :**

GOUAIDIA Layachi	Professeur	Larbi Tebessi-Tébessa	Président
FEHDI Chemseddine	Professeur	Larbi Tebessi-Tébessa	Rapporteur
BOUBAYA Djamel	MCA	Larbi Tebessi-Tébessa	Co-Rapporteur
KACHI Slimane	Professeur	8 Mai 1945-Guelma	Examineur
GUEFAIFIA Omar	M.C.A	Larbi Tébessi-Tébessa	Examineur
DJAIZ, Fouad	M.C. A	Hadj Lakhder-Batna	Examineur

**13 Février 2019**

## *Avant-propos*

### De quoi s'agit-il

*Pour ne pas être compris et paraître savants les médecins parlaient autrefois latin. Aujourd'hui, peut-être plus encore qu'hier, le néologisme semble revenir. Il constitue décidément la mesure sociale de la valeur de l'individu de l'époque moderne.*

*En géologie, par exemple, les disciplines devenant presque autonomes, les thèses se révèlent parfois trop thématiques : On recherche de plus en plus sur de moins en moins, on se spécialise, on s'autonome.*

*Il n'est pas impossible d'écrire de gros ouvrages sur quelques traçons de la seule faille de San-Andréas, sur les gaufres de Mexique ou sur les systèmes de karstification à l'échelle mondiale.*

*Il ne fait cependant pas s'attendre dans cette thèse à autre chose qu'un canevas général tissé beaucoup plus par une démarche pluridisciplinaire que par la rigidité d'une discipline autonome.*

*Il s'agit d'une caractérisation multi scalaire d'un bassin sédimentaire karstifié, à partir des données de subsurface, où chaque "type" de géologue et géophysicien trouvera un aspect qui peut répondre plus ou moins à sa propre vocation.*

### Particularité de cette thèse.

*Nous avons voulu bénéficier des toutes dernières améliorations et mise au point apportées aussi bien dans les techniques de mesures en surface que dans leurs interprétations, bien que certaines considérations relèvent déjà de l'obsolète, c'est le cas de principe de la cartographie développées dont le rajeunissement. Ici-consiste à obtenir du neuf avec du vieux. C'est à dire obtenir pour la première fois des informations microstructurales sur une partie d'un vaste bassin sédimentaire de Nord-Est Algérienne. Cela est essentiel compte tenu de l'échelle sur laquelle ces informations sont recherchées (Cartographie des cavités karstique). Cette thèse peut sembler ne pas s'accorder avec l'opinion selon laquelle une étude de détail doit porter sur une contrée limitée. Dans cette contrée limitée il y a cependant moins de chance de rencontrer des caractères clés qui abaissent à la logique dont dépend l'harmonie régionale.*

*Devant la profusion de manuels et d'articles concernant les notions géologiques et géophysiques le chapitre deux "Hydro-géophysique où milieu karstifié" peut paraître vain ou exagérément long pour les uns et trop succinct pour les autres. Nous avons estimé cependant que certaines notions géophysique "Microgravimétrie ou électrique" d'une part et géologique d'autre part ne sont pas considérées comme systématiquement (bien) acquises par les géologues et les géophysiciens respectivement. Nous avons voulu que notre travail soit accessible aux uns et aux autres.*

*Sous cet aspect est peut-être à d'autres points de vues, la présentation de ce partie nous a paru fondamentale pour les uns et pour les autres car pour les géologues « hydrogéologue ou géotechnicien » que je suis, les bases géophysiques relatées dans ce partie constituent le " bon usage" que semble perpétuer les majorités des bons géophysiciens de notre temps. Hélas pourtant, je ne crois pas pouvoir trop m'assurer que la valeur géologique de mes interprétations ne puisse souffrir de temps à autre de déficiences. Dès lors, nous sommes efforcés d'être clair, succinct et pragmatique en évitant de recourir le moins possible à des interprétations pédantes ou rébarbatives. En conséquence, nous avons peut-être insisté sur les questions que sur les solutions ou sur le qualitatif que sur la quantitatif bien qu'en géophysique "Microgravimétrie et tomographie électrique" toute quantification vise essentiellement l'aspect pétrophysiques et cartographique. Cet aspect, trop technique et pratique nous a paru trop "Périodique" pour qu'il puisse répondre au véritable objectif de cette thèse. Celle-ci propose l'échafaudage susceptible de stimuler d'autres études basées sur l'analyse réelle de ces karsts par la cartographie spéléologique ou forage de reconnaissances en particulier. Cet aspect du type descriptif, aurait manifestement un caractère moins quantitatif. Il l'est peut-être beaucoup moins dans cet essai qui a, en revanche, pour principale particularité de couvrir un domaine assez large.*

*Lorsqu'un essai géophysique défile le long d'un profil de surface c'est toute la géologie et la structurale qu'elles parcourent. Chaque courbe enregistrée peut être considérée comme étant un spectre où s'interfèrent tous les aspects géologiques. Nous nous sommes de ce fait souvent laissé entraîner vers le fond de ces courbes, mais nous avons à chaque fois en conscience que nous ne pourrions jamais "démêler" tous les spectres et terminer ce travail si nous voulions trop "éplucher". Notre travail n'est donc pas complet. Quel essai saurait l'être ? Du moins, croyons-nous n'y avoir omis rien d'essentiel.*

## Remerciement

*Une thèse, bien entendu, c'est un travail de longue haleine, un défi que l'on se donne à soi-même. Mais c'est surtout une formidable histoire de relations, de rencontres et d'amitié. La pratique de la recherche scientifique vous place souvent face à des questionnements intellectuels et des obstacles techniques. Les solutions, rarement simples et linéaires, ne se sont jamais trouvées sur mon tabouret de bench! Non, elles se sont imposées par le fruit des nombreux contacts que j'ai eu l'occasion de créer avec nombre de personnes passionnées dans leur projet et dans leurs spécialités. Cette période de doctorat aura été probablement l'un des plus beaux chapitres de ma vie. J'aimerais remercier ceux et celles qui d'une manière ou d'une autre ont participé à son écriture ...*

*- "Allo, Victor H.? Ici Marcel P.... Comment trouves-tu mon nouveau papier? "*

*- "Trop longues, Marcel, trop longues tes phrases! Des points, Marcel, mets des points! "*

*Voilà comment sans doute Victor Hugo aurait parlé à Marcel Proust si ce dernier avait été doctorant. Heureusement, son talent s'est révélé dans une toute autre discipline! Oui Chef, je sais, l'écriture scientifique doit être claire et concise. Les idées doivent être bien définies ... bref il me reste encore à apprendre! Si il est bien quelqu'un que je dois remercier dans cette rubrique c'est "The Chief" mon directeur de thèse, le Professeur FEHDI Chemseddine, mon Mentor, celui qui m'a redonné foi en la Science. Merci, Chef, de m'avoir accompagné sur ce chemin, rempli d'embûches, de m'avoir guidé et enseigné les réflexes du bon chercheur. Tu m'as appris à me poser les bonnes questions et à y répondre avec le maximum de rigueur. Merci encore de m'avoir montré l'exemple dans la préparation et la rédaction de mes papiers et travaux. Ton écoute, ta générosité, ta patience, ton optimisme et ton extraordinaire force de travail font de toi un exemple ... dont j'espère encore pouvoir longtemps profiter!*

*En deuxième lieu, je tiens à remercier mon co-directeur de thèse, le docteur BOUBAYA Djamel, pour la confiance qu'il m'a accordée en acceptant d'encadrer ce travail doctoral, pour ses multiples conseils et pour toutes les heures qu'il a consacrées à diriger cette recherche. J'aimerais également lui dire à quel point j'ai apprécié sa grande disponibilité et son respect sans faille des délais serrés de relecture des documents que je lui ai adressés. Enfin, j'ai été extrêmement sensible à ses qualités humaines d'écoute et de compréhension tout au long de ce travail doctoral.*

*Nos vifs remerciements vont également aux membres du jury (Pr. L. GOVAIDIA comme un président et Pr S. KACHI, Dr O. GUEFAITIA et Dr F. DJAIZ comme Examinateurs) pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon recherche en acceptant d'examiner mon travail Et de l'enrichir par leurs propositions.*

*Je remercie le Dr N. BOUGHRIRA (Chef de département de la géologie), Pr N. KHERICI (Doyen de la Faculté des Sciences de la Terre) et Pr H. CHEFFAI (Maître de Conférences) aux l'université Badji Mokhtar Annaba, pour m'avoir fait confiance et accueilli dans son laboratoire (gravimètre). Merci pour votre aide et votre soutien sans faille. Grâce à vous, j'ai pu réaliser mes travaux sur la microgravimétrie dans d'excellentes conditions*

*Je remercie le chef de laboratoire de recherche Eau et environnement (Département des Sciences de la terre et de l'Univers-Tébessa) Pr F. Baali et tous les membres et ex-membres de l'équipe-Laboratoire pour le climat sympathique dans lequel ils m'ont permis de travailler. Les nombreuses discussions que j'ai pu avoir avec chacun m'ont beaucoup apporté.*

*Pendant toutes ces années de thèse a régné dans les couloirs et locaux du bloc B une ambiance chaleureuse, où il était agréable de travailler. Merci à tous les enseignants de Département des Sciences de la terre et de l'Univers-Université de Tébessa.*

*Quand on fait ses études à Tébessa, son mémoire de l'ingénieur à 2003, il est difficile de conserver de bons contacts avec ses amis de "là-bas" ... Cependant certains restent et je les en remercie. Je remercie également toutes les personnes, amis de la famille collègues de travail à SONATRACH et connaissances qui m'ont toujours fait part de leurs plus fervents encouragements.*

*Enfin, je remercie ceux qui ont veillé sur moi depuis toujours, ceux qui m'ont fait confiance, qui m'ont soutenu sans faille dans tous mes projets et qui ont accepté mes choix sans pour autant toujours forcément les comprendre, merci ma mère, mes sœurs et mes frères.*

## Dédicace

### *A la mémoire de mon Père hadj Ahmed*

*Aucune dédicace ne saurait exprimer l'amour, l'estime, le dévouement et le respect que j'ai toujours eu pour vous. Rien au monde ne vaut les efforts fournis jour et nuit pour mon éducation et mon bien être. Ce travail est le fruit de tes sacrifices que tu as consentis pour mon éducation et ma formation.*

### *A ma très chère mère*

*Affable, honorable, aimable : Tu représentes pour moi le symbole de la bonté par excellence, la source de tendresse et l'exemple du dévouement qui n'a pas cessé de m'encourager et de prier pour moi. Ta prière et ta bénédiction m'ont été d'un grand secours pour mener à bien mes études. Aucune dédicace ne saurait être assez éloquente pour exprimer ce que tu mérites pour tous les sacrifices que tu n'as cessé de me donner depuis ma naissance, durant mon enfance et même à l'âge adulte. Tu as fait plus qu'une mère puisse faire pour que ses enfants suivent le bon chemin dans leur vie et leurs études. Je te dédie ce travail en témoignage de mon profond amour.*

*Puisse Dieu, le tout puissant, te préserver et t'accorder santé, longue vie et bonheur.*

### *A mon chère épouse*

*Merci d'avoir donné un sens à ma vie. Merci pour ton amour, ton soutien et tes encouragements qui ont toujours été pour moi d'un grand réconfort. Merci pour ta gentillesse et ton sens du sacrifice.*

*Je te dédie ce travail qui est aussi le tien, en implorant DIEU le tout puissant de nous accorder une longue vie de bonheur, de prospérité et de réussite, en te souhaitant le brillant avenir que tu mérites et de nous réunir dans l'au-delà incha ALLAH.*

### *A mes enfants Ahmed Sadime, Adam et Razan*

*Avant même que mes yeux ne vos voient mes chéries, mes amours et mes affection pour vous n'ont pas cessé de s'accroître de jour en jour. Votre sourire illumine ma vie et la rend plus joyeuse et pleine de sens. Vous avez partagé avec moi cette aventure avant même vous naissances et vous continuez à la vivre avec moi chaque instant. A vous mes chéries je dédie ce modeste travail en implorant DIEU le tout puissant de vous garder pour vous parents qui vous adorent.*

*Je t'aime mes puces.*



## ملخص

اهتم الكثير من المؤتمرات العالمية بالمشاكل الهندسية الناجمة عن التكوينات الكارستية وجل هذه الدراسات اثبتت ان البنى النظامية الكارستية جد معقدة وان الية ضبط معابقتها وتطورها جد صعبة. الى يومنا هذا لا توجد هناك اي طريقة جيوفيزيائية موثوق بها تماما لكشف التجاويف الباطنية الكارستية. ومن الطرق لجيوفيزيائية المستعملة قبل الطرق الهدمية او ما يعرف بالطرق المدمرة نجد طريقة الجاذبية المكمرة ومترية وطريقة التصوير الكهربائي ثلاثي الابعاد.

وتعتبر طريقة الجاذبية المكمرة ومترية واحدة من اكثر الطرق نجاعة في كشف التجاويف الكارستية الباطنية. و تعتمد هذه الطريقة على فوارق الكثافة في الطبقات التحتية, هذه الفوارق المسجلة يجب ان تثبت بالطرق المدمرة مثل المسح الطبوغرافي الباطني او الطرق الغير مدمرة مثل التصوير الكهربائي. من ناحية اخرى ناكذ بان القياسات المكمرة ومترية للجاذبية الارضية تسمح بتحديد بدقة ابعاد الاماكن ذات فوارق الكثافة للطبقات الارضية والتصوير الكهربائي يسمح بقياس اماكن المقاومة الكهربائية للتجاويف الارضية, نحن قمنا بتطبيق الطريقتين لجيوفيزيائية في هذه الدراسة بالاعتماد على العمق لسببي الخاص بالقياسات المكمرة ومترية للجاذبية الارضية من اجل معرفة اشكال النماذج ذات مقاومة مضادة باضافة للمعلومات البديهية.

نحن قمنا باستعمال القياسات المكمرة ومترية للجاذبية الارضية والتصوير الكهربائي والمسح الطبوغرافي الباطني (علم الكهوف) ليس من اجل تقبهم فواند هذه الطرق لجيوفيزيائية في تحديد التجاويف الباطنية فحسب ولكن من اجل تحسين المعارف الخاصة بالانظمة الكارستية الباطنية للصخور الجيرية بالعمر الايوساني على مستوى منطقة الدراسات

# Abstract

*Many conferences in the world related to the problems of the karst connected to the presence of karst, the whole of the studies show that the structure of the karstic systems is very complex and that the mechanisms controlling their development are heterogeneous and difficult to envisage.*

*There thus does not exist currently of completely reliable geophysical method to detection of the underground cavities of karstic type. However, the methods geophysics can be used in complement or before implementation of the methods known as "destructive ". There exist many methods of geophysical investigation with in particular microgravimetry and the electric tomography.*

*Microgravimetry is perhaps one of most effective to detect the shallow underground cavities; this method highlights differences in density in the basement. The anomalies thus detected must then be confirmed by the other destructive method like speleological cartography or not destructive like the electric tomography.*

*In addition, we confirm that whereas measurements microgravimetric make it possible to determine with precision dimensions of an anomaly in a basement. Measurements of the electrical resistance make it possible to determine zones of high resistivity to the site of the cavities. We couple these two methods geophysics in two case studies, by using the depth of the interfaces determined on calculations microgravimetric to force the models of opposite resistivity by the addition of information a priori.*

*The joint application of microgravimetry, electric tomography and speleology (underground cartography) made it possible not only to evaluate the interest and the effectiveness of these methods geophysics for detection of the underground cavities, but to improve knowledge of the structure karstic system of Eocene carbonated on the level of the stayed area.*

# Résumé

*De nombreuses conférences dans le monde ont porté sur les problèmes des gènies reliés à la présence de karst, l'ensemble des études démontrent que la structure des systèmes karstiques est très complexe et que les mécanismes contrôlant leur développement sont hétérogènes et difficiles à prévoir.*

*Il n'existe donc pas actuellement de méthode géophysique totalement fiable de détection des cavités souterraines de type karstique. Cependant, des méthodes géophysiques peuvent être utilisées en complément ou avant mise en œuvre des méthodes dites "destructives". Il existe de nombreuses méthodes d'investigation géophysique avec notamment la microgravimétrie et la tomographie électrique.*

*La microgravimétrie est peut-être l'une des plus efficaces pour détecter les cavités souterraines peu profondes ; cette méthode met en évidence des différences de densité dans le sous-sol. Les anomalies ainsi détectées doivent ensuite être confirmées par l'autre méthode destructive comme la cartographie spéléologique ou non destructive comme la tomographie électrique.*

*Par ailleurs. Nous confirmons qu'alors que les mesures microgravimétrique permettent de déterminer avec précision les dimensions d'une anomalie dans un sous-sol. Les mesures de la résistivité électrique permettent-elles de déterminer des zones de hautes résistivités à l'emplacement des cavités. Nous couplons ces deux méthodes géophysique dans deux études de cas, en utilisant la profondeur des interfaces déterminées sur les calculs microgravimétrique pour contraindre les modèles de résistivité inverse par l'ajout d'information à priori.*

*L'application conjointe de la microgravimétrie, tomographie électrique et la spéléologie (cartographie souterraine) a permis non seulement d'évaluer l'intérêt et l'efficacité de ces méthodes géophysiques pour la détection des cavités souterraines. Ainsi d'améliorer la connaissance de la structure interne de système karstique d'Eocène carbonaté au niveau de la zone d'étud*

# Sommaire

Titres	Pages
Avant-propos	
Remerciement	
Dédicace	
ملخص	
Abstract	
Résumé	
Sommaire	
Liste des figures	
Liste des tableaux	
Liste des symboles	
Synthèse de l'activité de recherche	
<b>Partie 01: Prolégomènes</b>	
<b>Chapitre 01 : Revue de la littérature</b>	
1. Introduction	17
2. Rappelles et définitions	17
2.1. Le karst	17
2.2. Karstification	18
2.3. Karstification et spécificités des aquifère karstique	18
2.3.1. Processus de karstification	18
2.3.2. Les différentes approches pour la définition d'un aquifère karstique	18
A. Le karst c'est avant tout un paysage particulier	20
❖ Le lapiaz	20
❖ Les dolines	20
❖ Les poljés	20
❖ Les canyons	20
❖ Les cavités	21
❖ Concrétionnement	21
❖ Comblement détritique	21
B. Les karsts c'est également un aquifère particulier	21
❖ La zones épi-karstiques	21
❖ La zone noyée	21
2.4. Spécification et schéma conceptuel	23
2.5. Classifications des aquifères karstiques	25
2.5.1. Aquifère carbonaté fissuré et karstifié	25
2.5.2. Système karstique au sens strict	25
2.5.3. Système karstique non fonctionnels	25
2.5.4. Système des karsts binaires	26
2.5.5. Système des karsts unaires	26
Chapitre 02 : Définition ; géomorphologiques, géologique et hydro-climatologique du bassin de Chéria	
1. Situation géographique	29
2. Cadre géologique	30
2.1. Contexte régional	30
2.1.1. Aspecte structuraux de l'Atlas Saharien	30
2.1.2. L'Atlas Saharien oriental, limite et structure.	31
2.1.2.1. Les accidents majeurs.	31
2.1.2.2. Les plissements.	31
2.1.2.3. Les structures extensives.	31
2.1.2.4. Les phases orogéniques.	32
2.1.2.5. Cadre sédimentaire et paléogéographie.	33
2.1.3. Stratigraphie régional.	34
2.1.3.1. Mésozoïque.	34
2.1.3.2. Cénozoïque-Quaternaire.	36
2.1.4. Conclusion.	37
2.2. Contexte local.	38
3. Cadre hydrologique, climatique et végétale du bassin de Chéria	
4. Cadre hydrogéologique	

5. Historique des études géophysiques.	42
6. Etude de fracturation	43
<b>partie 02 : Hydro-géophysique au milieu karstifié</b>	
<b>Chapitre 03 : Méthode microgravimétrie</b>	
Introduction	44
<b>I.</b> Généralités	45
<b>II.</b> Elément de vocabulaire	45
<b>III.</b> Les instruments de mesures de la gravité	46
1. Gravimètre absolu FG5	47
2. Gravimètre relative	50
3. Gravimètre de travail	51
3.1. Introduction	51
3.2. Système élastique de quartz	53
3.3. Système de nivellement	53
3.4. Système électrique	54
3.5. Système optique	54
3.6. Système de mesure	55
<b>IV.</b> Corrections des données	55
1. Correction pour la hauteur de l'instrument	55
2. Correction de la dérive	56
3. Correction de latitude	56
4. Correction de l'altitude	57
5. Correction de plateau	58
6. Correction de relief	59
<b>V.</b> Calcul de la densité de plateau de Bouguer	60
<b>VI.</b> Les grandeurs mesurées	62
1. Anomalie de Bouguer	63
1.1. Calcul de l'anomalie de Bouguer	63
1.2. Incertitude sur l'anomalie de Bouguer	64
2. Anomalie régionale et résiduelle	65
<b>VII.</b> Résultats attendus	65
<b>VIII.</b> Méthodologie	66
1. Déroulement d'une campagne de mesure	66
2. Programme de mesure, points de reprise et erreurs de mesure	67
2.1. Avant la mesure	67
2.2. Implantation des mesures	67
2.3. Programme de mesure et erreurs	68
<b>IX.</b> Etude des structures géologiques superficielles de la zone d'étude par l'investigation microgravimétrie	69
1. Présentation de site d'étude	70
2. Protocole de mesure	71
3. Levé topographique et positionnement des stations de mesures	71
3.1. Altitude d'un point	71
3.2. Nivellement	74
4. Résumé pour faire un levé gravimétrie	75
5. Résultat de campagne de prospection gravimétrie	75
5.1. Présentation des mesures	76
5.2. Données altimétriques	78
5.3. Traitement et interprétation des mesures.	78
5.3.1. Méthodologie.	78
5.3.2. Interprétation qualitative.	78
5.3.3. Détermination des paramètres invariants où limitant les résultats.	79
5.3.4. Application sur le site d'étude.	79
5.3.4.1. L'anomalie de Bouguer complète.	80
5.3.4.2. L'anomalie résiduelle.	80
<b>A.</b> Séparation régionale-résiduelle.	81
<b>B.</b> Calcul de l'anomalie résiduelle de notre site d'étude.	82
5.3.4.3. Calculs des gradients.	82

A.	Champs et potentiel de la pesanteur.	83
B.	Dérivées successives du potentiel.	83
C.	Source ponctuelle.	84
D.	Ordre de grandeur.	85
E.	Calcul de défaut de masse.	87
F.	Détermination approximative de h.	88
G.	Calculs sur notre site d'étude.	88
	❖ Calcul de la masse atténuée.	88
	❖ Calcul de X et Y.	90
	❖ Calculs des dérivées.	90
	❖ Calcul de gradient horizontal.	91
	❖ Calcul du prolongement maximum de l'anomalie « d ».	91
H.	Localisation des sources et détermination des contours.	91
	❖ Interprétation visuelle des composantes.	91
	❖ Interprétation des dérivées calculées de $g_z$	92
	Dérivées première et seconde vertical suivant Z.	92
	Dérivées première et seconde horizontal suivant X.	93
	Dérivées première et seconde horizontal suivant Y.	94
	Interprétation des prolongements.	95
	Gradient horizontal ( $T_{zx}$ et $T_{zy}$ ).	98
	1. Conclusion partielle.	99
	6. Confrontation des résultats de l'investigation microgravimétrique et cartographie spéléologique.	100
	1. Introduction.	100
	2. Levé spéléologique souterraine de la zone d'étude.	
	3. Profile spéléologique souterraine.	101
	4. Comparaison entre la prospection microgravimétrique et le profil spéléologique.	103
	5. Conclusion partielle.	104
	7. Conclusion et interprétation.	
	<b>Chapitre 04 : Méthode électrique</b>	
I.	Développement historique des méthodes géo-électriques.	106
II.	Champs, courant et résistivité électrique.	106
	1. Introduction	106
	2. Résistivité des sols et roche	108
	3. Les différentes configurations de mesure	109
	4. Tomographie électrique 2D	113
	4.1. Procédure d'acquisition	113
	4.2. Le concept de « Gerbage in et Gerbage out »	115
	4.3. Tomographie électrique à haut résolution	116
	4.4. Conclusion partielle	116
III.	Traitement et modélisation des données	117
	1. Introduction	117
	2. Concept d'inversion en géophysique	118
	3. Méthodologie d'inversion	119
	4. Filtrage des données avant l'inversion	119
IV.	Etude des structures géologiques superficielles de la zone d'étude par la tomographie électrique.	120
	1. Introduction.	120
	2. Prospection.	120
	3. Profondeur effective d'investigation.	120
	4. Matériels utilisé.	121
	5. Mesures géophysiques	122
	6. Traitement des données.	122
	7. Base de l'interprétation de TRE dans le domaine karstifiés.	123
	8. Interprétation des résultats	124
	9. Discussions sur les résultats d'investigation électrique.	
	<b>Synthèse de l'étude</b>	
	<b>Conclusion générale et perspective</b>	
	<b>Annexe</b>	

- A. Transformées de Fouries
- B. Fiche méthodique : Microgravimétrie
- C. Coordonnées UTM et altitude des deux extrémités des profils topographique et microgravimétrique
- D. Rapport statistique sur la grille totale de la prospection microgravimétrique
- E. Les programmes de résistivimètre SINTREX

**Références bibliographiques**

N°	Titre de la figure	Page
	<b>Partie 01 : Prolégomènes</b>	
	<b>Chapitre 01 : Revue de la littérature</b>	
01	Modèle conceptuel du système karstique, d'après Mangin (1975).	22
02	Modèle conceptuel du système karstique, d'après Mangin (1975).	23
03	Schéma d'un aquifère karstique selon une approche structurelle	24
04	Schéma fonctionnel du système karstique, d'après Bakalowicz (1979)	28
	<b>Chapitre 02 : Définition ; géomorphologique, géologique et hydrogéologique</b>	
05	Situation géographique de la région d'étude	29
06	Carte en isobathes au toit du Turonien	38
07	Géologie de la région de Chéria à partir de l'extrait de la carte géologique de l'Algérie.	39
08	Géologie et hydrogéologie de plateau de Chéria A : Esquisse hydrogéologique du plateau de Chéria. Et B : Coupe géologique de plateau de Chéria.	41
09	Carte d'iso-résistivités en ligne AB=1000m. CGG 1970 (BAALI F. 2007)	43
	<b>Partie II : Hydrogéophysique des milieux karstique</b>	
	<b>Chapitre 03 : Méthode microgravimétrie</b>	
10	Principe de la gravimétrie.	45
11	Précision relative et absolue des gravimètres terrestres depuis le XVIIème siècle, d'après Torge (1989) dans Merlet (2010).	47
12	Le gravimètre absolu FG5	49
13	Gravimètre de type GNU-KC (URSS) utilisé lors du levé gravimétrique de site d'étude.	52
14	Gravimètre GNU-KC (GOU VPO "Sibérien Académie de géodésie d'Etat " Novosibirsk. SSGA. 2011 –URSS-).	54
15	La relation entre latitude géodésique et latitude géocentrique.	57
16	Tranche de Bouguer et correction de relief (H. BELGHAZAL-2012)	59
17	Anomalie de Bouguer calculée pour différentes valeurs de la densité de correction le long du profil N°01.	62
18	Estimation de l'anomalie maximale créée par une cavité.	67
19	Situation géographique de la zone d'étude (affaissements de MChentel).	69
20	Carte de localisation et de numérotation des profils gravimétriques sur la carte altimétrique de la zone d'étude.	71
21	Principe du nivellement sur terrain.	71
22	Principe de connexion entre les stations topographiques (Problème de l'éloignement)	73
23	Principe de nivellement en boucle.	73
24	Mise en œuvre d'une prospection microgravimétrique et levés topographique sur le terrain.	74
25	Histogrammes des données d'anomalie de Bouguer complète et d'élévation du levé gravimétrique de la zone d'étude.	75
26	Exemple des formations composées des parois de deux effondrements.	76
27	Carte altimétrique locale obtenue à partir du krigeage des données topographiques mesurées aux stations gravimétriques.	77
28	Carte des valeurs de l'anomalie de Bouguer complète.	79
29	Calcul de l'anomalie régionale.	81
30	Carte d'anomalie résiduelle (d'ordre 1).	82
31	Schéma explicatif d'une masse M causant un champ gravitationnel.	85
32	Schéma explicatif des différentes grandeurs calculées.	88
33	Les cartes de dérivées verticales de l'anomalie résiduelle.	93
34	Les cartes de dérivées horizontales suivant x.	94
35	Les cartes de dérivées horizontales suivant y.	95
36	Les cartes de l'anomalie de Bouguer complète après des prolongements 10, 50, 60, 70, 80, 100m vers le haut.	96
37	Cartes de gradient horizontal de l'anomalie.	99
38	Photos de surface de la mission sur terrain de la zone de MChentel, Bassin de Cheria	101
39	Carte topographique souterraine de la zone d'étude (Tassili 2015)	102
40	Photos des cavités souterraines explorées et ses microstructures internes de la zone d'étude (Projet Tassili-2014)	103
41	Corrélation entre les résultats de levé topographique, l'investigation microgravimétrique et le coupe spéléologique	104

**Chapitre 04 : Méthode électrique**



<b>42</b>	Schéma illustratif de la résistivité $\rho$ définie à partir d'un courant $I$ circulant à travers un cylindre.	107
<b>43</b>	Dispositif d'électrodes pour la prospection électrique dans un milieu supposé homogène.	107
<b>44</b>	Classification de différents sols, roches et liquides du point de vue de leur résistivité (Palacky 1991).	108
<b>45</b>	Schéma d'investigations ERT à l'aide de câbles multi-électrodes (2D et 3D).	110
<b>46</b>	Comparaison de huit dispositifs : géométrie du quadripôle et sensibilité spatiale en 2D.	111
<b>47</b>	Comparaison de la fenêtre d'investigation et de la densité de mesures de 8 dispositifs d'acquisition ERT en 2D.	112
<b>48</b>	Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure pour un dispositif Winner	115
<b>49</b>	Schéma de mesure de la résistance de contacte en tomographie électrique.	116
<b>50</b>	Distribution des blocs utilisés dans la modélisation $\square$ et points de mesure $\times$ .	118
<b>51</b>	Schéma explicatif de processive d'inversion de résistivité (Gakki. 2004)	119
<b>52</b>	Photo de la mission électrique sur le site (Fahdi et al. 2014)	121
<b>53</b>	Profil multi électrodes inversé Pseudo 1, inter-électrode 2m (Fahdi et al. 2014).	124

N°	Titre de tableau	Page
	<b>Partie 01 : Prolégomènes</b>	
	<b>Chapitre 01 : Revue de la littérature</b>	
01	Classification des aquifères karstiques à la base de degré de karstification et leur fonctionnalité (Marsaud 1997)	25
	<b>Chapitre 02 : Définition ; géomorphologique, géologique et hydrogéologique</b>	
02	Tableau. 02. Log tectonique de l'Atlas Saharien (établir à partir des travaux intérieurs) (Document SONATRACH)	33
03	Caractéristiques physique de bassin du Chéria	40
	<b>Partie 02 : Hydro-géophysique des milieux karstique</b>	
	<b>Chapitre 03 : Méthode microgravimétrique</b>	
04	Densité des sédiments et du socle de type présent dans la région d'étude (M'Chentel-Chérea)	60
05	Différentes incertitudes intervenant dans l'erreur sur les valeurs d'anomalie de Bouguer.	65
06	Les calculs de l'anomalie de Bouguer complète de profil N°21	81
07	Les caractéristiques physiques de site d'étude	88
08	Les calculs de l'anomalie résiduelle de profil N°18	89
09	Caractéristiques des forages captant les calcaires Eocènes d'après Gaud. DHW-Tébessa 1978	97
10	Caractéristiques des anomalies	98
	<b>Chapitre 04 : Méthode électrique</b>	
11	Coefficients permettant de détermination la profondeur médiane d'investigation (ze) pour les principaux dispositifs (LAURENT Marescot. 2008)	113
	<b>Conclusion générale</b>	
12	Adéquation de méthodes et techniques géophysiques de surface appliquées au site de MChentel (actuelle et passées) pour la reconnaissance du système karstique de la zone d'étude ainsi que leur efficacité et rendement	130

Symbole	Microgravimétrie Définition Microgravimétrie	Unité
$\vec{g}$	Champ gravitationnel	
$g_{réf}$	Accélération de la pesanteur au plan de référence	mgal
$\vec{F}$	Champ de la force gravitationnel	
$F$	Force gravitationnel	
$m$	Masse de corps	g/kg
$x_i$	Position de corps au temps t	
$c$	Vitesse de la lumière	m/s
$x_0$	Position initiale	
$v_0$	Vitesse initiale	m/ms
$g_0$	Accélération de la pesanteur initiale	
$\lambda$	Gradient verticale de la pesanteur	
$\delta_{instr}$	Incertitude liée à la correction	
$\sigma_{stat}$	Ecart type sur les sets	
$N_{set}$	Nombre des sets	
$\delta_{stat}$	Erreur statistique	
$R_h$	Valeur corrigé pour compenser la hauteur de l'instrument	m
$R_t$	Valeur corrigé pour compenser l'effet de marée	
$h_i$	Hauteur de l'instrument	m
$v_1$ $v_2$	Valeurs mesurées sur la station de base	mgal
$t_1$ $t_2$	Temps de mesures sur la station de base	ms
$\Delta'_d$	Taux de dérive	
$V_{cor}$	Valeur corrigée	mgal
$V_{lu}$	Valeur lue	mgal
$\Delta L$	Correction de latitude	mgal
$R_e$	Rayon équatorial de la terre	m
$L$	Déplacement	m
$\varphi$	Latitude	°
$G$	Constante de la gravité universelle $6.6726 \cdot 10^{-11}$	$N \cdot m^2 \cdot Kg^{-2}$
$H$	Hauteur de la station	m
$g_h$	Accélération de la pesanteur à la hauteur h	mgal
$\Delta_h$	Correction d'altitude	mgal
$\Delta_p$	Correction de plateau	mgal
$\rho_B$	Densité de Bouguer	$g/cm^3, kg/m^3$
$\Delta_{hB}$	Correction de Bouguer	mgal
$\Delta_{gt}$	Correction de relief	mgal
$Z$	Altitude	m
$\Delta_\rho$	Déférence de densité	$g/m^3$
$x_0, y_0, z_0$	Coordonnées spatiales de la station	
$\Delta_{ti}$	Attraction	
$i_e$	Section de cylindre	$m^2$
$h_i$	Hauteur de morceau	m
$N$	Nombres des stations	
$A_{Al}$	Anomalie a l'air libre	mgal
$\Delta g_{mes}$	Variation de champ de pesanteur mesuré	mgal
$g_B$	Anomalie de Bouguer	mgal
$\Delta_t$	Correction de terrain	mgal
$g_{obs}$	Accélération de la pesanteur observée	mgal
$A_B$	Anomalie de Bouguer	mgal
$g_0$	Valeur théorique de la gravité à la référence	mgal
$C_{Al}$	Correction à l'air libre	mgal
$C_{p\ bull}$	Correction de plateau pour la densité de Bouguer	mgal
$C_t$	Correction topographique	mgal
$\sigma A_B$	Incertitude de l'anomalie de Bouguer	mgal
$\sigma g_{mes}$	Incertitude de la pesanteur mesurée	mgal
$\sigma g_{th}$	Incertitude de la pesanteur théorique	mgal

$\sigma C_{Al}$	Incertitude de correction a l'air libre	mgal
$\sigma C_p$	Incertitude de la correction de plateau	mgal
$\sigma C_t$	Incertitude de la correction topographique	mgal
$\sigma x \sigma y$	Incertitude planimétrique	m
$\sigma z$	Incertitude altimétrique	m
$H_1, H_2$	Altitude des points (stations)	m
$L_{AR}$	Lecture sur le mur (arrière)	
$L_{AV}$	Lecture sur le mur (avant)	
$S_1$	Station de mesure	
$\partial$	Dérivée	
$e$	Exponentielle	
$\mu$	Fréquence spatial correspondant à x	
$\nu$	Fréquence spatial correspondant à y	
$M$	Masse totale en excès	Tm
$A_{Bc}$	Anomalie de Bouguer complète	mgal
$A_{rg}$	Anomalie régional	mgal
$n$	Nombres des stations	
$A_{rs}$	Anomalie résiduelle	mgal
$U$	Potentiel de gravitation	
$V$	Potentiel de la pesanteur	
$\vec{\nabla}$	Uni-gradient	
$\vec{\nabla}\vec{\nabla}$	Bi-gradient	
$T$	Dérivée	
$r$	Distance du point source	m
$x, y, z$	Coordonnées spatiales	
$g_x$	Dérivée première de g suivant x	mgal
$g_y$	Dérivée première de g suivant y	mgal
$g_z$	Dérivée première de g suivant z	mgal
$T_{xx}$	Dérivée seconde de g suivant x	mgal
$T_{yy}$	Dérivée seconde de g suivant y	mgal
$T_{zz}$	Dérivée seconde de g suivant z	mgal
$T_{xy}$	Dérivée seconde de g suivant le plan xy	mgal
$T_{xz}$	Dérivée seconde de g suivant le plan xz	mgal
$T_{yz}$	Dérivée seconde de g suivant le plan yz	mgal
$\Delta M$	L'excès de masse du corps causant l'anomalie	Tm
$\rho_M$	Densité de la masse	$g/cm^3, Kg/m^3$
$\rho_e$	Densité du milieu en encaissant	$g/cm^3, Kg/m^3$
$T_{min}$	Tonnage minimum	Tm
$\Delta S$	Surface unitaire	$m^2$
$T$	Tonnage total	Tm
$R$	Rayon de la superficie	m
$h$	Profondeur de centre de gravité	m
$X_{1/2}$	La demi-largeur a la demi-hauteur	m
$\Delta g_{max}$	Anomalie maximale	mgal
$X$	Longueur maximum de l'anomalie	m
$Y$	Largeur maximum de l'anomalie	m
$H$	Gradient horizontal	mgal
$\varphi$	Angle de direction gradient	°
$d$	Profondeur maximum de l'anomalie	m
<b>Méthode électrique</b>		
$\rho$	Résistivité électrique	Ohm. m
$V$	Différence de potentiel	Millivolt
$S$	Section d'un cylindre	$m^2$
$L$	Longueur d'un cylindre	m
$I$	L'intensité de courant	Ampère
$R$	Résistivité des matériaux	Ohm. m
$A, B$	Electrodes d'injections de courant	
$M, N$	Electrodes de mesures de potentiel	

<b>K</b>	Facteur	
$r_1, r_2, r_3, r_4$	Distances entre les électrodes	m
<b>VES</b>	Sondage électrique vertical	
<b>ERT</b>	Tomographie de résistivité électrique	
<b>2D</b>	Deux directions	
<b>3D</b>	Trois directions	
$W_\alpha$	Dispositif Wenner alpha	
<b>SC</b>	Dispositif Schlumberger	
$W_\beta$	Dispositif Wenner bêta	
<b>DD</b>	Dispositif dipôle-dipôle	
<b>PD</b>	Dispositif pôle-dipôle	
<b>PP</b>	Dispositif pôle-pôle	
<b>GD</b>	Dispositif gradient	
$Z_e$	Profondeur médiane d'investigation	m
<b>a</b>	Distance entre les électrodes	m
<b>L</b>	Longueur total du dispositif	m
<b>n</b>	Facteur dépend du dispositif	
<b>SARIS</b>	Résistivimètre de type Scintrex Automated Resistivity Imaging System	

## Partie 01 : Prolégomènes

### Chapitre 01 : Revue de la littérature.

#### 1. Introduction :

Les roches carbonatées sont essentiellement des roches sédimentaires d'origine chimique ou biologique, représentant 5 % de la lithosphère. Toutefois, elles occupent 15 % de la surface des continents. Leur importance vient de l'abondance des eaux qu'elles renferment. Elles constituent souvent des aquifères qui ont été depuis toujours les seules ressources en eau exploitables pour des grandes civilisations comme les Mayas, les Grecs et les Chinois, qui se sont développées autour de ressources karstiques (Bakalowicz, 1996b).

Les carbonates comprennent les calcaires, généralement composés de calcite, et les dolomies, comprenant au moins 50% de dolomite. Il s'agit de roches sédimentaires essentiellement sous-aquatiques (marines ou lacustres) qui ont la particularité d'être formées à partir de processus biologiques, ou physico-chimiques (James, 1978, 1984 et 1988). Ces roches sont donc issues de l'interaction entre de très nombreux paramètres qui vont de paramètres physico-chimiques de l'environnement au moment du dépôt au type de faunes présentes à ce moment. Au moment du dépôt, les faciès sédimentaires sont donc très variables ainsi que leurs propriétés pétrophysiques.

La composition chimique de ces carbonates,  $\text{CaCO}_3$  et  $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$ , les rendent particulièrement sensibles à des modifications chimiques au cours de la diagenèse. Cette dernière peut provoquer des variations de porosité et de perméabilité de plusieurs ordres de magnitude (Smith, D. L. 1976 et 1986). Ainsi des roches ayant le même faciès mais une histoire diagénétique différente peuvent avoir des propriétés pétrophysiques complètement différentes et vice versa. Les roches carbonatées sont par conséquent des réservoirs très hétérogènes.

En général, les roches carbonatées ne sont pas perméables à l'eau et ne pourraient pas constituer un réservoir souterrain, sans l'existence de vides sous forme de fractures et de fissures plus ou moins ouvertes (Drogue, 1971). La porosité matricielle de ces roches est quasiment nulle mais peut atteindre 20 % pour certaines craies ou dolomies : la porosité observée est presque uniquement due à la fracturation.

La fissuration est un phénomène très répandu dans les roches carbonatées. Les fissures sont dues aux mouvements tectoniques et aux mouvements locaux des roches carbonatées. En général, les fissures diminuent avec la profondeur. Les actions physicochimiques contribuent à leur élargissement. Les phénomènes de fissuration et d'élargissement par dissolution sont des facteurs très importants du point de vue de l'hydrogéologie, car ils jouent un rôle essentiel conditionnant l'écoulement et le stockage dans les formations carbonatées (Mangin, 1974 et 1975).

En effet, les roches carbonatées sont des roches solubles dans l'eau riche en gaz carbonique ( $\text{CO}_2$ ). Cette solubilité agit en surface pour former une morphologie très particulière. Lorsque l'eau pénètre dans un massif calcaire, à la faveur des fissures et des fractures, il se forme des cavités et des galeries profondes. Les processus physicochimiques sont responsables du phénomène très commun dans les roches carbonatées qui est la karstification (Gèze, 1965).

#### 2. Rappelles et définitions

##### 2.1. Le karst :

Le mot Karst est d'origine allemande. Il désigne à l'origine la zone des plateaux calcaires du nord-ouest de la péninsule balkanique entre la Carniole et l'Istrie (Ford & Williams, 2007). Le

terme a été utilisé dès le XIX<sup>ème</sup> siècle pour désigner les massifs calcaires des Balkans présentant les mêmes caractéristiques hydrographiques et morphologiques. Ce terme a été généralisé à toutes les régions calcaires présentant une hydrologie et une morphologie comparables.

Selon Ford et Williams (1989) : « le karst est un terrain qui possède une hydrologie et des formes découlant de la combinaison entre une forte solubilité de la roche et une porosité secondaire importante ».

La définition du karst a été proposée par Gèze (1973) et reprise par Bakalowicz (1979). « C'est une région constituée par des roches carbonatées compactes et solubles (calcaires et dolomies), dans lesquelles apparaissent des formes superficielles (exokarstiques) et souterraines (endokarstiques) caractéristiques ».

## 2.2. Karstification :

En 1973, Gèze a défini la karstification par : « l'ensemble des processus de genèse et d'évolution des formes superficielles et souterraines dans une région ». En d'autres termes, c'est un phénomène d'érosion physico-chimique lié à la capacité des minéraux composant des roches carbonatées (calcite, dolomite et aragonite) d'être soluble dans des eaux enrichies en gaz carbonique CO<sub>2</sub> (Crochet et Marsaud, 1997).

Les formes karstiques se manifestent essentiellement dans les roches carbonatées, c'est-à-dire, les calcaires et les dolomies .... Le karst est présent aussi dans les formations évaporitiques, formations gypseuses et anhydrite. La plupart des roches carbonatées affleurent et une grande partie de celles sous couverture ont subi dans le temps géologique des phases de karstification (Bakalowicz, 1999, 2005). Pour cela, ces roches sont considérées comme des aquifères karstiques potentiels. Selon Ford et Williams (2007), les roches carbonatées occupent à peu près 12% des surfaces immergées et non englacées de la planète. Ces roches contiennent des ressources naturelles comme des minéraux, des hydrocarbures/du pétrole et de l'eau. De plus, le karst occupe 10 à 15% de la surface de la planète. Par conséquent les aquifères carbonatés sont considérés avec les aquifères alluviaux comme étant les aquifères les plus importants au monde (Margat, 2008b). Le karst doit être considéré comme aquifère car la plupart du temps il contient de l'eau, exploitable dans la majorité des cas. Toutefois, ces aquifères peuvent parfois présenter des réserves négligeables ou non exploitables.

## 2.3. Karstification et spécificités des aquifères karstiques :

### 2.3.1. Processus de karstification

Les aquifères karstiques résultent d'un processus complexe de karstification et d'évolution au cours du temps. La karstification se fait par dissolution des roches carbonatées ou sulfatées au contact de l'eau chargée en acide carbonique (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>), qui dérive du gaz carbonique de l'air, plus rarement de gaz carbonique d'origine profonde (associé à de l'hydrothermalisme). La dissolution de la roche calcaire par l'eau associée au gaz carbonique fait intervenir de nombreux paramètres physicochimiques dans un ensemble de réactions qui peut être simplifié ainsi :



L'eau chargée en gaz carbonique dissout ainsi le carbonate de calcium de la roche pour former un sel dissous de bicarbonate de calcium qu'elle transporte et évacue vers les cours d'eau. Elle élargit progressivement les vides initiaux dans lesquels elle circule, en façonne les parois et les agrandit jusqu'à créer de véritables chenaux qui facilitent l'infiltration et accentuent le processus amorcé.

La quantité de matières dissoutes et transportées par les eaux courantes dépend de plusieurs paramètres :

- ❖ La nature géologique de la roche (compacité, taux de carbonates, présence d'impuretés).
- ❖ L'intensité et la répartition des précipitations (régissant la quantité d'eau en contact avec la roche).
- ❖ La morphologie de surface (conditionnant la quantité d'eau qui ruisselle et s'infiltré ; différence d'altitude entre la zone de recharge et le niveau de base = gradient).
- ❖ La température et l'altitude (dont dépendent la solubilité du CO<sub>2</sub>, la pression atmosphérique et la nature des précipitations).

Il en résulte une grande variabilité dans l'ampleur de la dissolution en fonction de la situation géographique des karsts et des caractères régionaux.

- ❖ L'érosion chimique paraît importante dans les régions froides et humides ainsi que dans les régions chaudes. C'est sous les climats méditerranéens qu'elle est a priori la moins intense. Le facteur essentiel reste cependant la quantité d'eau disponible à l'écoulement souterrain. La dissolution est donc à l'origine de toute formation karstique, car c'est par elle que l'agrandissement initial des vides est possible.
- ❖ L'érosion mécanique : Les eaux se chargent de particules minérales entraînées de la surface (quartz, silice, ... etc.) ou d'impuretés contenues dans la roche et dégagées par la mise en solution du calcium (argile, pyrite, ... etc.). Ces éléments jouent un rôle abrasif sur les parois des conduits et contribuent à l'élargissement de ceux-ci. Toutefois, les phénomènes d'érosion mécanique sont principalement dus aux effondrements. Lorsqu'ils se produisent sur des trajets d'écoulements souterrains, ils sont alors soumis à la dissolution.

La conséquence directe du processus de karstification est l'établissement d'un paysage particulier associé à une morphologie souterraine. On distingue ainsi les formes de surface ou exokarstiques et les formes souterraines constituant l'endokarst. Les unes et les autres sont liées par le fait qu'elles résultent d'écoulements d'eau au travers de la masse rocheuse. Le développement des réseaux karstiques est un processus dynamique en perpétuelle évolution au cours du temps, même si cette évolution est difficilement perceptible à l'échelle humaine. Il est conditionné par les trois facteurs suivants :

- ❖ Le potentiel de karstification (quantités d'eau et de CO<sub>2</sub> disponibles, géométrie externe du massif conditionnant les limites hydrauliques du système).
- ❖ La structure interne du massif.
- ❖ le temps.

Le karst tend ainsi vers une organisation des écoulements, au travers d'une structure de drainage aboutissant à un nombre limité d'exutoires voire un seul, jusqu'à ce que s'établisse un équilibre. Cette organisation peut être comparée à celle d'un réseau hydrographique de surface. La géométrie du réseau de conduits souterrains est encore difficile à connaître de manière exhaustive, contrairement à celle des réseaux hydrographiques de surface.

Le processus de karstification tend donc vers un équilibre : la dissolution devient négligeable, sinon nulle, lorsque le temps de séjour de l'eau est très court. Malgré des débits élevés, les karsts peuvent ainsi cesser d'évoluer sans pour autant que la totalité du massif ait été dissoute. Seule la variation du niveau de base peut alors entraîner une reprise de l'érosion.

Dans les systèmes karstiques de grande dimension, les débits de crue peuvent être très élevés (dizaines de mètres cubes par seconde). La mise en place d'un réseau karstique de drainage peut s'effectuer en un temps très court à l'échelle géologique : moins de 10 000 à 20 000 ans. Aussi, les réseaux liés à une phase de karstification donnée ont généralement le temps de se mettre en place et de tendre vers un équilibre avant que n'interviennent des variations des conditions extérieures.



Les variations climatiques entraînent une modification des quantités d'eau infiltrées, donc de matières transportées, ce qui peut se traduire par une sédimentation et un colmatage, ou au contraire par une accélération du processus de karstification ou la réactivation d'anciennes structures. Des changements du niveau des exutoires, principalement sous l'effet de mouvements tectoniques ou de variations du niveau de la mer ayant pour conséquence l'encaissement des vallées, peuvent aussi entraîner la mise en place d'un nouveau réseau de drainage ou le colmatage de structures existantes. On peut ainsi aboutir à une succession de paléo-réseaux de drainage qui se retrouve superposés les uns par rapport aux autres.

Les cavités doivent donc être considérées comme le résultat d'une évolution complexe, au cours de laquelle les phases successives se superposent et peuvent oblitérer les précédentes. Cette évolution est intimement dépendante des événements extérieurs, de type variations de niveaux eustatiques, mouvements tectoniques et conditions climatiques.

### 2.3.2. Les différentes approches pour la définition d'un aquifère karstique

En raison des divers intérêts qu'il présente, le karst a été abordé sous l'angle géomorphologique par la description des formes de surface, par l'approche spéléologique avec la description des formes endokarstiques ou sous l'angle de l'hydrogéologie. En spéléologie, le karst est souvent perçu comme la continuité des écoulements de surface, c'est-à-dire comme un simple agencement de conduits reliant des pertes à des résurgences par l'intermédiaire de rivières souterraines. Le grand précurseur de cette approche est E. A. Martel, l'un des premiers explorateurs du monde souterrain au début du siècle dernier. L'hydrogéologie considère le milieu karstique dans son ensemble comme un aquifère dont les vides, pénétrables ou non, contiennent de l'eau susceptible d'être utilisée, en particulier pour l'alimentation en eau potable. Il s'agit d'évaluer les réserves en eau souterraine des massifs karstiques et d'appréhender leur mode d'écoulement.

#### a. Le karst c'est avant tout un paysage particulier :

La première caractéristique des paysages karstiques est l'absence d'écoulements de surface. Les cours d'eau, issus de domaines non karstiques adjacents ou de recouvrements imperméables, disparaissent rapidement au niveau de pertes et peuvent réapparaître à l'air libre sous forme de résurgences ou de sources sous-marines en milieu lagunaire ou marin. Il s'agit là d'un des phénomènes les plus spectaculaires du karst, illustré par plusieurs exemples :

- ❖ **Les lapiazs** : Sont des objets morphologiques que l'on rencontre fréquemment dans le modelé karstique de surface. Ils se présentent sous la forme de "champs" de cannelures ou de sillons, plus ou moins profonds, creusés à la surface des bancs calcaires et peuvent recouvrir entièrement certains plateaux calcaires de haute montagne. Leur aspect dénudé leur confère un côté lunaire.
- ❖ **Les dolines** : Sont les formes de surface les plus caractéristiques du karst. Ce sont des dépressions fermées, circulaires ou ovales, dont la profondeur peut atteindre une centaine de mètres. Elles se présentent parfois en champs, transformant ainsi la surface calcaire en véritable "écumoire". Leur fond est souvent tapissé d'argiles rouges (appelées terra rossa dans les pays méditerranéens) qui colmatent les fissures et entravent ainsi leur approfondissement. Elles peuvent toutefois continuer à s'élargir : la cuvette initiale est alors transformée et prend souvent l'aspect d'une dépression irrégulière, allongée suivant l'axe principal de la fracturation. Une doline peut ainsi en annexer une autre et se transformer alors en ouvala (coalescence de dolines).
- ❖ **Les poljés** : sont des dépressions fermées de grandes dimensions (quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres), plus longues que larges, soumises à des inondations périodiques et parcourues par des petits cours d'eau, pérennes ou temporaires, dont les eaux sont absorbées par des gouffres, appelés ponors. Les poljés constituent de vastes plaines dont le fond est généralement occupé par des dépôts insolubles qui constituent des terrains fertiles et cultivés au milieu de l'aridité habituelle des plateaux

calcaires. Les poljés ont le plus souvent une origine tectonique : il n'est pas rare qu'ils soient liés à des fossés d'effondrement ou à des plis coiffés.

- ❖ **Les canyons** : Ce sont des gorges, souvent profondes, entaillant des régions calcaires tabulaires et généralement dues à l'enfoncement d'un cours d'eau prenant sa source à l'extérieur du domaine karstique et dont le débit est suffisant pour compenser les pertes par absorption. Ils constituent le niveau de base régional des eaux et conditionnent ainsi la position des exutoires.
- ❖ **les cavités** s'ouvrant dans ces paysages font partie intégrante des phénomènes karstiques de surface et contribuent à leur singularité. Les noms qui leur sont attribués dépendent de leur morphologie (grottes ou cavernes pour les réseaux horizontaux, gouffres et avens pour les cavités verticales comprenant des puits) et de la région. La dissolution est possible à toutes les profondeurs et dépend uniquement de l'agressivité de l'eau, vis-à-vis de la roche encaissante. À l'intérieur d'un massif carbonaté, il n'y a donc pas de limite objective à la profondeur de la karstification, qui est principalement conditionnée par le contexte géologique et la morphologie extérieure. Certains réseaux deviennent de plus en plus étroits en profondeur, alors que dans d'autres cas, les galeries s'élargissent jusqu'à former de véritables collecteurs. Les actions conjuguées de la dissolution chimique et de l'érosion mécanique aboutissent à développer des réseaux verticalement ou horizontalement. Les conduits sont différenciés en fonction de leur inclinaison et de leur taille : galeries, puits et salles.

Le remplissage des vides intervient lorsque l'énergie disponible ne permet plus d'assurer une circulation suffisante de l'eau pour déblayer les sédiments qui envahissent alors les vides. Il s'agit généralement de la phase ultime de l'évolution d'un réseau de drainage karstique après qu'il ait atteint la phase d'équilibre. Deux mécanismes principaux de comblement, existent : le concrétionnement et le comblement détritique.

- ❖ **Concrétionnement** : L'eau chargée en gaz carbonique a le pouvoir de dissoudre du carbonate de calcium. Cette réaction est réversible : lorsque l'eau passe d'un milieu riche en  $\text{CO}_2$  (le sol, les fissures) à un milieu pauvre (grotte ouverte sur l'extérieur), elle perd une partie de ce gaz ainsi qu'une partie du calcaire dissous qu'elle contient. Le carbonate précipite alors sous forme de calcite, minéral compact très dur qui revêt de multiples aspects en fonction des situations locales où il se forme. Ce processus, qui est à l'origine des concrétions, joue également un rôle considérable dans le colmatage de réseaux noyés profonds. Les modifications de pression de  $\text{CO}_2$  dans le milieu engendrent la précipitation aussi bien en milieu aérien que noyé. Les concrétions peuvent ainsi obstruer des conduits et limiter la circulation de l'eau au sein d'un massif. Ce phénomène peut être comparé aux dépôts qui ont tendance à obstruer les canalisations d'eau chargée en carbonates.
- ❖ **Comblement détritique** : Le comblement détritique résulte du dépôt de matériaux minéraux meubles, d'origine externe ou interne. Dans le premier cas, il s'agit de sédiments détritiques, généralement de type alluvionnaire, comprenant des galets, des graviers, du sable fin ou grossier et des limons. De tels comblements peuvent être rattachés à des épisodes climatiques ou des événements extérieurs. Dans le second cas, le colmatage est lié à l'accumulation de résidus insolubles provenant de la dissolution de la roche (argiles). Ceux-ci obstruent les fissures et les fractures, modifiant ainsi la perméabilité du massif.

#### **b. Le karst c'est également un aquifère particulier :**

L'approche hydrogéologique permet de différencier trois parties (Figure 01):

- ❖ **La zone épi-karstique** représente la partie la plus proche de la surface ; elle est épaisse de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Les phénomènes d'altération y sont très importants, en particulier la dissolution. Cette zone rassemble l'eau

d'infiltration dans une nappe perchée locale et discontinue, drainée vers le bas soit par les vides les plus larges en un ruissellement souterrain rapide, soit par les vides de petites dimensions, en une infiltration lente écoulant un mélange d'air et d'eau. Elle est donc le siège d'un stockage temporaire des écoulements, et constitue un aquifère perché épi-karstique où les écoulements horizontaux sont prépondérants.

C'est la zone où agit la végétation et où se développent les dépressions et les fentes dans la roche. Le lapiaz et les dolines font partie de cette zone ; elles permettent l'infiltration de l'eau de pluie ou de ruissellement qui sera stockée de manière temporaire ou qui court-circuitera cette zone aquifère pour rejoindre la zone noyée via des conduits verticaux.

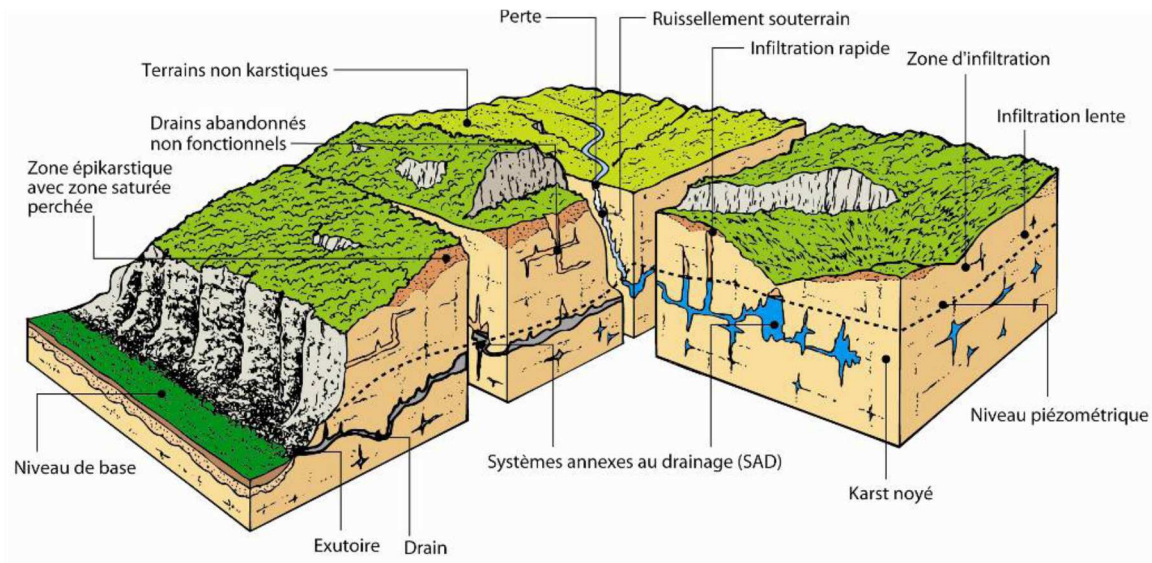


Figure 01 : Modèle conceptuel du système karstique, d'après Mangin (1975).

- ❖ **zone d'infiltration** est constituée par la partie non saturée de l'aquifère au sein de laquelle des écoulements lents prennent place dans les fines fissures et des écoulements rapides au niveau de conduits verticaux plus ou moins connectés au réseau de conduits karstiques de la zone noyée.
- ❖ **La zone noyée** se développe principalement à l'aval, sans nécessairement s'étendre à l'ensemble d'un massif. Elle s'organise autour d'un axe de drainage ou d'un réseau de conduits karstiques en relation avec la roche encaissante, fissurée et pouvant comprendre des vides de grande taille organisés en ensembles individualisés, dénommés « systèmes annexes au drainage » par Mangin (figure 02). Ces « systèmes annexes au drainage » sont en connexion hydraulique avec les conduits du réseau de drainage souterrain

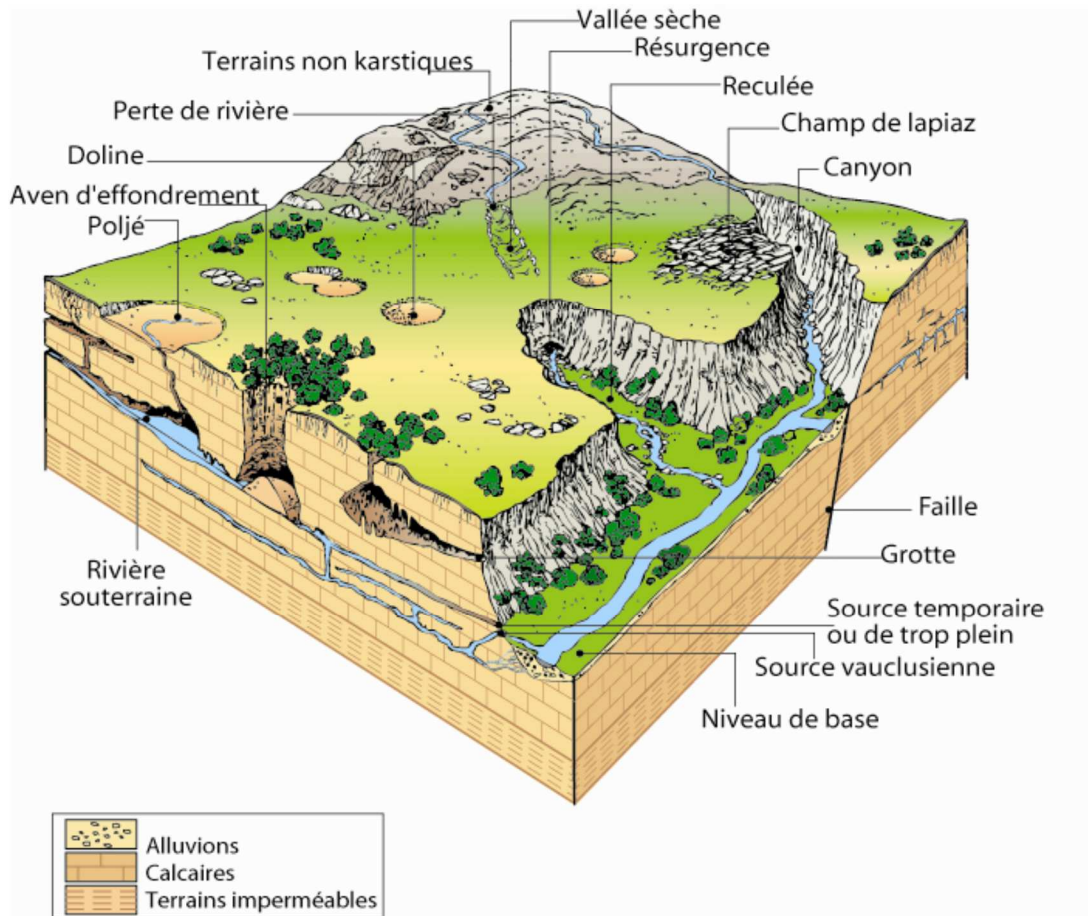


Figure 02 : Modèle conceptuel du système karstique, d'après Mangin (1975).

#### 2.4. Spécification et schéma conceptuel :

La spécificité du karst provient du processus de karstification qui, par dissolution des roches carbonatées (calcaires et dolomies), agrandit les discontinuités tectoniques et stratigraphiques contenues à l'intérieur des massifs. Il en résulte des paysages de surface caractéristiques (lapiaz, dolines, ... etc.) Associés à un paysage souterrain constitué par les grottes et les gouffres. C'est ainsi quasiment le seul aquifère naturellement pénétrable par l'homme.

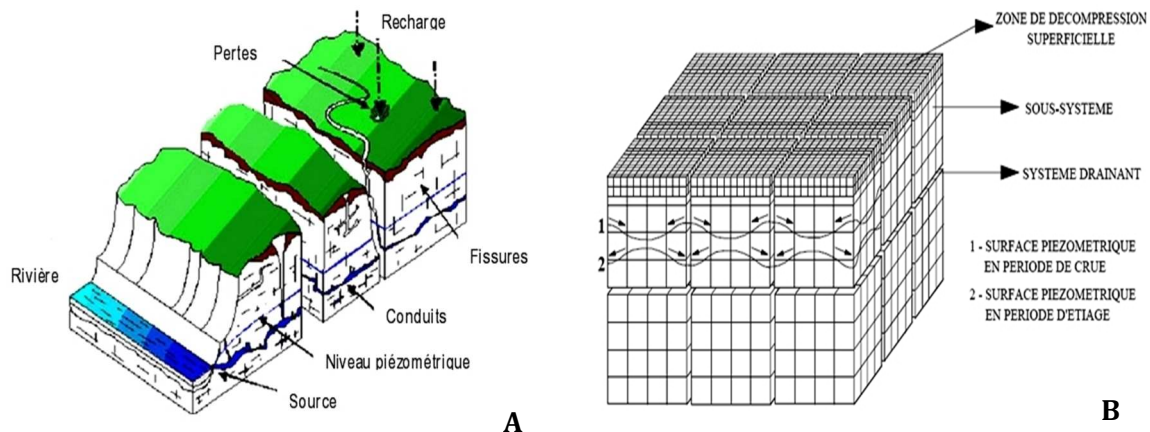
Les dimensions de ces vides présentent une très grande variabilité, depuis les fissures micrométrique à millimétriques jusqu'à des conduits de quelques dizaines de mètres de section et longs de plusieurs kilomètres. Il en résulte des vitesses d'écoulement à l'intérieur de l'aquifère très variables, allant de moins de quelques centimètres par heure à plusieurs centaines de mètres par heure. Ces circulations souterraines très rapides sont l'une des principales caractéristiques hydrogéologiques des aquifères karstiques.

Plusieurs schémas ont été proposés pour conceptualiser le karst, correspondant à des approches et/ou des observations particulières, parfois caractéristiques d'un contexte régional :

- ❖ Agencement de conduits reliant des pertes à une résurgence : Ce concept de percée hydrogéologique, issue de l'exploration spéléologique, a été initié intuitivement par Martel, [1905 et 1921], Cela l'a conduit à réfuter la notion de nappe dans les massifs karstiques, défendue à l'époque par l'allemand Grund (théorie de la « Grundwasser »).



- ❖ Ensemble régulier de fractures élargies par la karstification drainant des eaux stockées dans des blocs constituant une matrice assimilable à un milieu poreux [Drogue, 1974 ; Kiraly, 1975] (Figure 03). Cette conceptualisation repose principalement sur l'inversion des charges, constatée lors des crues du karst entre les drains et le reste du karst et également sur l'observation de venues d'eau au niveau de forages qui interceptent ou non le réseau de conduits et au niveau des conduits directement. Cela revient donc à considérer deux milieux différents, l'un assurant une fonction transmissive (réseau de conduits qui s'est développé à partir d'un réseau de fractures) et l'autre une fonction capacitive (matrice fissurée), qui sont connectés d'un point de vue hydraulique l'un à l'autre ; il y a continuité hydraulique.



**Figure 03** : Schéma d'un aquifère karstique selon une approche structurale

A : D'après Geyer 2008

B : D'après Drogue, 1971 in Marsaud, 1997

- ❖ Structure organisée à l'échelle d'un massif, avec une hiérarchisation des écoulements souterrains analogue à celle des réseaux hydrographiques de surface. L'unité de drainage qui en résulte correspond au système karstique sensu stricto [Mangin, 1975 et 1982] (Figure 2). Les réserves sont contenues dans des vides de grande taille (les systèmes annexes au drainage) anastomosés, situés de part et d'autre du drain, et organisés en ensembles indépendants bien individualisés. L'écoulement y est très lent et le temps de séjour long. En revanche, le drain structure les écoulements souterrains jusqu'à l'exutoire du système.

Si la première conceptualisation est aujourd'hui abandonnée par les hydrogéologues, car elle ne prend pas en compte les réserves en eau contenues dans les zones non accessibles à l'homme, les deux autres approches ont été pendant longtemps opposées l'une à l'autre. Or, elles ne sont pas incompatibles et ne sont pas si éloignées l'une de l'autre, si l'on considère les deux propriétés fondamentales des aquifères karstiques qui résultent du processus de karstification :

- ❖ Le degré d'évolution de l'aquifère : la karstification correspond à une évolution, au cours de laquelle certains vides du milieu fissuré originel s'élargissent alors que d'autres se colmatent, pouvant aboutir à terme à la création d'une structure de drainage organisée et isolée du milieu fissuré originel.
- ❖ la fonctionnalité de l'aquifère : l'existence d'un comportement karstique des écoulements résulte de la conjonction d'une structure organisée (présence de conduits ou drains karstiques sous forme d'un réseau connecté du point de vue hydraulique à la masse rocheuse environnante) et d'un fort potentiel hydraulique aux

limites du système. Si l'un de ces éléments manque, comme cela peut être le cas lors d'une remontée du niveau de base, il n'y a plus de comportement karstique d'un point de vue hydraulique et le système n'est alors pas fonctionnel.

Ainsi, en fonction du degré d'évolution atteint par les systèmes karstiques, des différents événements intervenant au cours du processus de karstification et des différentes configurations possibles (présence ou non d'un impluvium non karstique, système jurassien ou vauclusien), il existe une multitude d'aquifère formant un continuum à partir de l'aquifère carbonaté originellement fissuré jusqu'à l'aquifère karstique caractérisé par une organisation hiérarchique des écoulements rapides au sein d'une part d'un réseau de conduits et d'autre part des écoulements lents au niveau d'une matrice plus ou moins fissurée et karstifiées (présence de vides permettant le stockage d'eau).

## 2.5. Classification des aquifères karstiques :

Une classification des aquifères karstiques a été réalisée en se basant sur leur degré de karstification et leur fonctionnalité (Marsaud, 1996) :

**Tableau 01** : Classification des aquifères karstiques à la base de degré de karstification et leur fonctionnalité (Marsaud 1996)

		Fonctionnalité de système	
		Fonctionnel	Non fonctionnel
Karstification	Non développée		1
	Développée	2	3

### 2.5.1. Aquifères carbonatés fissurés et karstifiées

Il s'agit des systèmes en cours d'évolution dont l'organisation n'est pas encore perceptible et qui peuvent être assimilés du point de vue de leur comportement hydraulique à des aquifères fissurés. Ce type englobe également les réservoirs présentant une porosité matricielle (craie, dolomies) drainée par des fractures karstifiées ou non. Il peut exister une dissociation des fonctions capacitives (stockage dans le milieu fissural ou poreux) et transmissives (réseau de fractures karstifiées plus ou moins organisées) en fonction de l'évolution du milieu et du maillage de la fracturation.

### 2.5.2. Systèmes karstiques au sens strict

Ce sont les systèmes karstiques fonctionnels dans lesquels vides et écoulements sont organisés. Il en résulte des caractéristiques qui les rendent spécifiques par rapport aux autres milieux [Mangin, 1975, Mangin A. et Roche J. 1986, Bakalowicz, 1979], dont les plus importantes sont :

- ❖ l'hétérogénéité et la discontinuité de la zone noyée : les réserves occupent, lorsqu'elles existent, des réservoirs discontinus et hétérogènes (appelés systèmes annexes), constitués d'ensembles indépendants les uns des autres, mais qui sont tous en relation avec le drain.
- ❖ la dissociation systématique des fonctions capacitives (zone de stockage constituées par les systèmes annexes au drainage ou « SAD ») et transmissives (relation au sein du karst noyé par le drain).
- ❖ l'existence de forts contrastes de vitesse d'écoulement.

### 2.5.3. Systèmes karstiques non fonctionnels

Ils renferment des vides organisés, mais ceux-ci ne conditionnent pas les écoulements souterrains en raison des conditions hydrauliques extérieures (conditions aux limites), suite par exemple à la remontée du niveau de base. Il en résulte un comportement assimilable à celui des

milieux poreux à l'échelle globale, le terme linéaire des pertes de charge dans les écoulements étant prépondérant. A l'échelle locale, des comportements karstiques peuvent réapparaître à la faveur de contrastes hydrauliques atteints sous influence d'un pompage.

Les systèmes karstiques développés (types 2 et 3) peuvent être décomposés en plusieurs sous-systèmes [Mangin, 1975] :

- ❖ l'impluvium non karstique, drainé en totalité par l'aquifère karstique sans faire partie de celui-ci, mais faisant bien partie du « système karstique » puisque contribuant aux écoulements.
- ❖ la zone d'infiltration représentant la partie non saturée de l'aquifère assurant l'écoulement des eaux d'infiltration au travers du massif karstique, Elle intègre l'aquifère épikarstique correspondant à la partie altérée proche de la surface.
- ❖ la zone noyée se développant principalement à l'aval, sans nécessairement s'étendre à l'ensemble du système, ni se superposer parfaitement à la zone non saturée comme c'est le cas des aquifères traditionnels. On y distingue deux types de structure :

L'axe de drainage ou drain, constitué d'un ensemble de conduits, est l'ossature autour de laquelle s'organise la zone noyée. Il peut se développer dans la partie supérieure de la zone noyée (karst de type jurassien) ou au contraire être situé en profondeur sous le niveau de l'exutoire (karst de type vaclusien). Les vitesses d'écoulements sont importantes et en corollaire, les pertes de charge ne sont pas linéaires.

Le milieu capacitif pouvant être constitué par les systèmes annexes au drainage (SAD) et/ou des blocs fissurés ou fracturés. Dans les deux cas, il s'agit de réserves qui alimentent le drain avec des pertes de charge a priori linéaires ou quadratiques selon la nature de la relation hydraulique.

#### **2.5.4. Système des karsts binaires**

Possèdent dans leurs bassins d'alimentation des terrains non karstiques et imperméables, siège d'un ruissellement. Les écoulements de surface qui se forment sur ces terrains pénètrent dans l'aquifère par l'intermédiaire des pertes généralement situées au contact entre les deux types de formations. Dans ce karst binaire, les pertes sont à l'origine du réseau de drainage par le flux concentré qu'elles lui fournissent imposant ainsi son organisation. Le rôle d'un impluvium non karstique est fondamental car il concentre cette suralimentation disponible en un point, ce qui accélère et augmente le développement d'une structure de drainage. Les karsts binaires sont ceux qui fournissent les réseaux spéléologiques les plus étendus.

#### **2.5.5. Système des karsts unaires**

Pour lesquels l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstifiés. Le réseau de drainage est plus complexe, proche des réseaux fluviaux dendritiques car commandé par l'infiltration dispersée sur l'ensemble carbonaté et se met en place sur des durées plus longues ce qui rend ces systèmes moins sensibles aux variations de potentiel de karstification. Quant à l'exploitation de leurs ressources en eau, les karsts unaires sont dans l'ensemble moins vulnérables que les karsts binaires.

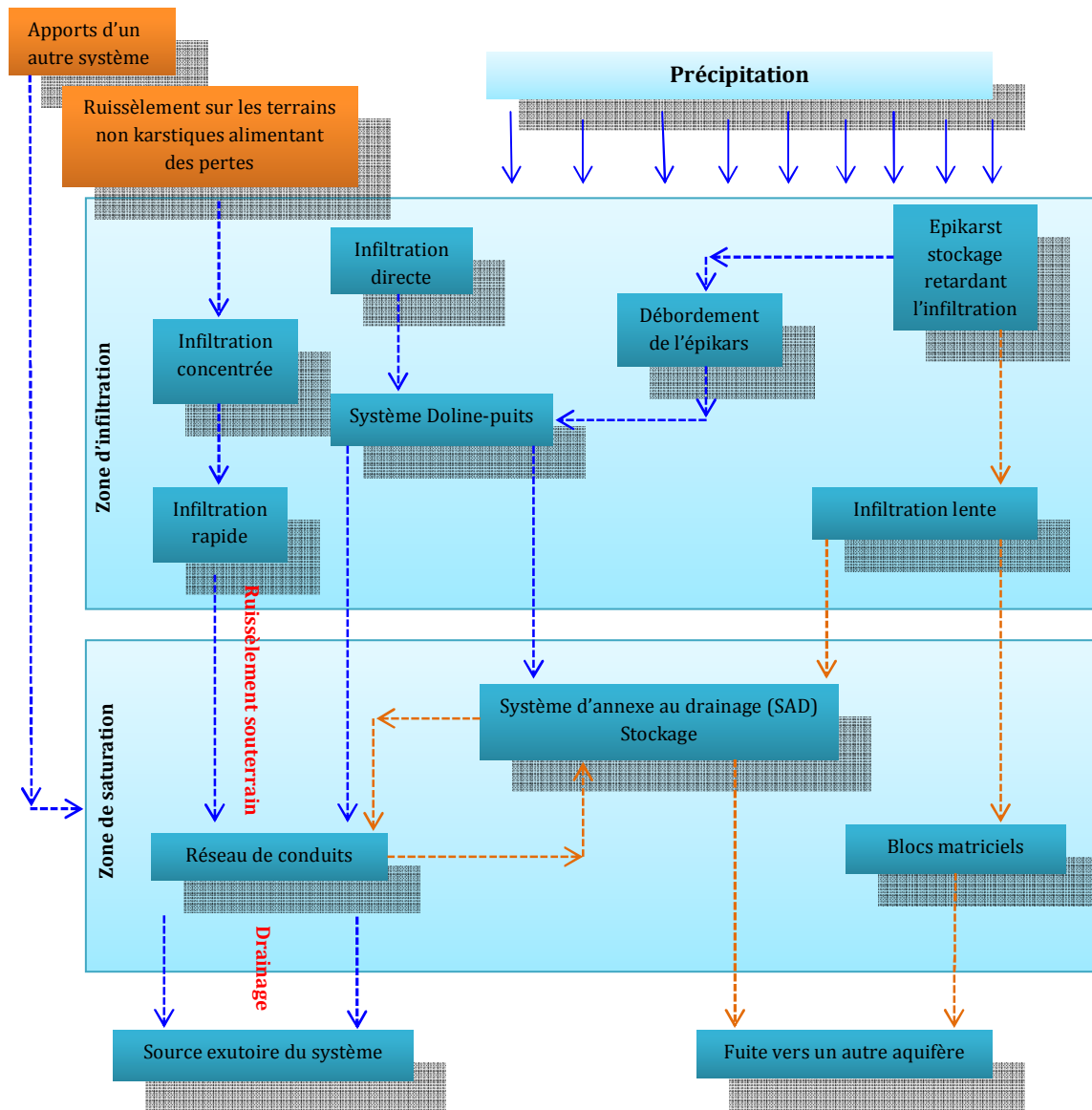
Les principaux critères caractérisant les aquifères karstiques sont les suivants :

- ❖ Séparation des fonctions transmissive et capacitive se traduisant par des régimes d'écoulement des sources très différents en période de crue et de basses eaux.
- ❖ Très forts contrastes de perméabilité (dépassant  $10^6$  md) à l'intérieur du réservoir rocheux responsables de discontinuités hydrauliques marquées pendant les crues, allant jusqu'au blocage de certains écoulements par rapport à d'autres.

- ❖ Existence de vitesses d'écoulement souterrain très élevées (quelques centaines de m/h).
- ❖ Variabilités spatiales et temporelles considérables des caractéristiques physiques et hydrauliques du milieu, aussi bien dans la zone noyée que dans la zone d'infiltration.
- ❖ Hétérogénéité du milieu ne permettant pas d'extrapoler à l'ensemble de l'aquifère les propriétés observées localement, notamment dans les forages et de connaître la géométrie exacte et complète du réseau de conduits karstiques.
- ❖ Impossibilité d'apprécier localement les directions des écoulements souterrains à partir de cartes piézométriques.
- ❖ Non validité de la loi de Darcy.

Compte tenu des vitesses d'écoulement très élevées et hormis les réservoirs profonds de grande extension, les eaux séjournent généralement moins d'un cycle hydrologique à l'intérieur des aquifère karstiques fonctionnels (parfois seulement quelques jours à quelques semaines). Aussi, toutes les caractéristiques physiques, chimiques et hydrauliques, présentent une très grande variabilité spatiale et temporelle.



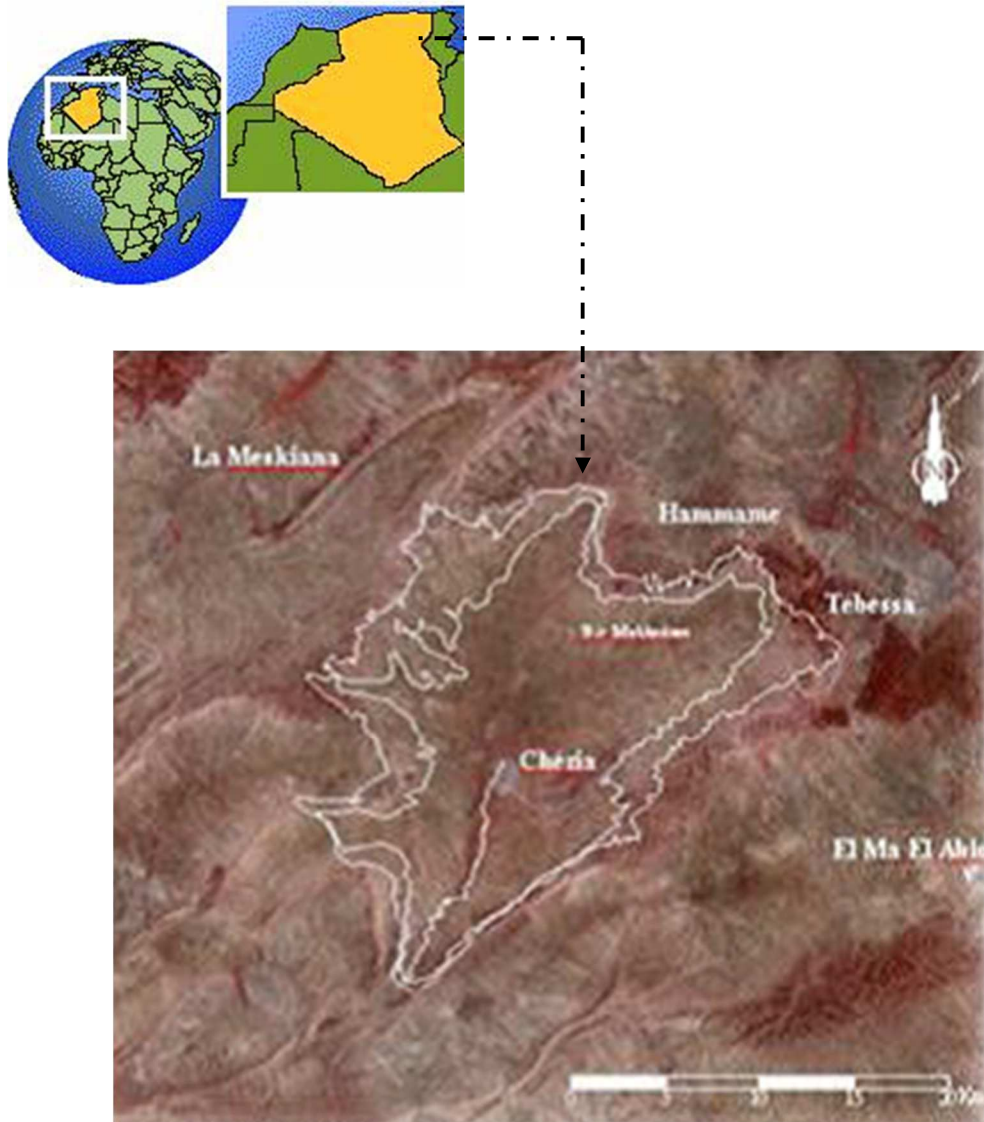


**Figure 04 :** Schéma fonctionnel du système karstique, d'après Bakalowicz (1979). Les flèches orange correspondent aux écoulements lents et aux eaux à long temps de séjour, les flèches bleues, aux écoulements rapides. Les deux cases en orange sont des éléments qui, lorsqu'ils existent, sont externes à l'aquifère karstique.

## Chapitre 02 : Définition ; géomorphologique, géologique et hydro-climatologique du bassin versant du Chéria.

### 1. situation géographique

Le bassin de Chéria, du nom de l'agglomération installée en son centre, est situé environ 50km au sud-ouest de la ville de Tébessa et 250km de la côte méditerranéenne (Figure 05). C'est un vaste plateau de forme approximativement triangulaire, couvrant une superficie moyenne de 800km<sup>2</sup> et présentant des altitudes variant entre 1050 et 1500 mètres (H. CHAFFAI et F. BAALI. 2004, H. CHAFFAI. 2006), Limité au Nord par le fossé d'effondrement Hamammet-Tébessa-Morsott, à l'Est par le sous bassin versant d'El Ma El abiod, à l'Ouest par le bassin d'EDALAA et au Sud par le bassin de Tlidjen.



**Figure 05** : Situation géographique de la région d'étude

## 2. Cadre géologique

L'étude géologique détaillée de la région ne fait pas l'objet de cette thèse. Nous nous contenterons de reprendre les anciens travaux effectuées par les différents auteurs tels que : Gaud (1977), Ricard (1979), Villa (1980).....Etc.

### 2.1. Contexte régional

#### 2.1.1. Aspecte structuraux de l'Atlas Saharien

L'Atlas Saharien sens large, forme l'avant-pays de la chaîne tellienne des Maghrébines, résultant de la fermeture de la Téthys (Bouillin., 1986). Séparé dans sa partie méridionale de la Plate-forme Saharienne par l'accident Sud Atlasique, il est classiquement interprété comme une chaîne intracontinentale (Mattaue et Al., 1977). Il est composé de trois faisceaux de plis organisés en échelon et formant du SW ver le NE ; les Monts des ksour, Dj Amour, les Monts de Ouled Nail, Les Aurès et les Monts de Mellègue.

L'Atlas Saharien est marqué par de nombreux points de masses évaporitiques du Trias affleurant sur plusieurs kilomètres et ayant une direction générale NE-SO formant des diapirs, ils présentent une allure oblongue et perçant souvent les structures anticlinales. Parfois, le matériel est mobilisé en profondeur mais bloqué sous le Jurassique. Ce matériel triasique est également retrouvé resédimenté au sein du jurassique supérieur (KOWALSKI. WM et HAMIMED. M, 2000, Harkat., 1991, Harkat., 2000, BEGHOU. MS. 1974). Il est aussi décrit au sein du Crétacé dans le Tell (Leikine., 1971). Ces différentes positions structurales est sédimentaires traduisent une remontée diapirique à différentes périodes.

L'Atlas Saharien est bordé par deux accident majeurs ; l'accident Nord Atlasique et l'accident Sud Atlasique.

❖ **L'accident Nord Atlasique** : Cet accident de socle se manifeste d'une manière irrégulière en affleurement. Il apparait localement au niveau des Monts des Ksour sous forme de relais de direction NE-SO (Cornet., 1952) et sous forme d'un accident E-W dans la région de Boussaâda. (Laffite., 1939). L'interprète comme une faille bordière qui sépare les Hauts Plateaux et Atlas Saharien (Cornet., 1952) puis (Guiraud., 1990) subdivise l'Atlas Saharien en deux zones : Pré-Atlasique et Atlasique sensu-stricto.

Cet accident a fonctionné à plusieurs reprises pendant l'histoire de la chaîne alpine ; au Jurassique, au Crétacé et à l'Éocène moyen et même postérieurement (Kazi-Tani., 1986).

❖ **L'accident Sud Atlasique** : d'Agadir au Maroc jusqu'à Gabès en Tunisie. Il sépare l'Atlas Saharien de la Plate-forme Saharien, et est constitué de plusieurs tronçons organisés en relais et de significations différentes. (Laffite., 1939) définit la nature de cet accident comme étant une bande formée d'une série de flexures se relayant d'Ouest en Est.

Selon Kazi-Tani., 1986, cet accident aurait fonctionné au moins depuis l'Ordovicien, jusqu'à l'Actuel. La manifestation des derniers jeux tectoniques est très récente : elle est post-villafranchienne en Tunisie et post-Pliocène sur la bordure Aurésienne (Rolland., 1980).

Pour la partie Tunisienne Castany., 1951 précise l'âge très récent des rejeux tectoniques post-villafranchiens et son prolongement de Gabès à Tripoli en Lybie. Il donne aussi l'ampleur de rejet de la faille de Gafsa qui atteint 2000m. Il mentionne enfin une fosse subsidence, au Nord de Chott El Djérid, qu'il compare à la fosse sub-Aurésienne décrit par Savornin en 1920, dans son étude sur un tronçon de l'accident Sud Atlasique « El Kohol », dans la région de Brézina (Atlas Saharien Occidental), a décelé les traces de trois phases affectant cet accident (Crétacé supérieur, Éocène supérieur et Moi-Pliocène).

## 2.1.2. L'Atlas Saharien Oriental, limites et structuration.

### 2.1.2.1. Les accidents majeurs

L'Atlas Saharien Oriental est traversé par de nombreux accidents d'orientation variable, dont les plus importants sont ceux de Biskra-Négrine, de Gafsa et de Morsott à déplacement dextre. Ces derniers ainsi que l'accident Sud Atlasique sont des accidents de socle (Vially et Al., 1994). Cette zone est affectée par de nombreuses structures tectoniques fragiles se traduisant par le développement de trois familles principales des failles. Parmi les plus importantes, nous distinguons les directions :

- ❖ NE-SW ; longitudinales, soulignées par les époinçements diapiriques.
- ❖ NW-SE ; Transversales à décrochement dextre.
- ❖ E-W ; détermination des flexures Sud Atlasique.

### 2.1.2.2. Les plissements

Les différentes ceintures de chevauchement-plissement constituant l'Atlas Saharien Oriental se développent sur anciens grabens initiés pendant le rifting Triasico-Liasique (Piqui et Al., 2002, Frizon et Al., 2000). Elles résulteraient de l'inversion Cénozoïque liée à la convergence Europe-Afrique (Frizon et Al., 2006).

Dans le domaine Atlasique Oriental, les systèmes de plissement montrent :

- ❖ Des directions NE-SW.
- ❖ Des directions E-W.
- ❖ Des directions variant de NE-SW, E-W.

Les plis de direction NE-SW ont été reliés à la phase de raccourcissement NW-SE d'âge fini-Éocène (Phase Atlasique) ; (Laffite., 1939, Vila., 1980, Aissaoui D., 1984, 1986 et Kazi-Tani., 1986). Elle correspond à la phase majeure d'inversion tectonique initiée dans les grabens Triasico-Liasique. Les travaux récents montrent que cette inversion a débuté au Maestrichien (Harkat 2000).

Les plis de direction ENE-WSW à E-W ; affectant les séries villafranchiennes correspondent à la phase post-Pliocène décrit dans les monts de Nemmemcha (Aissaoui., 1984 et Kazi-Tani., 1986). Ils sont engendrés par un raccourcissement N-S.

Les directions de plissement passant de NE-SW à E-W montrent des formes sigmoïdes induites par des décrochements de direction NE-SW. On notera également que certaines directions de plis correspondent à la réorientation de plis NE-SW liée à la phase Atlasique. La réorientation de ces plis est compatible avec des décrochements dextres.

### 2.1.2.3. Les structures extensives

Dans le domaine Atlasique Oriental, tous les fossés d'effondrement coupent des structures Atlasique d'âge fin-Lutétien. Ces fossés (Dubourdieu., 1956), sont comblés par des dépôts Plio-Quaternaires pouvant atteindre une puissance de 170m (Fossé de Tébessa-Morsott) à près de 300m (fossé de Kasserine).

La phase distensive du Miocène se manifeste par la création des fossés d'Oued Soukies, de Foussana-Kasserine et de bassin d'El Ma Labied.

Il existe deux phases de plissement post Miocène dans environs de Tébessa :

- ❖ Les plissements du Pliocène inférieur (contrainte maximale N 0-20 E, à direction de plis N 90-110 E), dont le stade distensif a provoqué l'effondrement du fossé de Morsott.

- ❖ Les plissements du Villafranchien inférieur (contrainte maximale 80°), dont le stade distensif à provoquer l'effondrement du fossé de Tébessa, ainsi que celui de Hammamet.

Le substratum des fossés de Tébessa et Hammamet est constitué d'une mosaïque de horsts et grabens.

#### 2.1.2.4. Les phases orogéniques

La structure actuelle de l'Atlas Saharien Oriental en plis coiffés de direction NE-SW devenant E-W à l'approche de l'accident sud Atlasique (Monts de Négrine) ainsi que les fracturations des directions NNE-SSW, NE-SW, E-W et N-S son résultat d'une phase majeure compressive Atlasique qui a affecté cette région à l'Éocène, d'Ouest en Est.

Cependant, autres phases orogéniques sont identifiées, elles sont antérieures ou postérieures à cette dernière.

#### A. Au Mésozoïque

##### ❖ La phase Néo-Cimmériennes (Berriasien moyen)

C'est la phase anté-Néocomienne de Durand Delga. 1949, elle affecte l'Atlas Saharien (N. Kazi-Tani, 1986) et la plate-forme Saharienne (Conrad, 1981) et génère des plis concentrique droits orientés N 110-N 120. Les structures qui en résultent ne sont cependant décrites que localement.

##### ❖ La phase Autrichienne (Aptien et Albien moyen)

Cette phase engendre des plis de directions différentes, et se traduit par des structures plissées de direction NW-SE dans les confins Algéro-Tunisiens (N. Kazi-Tani, 1986). C'est une phase de raccourcissement E-W, matérialisée par des jeux inverses sur des failles et des décrochements de direction NE-SW, et des plis N-S (A. Boudjemaa, 1987).

##### ❖ La phase Laramienne (Turonien terminal au Sénonien)

Cette phase a été reconnue dans l'Atlas saharien en régime distensif (structures synsédimentaire distensive à khenchela), elle a donnée naissance à des plis de direction NW-SE et des failles d'orientation NE-SW ou ENE-WSW (N. Kazi-Tani, 1986).

#### B. Au Cénozoïque

##### ❖ La phase Pyrénéenne (fin Éocène)

Cette phase correspond à la phase Atlasique compressive de direction N 120 à N150 ; lies à la fermeture de la Téthys occidentale lors de la rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé à l'Ouest de Tanger, conduisant à la collision entre la partie Oriental de l'Alboran et la marge Africaine Tellienne, elle engendre de grands plis de direction NE-SW (anticlinaux de Hammamet et de Dj Doukkane) à ENE-WSW (anticlinaux de Dj. Boudjellal, Dj. Bottena, Dj. Onk, Dj. Kemakem et celui du Dj. Abied) et une fracturation parallèle ou oblique aux structures anticlinales E-W, NW-SE, WNW-ESE (N. Kazi-Tani, 1986, D. Bureau, 1984, 1986 et R. Guiraud, 1990), ainsi que des rejeux en failles inverses sur les directions NE-SW et ENE-WSW (Boudjemaa, 1987).

##### ❖ La phase intra-Néogène

Elle apparaît dans les Aurès et elle traduit un effondrement du bassin lié aux jeux du décrochement et des failles normales (N. Kazi-Tani, 1986). Les déformations résultantes sont des mouvements verticaux de vaste étendue, des discordances et des compressions engendrant un soulèvement par saccades successives du massif des Aurès. Ces déformations sont produites pendant le Miocène inférieur et moyen et elles se poursuivent jusqu'à Miocène terminal où on a une surrection des Aurès à la suite d'une compression au niveau de la marge septentrionale de l'Afrique du Nord.

❖ **La phase Plio-Quaternaire**

Cette phase génère des directions de plis E-W et des failles de direction ENE-WSW dans la région méridionale de l'Atlas Saharien (Burolet., 1956).

D'autres auteurs décrivent des phases bien distinctes au cours de cet intervalle : Une phase orogénique datée Fini Pliocène : elle est décrite comme étant aussi importante que la phase Atlasique engendrant des plis et des fractures de direction ENE-WSW et des plissements E-W (N. Kazi-Tani., 1986 et R. Guiraud., 1990).

Une phase Quaternaire distensive : Elle forme des grabens de direction subméridienne (N. Kazi-Tani., 1986). Boudjemaa., 1987 a décrit une phase post Villafranchienne compressive de direction N-S qui s'exprime entre Biskra et Négrine.

**Tableau. 02.** Log tectonique de l'Atlas Saharien (établi à partir des travaux intérieurs)  
 (Document SONATRACH)

Age		Directions et natures des mouvements		Principales phases tectoniques	
Quaternaire		N-00-20		Poste Villafranchienne	
TERTIAIRE	Néogène	N-160		Paléocène	
		N-E		Miocène	
	Paléogène	N-60		Alégo-Miocène	
N-140		Atlasique			
SECONDAIRE	Crétacé	Sénomien	Maastrichtien		Emscherienne
			Campanien		
			Santonien		
			Coniacien		
		Turonien		Autrichienne	
		Cénomaniens			
	Albien	super		N-90	
		Infer			
	Aptien				Néo-Cimmérienne
	Barrémien				
	Néocomien		N-100-110		
	Jurassique				Triasique
Trias		NW-SE			

**2.1.2.5. Cadre sédimentaire et paléogéographie**

La région d'étude est située dans la partie septentrionale du bassin Sud-est Constantinois. Il s'intègre dans une transversale plus ou moins complète à travers l'édifice structural du Nord de l'Algérie. Cette région extrêmement complexe sur le plan géologique montre de grands plis de direction NE-SW (anticlinaux de Hammamet et de Dj Doukkane) à ENE-WSW (anticlinaux de Dj. Boudjellal, Dj. Bottena, Dj. Onk, Dj. Kemakem et celui du Dj. Abied) et une fracturation parallèle ou oblique aux structures anticlinales E-W, NW-SE, WNW-ESE (N. Kazi-Tani., 1986, D. Bureau., 1986 et R. Guiraud., 1990), ainsi que des rejeux en failles inverses sur les directions NE-SW et ENE-WSW (Boudjemaa., 1987).

Il s'agit d'un sillon de direction NE-SW, très subsident actif depuis le Jurassique jusqu'à la fin de l'Éocène favorisant l'installation d'une sédimentation Argilo-carbonaté très puissante avec



des rares développements d'édifices récifaux liés parfois aux remontées diapiriques. Ce sillon a connu des venues détritiques au cours du Crétacé inférieur en relation avec l'installation des deltas plus au Sud et Sud-ouest. Ces dépôts détritiques disparaissent définitivement au cours du Crétacé supérieur au détriment d'une sédimentation marine Argilo-carbonatée qui s'installe dès le Vraconien. Les différentes phases tectoniques ayant affectées cette région ont abouti au développement des structures allongées selon une direction principale NE-SW, ENE-WSW. Elles sont caractérisées par des flancs asymétriques parfois déversés. La forme de ces structures dépend généralement de l'ampleur des contraintes tectoniques. Elles sont affectées également par des accidents profonds qui ont favorisés la mise en place des diapirs triasiques au cours des phases distensives ayant eu lieu au Crétacé (Gaud. 1977).

### 2.1.3. Stratigraphie régionale

Le terrain rencontré dans la région d'étude sont généralement d'âge Méso-cénozoïque constitués de faciès essentiellement marins, Argilo-carbonatés intercalés épisodiquement par des dépôts Argilo-gréseux correspondant au Néocomien, Barrémien, à l'Albien inférieur et au Miocène. Ces séries montrent des variations remarquables de faciès induisant des aires paléogéographiques bien distinctes, ainsi, on distingue (N. Kazi-Tani., 1986, D. Bureau., 1986) :

- ❖ Un haut fond situé au Nord-ouest, il s'agit de la mole d'In M' Lila.
- ❖ La partie centrale du périmètre est caractérisée par des dépôts de type pélagique surtout à partir de l'Albien supérieur qui marque l'importante transgression marine du Vraconien.
- ❖ Une plate-forme localisée dans la région de Tébessa au Sud-est qui favorise le développement de faciès de type néritique parfois récifal.

#### 2.1.3.1. Mésozoïque

##### A. Le Trias

Les traits affleurent en position stratigraphique anormale, on le rencontre essentiellement sous forme de diapir le long des accidents longitudinaux et l'intersection des accidents NW-SE et NE-SW. Le matériel triasique est rencontré en diverses régions du périmètre (Morsott, Mesloul, ...), il présente la même composition pétro-sédimentaire : Argiles versicolores, Dolomies rubanées, Gypse, des Grès et des Sels. Le Trias est parfois re-sédimenté dans les formations Albo-aptiennes (J.M. Vila., 1994).

##### B. Le Crétacé inférieur

###### ❖ Le Berriasien

Il est constitué dans les Aurès par des faciès profonds de mer ouverte constitué par une série de 600m de Marnes et de Calcaires argileux à Calpionelles et Ammonites, tandis que sur le môle d'Ain M'Lila ce sont des faciès peu profonds ou néritiques avec développement de dépôts carbonatés à haute énergie (barrières récifales et Oolitiques) dont l'épaisseur est d'environ 500m.

###### ❖ Le Néocomien

Au Nord de (Ravin Bleu), le Néocomien est épais de 1120m ; représenté essentiellement de Marnes à intercalations de Grès et de Calcaires. Dans les Hammimats, constitué par des Quartzites à intercalations d'Argiles silteuses et de Grès avec des passées de Calcaires argileux attribuées au Néocomien.

### ❖ Le Barrémien

Représente une continuation des étages précédents, mais avec des conditions de faciès de moindre profondeur indiquant une phase régressive importante. Il affleure dans les Aurès ; à Dj. Azreg, le long de l'axe Dj. Bou. Arif et Dj. Fedjoudj.

Dans le sillon Aurès-Kef le Barrémien est composé de Grés quartzitique et de Dolomies avec de minces intercalations d'Argiles caractérisant le faciès de carbonates ortho-quartzitiques développés en milieu de mer profonde ou néritique. Au Dj. Djahfa et le Hammimats le Barrémien est représenté par des Dolomies à la base et des Grés quartzitique au sommet. Plus au Nord à Dj. Guelb et Souabah, le Barrémien comprend des Marnes silteuses à intercalations de Calcaire argileux qui pourrait indiquer un approfondissement du milieu de sédimentation. L'épaisseur du Barrémien varie considérablement entre 110 et 1500m.

### ❖ L'Aptien

L'Aptien est représenté par une importante série sédimentaire, il affleure dans la région des Aurès, où il est représenté par 500 à 800m de Calcaire et de Dolomie avec des intercalations d'Argiles et des Marnes. Cette série comporte des épisodes détritiques matérialisés par des intercalations de Grés et d'Argiles. Au Nord-est du périmètre d'Ain Beida; l'Aptien est représenté par des Marnes et des Calcaires argileux à rare intercalations de Grés. De tel faciès s'est déposé dans un milieu marin profond infra néritique à pélagique. Sur le môle d'Ain M'Lila le même faciès de mer peu profond ou néritique se prolonge au cours de l'Aptien, où l'on rencontre 200 à 400m de dépôts carbonaté, avec localement développement des discordances dans la partie supérieur.

Dans la partie NW de périmètre, l'Aptien occupe la plus grande partie des affleurements du Dj. Mesloulou et ses Calcaires récifaux constituent tous les reliefs important du massif ; Dubourdiou., 1959 ; différencie trois termes ; série antérieure aux Calcaire récifaux, les Calcaire récifaux et la couverture des Calcaires récifaux.

### ❖ L'Albien

Durant cette période le périmètre d'Ain Beida a été le siège d'une importante sédimentation mixte, argilo-carbonaté. Cette dernière est contrôlée par la phase Autrichienne, c'est ainsi que localement l'Albien supérieur peut être discordant sur les formations sous-jacentes de l'Albien inférieur voire même l'Aptien sommital.

#### **L'Albien inférieur**

Est caractérisé par des faciès de mer peu profond. Au Nord du sillon Aurès-Kef, la sédimentation est constituée par des dépôts marins riche en faunes pélagiques à quelques passées de Calcaire gréseux. Dans la partie méridionale l'Albien inférieur est caractérisé par une sédimentation argilo-carbonaté et gréseuse. Au niveau de Dj. Boudjellal et Kemakem on note l'absence de l'Albien inférieur marquée par la discordance intra albienne liée à la phase Autrichienne.

#### **L'Albien supérieur**

Durant cette période on assiste à une transgression marine généralisée marquée par des dépôts carbonatés avec des passées de Marne et de Marno-calcaires et une activité halocinétique très intense le long des accidents de direction NE-SW liée étroitement à la phase autrichienne. Cette dernière a contribué aux développements d'édifices récifaux décrits dans la région d'Ouenza et des confins Algéro-tunisiens, à Dj. Aidel et constitue la plus part des affleurements du Dj. Mesloulou. Notons aussi l'installation de barrières Oolithique dans la zone de Tébessa.



## C. Crétacé supérieur

### ❖ Cénomaniens

Dans le sillon Aurès-Kef le Cénomaniens est bien développé (800 à 1200m) constitué essentiellement de Marne et d'Argile avec des intercalations de Calcaire argileux. Ce faciès est caractéristique d'un environnement infra néritique à bathyal. Sur le môle d'Ain M'Lila, la série de Cénomaniens est réduite, elle est composée des dépôts carbonatés de mer peu profonde ou néritique, souvent à caractère récifal surmontés en discordance par les dépôts de Sénonien, à la fin du Cénomaniens la région a connu un soulèvement généralisé et fut soumise pendant le Turonien à une érosion différentielle.

### ❖ Le Turonien

Il est très bien développé, sa puissance peut atteindre les 1000m (Dubourdieu., 1956 – 1959). Le Turonien est constitué par des Calcaires et des Marno-calcaires à la base avec de nombreuses empreintes d'Inocéramus. Ces Calcaires et Marno-calcaire sont suivis par une puissante série de Marnes argileuses riches en Ammonites, Huitres et divers Lamellibranches.

L'assise Calcaire du Turonien disparaît au Nord-est de Mesloula près du diapir de Débidba, ceci est contrôlé par une déformation tectonique légère (Dubourdieu., 1959) matérialisée par une discordance au Dj. Mesloula. Cette discontinuité est caractérisée par un Hard Grounds ferrugineux qui disparaît progressivement vers le Sud-ouest, en même temps qu'augmente légèrement sa teneur en Argile.

En effet, à l'approche du Sénonien la sédimentation du Turonien supérieur s'interrompt localement au Nord du bassin alors qu'elle est plus complète vers le Sud.

### ❖ Le Sénonien inférieur (Coniacien, Santonien)

Le Sénonien inférieur est représenté essentiellement par des Marne, d'Argile et de Calcaire argileux. Dans la partie inférieure il y'a eu lieu localement au cours du Coniacien, le développement de dépôts carbonatés de mer peu profonde ou néritique parfois récifaux à haute énergie. Le môle d'Ain M'Lila qui était émergé pendant le Turonien fut de nouveau submergé, et on distingue différents horizons du Sénonien y surmontent en discordance les niveaux du Cénomaniens.

### ❖ Le Sénonien supérieur (Campanien, Maastrichtien)

Il est constitué par une série pouvant atteindre 800m composée essentiellement de carbonates néritiques partiellement récifaux à intercalations de Marne.

## 2.1.3.2. Cénozoïque-Quaternaire

### A. Le Miocène (Néogène)

L'épaisseur du Miocène peut atteindre une centaine de mètres (100m). Il débute par des formations marines transgressives et discordantes sur les terrains anciens. Ils sont représentés par des Calcaires roux, suivis de Marnes très argileuse de couleur verte devenant rouge foncé et enfin par des Argiles à intercalations de Grés grossiers.

### B. Le Plio-Quaternaire

Les plus anciennes formations continentales appartiennent au Quaternaire supérieur (Dubourdieu., 1959). Celui-ci est représenté essentiellement par des dépôts argileux et conglomératiques.

Il est noté qu'aucun dépôt Pliocène ou Pléistocène ancien n'été observé dans la région. Selon Dubourdieu., 1959, ce phénomène serait à mettre en relation avec une surrection régionale suivi d'une érosion intense à cette époque.

Ces formations Quaternaires constituent la plus grande partie du comblement du fossé d'effondrement Morsott-Tébessa dont l'épaisseur est estimée à plus de 170m.

#### 2.1.4. Conclusion

Le sous bassin de Chéria se situe dans le bassin subsident du Sud-Est constantinois qui appartient au domaine de l'Atlas Saharien. Trois événements tectoniques majeurs ont imprimé à cette région son schéma structural actuel :

- ❖ Une période essentiellement distensive (Trias-Crétacé supérieur), correspondant au rifting atlasique, se traduisant par une subsidence importante exprimée par une tectonique en blocs basculés.
- ❖ Une phase compressive (phase Atlasique de l'Eocène moyen – Post Lutétien), qui engendre une inversion tectonique et crée des plis orientés NE-SW.
- ❖ La phase Villafranchienne qui réorientée les axes des structures préexistantes selon une direction ENE-OSO (Anticlinaux des Djebel Boudjellal, Bottena, Onk ...), voire carrément E-O (Monts de Négrine).

La consultation des cartes en isochrone au toit du Turonien sur la région, montre une structure orientée NO-SE, bordée au NE et au SO par deux failles majeures. Cette structure ferme principalement contre la faille de Gafsa (Rapports d'implantations des puits DDNS-1 et 2, document officielle de SONATRECH).

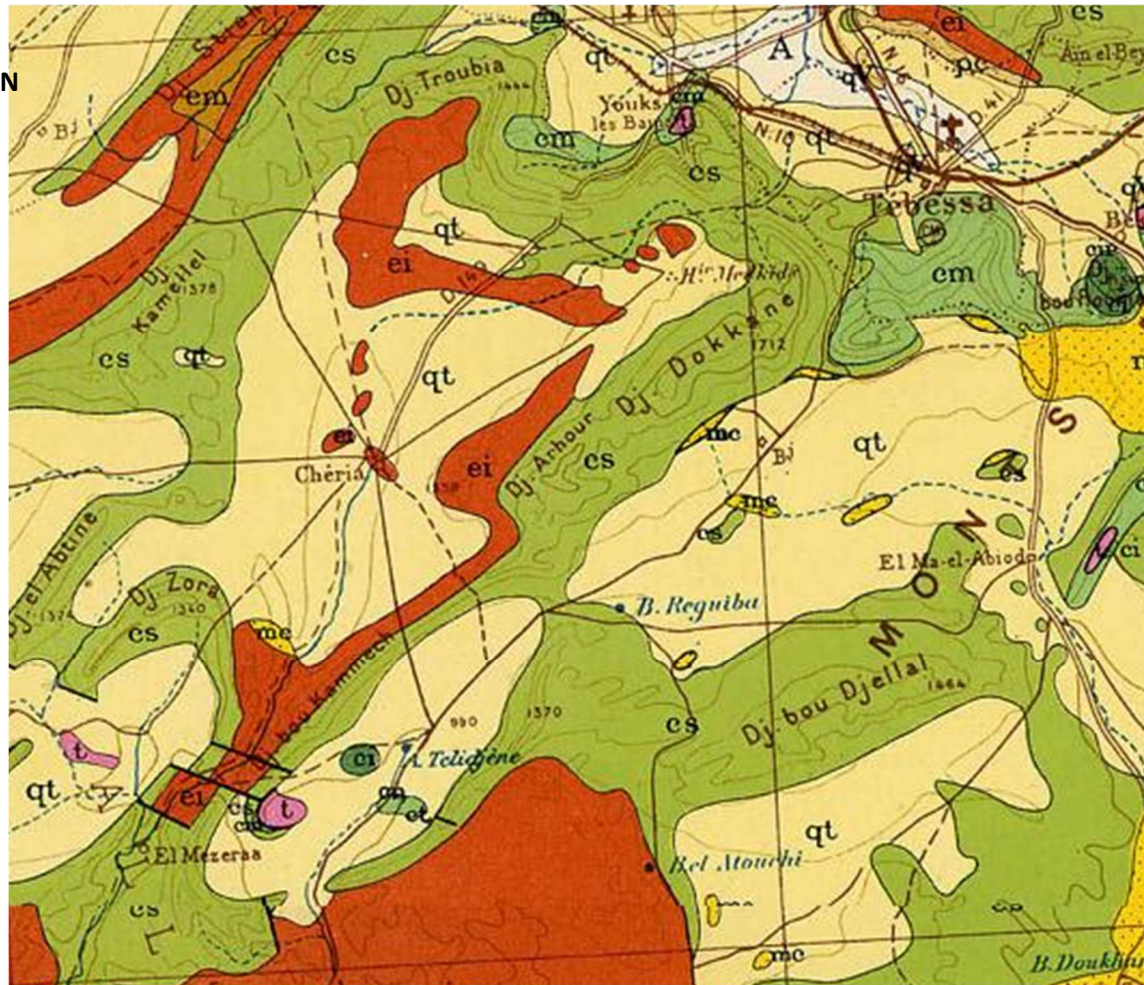
#### 2.2. Contexte local

Le plateau de Chéria correspond à une structure synclinale d'orientation NE SW affecté par une fracturation orthogonale à l'axe du pli. Il est essentiellement formé de calcaires Eocène largement Karstifié et recouvert de matériaux meubles, essentiellement des alluvions, des argiles et des encroutements calcaires (Mio-Plio-Quaternaire) (Y. AZIZI et al. 2015).

Le régime hydrographique du plateau de Chéria est très différent au Nord de ce qu'il est au Sud. Au Nord les oueds convergent des bordures vers la cuvette avec un nombre important des talwegs. Deux Oueds principaux collectent les eaux des orages et les drainent vers le centre de cette partie du plateau. Oued Blilia prend sa trajectoire depuis Dj Tazbent vers la route de Chéria El Hammamet (NE-SO). Oued Troubia partant de Dj Troubia pour une quinzaine de kilomètre et qui se perd dans la plaine de Bir Djelmda. Sauf pour les périodes de grandes crues leur écoulement peut atteindre la ville de Chéria.







	<p><b>A</b> : Alluvion actuelles (Lacs, marécages, dayas, chotts, sebkhas et croutes gypso-salines).</p> <p><b>D</b> : Dune récentes</p> <p><b>qt</b> : Quaternaire continental (alluvion, regs et terrasse)</p> <p><b>qm</b> : Quaternaire marin (plage anciennes et formations dunaires consolidées qui les accompagnent).</p> <p><b>qc</b> : Calabrien (Grès marins et formation dunaires associées).</p> <p><b>qv</b> : Villafranchien (Calcaire lacustres, argiles à lignite, couches rouge).</p> <p><b>Pv</b> : Pliocène continental et villafranchien non séparés (Pv).</p> <p><b>Pc</b> : Pliocène continental, poudingues, calcaire lacustre.</p> <p><b>P</b> : Pliocène marin (Conglomérats marines bleues, mollasses, grés et formations dunaires subordonnées).</p> <p><b>mp</b> : Pontien (Localement équivalent du mc).</p> <p><b>ms</b> : Miocène terminal marin et lagunaire (Couches à tripoli, marne et gypse).</p> <p><b>mm</b> : Miocène inférieur marin (Calcaire, Grés, Argile).</p> <p><b>mc</b> : Miocène continental antepontien.</p> <p><b>mi</b> : Miocène inférieur marin (Burdigalien).</p> <p><b>oa</b> : Aquitaniens continental (pouvant inclure localement la base du Burdigalien).</p> <p><b>oc</b> : Oligocène continental (pouvant inclure localement l'Eocène supérieur continental).</p> <p><b>o</b> : Oligocène marin inclut localement l'Eocène supérieur).</p> <p><b>em</b> : Eocène moyen marin</p> <p><b>ec</b> : Eocène moyen et inférieur continental.</p> <p><b>ei</b> : Eocène inférieur marin.</p> <p><b>cs</b> : Crétacé supérieur marin.</p> <p><b>csc</b> : Crétacé supérieur continental.</p> <p><b>csm</b> : Crétacé supérieur marin non subdivisé.</p> <p><b>cm</b> : Crétacé moyen (marin ou lagunaire).</p> <p><b>ci</b> : Crétacé inférieur (faciès marin normaux)</p> <p><b>cir</b> : Crétacé inférieur récifaux (faciès récifaux ou subrécifaux)</p> <p><b>cic</b> : Vraconien à Barriasien (Faciès continental ou lagunaire).</p>
--	---

LEGENDE DE LA CARTE

Figure 07 : Géologie de la région de Chéria à partir de l'extrait de la carte géologique de l'Algérie.

### 3. Cadre hydrologique, climatique et végétale du bassin de Chéria

Dans les années soixante-dix plusieurs sources alimentaient le Réseau hydrographique de la région, qui sont disparues à cause de la sécheresse et l'exploitation excessive (Les sources du Nord : Tazbent, Oglat Eddieb, Gueriene et Bouchguifa. Celles du Sud : Chéria et Ain Babouche) (BAALI F et al. 2007).

Les caractéristiques physiques du bassin versant de Chéria présentés sur le tableau suivant :

**Tableau 03** : Caractéristiques physique de bassin du Chéria

Paramètre	Définitions	Valeur	Observations
<b>P</b>	Le périmètre du bassin versant (Km)	148	Carte topographique de Chéria 1/50 000
<b>Kc</b>	Indice de forme (compacité)	1.34	Forme généralement étalée
<b>S</b>	La surface du bassin versant ; (Km <sup>2</sup> )	810	Carte topographique de Chéria 1/50 000
<b>L</b>	La longueur du rectangle équivalent ; (Km)	52.745	
<b>I</b>	La largeur du rectangle équivalent ; (Km)	15.357	
<b>H<sub>moy</sub></b>	L'altitude moyenne ; (m)	1189.11	
<b>St</b>	L'altitude maximum (m)	1712	
<b>Hh<sub>2</sub></b>	L'altitude minimum ; (m)	985.70	
	L'altitude moyenne (m)	1189.11	
<b>H<sub>50%</sub></b>	L'altitude médium ; (m)	1165	
<b>Ig</b>	Indice de pente global	5.4	
<b>Ds</b>	La dénivelé spécifique ; (m).	153.69	Relief assez forte

Le climat dominant sur la région de Chéria est soumise à un climat semi-aride. Il se caractérise par un régime pluviométrique irrégulier :

- ❖ Précipitations importantes en octobre, mois le plus pluvieux, avec des crues d'automne, et des précipitations moins abondantes pendant le printemps (crues de printemps).
- ❖ Longue sécheresse estivale de mai jusqu'à fin septembre.

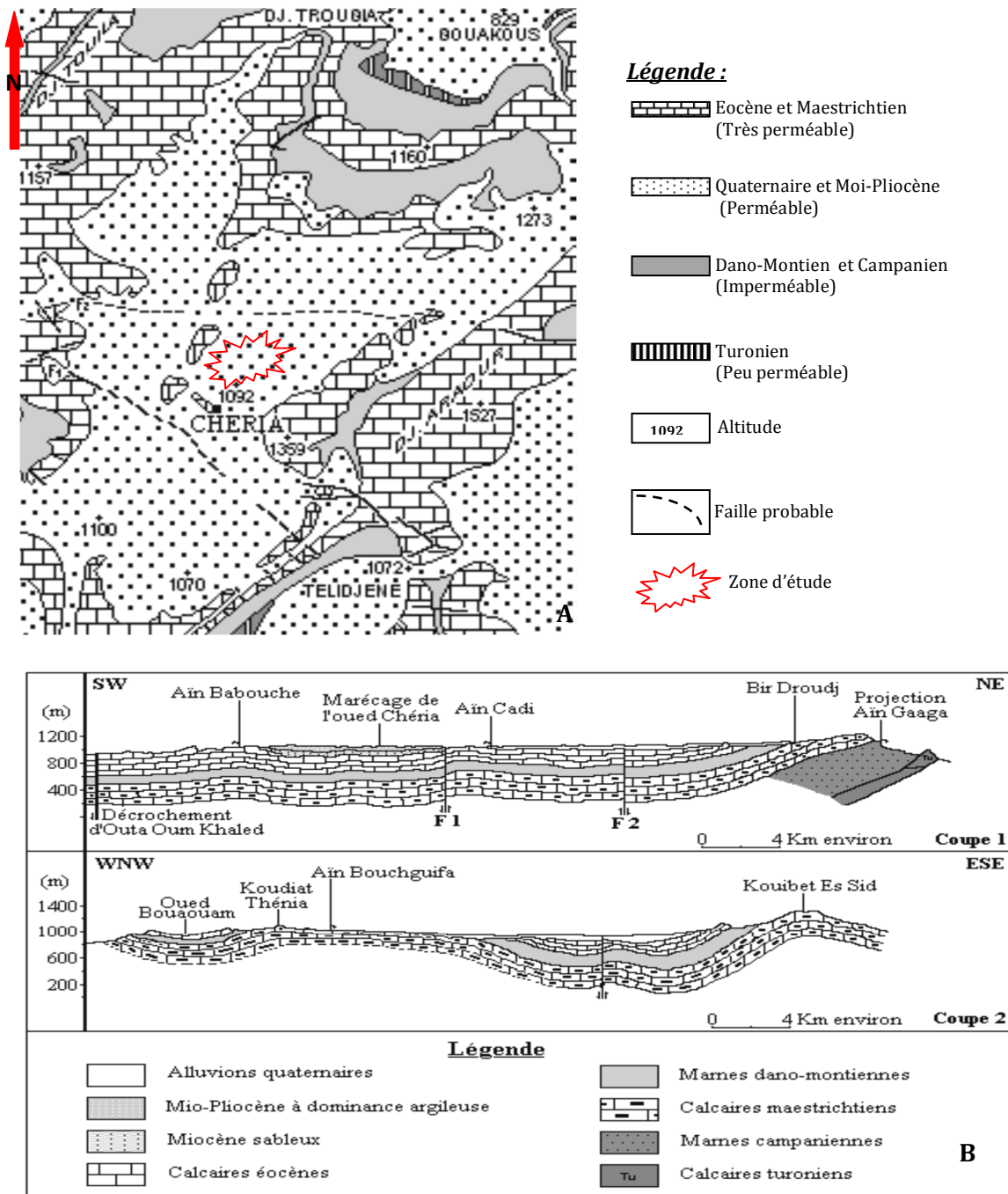
Les températures varient beaucoup entre l'été et l'hiver. Les variations annuelles peuvent atteindre 45°C. La température estivale est de l'ordre de 35° C alors qu'en hiver parfois, elle baisse jusqu'à -10°C.

La végétation naturelle, à base de pin d'Alep, est développée au Nord de la zone d'étude et devient de plus en plus rare vers le Sud jusqu'à disparition en limite Sud au Dj Allouchetes. Par opposition avec les plaines de Mellègue et les monts de Tébessa, les montagnes, bordant la plaine de Chéria, se singularisent tout d'abord par l'absence presque totale de végétation arbustive, ne fait vraiment exception, que les mont Est qui sont recouvert d'une forêt de pins.

### 4. Cadre hydrogéologique

#### 4.1. Hydrogéologie régionale

Le plateau de Chéria l'un des quatre systèmes aquifères important constituant la région de Tébessa. Au Nord-Est de l'Atlas Saharien. Représenté principalement sur trois cartes au 1/50.000 de Youkous-les-bains (N° 205), Chéria (N°234) et Ain Thlidjen (N°265). Il appartient à la zone des hautes plaines, d'une altitude moyenne de 1100 m, limité grossièrement entre les parallèles 35°50 et 36° longitudinale, 7°30 et 8° de latitude.



**Figure 08 :** Géologie et hydrogéologie de plateau de Chéria  
 A : Esquisse hydrogéologique du plateau de Chéria.  
 B : Coupe géologique de plateau de Chéria.

#### 4.2. Hydrogéologie locale

Le bassin de Chéria composé de quatre terrains susceptibles d'être aquifère: aquifère des calcaires maestrichtiens, des calcaires éocènes, du remplissage de Mio-Plio-Quaternaire. (Fig. 08 A et B).

D'un point de vue hydrogéologique, le système aquifère dans le site d'étude est une bicouche ; les calcaires Eocène et le remplissage de Mio-Plio-Quaternaire.



Les calcaires Eocènes représentent l'aquifère principal de Chéria. Il a été reconnu par de nombreux forages spécialement autour de la ville de Chéria et fait l'objet d'une importante exploitation en eau des mines de phosphate de Djebel Onk et pour l'irrigation.

La perméabilité est celle d'un karst bien développé dans la périphérie de Chéria. Les zones fissurées se rencontrent en général dans les 100 premiers mètres de la série calcaire et les zones karstifiées sont encore plus localisées dans les 50 premiers mètres.

Le réservoir se présente comme une cuvette synclinale orientée grossièrement NNE-SSW et il est interrompu par deux failles mises en évidence par la géophysique. Vers le Sud, cette cuvette se réduit à une étroite gouttière qui draine la nappe en direction d'Outa Oum Khaled et des sources d'El Mezeraa.

La surface totale du réservoir Eocène à l'affleurement est de 70 km<sup>2</sup>. Les zones karstifiées se localisent au centre de la plaine et s'étendent vers le Sud jusqu'à la région d'Outa Oum Khaled (Chaffai, 1993). Vers le Nord, au contraire, elles semblent disparaître rapidement.

## 5. Historique des études géophysiques

La prospection géophysique sur la région de Chéria est basée principalement sur la prospection géoélectrique menée par la société TRANSAKTA-GEOMETAL en 1971 et la CGG en 1970 et l'étude gravimétrique établie par Zerdazi (1990) sur la carte 205 d'El Hammamet la partie Nord du Bassin ainsi que la diagraphie de quelques forages par la direction d'hydraulique de la wilaya d'Annaba (D.H.W) entre 1973 et 1977.

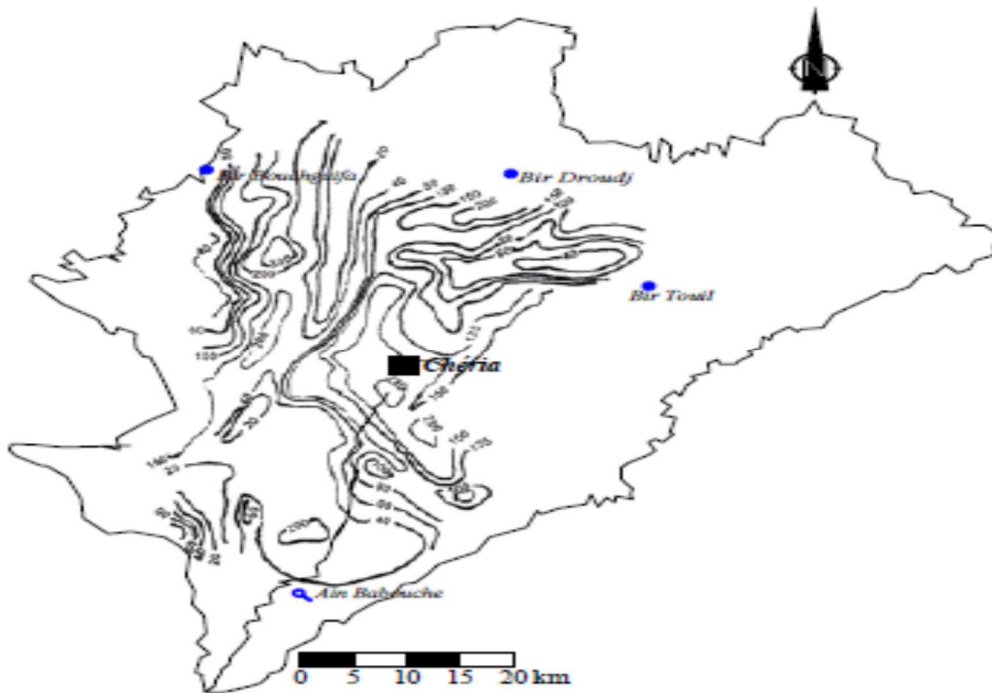
La prospection géoélectrique suscitée recouvre une superficie de 790 km<sup>2</sup> représentée par 291 sondages électriques, disposés suivant des profils Nord-Ouest Sud-Est et espacés de 1km, les sondages eux-mêmes distants de 1km. Lors de cette campagne les lignes d'injection AB ont été de 2000m (68 S.E), 3000m (64 S.E), 4000m (158 S.E) (BAALI F et al. 2007).

D'après l'étude passée sur la région de Chéria, la carte d'iso-résistivité de la région montre une plage conductrice (moins de 20 Ohm.m) étalée de Nord vers le Sud et qui correspond à la remontée des marnes daniennes entre les calcaires de l'éocène et ceux du maestrichtien, plus à l'Ouest la remontée des calcaires Maestrichtien plus résistante par rapport à la marne de Campanien.

Le fort gradient des courbes de résistivités au se trouve Nord-Ouest représente un accident avec approfondissement vers le Nord des calcaires éocènes. Cet accident pourrait se prolonger au travers du bassin, vers l'Ouest, le dessin des courbes suggérant également un affaissement Nord du maestrichtien et du campanien.

Au Sud un gradient des courbes orienté Nord-Ouest semble correspond à un enfoncement brusque des calcaires éocènes vers le Sud avec épaissement du remplissage miocène. Cet accident probable borderait au sud les affleurements de Chéria.

La carte traduit ainsi l'allure des calcaires éocènes la partie Est, les zones les plus conductrices correspondent aux zones les plus profondes. L'axe du bassin éocène orienté d'abord Est-ouest dans la partie Nord puis prenante ensuite une direction normale NNE-SSW.



**Figure 09** : Carte d'iso-résistivités en ligne AB=1000m. CGG 1970 (BAALI F. 2007)

## 6. Etude de la fissuration

D'après d'étude linéamentaire du plateau de Chéria (CHAMEKH K., BAALI F., YAHIAOUI A. et DJABRI L. 2011) ; la direction dominante des fracturations des calcaire d'Eocène dans ce plateau composé de quatre familles :

- ❖ La famille 1 : N130-140 (NW-SE) : La direction N130-140 (NW-SE) est une direction dominante dans le plateau de Chéria. Elle présente un trait structural très important peut correspond aux accidents normaux, liés à la phase atlasique d'âge Eocène.
- ❖ La famille 2 : N100-110 (ESE-WNW) : Cette famille peut correspondre aux accidents (faille) normaux liés à la phase atlasique d'âge éocène terminale (lutétien), qui affecte la région.
- ❖ La famille 3 : N0 (N-S) : Parfaitement visible sur les cartes linéamentaires, cette famille présente une direction N-S des linéaments avec un décrochement senestre.
- ❖ La famille 4 : N40- 50 (NE-SW) : Cette famille peut correspondre aux failles Post-Miocène (Pontien).



## **Partie 02: Hydro-géophysique au milieu karstifié.**

### **Introduction**

Les méthodes géophysiques sont utilisées pour mettre en évidence des structures géologiques (failles, karst ...) et pour identifier la nature des terrains (roche, sol, remblai...). Elles présentent plusieurs avantages qui les rendent adaptées aux structures de sous-sols. Ce sont des méthodes d'auscultation non destructives ; elles peuvent être utilisées sur de grands linéaires, elles fournissent une vision spatiale de sous-sols.

Dans le cas de la géophysique appliquée au karst, on cherche à révéler l'existence des zones fracturées ou karstifiées et à positionner des cavités karstiques.

Les méthodes de prospections électrique et microgravimétrie ont pour objectif de caractériser les variations de la résistivité électrique des terrains du sous-sol afin d'obtenir des informations géologiques sur leur nature et leurs propriétés. Ces méthodes constituent un des outils les plus utilisés pour la recherche d'eau en milieux karstifiées et fissurés (Astier, 1971 ; Telford et al, 1976 ; Bernardi et Mouton, 1980 ; Darboux, 1985 ; Meyer de Stadelhofen, 1991 ; Yadav et al. 1997).

## Chapitre 03 : Méthode microgravimétrie

### I. Généralités

La gravimétrie est l'étude des variations du champ de pesanteur  $\vec{g}$  à la surface de la Terre, provoquées par la variation de masse du sous-sol ausculté.

La valeur du champ de pesanteur en un point de la surface terrestre est définie par rapport à un ellipsoïde de référence en fonction de la latitude du point de mesure. Elle est donnée par la formule suivante (formule adoptée en 1980 par le Geodetic Reference System) :

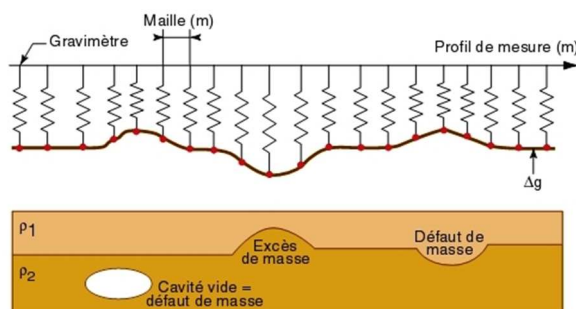
$$g_{réf} = 9.7803267715 * (1 + 0.0052790414(\sin \phi)^2 + 0.00002327(\sin \phi)^4 + 0.0000001262(\sin \phi)^6 + 0.0000000007(\sin \phi)^8) m s^{-2}$$

L'unité CGS de mesure en gravimétrie est le gal, en référence à Galilée. Il est défini par : 1 gal =  $10^{-2}$  m.s<sup>-2</sup>.

La gravimétrie est toujours d'actualité et trouve de nombreuses applications pour aider à déterminer les modèles géologiques pour la recherche pétrolière et minière, pour la détermination des épaisseurs des glaciers, pour l'étude de la croûte terrestre, etc.

Dans les années 1970, l'amélioration de la précision de mesure des appareils a permis l'étude de structures de dimensions plus réduites et plus superficielles (de 0 à 50 m de profondeur), telles que les cavités souterraines rencontrées en génie civil, les karst et dont le défaut de masse engendre des anomalies de l'ordre de quelques dizaines de  $\mu$ Gals (1  $\mu$ Gal =  $10^{-8}$  m.s<sup>-2</sup>) : c'est la microgravimétrie.

Pour les concepts et les applications initiales de la gravimétrie, les références suivantes peuvent être consultées : (Parasnis, 1986), (Reynolds, 1998) et (Chouteau, 1999). La microgravimétrie est particulièrement détaillée dans (Neumann, 1967) et (Lakshmanan, 1977 et 1990).



**Figure 10 :** Principe de la gravimétrie : la variation de masse volumique du sous-sol engendre une variation de champ de pesanteur  $\vec{g}$

### II. Eléments de vocabulaire

#### 1. Station gravimétrique

Une station gravimétrique est un point où la valeur du champ a été mesurée ou bien qui a été rattaché à un réseau gravimétrique. Les stations sont le plus souvent situées à des points remarquables dans les villes et ports d'escale (aéroports, gares,..).

#### 2. Réseau gravimétrique

Il est défini par un ensemble de stations gravimétriques. Le réseau international utilisé le plus souvent par le SHOM est l'I.G.S.N.71 (International Standardization Net 1971). Il comprend plusieurs centaines des stations de précision variable.

Dans le cas d'une station rattachée à un autre réseau (ORSTOM, POSTDAM..) des formules de passage peuvent être appliquées.

### 3. Levé :

Ensemble de mesure réalisée consécutivement. En général un levé est séparé par deux escales au port.

Synonymes : campagne de mesure, mission.

### 4. Donnée

Une valeur d'anomalie à l'air libre ou de champ de pesanteur résultant du traitement d'une mesure.

### 5. Unité

Par souci de normalisation, les unités utilisées seront exprimés dans le Système International d'Unités SI. L'unité gravimétrique est alors le  $\mu\text{ms}^{-2}$ . tel que:  $1 \mu\text{ms}^{-2} = 10^{-6} \text{ms}^{-2}$

Pour la thèse le mGal ( $1\text{mGal} = 10 \mu\text{ms}^{-2}$ ) encore utilisé, tend en pratique à disparaître.

## III. Les instruments de mesures de la gravité

La mesure de pesanteur a pour base la loi fondamentale de la dynamique. Un corps de masse  $m$ , placé dans un champ gravitationnel  $\vec{g}$  subit une force  $\vec{F}$  qui lui est proportionnelle :

$$\vec{F} = m\vec{g}$$

Tout instrument capable de mesurer une force peut être qualifié de gravimètre. La gravimétrie s'intéresse au module vertical de la pesanteur  $\vec{g}$ .

Deux grandes familles d'instruments permettent de mesurer la pesanteur sur terre : les gravimètres absolus et les gravimètres relatifs. Les gravimètres absolus mesurent  $g$  en utilisant les standards S.I. de mesure du temps et de distance. Ils permettent l'obtention de la valeur 'vraie' de la pesanteur en un point donné, soit environ  $9.81 \text{ m/s}^2$ . Au cours de l'histoire des sciences deux principes physiques ont permis l'élaboration des gravimètres absolus. Les premiers gravimètres absolus étaient des pendules simples. Dans un cas idéal, la période d'oscillation du pendule va être reliée à  $g$  et à la longueur du fil pendulaire. C'est au XVIII<sup>ème</sup> siècle que les premiers gravimètres absolus pendulaires sont apparus pour mesurer  $g$  à 10 mGal près. Les améliorations apportées avec le pendule réversible permirent d'obtenir une valeur de  $g$  à 0.1 mGal près. Dans les années 1950, les gravimètres absolus à chute libre sont apparus. Le principe de ces instruments est de mesurer  $g$  à partir de la trajectoire d'un objet (position en fonction du temps). L'augmentation de la précision a été très importante grâce à ce type de gravimètres et l'on obtient des valeurs absolues de  $g$  au  $\mu\text{Gal}$  près. De nos jours, un nouveau type de gravimètres est en train d'être testé. Il s'agit de gravimètre atomique basé sur le principe d'interférométrie atomique et non photonique.

Les gravimètres relatifs ne sont pas directement reliés aux standards S.I. de temps et de distance. Ainsi, un gravimètre relatif permettra de mesurer des différences de gravité entre plusieurs points d'observations mais ne donnera pas la valeur 'vraie' de  $g$  en ces points. Par contre, la grandeur mesurée par ces gravimètres peut être reliée à la valeur 'vraie' par un étalonnage avec un gravimètre absolu. Si des gravimètres relatifs pendulaires ont existé par le passé, les gravimètres relatifs à ressort ont pris le pas depuis le début du XX<sup>ème</sup> siècle.

L'extension du ressort va être liée à la masse suspendue, au coefficient de rigidité du ressort et à la valeur de  $g$ . Les variations de gravité agissant sur une masse donnée sont compensées par une force de réaction mesurable. L'évolution de cette force de réaction traduit l'évolution de  $g$ . On distingue d'abord les gravimètres relatifs dits « de terrain » : Lacoste et Romberg ou les

Scintrex CG3 et CG5. Leurs tailles permettent une bonne portabilité et l'on peut effectuer facilement des levés gravimétriques avec une précision  $< 0.01$  mGal. Il y a ensuite les gravimètres dit « stationnaire » comme le gravimètre supraconducteur commercialisé par GWR (<http://www.gwrinstruments.com/>) et le G-phone commercialisé par Micro-g Lacoste (<http://www.microglacoste.com/>). Ces derniers instruments enregistrent de manière quasi-continue les variations de  $g$  et ceux de manière très précise.

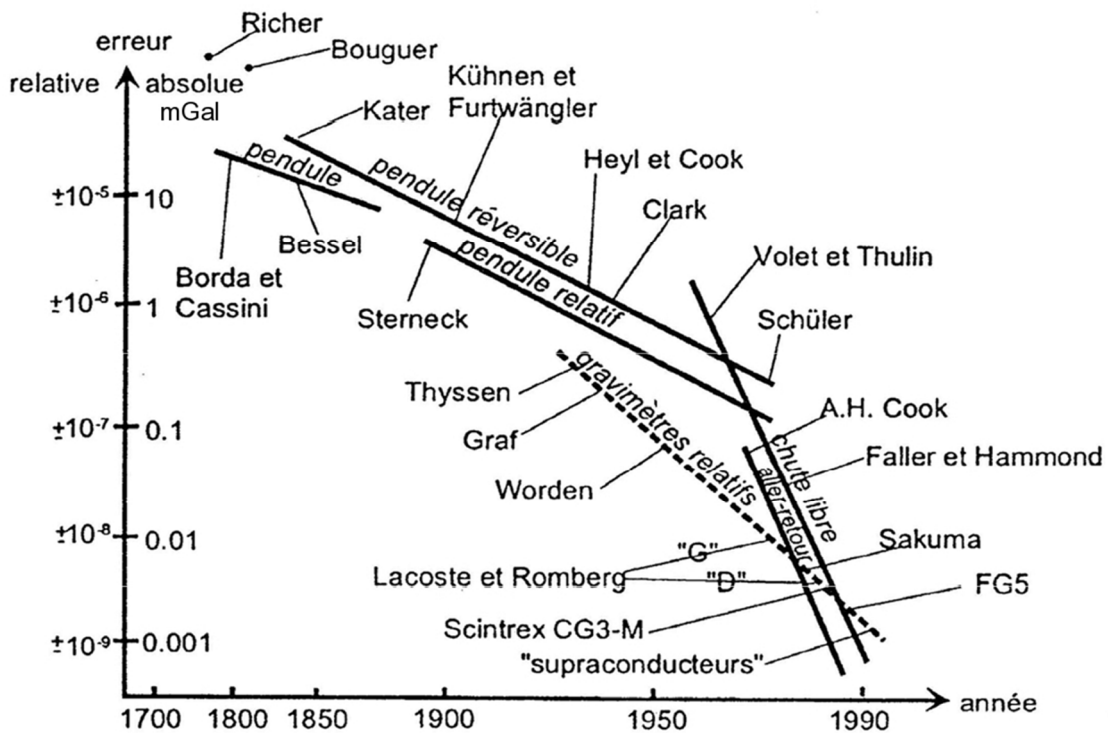


Figure 11 : Précision relative et absolue des gravimètres terrestres depuis le XVII<sup>ème</sup> siècle, d'après Torge (1989) dans Merlet (2010).

### 1. Le gravimètre absolu FG5

Le gravimètre absolu FG5 permet de déterminer la valeur de  $g$  avec une précision de 1-2 mGal pour 24h de mesure (Niebauer et al. 1995). La trajectoire d'un objet en chute libre est déterminée par interférométrie laser. Les étalons de longueur et de temps sont respectivement donnés par la longueur d'onde d'un laser Hélium-Néon stabilisé par l'iode (laser WEO model 100) et par une horloge atomique à Rubidium, assisté parfois par GPS. Le FG5, comme d'autres gravimètres absolus, est construit autour de trois principes ou entités :

- ❖ La chambre de chute.
- ❖ Un système de mesure du temps et de la distance.
- ❖ Une isolation sismique.

De façon simplifiée, un FG5 n'est autre qu'un interféromètre de type Mach-Zender modifié (voir figure 12a). Le faisceau issu du laser est scindé en deux par un miroir semi-réfléchissant générant le faisceau 'test' et le faisceau de référence. Le faisceau 'test' va d'abord se réfléchir sur un coin de cube en chute libre puis passe par le coin de cube de référence inertiel, isolé des vibrations ambiantes par le système 'superspring', qui est un ressort asservi (figure 12a). Les faisceaux test et de référence sont alors recombinaisonnés par un second miroir semi-réfléchissant, et

une photodiode détecte les franges d'interférences issues de ces deux faisceaux. La longueur du chemin optique du faisceau de référence est fixe alors que celle du faisceau test varie avec la chute de l'objet. Soit «  $l$  » la longueur d'onde du laser. Des interférences constructives et destructives ont lieu quand la différence des chemins optiques est un multiple de «  $l$  », c'est-à-dire lorsque le coin de cube chute de  $l/2$  (figure 3b). Ainsi, les variations interférométriques de l'intensité lumineuse (appelées franges) sont détectées par la photodiode (figure 12c). Lors d'une chute du coin de cube qui dure  $\sim 0.2$  s sur  $\sim 0.2$  m, plus de 600000 franges se forment, avec une fréquence d'autant plus rapide que l'objet est accéléré par la pesanteur. L'horloge atomique sert à précisément déterminer le temps de formation de ces franges, dont  $\sim 700$  sur 600000 sont analysées. Finalement, 700 couples temps - distance selon la chute servent à obtenir la valeur de  $g$  en inversant par moindres carrés le système :

$$x_i = x_0 + v_0 \left( \tilde{t}_i + \frac{1}{6} \gamma \tilde{t}_i^3 \right) + \frac{1}{2} g_0 \left( \tilde{t}_i^2 + \frac{2}{3} * \frac{1}{8} \tilde{t}_i^4 \right) \dots\dots\dots (01)$$

$$\tilde{t}_i = t_i - \frac{(x_i - x_0)}{c} \dots\dots\dots (02)$$

Avec  $x_i$  la position au temps  $\tilde{t}_i$ , temps qui prend en considération la nature finie de la vitesse de la lumière  $c$  : une frange est en effet détectée après que l'objet soit en position (équation (02)).  $x_0$ ,  $v_0$  et  $g_0$  les positions, vitesses et accélérations initiales de l'objet, et  $\gamma$  le gradient vertical de la pesanteur, considéré proche de  $\sim 3 \mu\text{Gal}/\text{cm}^3$ , ou mesuré par un gravimètre relatif. Une valeur de  $g$  est inversée pour chaque chute. Les résidus de l'ajustement par moindre carré de la trajectoire sont de l'ordre du nm ( $10^{-9}$  m), ce qui rend compte de la précision du système.

L'obtention d'une valeur de  $g$  précise à  $10^{-9}$  près nécessite une multitude d'attentions particulières.

L'objet soumis à des chutes libres dans la chambre de chute est un coin de cube, qui a les propriétés optiques suivantes :

- ❖ La distance du chemin optique réfléchi par le cube est indépendante d'éventuelles translations.
- ❖ Horizontales ou de rotation de celui-ci.
- ❖ Le faisceau réfléchi est toujours parallèle au faisceau incident.

Ces propriétés sont importantes car en pratique, l'objet a toujours une composante non nulle en rotation et translation lors d'une chute. Ainsi, seul l'effet de la chute libre influe sur la longueur du chemin optique. De plus, la chambre de chute doit être sous vide pour que l'objet ne soit pas freiné par les particules de l'air: une pression de  $10^{-4}$  Pa est maintenue en son sein.

Le rôle du 'superspring' est primordial dans la qualité de la mesure : celui isole l'objet en chute des vibrations micro sismiques de la terre. En effet, le 'superspring' est un sismomètre actif longue période ( $\sim 60$ s) qui atténue les vibrations terrestres, dont l'amplitude est forte pour une période de  $\sim 6$ s, soit le même ordre de grandeur que la répétition normale des chutes ( $\sim 10$ s).

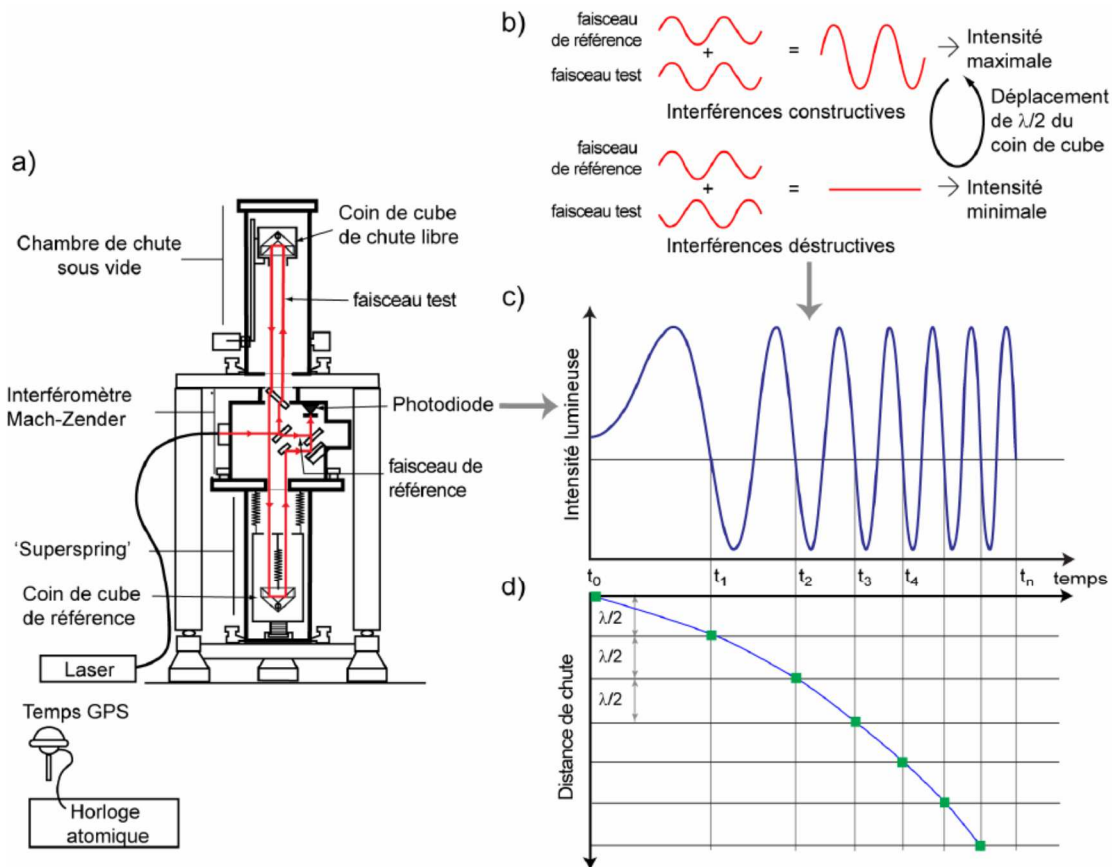
Pour donner une idée de l'importance de ce dispositif, l'écart type sur 100 chutes sans le 'superspring' est plus de 10 fois supérieur à celui obtenu avec superspring. Le laser et l'horloge à rubidium sont régulièrement étalonnés car leur bon fonctionnement est un élément clé de la mesure. Finalement, la qualité de la mesure dépend aussi de la bonne installation et des bons réglages de l'instrument (verticalité, alignement des faisceaux...), ce qui induit un facteur 'humain'.

Une mesure type avec un FG5 consiste en un ensemble de 'sets' ou de séries horaires, généralement plus de 12, chaque série comportant 100 chutes effectuées à typiquement 10 s d'intervalle. Selon la qualité des sites et l'intensité du bruit micro sismique ambiant, l'écart type sur une série (ou 100 chutes) varie entre 5 et 15  $\mu\text{gal}$ .

Une valeur de  $g$  est donnée par la moyenne pondérée des séries des 100 chutes, préalablement corrigés des effets dynamiques de la gravité : marée terrestre, surcharge océanique associée, effets atmosphériques et effets du mouvement du pôle. Le fait de moyennner les séries sur des périodes multiples de 24 h permet d'atténuer les éventuelles erreurs sur les corrections de marées ou de surcharges océaniques dont les effets principaux sont diurnes et semi-diurnes.

L'incertitude sur une mesure absolue est donnée par la formule suivante :

$$\delta_{tot} = \sqrt{\delta_{instr}^2 + \delta_{stat}^2 + \delta_{instl}^2}$$



**Figure 12 :** a) : Schéma de fonctionnement du FG5, b) : principes de base d'interférométrie de deux faisceaux de lumière cohérente, c) Franges d'interférences lors d'une chute de l'objet mesuré par la photodiode, d) Couples positions-temps de l'objet en chute libre permettant d'obtenir la valeur de  $g$ , modifié d'après Niebauer (2007).

Où  $\delta_{instr}$  est une incertitude liée aux corrections apportées (marées terrestres, surcharge océanique, effets atmosphériques, mouvement du pôle) ainsi qu'aux erreurs instrumentales intrinsèques systématiques : laser, horloge atomique. La valeur de  $g$  est donnée en haut de la



chute, à une hauteur de  $\sim 1.3$  m. Si la valeur de  $g$  est projetée avec un gradient vertical, par exemple au sol, l'erreur associée à cette projection est ajoutée quadratiquement à  $\delta_{instr}$ . Le terme  $\delta_{instr}$  est alors dominé par l'erreur du gradient (typiquement  $3 \mu\text{Gal}/\text{m}$  pour un gradient vertical de  $\sim 300 \mu\text{Gal}/\text{m}$ ), et sera d'autant plus élevée que la distance de projection est grande.

Pour des mesures répétées dans le temps, la projection au sol n'est pas nécessaire et l'on s'affranchit alors de cette erreur, pour tomber sur une valeur de  $\delta_{instr}$  de  $\sim 1 \mu\text{Gal}$ , déterminée par Niebauer (1995).

L'erreur statistique est définie par :

$$\delta_{stat} = \sigma_{set} / \sqrt{N_{set}} \dots\dots\dots(03)$$

Avec  $\sigma_{stat}$  l'écart type sur les sets, et  $N_{set}$  le nombre de sets. Comme  $\sigma_{set}$  vaut typiquement entre  $0.5$  et  $2 \mu\text{Gal}$  pour  $24$  sets,  $\delta_{stat}$  est ainsi compris entre  $0.1$  et  $0.4 \mu\text{Gal}$  selon les sites de mesures. Cette erreur statistique suppose que le bruit sur une durée d'une mesure ( $> 12$  h) est 'blanc', c'est-à-dire que le bruit est indépendant de la fréquence et que chaque série horaire est indépendante. Ceci a en effet été vérifié par Van Camp et al. (2005), qui montrent que le spectre de puissance spectrale pour le FG5 est plat pour des périodes inférieures au jour. Le bruit blanc du FG5 est estimé entre  $30$  et  $50 \mu\text{Gal Hz}^{-0.5}$  (Van Camp et al. 2005) sur les sites de mesures utilisés ( $15 \mu\text{Gal Hz}^{-0.5}$  selon le constructeur pour un site à bas bruit) pour les périodes inférieures à  $24$  heures. Ainsi, pour un bruit de  $50 \mu\text{Gal Hz}^{-0.5}$  et une période de mesure d'un jour ( $86400$  s), on retrouve une erreur de  $50/(86400)^{0.5} = 0.17 \mu\text{Gal}$ , compatible avec celle calculée avec les écarts types sur les séries de  $100$  chutes.

De plus, en comparant les chroniques faites avec un FG5 et un gravimètre supraconducteur, dont le bruit blanc instrumental est estimé à  $0.1-0.3 \mu\text{Gal Hz}^{-0.5}$ , Van Camp et al. (2005) ont déterminé l'erreur liée à l'installation de l'instrument  $\delta_{instl}$ , soit l'erreur 'humaine', à  $1.6 \mu\text{Gal}$ .

Lorsque l'on ne projette pas la valeur de  $g$ , l'erreur totale sur la valeur peut être estimée à  $\sim 2 \mu\text{Gal}$ . Cette valeur sera retenue pour la suite.

## 2. Le gravimètre relatif

Gravité - section géophysique - la science de la mesure et de l'étude de la répartition du pouvoir de la gravité et de ses composants sur la surface de la terre.

Le sujet de gravité comprend des questions de l'utilisation des résultats de mesure de force de gravité pour déterminer la forme de la Terre et de sa structure interne, ainsi que pour étudier sa structure géologique des couches supérieures de la croûte et du manteau.

L'objectif est de déterminer la gravité du champ gravitationnel de la Terre et d'autres corps célestes en fonction de l'emplacement et les dimensions du temps et de la gravité (gradient de gravité) sur la surface du corps ou à proximité.

Gravimètre - un dispositif de mesure de la force de gravité. Il est basé sur la méthode statique, dans lequel la position observée de l'équilibre du corps, qui est sous les forces de gravité et pris comme référence. Pour un effet de prise de référence une force de déformation élastique du ressort et de fils.

Le dispositif, qui est décalé en utilisant l'action de la pesanteur sur le poids constant de corps, et sa variation est convertie en un déplacement du corps, appelée capteur. La plupart des

gravimètres modernes sont mécanique. L'élément de détection du compteur de gravité est appelé système élastique, qui est la principale plaque tournante de tout gravimètre.

Il existe plusieurs types de gravimètres. Le premier gravimètre qui compose de silice à l'intérieur est de GAK-3M a été créé en 1953 à l'Institut de géophysique du groupe d'experts russes, dirigé par KE Veselov. Par la suite, il a été développé sur la base de gravimètres SAC-ven, 7T-HOOK, HOOK-7SH et d'autres. Le plus largement utilisé dans la pratique trouvé gravimètre SJC-7T. L'erreur de la force des mesures de gravité dans ce gravimètre selon la méthode utilisée observations de 0,03-0,06 mgal.

Tous les types de gravimètres différents de caractéristiques de conception du dispositif systèmes élastique qui affectent leurs caractéristiques de précision. La partie mécanique de tous gravimètres est restée en grande partie inchangée, ce qui simplifie le processus de fabrication et de réglage de système de sensibilité.

Dans ce travail nous avons utilisé exclusivement le gravimètre relatif GNU-KC 444 et nous détaillerons par la suite le comportement de ce gravimètre.

### 3. Gravimètre de travail

Cette section décrit la structure et le fonctionnement du gravimètre étroit bande de quartz broyé seconde classe de précision de la GNU-KC.

#### 3.1. Introduction

Ce gravimètre est utilisé pour l'exploration détaillée. L'erreur de mesure l'oblige à des vols de pas de gravité plus de 4 heures est de  $\pm 0,03$  mgal, seuil  $\pm 0,006$  mgal. Poids de l'appareil 4,5 kg. La figure (13) présente un gravimètre de type GNU-KC. Sur la surface interne au niveau du fond et sous le couvercle du boîtier sont renforcés absorbeurs en mousse, garni de tissu.

La partie médiane du gravimètre (fig. 13-B-) est placée dans l'enveloppe extérieure (1), qui est un cylindre creux fabriqué en tôle d'acier inoxydable, 132 mm de diamètre avec la surface extérieure du miroir. Placé à l'intérieur de l'enveloppe du cylindre de mousse (2), dans lequel le Dewar (3), et il entre parfaitement dans la partie médiane du Sceau gravimètre (5). Réalisé au moyen d'une couverture de laine (4), est porté sur la partie centrale. Couverture de laine agit également comme un isolant thermique et empêche un contact métallique de la partie médiane du gravimètre avec des parois en verre Dewar, protégeant ainsi, le dernier de la cloison.

L'extrémité inférieure de l'enveloppe extérieure du cylindre est connectée avec le massif, la base du circuit imprimé sur lequel un cercle de 120 °, renforcée trois vis de réglage.

Au bas des vis de réglage renforcée articulé autour des paliers de pivotement. Ce qui augmente la surface de contacterez-de-gravimètre.

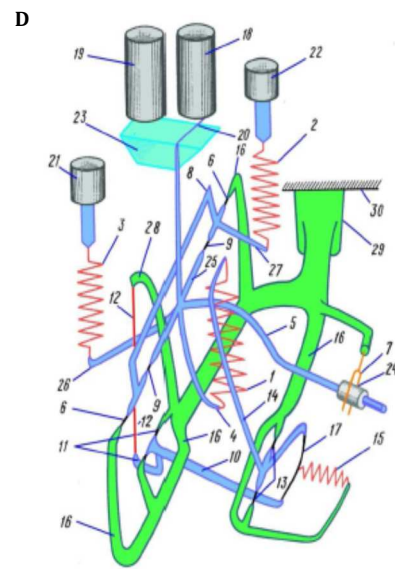
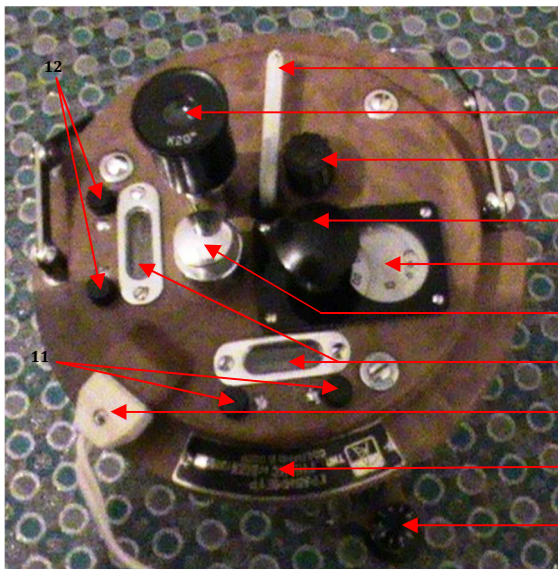
Au sommet de la tête des vis sont en caoutchouc dur, en utilisant qui tournent nivellement vis. La distance entre le une ligne reliant les centres des deux vis et le passage du câble de levage à travers la troisième vis parallèle au premier - 120 mm. La partie centrale du dispositif Quartz est constitué d'un système de base et un poste chaleur supérieure panneau (Fig. 13-C).





A : Partie extérieur

B : Partie médiane



**Légende :**

**Figure C :**

1-Termomètre, 2-Microscope, 3- Dispositif de ressort de l'intensité, 4- Dispositif de réglage de faisceau de lecture, 5-Regle de lecture, 6- Faisceau de lumière, 7-Blances de horizontalité, 8-Câble d'alimentation, 9-Référence de gravimètre, 10-Vis de réglage.

**Figure D :**

1 et 2-Ressort principale, 3-Ressort de mesure, 4-Base inférieur, 5-Tige horizontale, 6-fil, 7-Collé limiteur, 8-Càdre de mesure, 9-Fil de quartz, 10-Dispositif de compensation de température, 11-Filament de quartz, 12-Fil de cuivre, 13-Fil, 14-Bielleite compensatrice de température, 15- Dispositif de compensation de température, 16-Boitier de quartz, 17- Dispositif de compensation de température, 18-Microscope, 19-Faisceau de lumière, 20-Daroit arrière, 21-Dispositif de réglage de faisceau de lecture, 22-Dispositif de ressort de l'intensité, 23-Prizma, 24-Platine renforcé, 25-Tige de l'axe horizontal, 26- Bras inférieur, 27-Monchon en quartz, 28-Verre de protection, 29-Crémaillère, 30-Coque de base supérieure.

**Figure 13 :** Gravimètre de type GNU-KC utilisé lors du levé gravimétrique de site d'étude (GOU VPO "Sibérien Académie de géodésie d'Etat " Novosibirsk. SSGA. 2011 -URSS).

C : Partie de manipulation de microgravimètre.

D : Partie principale du microgravimètre (système élastique à quartz en verre de quartz pur).

### 3.2. Le système élastique de quartz

La partie principale du dispositif est un système élastique à quartz pur, qu'il est montré dans la Fig. 05-B. Il est composé des unités suivantes:

Élément de détection représentant une verticale Golitsyn sismographe, trois ressorts (principale (1), (2) et de mesure (3)), et un dispositif de compensation de température, (10), (15) et (17).

Tous ces éléments sont montés sur le boîtier de quartz (16), grâce à laquelle la crémaillère (29) est fixée à la coque de base supérieure de gravimètre (30).

Entre les extrémités de la pièce en U du cadre de montage (16) est tendu fil de quartz horizontal (9), qui a renforcé la cadre de mesure (8) et la tige de l'axe horizontal (25). Ces éléments du fil du système sont divisés en quatre parties: les filaments 6-6 et 9-9, l'élément de détection du système (un levier complexe formé, suspendu sur un fils horizontaux (9)) et le ressort principal (1) qui attaché les deux tiges de l'axe horizontal (5) et (25), les deux bras inférieur (4) et (26) et le droit arrière (20) de forme "L".

A l'extrémité de la tige horizontale (5) et du platine renforcé (24) (Platine d'attelage) Il sert à augmenter le moment de la masse du pendule vers le collé limiteur (7). Il réduit également l'effet des charges électrostatiques. Poids 0,03 g de platine.

Le compensateur de température est constitué d'une barre horizontale (10) (première bras de compensation de la température), dont une extrémité (avec le procédé) à travers les filaments de quartz (11) fixé au cadre de montage (16). Scion le levier (10) est soudé un fil de cuivre (12), la deuxième extrémité duquel est fixée sur appendice du cadre de montage (16). La seconde extrémité du levier (10) est soudée à quartz fibre de quartz (17), une seconde extrémité reliée à la seconde biellette compensatrice de température (14), tournant sur les fils (13).

La maison ressort (1) (ressort principale) est fixé à l'extrémité inférieure des appendices (4) du pendule, et top - le second bras du compensateur de température (14).

### 3.3. Système de nivellement

Système de nivellement (figure 13-C) se compose de deux vis de levage (10) et deux couches cylindriques (7), dont les axes sont disposés en commun plans perpendiculaires. Vis de levage montés sur un massif, la base du circuit imprimé et sont disposées par rapport à l'autre, par la circonférence de 120 °.

Premier niveau: dont l'axe est parallèle à la ligne reliant les deux vis de levage, dite croix. Il contrôle la position horizontale de la ligne de suspension du pendule, qui est parallèle à l'axe niveau interprofessionnel.

Deuxième niveau: dont l'axe est dans la direction du troisième rotor, Il a appelé longitudinal. Elle est située le long de l'axe du bras oscillant. Cette Niveau commande la position horizontale du pendule.

Les niveaux sont fournis avec des vis de réglage. Si l'une des vis est dévissée, l'autre doit se tordre. Fixer la position de chacun des deux vis avec une précision de 0,01 chiffre d'affaires, Vous pouvez définir la pente du gravimètre le long de l'erreur de niveau croix environ de 30".

Avec des mesures de haute précision de la gravité doit être assurée, à sa hauteur n'a pas changé au cours de la mise à niveau du gravimètre sur 3 mm, ce qui correspond à un changement de gravité environ 1 microgal. Typiquement, le dispositif annule les deux vis de nivellement au fixe troisième.

### 3.4. Système électrique

Le système se compose d'une source d'alimentation, une ampoule électrique, un câble d'alimentation et des systèmes de connexion électrique.

Comme source d'énergie est utilisée une batterie SRS-5 capacité de 10 ampères ou des batteries plates. Lampe de poche avec une tension de sortie de 4,5 V. Dans le but d'augmenter la capacité comprennent généralement un bloc de deux ou trois cellules connectées en parallèle.

La source de lumière est une tension d'ampoule de 2,5 ou 3,5 V et un courant de 0,15-0,25V, alimentation se produit par l'intermédiaire d'un câble à deux fils avec isolation en vinyle. Sur le panneau supérieur du gravimètre il y a une petite douille pour le raccordement d'un connecteur à un câble électrique (8) (voir. Fig. 13-C).

La longueur de câble électrique dépend de la distance de la source l'offre et est typiquement 50-100 cm.

### 3.5. Système optique

Système optique gravimétrique (fig. 14-A) se compose d'un condenseur (2), la création d'une répartition uniforme du flux lumineux provenant de l'électricité (1) ampoule, verre prisme (3), qui fournit un tour sur le faisceau lumineux 180 °, la lentille (4), avec une distance focale d'environ 30 cm de l'oculaire (5) augmenter de 20 fois, nous permet d'envisager l'image d'index pendule (6) échelle oculaire (7).

Échelle Oculaire est faite sur une plaque de verre placée oculaire focus. La distance réelle entre les traits réticule 0,1mm et visible sous grossissement oculaire 20x - 2 mm. Divisions d'échelle numérisé: la barre centrale - 0, et chaque dixième bar gauche et à droite de zéro chiffres 10, 20, 30.

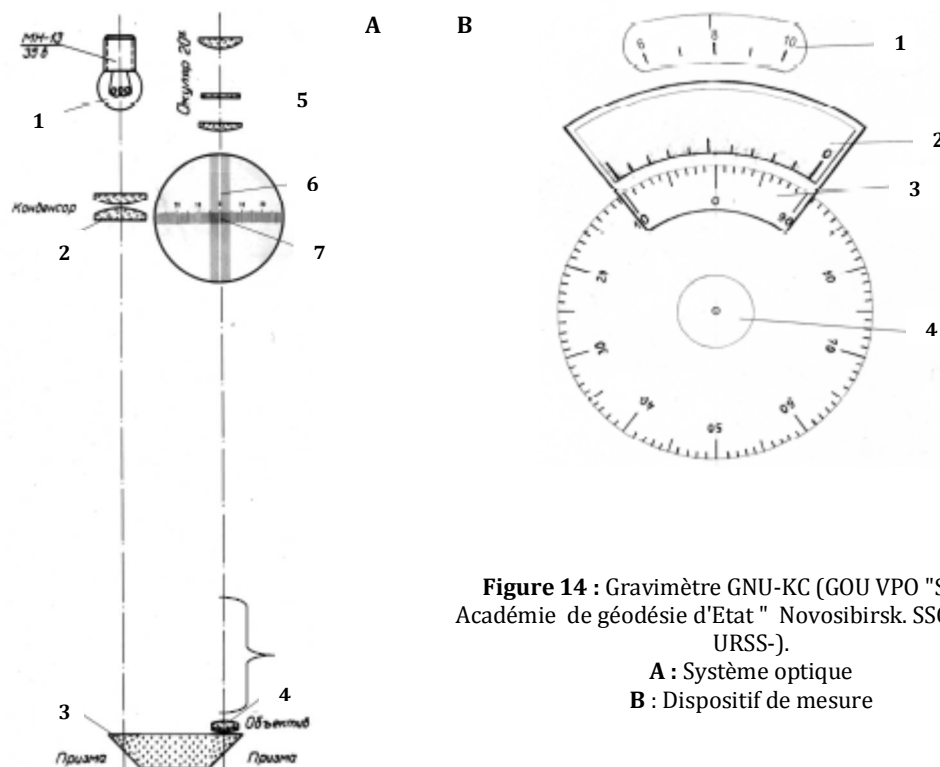


Figure 14 : Gravimètre GNU-KC (GOU VPO "Sibérien Académie de géodésie d'Etat " Novosibirsk. SSGA. 2011 – URSS-).

A : Système optique  
B : Dispositif de mesure

### 3.6. Système de mesure

Le système est conçu pour déterminer la déviation du pendule à partir d'une position horizontale par gravité. La partie principale du dispositif de mesure est un micromètre une vis (11) (voir. figure 05-A), qui est relié à une extrémité à la tige mobile, et une autre - avec le dispositif (12). Avec la lecture micro-vis de tige reliée mobiles par bourrelet.

Le système de mesure de ressort de quartz (2) (voir. Fig. 13-D) à une extrémité fixée à une tige de quartz (20) qui est pressé dans le métal une tige mobile. En changeant la tension du ressort du pendule élastique, le système se trouve dans une position horizontale. L'amplitude de l'angle de rotation, la vis micrométrique est une mesure des changements de gravité qui compteur déterminé (Fig. 14-B).

Le compteur se compose de trois disques. Sur le premier disque (1) appliqué la touche finale, numérotés de un à numéros pairs. Dans l'ensemble, il a compté Chiffre d'affaires micro-vis indice relatif des indicateurs de mesure (5). A l'autre (masse) d'entraînement (3) relié à micro-vis 4 à 100 revêtus divisions. Chaque cinquième barre est étendue. Chaque dixième division signé nombres de 0 à 90. Signatures divisions "sont" antihoraire. Pour cette échelle retirée dixièmes et centièmes de chiffre de micro-vis. Ainsi, l'indice de référence est un zéro-touche troisième échelle - vernier (2). Il millièmes de tir de chiffre d'affaires. L'échelle a 10 divisions. Le cinquième bar plus long que les autres. Longueur d'échelle est de 19 divisions de l'échelle principale. Millième la proportion du chiffre d'affaires correspond au nombre de vernier de bar qu'il a coïncidé exactement avec une division de l'échelle principale. Retrait millièmes de micro-vis rotation similaire à l'élimination de quelques dixièmes de millimètre au étrier. Si la barre d'échelle zéro est par exemple entre 90 et 91 touche l'échelle principale, il est nécessaire d'écrire 90 centièmes. Exemple élimination référence gravité à l'échelle mètre est représentée sur la figure. 14-B: le compte à rebours est par gravimétrie 7,909 tour.

Micro-vis a un pas (distance entre les fils) de 0,5 mm. Précision micrométrique, typiquement inférieure à 10 microns (1 micron =  $10^{-6}$  m).

Ressort de mesure de rigidité est choisie de telle sorte qu'une révolution micro-vis mobiles 0,5 mm correspond à un changement de la force gravité 6-8 mgal. Micro-vis pleine vitesse de 7,5 mm (15 tours), qu'elle correspond à une gamme de mesures de gravité sans ajustement 90-120 mgal.

## IV. Corrections des données

Afin d'obtenir les variations du champ gravitationnel dues à des causes géologiques, il est nécessaire de corriger nos lectures de toutes les autres causes extérieures pouvant les influencer (dérive de l'appareil, marée, ellipticité de la terre, ...).

### 1. Correction pour la hauteur de l'instrument

L'équation suivante a été utilisée pour corriger les données gravimétriques afin de compenser l'effet d'élévation du gravimètre par rapport au niveau du sol.

$$R_h = R_t + 0.3086 * h_i$$

$R_h$  : Valeur corrigée (en mGal) pour compenser la hauteur de l'instrument

$R_t$  : Valeur corrigée (en mGal) pour compenser l'effet de marée sur la mesure gravimétrique enregistrée par le gravimètre GNU-KC

$h_i$  : Hauteur de l'instrument par rapport au niveau du sol (en mètres).

Pour notre microgravimètre  $h_i=0.09$ m.

## 2. Correction de dérive

Par cette correction, on tente d'éliminer l'influence apportée sur les mesures par les marées et la fatigue de l'instrument. Dans ce but, il est nécessaire de suivre un certain cheminement entre les stations de lectures.

Dans la pratique, on fait une série de mesures en suivant un cheminement en boucle : la série débute habituellement en un point donné et se termine à ce même point. Le point de départ de la boucle est normalement relié à une station de base. En général, les mesures du début et de la fin à la station de base ne sont pas semblables (Garci. 2001). Cette différence, appelée dérive, est due en partie au gravimètre, en partie à la marée lunaire. Les valeurs mesurées sont donc entravées d'erreurs puisqu'une de leurs composantes provient de la dérive et ne reflète pas un changement dans la valeur de  $g$  dû à des hétérogénéités du sous-sol.

La correction est faite en supposant que la dérive est linéaire dans le temps. Donc, si on est passé à la station de base, aux temps  $t_1$  et  $t_2$  et que les valeurs mesurées étaient respectivement  $v_1$  et  $v_2$ , le taux de dérive  $\Delta'_d$  est défini par

$$\Delta'_d = \frac{v_2 - v_1}{t_2 - t_1}$$

Lorsque la dérive est positive, c'est que les mesures ont été surestimées, il faut donc les diminuer. La correction de dérive sera négative. Inversement, dans le cas où la dérive est négative, les mesures sont sous-estimées et la correction devra être positive. Ainsi, toute valeur  $v$  prise au temps  $t$  (où  $t_1 \leq t \leq t_2$ ) est corrigée par la formule suivante :

$$v_{cor} = v_{lu}(t) - \Delta'_d(t - t_1)$$

## 3. Correction de latitude

Cette correction tient compte des variations de  $g$  avec la latitude dues à la rotation de la terre et à son aplatissement. A partir des mesures géodésiques mondiales, on sait que la terre est un ellipsoïde de révolution presque parfait. Sur cette surface, le champ gravitationnel peut être décrit par l'équation suivante (WGS-84) :

$$g_{th}(\varnothing) = 9.7803253359 \frac{1 + 0.00193185265241(\sin \varnothing)^2}{\sqrt{1 - 0.00669437999014(\sin \varnothing)^2}}$$

Où  $g_{th}(\varnothing)$  est la valeur du champ au point de latitude géodésique( $\varnothing$ ). La correction  $\Delta_L$  pour un déplacement «  $l$  » suivant un méridien est donc

$$\Delta_L = \frac{\partial g_{th}}{\partial l} l$$

Avec

$$\partial l = R(\varnothing) \partial \varnothing \approx R_e \partial \varnothing$$

Où  $R_e$  est le rayon équatorial de la terre (6378.136 km). Finalement, si «  $l$  » est en mètres, on peut simplifier l'expression à

$$\Delta_L = 8.1669 * 10^{-4} l \sin 2\varnothing \text{ mgal de Nord vers le Sud}$$

Notez que la latitude géodésique se distingue de la latitude géocentrique. La seconde est l'angle entre la direction du centre de la terre vers le point considéré en surface et le plan équatorial. La première, qui est la plus courantes sur les cartes, est l'angle entre la normale à l'ellipsoïde de référence et le plan équatorial.



On montre la relation entre ces deux latitudes (Tsoulis et al, 2003).

L'équation est linéaire (i.e.  $\Phi = \text{constante}$ ) sur une distance d'environ 1.5 km. Puisque  $g_{th}$  est plus élevée aux pôles qu'à l'équateur, il faut additionner  $\Delta_L$  (correction positive) pour un déplacement vers l'équateur. Notez que pour obtenir une précision acceptable, on doit chercher à positionner les différentes stations avec une précision d'une dizaine de mètres (par exemple à partir de photos-aériennes).

Pour une précision recherchée de 0.01 mGal, il faut connaître à environ  $\pm 10$  m la distance entre deux stations séparées de 100m si  $\Phi=45^\circ$ . Il est à noter que les corrections sont positives lorsque les stations se localisent au sud de la ligne de référence et négative pour celles se situant au nord. Aucune correction de latitude n'est apportée pour un cheminement Est-Ouest.

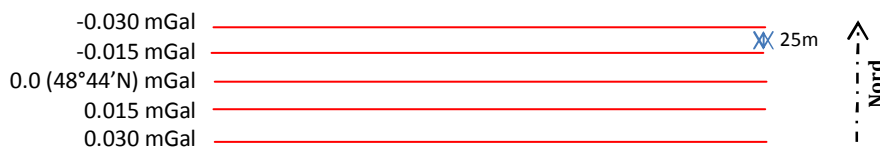


Figure. 15 : la relation entre latitude géodésique et latitude géocentrique.

Dans un levé local, les corrections ne sont pas calculées pour chacune des stations à partir de la formule générale, mais sont plutôt déterminées à partir d'une grille proprement graduée. Par exemple, supposons qu'un levé de gravimétrie a été effectué autour de la latitude géodésique  $48^\circ44'N$ . L'échelle des cartes de travail est de 1 : 2000 (20m/cm) et nos stations de mesure sont espacées de 25 m. On a  $\Phi=48^\circ44'$ , ce qui donne en décimales  $48.7333^\circ$ . On trouve alors la correction de latitude correspondante, soit :

$$\Delta_L = 8.1669 * 10^{-4} (\sin 2\Phi) l = 6.14 * 10^{-4} \text{mgal (Nord vers Sud)}$$

Ainsi, chaque déplacement de 1.25 cm du nord vers le sud (N-S) sur la carte au (1 /2000) entrainera une correction de 0.015 mGal ( $0.000614 \times 25$ ). La grille peut donc être graduée en multiples de 0.015, la correction zéro étant affectée aux stations se trouvant à la latitude  $48^\circ44'N$ .

#### 4. Correction d'altitude

Afin de pouvoir interpréter les données en fonction du sous-sol, celles-ci doivent être rattachées à une référence équipotentielle unique pour le levé. Or, les lectures d'un levé gravimétrique ne sont pas forcément prises au-dessus d'un terrain plat. Ainsi, plus on se rapproche du niveau de référence, plus  $g$  augmente car on se rapproche du centre de la terre. Les mesures obtenues présentent donc des variations qui ne sont dues qu'à la position de la station de mesure et non pas à des hétérogénéités du sous-sol. Il faut donc corriger les mesures. On sait que

$$g_r = \frac{G_m}{r^2}$$

Où  $r$  est le rayon de la terre au niveau de référence. Si on se déplace d'une hauteur «  $h$  » par rapport à ce niveau de référence, alors

$$g_h = \frac{G_m}{(r+h)^2} = \frac{G_m}{r^2 \left(1 + 2\left(\frac{h}{r}\right) + \left(\frac{h}{r}\right)^2\right)}$$

Puisque l'on a  $r \gg h$ , alors

$$g_h = \frac{G_m(1 - 2h/r)}{r^2} = g_r - \frac{2hg_r}{r}$$

Et donc

$$g_h - g_r = 2h \frac{g_r}{r}$$

En prenant « r » comme rayon moyen de la terre, la correction d'altitude (aussi nommée correction d'air libre) est donnée par (h en mètres, positif vers le haut)

$$\Delta_h = 0.3086h \text{ mgal } (h > 0)$$

Donc  $\Delta_h$  est positif si on est au-dessus du référentiel et négatif si on est dessous. Pour une précision d'environ 0.01 mgal, il faut connaître à  $\pm 3$  cm la hauteur de la station par rapport au référentiel.

### 5. Correction de plateau

La correction de plateau vise à tenir compte de la masse comprise entre le référentiel et la station de mesure. On considère que cette masse peut être approximée par une tranche horizontale homogène et d'extension infinie. Dans bien des cas, cette approximation n'est pas juste, et il faudra apporter une correction supplémentaire, dite correction de terrain. Pour une tranche de hauteur h, l'attraction est donnée par

$$\Delta_p = 2\pi G \rho_B h$$

Où G = constante universelle de la gravitation et  $\rho_B$  est la densité présumée de la masse de la tranche ( $\rho_B = 2.67 \text{ g/cm}^3$  en moyenne). Comme  $\Delta_p$  augmente lorsque h augmente, il faut soustraire  $\Delta_p$  lorsque  $h > 0$  et donc :

$$\Delta_p = -0.04191 \rho_B h \text{ mgal } (h > 0)$$

Où  $\rho_B$  est en  $\text{g/cm}^3$  et h en mètres. Comme pour la correction d'altitude, il faut connaître précisément l'élévation du gravimètre à chaque station (h =  $\pm 10$  cm si la précision recherchée est de  $\pm 0.01$  mgal).

Si la mesure gravimétrique est faite sous terre (dans une mine ou un tunnel), la tranche fictive ajoutée entre la station de référence (à  $z_1$ ) et la station souterraine (à  $z_2$ , plus bas que  $z_1$ ) exerce une attraction vers le bas à  $z_1$  et vers le haut à  $z_2$ . La correction est doublée, et devient  $4\pi G \rho$



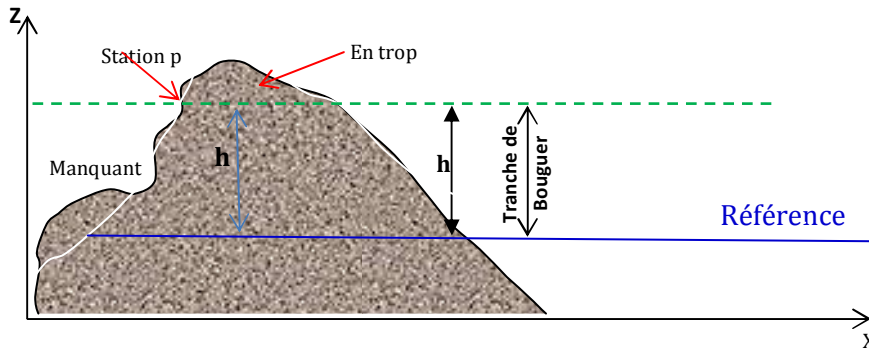


Figure. 16: Tranche de Bouguer et correction de relief (H. BELGHAZAL-2012).

De façon courante, on combine la correction d'altitude et la correction de plateau pour obtenir ce que l'on appelle alors la correction de Bouguer (attention, ceci n'est pas l'anomalie de Bouguer) :

$$\Delta_{hB} = (0.3086 - 0.04191\rho_B)h \text{ mGal} \quad (h > 0)$$

Si l'on choisit  $\rho_B = 2.67 \text{ g/cm}^3$ , on obtient  $\Delta_{hB} = 0.1966h \text{ mGal} \quad (h > 0)$

## 6. Correction de relief

Lors de la correction de Bouguer, on enlève l'attraction d'une tranche de terrain d'épaisseur  $h$ . Si les variations topographiques sont telles qu'on ne peut approximer le terrain par une tranche uniforme, il faut intégrer numériquement d'une part les parties qui dépassent et d'autre part les parties qui manquent à la tranche de Bouguer.

Au point P (voir figure 16), la gravité verticale causée par un morceau de volume  $V$ , en trop ou manquant, est donnée par

$$\Delta_{gt} = G\Delta\rho \int_0^V \frac{Z_0}{(x_0^2 + y_0^2 + z_0^2)} \partial V$$

Pour les morceaux en trop,  $Z_0$  et  $\Delta\rho$  sont positifs et pour les morceaux manquant,  $Z_0$  et  $\Delta\rho$  sont négatifs. Ainsi, la correction de relief est toujours positive. Par exemple, considérons un volume de roche au-dessus de la station. Ce volume génère une attraction vers le haut, de sens contraire à l'attraction terrestre. Il a donc pour effet de réduire  $g$  et il faut additionner le terme de correction pour éliminer son effet.

En général, l'intégration se fait numériquement au moyen d'un ordinateur, en utilisant des cartes topographiques numérisées. Pour simplifier les calculs, on peut discrétiser le terrain en cylindres creux concentriques, ces mêmes cylindres eux-mêmes scindés en morceaux dont les sommets sont ajustés à la topographie moyenne (Wahr. 1996).

L'expression donnant l'attraction gravitationnelle  $g$ , sur l'axe d'un morceau de cylindre creux et d'épaisseur  $r_2 - r_1$  est la suivante

$$\Delta_{ti} = \frac{2\pi G\rho}{N} [r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 - h_i^2} - \sqrt{r_2^2 - h_i^2}]$$

Où  $\Delta_{ti}$  est l'attraction du «  $i_e$  » secteurs du cylindre,  $h_i$  la hauteur du morceau de cylindre par rapport à la station,  $\rho$  la densité du cylindre et  $N$  le nombre de secteurs par lequel le cylindre a été divisé. La correction totale pour le cylindre entier est :

$$\Delta_T \sum_1^N \Delta_{ti}$$

### V. Calcul de la densité de plaque de BOUGUER

La surface de site d'étude composée de sédiments d'âge Mio-Plio quaternaire, il constitué des alluvions (Alluvions de remplissage), ce sont des cailloutis et petits galets enrobés dans un ciment plus ou moins argileux avec des passées Argileux, elles peuvent atteindre une épaisseur de quelque mètres (F. BAALI-2006 p18). Sous les sédiments quaternaires, on retrouve un socle de Calcaire karstifié d'âge Éocène (Y. AZIZI et A. BOUMEZBEUR 2015). Le tableau 4 présente les résultats d'une recherche dans la littérature sur les densités des types des sédiments meubles et consolidés qu'on retrouve dans la région de Chéria (MChentel). La densité est aussi une fonction de la porosité et la saturation.

Pour les sédiments, les valeurs pertinentes sont des densités sèches.

La présence de socle calcaire au-dessus des alluvions tend à élever la densité de la plaque de Bouguer par rapport la densité des sédiments. La littérature suggère que la densité de la plaque de BOUGUER devait être légèrement supérieure à 2.5 g/cm<sup>3</sup>.

**Tableau 04** : Densité des sédiments et du socle de type présent dans la région d'étude (MChentel-Chéria)

Roches	Densité (g/cm <sup>3</sup> )
Argile	1.5-2.6
Sable	1.4-1.65
Calcaire	2-2.7
Grés	2-2.6

Des techniques statistiques (Nettleton et Parasnis) ont été employées pour obtenir la densité moyenne du matériel entre l'ellipsoïde et la surface. Cette densité moyenne servira pour la plaque de Bouguer.

Pour la correction de Bouguer, il est important d'essayer de définir la densité  $\rho_B$  avec une précision de 0.1 g/cm<sup>3</sup>. En ce qui concerne la correction de relief, le rôle joué par  $\rho_B$  est moins considérable. En effet, on observe rarement une différence d'un milligal entre stations voisines ; une variation de 0.2 sur la densité n'introduira dans ces conditions qu'un écart de l'ordre de 0.10 mGal sur une valeur qui n'est souvent définie qu'avec une moins bonne approximation.

La densité  $\rho_B$  peut être déterminée à partir d'échantillons prélevés sur le terrain et représentatifs de la géologie, pour lesquels une mesure est faite en laboratoire. Elle peut également être déterminée à partir des données gravimétriques même. Une fois la correction d'altitude appliquée, l'anomalie offre une corrélation très forte avec la topographie du terrain. La méthode de Nettleton consiste donc à représenter, sur une même figure, un profil topographique et les profils de l'anomalie de Bouguer qui lui correspondent, calculés pour plusieurs densités.

On choisit une région au relief assez accidenté pour que le rôle de la correction d'altitude soit déterminant vis-à-vis de la forme des profils de gravité. Parmi ceux-ci, une partie reflétera assez fidèlement les irrégularités topographiques (groupe des densités de 2.4 à 2.8 g/cm<sup>3</sup>) et une autre donnera une image inversée du relief (groupe des densités de 1.8 à 2.2 g/cm<sup>3</sup>).

La méthode de Parasnis pour la détermination de la densité de la plaque de Bouguer présume que l'anomalie de Bouguer est une fonction aléatoire (Parasnis 1986). Ceci permet de dire que l'anomalie de Bouguer est de moyenne de zéro (Dubois et Diament, 1997).

Lorsque les corrections de terrain sont nulles, le résultat est la formule :

$$\rho = \frac{A_{Al}}{2\pi Gh} + c$$

Où  $A_{Al}$  est l'anomalie à l'air libre et "c" est une constante. Une droite est tracée par régression linéaire à travers les points d'un graphique de l'anomalie à l'air libre en fonction de  $(2\pi Gh)$ . La pente de la droite est égale à la densité. Dans la méthode de Parasnis, la corrélation entre l'anomalie de Bouguer, ( $A_B$ ) et l'élévation de la surface (h), est minimisée. Comparativement. La méthode de Nettleton cherche à minimiser graphiquement la corrélation entre l'élévation et l'anomalie de Bouguer en variant la densité. La densité produisant la corrélation la plus faible, c'est-à-dire la plus proche de zéro est la densité retenue. Il est important de dire que l'effet de la topographie sur l'anomalie de Bouguer sera toujours présent puisque l'anomalie et la distance entre le point de mesure et le corps produisant l'anomalie, sont inextricablement reliées (Chapin, 1996). En conséquence, il existera toujours une corrélation entre les deux. La méthode de Nettleton exige que le matériel entre l'ellipsoïde et la surface soit homogène. Cette condition est en réalité difficile à rencontrer. Le cas de notre site d'étude n'est pas une exception. De plus, Dubois et Diament (1997) expliquent que si la densité choisie pour la corrélation de la plaque de Bouguer est trop élevée, la corrélation entre l'anomalie de Bouguer et l'élévation sera négative, ou positive si la densité choisie est trop faible.

La méthode de Nettleton (1939), permet de comparer graphiquement les variations de l'Anomalie de Bouguer avec les variations d'altitude le long d'une section. Dans notre cas, un profil orienté nord-ouest Sud-Est (profil N°01) a été utilisé (figure 17).

La valeur de la densité de correction a, bien sûr, une influence sur l'amplitude et l'extension des anomalies de Bouguer. On observe que pour des densités de correction élevées, de  $2,4 \text{ g.cm}^{-3}$  à  $2,85 \text{ g.cm}^{-3}$ , les valeurs de l'Anomalie de Bouguer sont anti-corrélées avec les variations topographiques (ce qui signifie que les reliefs sont constituées de roches avec une densité moyenne inférieure à la densité de correction). A l'inverse pour une densité de correction faible (par exemple de  $1,7 \text{ g.cm}^{-3}$ ), les anomalies de Bouguer sont corrélées au relief.

Pour la zone étudiée, une densité de correction entre  $2.3 \text{ g.cm}^{-3}$  et  $2.4 \text{ g.cm}^{-3}$  semblent le mieux minimiser la relation anomalie-topographie.

Pour nos calculs on prend la densité moyenne de terrain égale à  $2.35 \text{ g.cm}^{-3}$

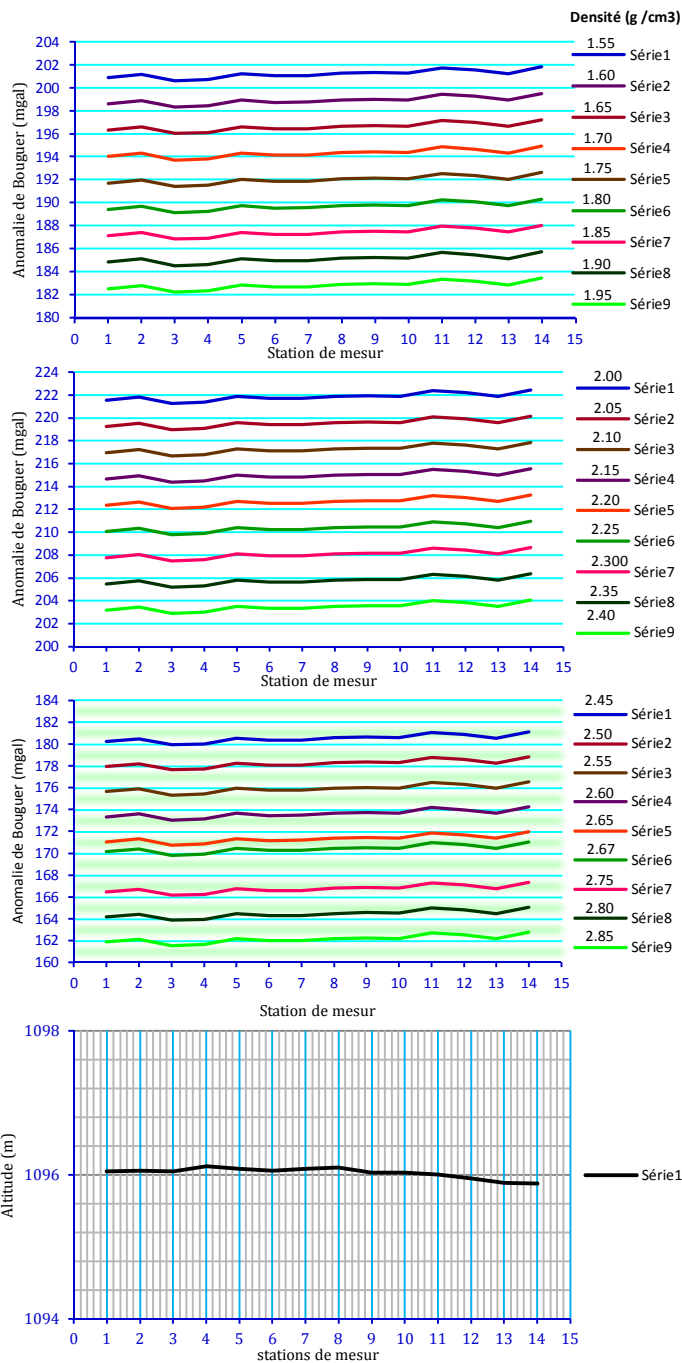


Figure 17 : Anomalie de Bouguer calculée pour différentes valeurs de la densité de correction le long du profil N°01 (profil visible sur la figure).

## VI. Grandeur mesurée

En microgravimétrie, on mesure la variation du champ de pesanteur  $\Delta g_{\text{mesuré}}$  (mgal). Des corrections apportées aux mesures brutes permettent d'obtenir l'anomalie de Bouguer, donnée en mGal. Cette anomalie varie selon la structure du proche sous-sol, autour d'une tendance générale, dite anomalie régionale, résultant de la géologie profonde. Cette anomalie régionale est déterminée à partir de l'ensemble des mesures (l'extraction de l'anomalie régionale par profil est généralement exclue). Elle est ôtée de l'anomalie de Bouguer pour obtenir l'anomalie résiduelle qui résulte de la variation des masses locales et peu profondes.

## 1. Anomalie de Bouguer

### 1.1. Calcule de l'anomalie de Bouguer

L'anomalie de Bouguer constitue la réponse gravimétrique causée par les hétérogénéités de densité du sous-sol. L'interprétation se fait donc à partir de celle-ci. Elle est donnée par

$$g_B = g_{observée} \text{ +/- les 5 corrections}$$

Où les corrections sont :

- ❖ Correction de dérive de l'appareil et des marées (air libre).
- ❖ Correction de latitude  $\Delta_L = 8.1669 * 10^{-4} \sin 2\phi \text{ mgal}$ .
- ❖ Correction d'altitude  $\Delta_h = 0.3086h \text{ mgal}$ .
- ❖ Correction de plateau  $\Delta_B = -0.04191\rho_B h \text{ mgal}$ .
- ❖ Correction de terrain  $\Delta_T$ .

Et où h est en mètres et positif si la station est au-dessus du référentiel et négatif dessous, et

$$\Delta_{g_{observée}} = g_{observée} - g_{ref}$$

#### Remarque :

Le gravimètre ne donne pas une valeur absolue de g, mais bien une valeur relative.

$$\Delta_{g_B} = g_{observée} - g_{référence} \text{ +/- } \Delta_g$$

Si pour un niveau z de référence,  $g_{observée}$  en x, y et z a été rendue comparable à  $g_{référence}$  calculée sur l'ellipsoïde de référence en (x, y, z = 0) grâce aux corrections. On en conclut donc que  $g_{observée}$  a été réduite au niveau de l'ellipsoïde.

En fait, il faudrait plutôt écrire

$$\Delta_{g_B} = g_{observée} - (g_{réf} \text{ +/- } \Delta_g)$$

Au point (x, y, z), on peut faire correspondre un point (x, y, 0) sur l'ellipsoïde où la gravité normale vaut  $g_{réf}$ . En effet,  $g_{observée}$  et  $g_{réf}$  ne sont pas comparables car (x, y, z) et (x, y, 0) ne sont pas à la même altitude ni affectés du même relief. On fait donc subir aux  $g_{réf}$  les corrections nécessaires pour l'emmener dans la position désirée et nous permettre de disposer d'une valeur théorique convenable de g en (x, y, z). L'anomalie de Bouguer est donc attachée au point (x, y, z) et non pas au point (x, y, 0) comme on tend à le croire (Coron et al, 1975).

D'autre façon :

$$A_B = g_{mes} - (g_0 - C_{Al} - C_{P_{bull}} * \rho_{cor} - C_T)$$

Avec :

$A_B$  : Anomalie de Bouguer.

$g_{mes}$  : Les valeurs mesurées de g sur les stations.

$g_0$  : La valeur théorique de g à la surface de l'ellipsoïde de référence ( $g_{th}$ ).

$C_{Al}$  : La correction à l'air libre dépendante de l'altitude de la station de mesure.

$C_{P_{bull}}$  : La valeur de la correction de plateau pour une densité de correction (Bouguer)  $\rho_{cor}$ .

$C_T$  : La valeur de la correction topographique (reconstituée à la surface du plateau).

## 1.2. Incertitude sur l'anomalie de Bouguer

Chaque correction rentrant en jeu dans le calcul final de l'anomalie de Bouguer, l'incertitude sur cette dernière va dépendre des incertitudes de chaque correction selon la formule suivante :

$$\sigma_{AB} = (\sigma_{g_{mes}} + \sigma_{g_{th}} + \sigma_{C_{Al}} + \sigma_{C_p} + \sigma_{C_t})^{1/2}$$

Avec  $\sigma$  l'incertitude sur chacune des valeurs.

L'erreur sur la mesure,  $\sigma_{mes}$  est calculée par écart quadratique moyen sur les valeurs des stations réoccupées au moins une fois.

L'incertitude sur  $g_{th}$  est essentiellement due à l'incertitude sur la latitude. Cette dernière est déterminée à partir de la formule de correction de latitude présentée précédemment. Grâce au GPS différentiel ou bien un levé topographique, cette incertitude est relativement faible, donc négligeable.

Les incertitudes sur la correction à l'air libre et sur la correction de plateau sont uniquement fonction de l'erreur sur les valeurs d'altitude;  $\sigma_z$ . Ces deux corrections étant liées à la même variable, et afin de compenser des phénomènes de sous- ou surestimation de l'incertitude présents dans des calculs séparés, il est possible de calculer l'erreur sur ces corrections d'une manière globale :

$$\sigma_{C_{Al}+C_p} = \left( \frac{2\bar{g}}{R_t} + 2\pi * g * \rho_{Corr} \right) * \sigma_z$$

En ce qui concerne l'incertitude sur la correction de terrain, le raisonnement est plus complexe. Cette correction est totalement calculée par des logiciels (Oasis Montaj). On considère ici que cette correction est linéairement dépendante des incertitudes planimétriques ( $\sigma_x$  et  $\sigma_y$ ), directement calculées par le logiciel de traitement des données GPS (Topcon Tools v.8), il est impossible de savoir si elles sont corrélées aux incertitudes altimétriques ( $\sigma_z$ ). C'est pour cela que la méthode suivante a été utilisée pour le calcul de l'incertitude sur la correction topographique :

- ❖ les valeurs de corrections topographiques ont été calculées pour des variations de la position en x ( $\delta_x = +10m$ ) puis en y ( $\delta_y = +10m$ ) afin de déterminer l'effet sur les valeurs de correction.
- ❖ la variation obtenue selon x et y, qui correspond donc à la dérivée première de la valeur de la correction de terrain ( $C_t$ ) par rapport à x et y, a été intégrée à l'équation suivante :

$$(\sigma_{C_t})^2 = \left( \frac{\delta(C_t)}{\delta x} \right)^2 * (\sigma_x)^2 + \left( \frac{\delta C_t}{\delta y} \right)^2 * (\sigma_y)^2$$

L'incertitude sur les valeurs d'anomalie de Bouguer va de 0,004 à 0,054 mgal avec une moyenne de 0,038 mgal.

**Tableau 05** : différentes incertitudes intervenant dans l'erreur sur les valeurs d'anomalie de Bouguer. Les valeurs extrêmes correspondent aux valeurs minimales, maximales et moyennes des incertitudes pour chaque correction (A. PORTAL-2012).

Corrections	Latitude $\sigma_{g_{th}}$ (mgal)	Air libre et plateau $\sigma_{C_{Al}}$ (mgal)	Terrain $\sigma_{C_T}$ (mgal)
Minimum	0	0	0
Maximum	0.29	3.78	0.0004
moyenne	0.07	0.20	0.000007

## 2. Anomalie régionale et résiduelle

La prochaine étape est de tenter d'extraire la forme et l'amplitude du signal gravimétrique des structures d'intérêts, contenu dans l'anomalie de Bouguer. Ce signal nommé anomalie résiduelle. Sera influencé par la géométrie ou la forme de la structure, la profondeur où elle est située et son contraste de densité avec le matériel autour. L'isolement du résiduel est difficile pour deux raisons :

- ❖ différentes structures situées à différentes profondeurs et/ou ayant des contrastes de densité différents, peuvent produire la même anomalie.
- ❖ Le matériel autour de la structure d'intérêt n'est souvent pas homogène et donc le contraste de densité n'est pas constant.

De plus, l'hétérogénéité du matériel autour de la structure produit un signal qui s'ajoute, par sa similitude en longueur d'onde, au signal de la structure d'intérêt. Ce signal constitue une partie du bruit qui est difficile voire impossible à éliminer.

L'anomalie de Bouguer contient des longueurs d'onde entre la longueur de la fenêtre de mesure et deux fois le pas d'échantillonnage. Ces longueurs d'ondes maximale et minimale se traduisent respectivement en nombre minimal et maximal. Le nombre d'onde maximal est connu comme la fréquence de Nyquist.

La résiduelle, lorsqu'elle est associée aux structures peu profondes, contient les plus courtes longueurs d'onde. La partie de l'anomalie de Bouguer due aux structures qui ne sont pas d'intérêt, est nommée anomalie régionale. Celle-ci correspond aux structures situées aux profondeurs élevées. La régionale est associée aux changements dans la lithologie de plus grande échelle et, donc, contient les plus grandes longueurs d'onde. Du 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 donc souvent incomplète.

Il existe plusieurs techniques pour accomplir la séparation régionale/résiduelle. De brèves descriptions sont données par Heinz (1990) et Dobrin et Savit (1988). Heinz (1990) différencie entre les techniques qui visent à isoler un signal spécifique contenu dans l'anomalie de Bouguer et celles qui rehaussent certaines caractéristiques des anomalies par rapport aux autres, tel que les dérivées et les prolongements, Dobrin et Savit (1988) séparent les techniques graphiques et analytiques.

## VII. Résultats attendus

Le résultat attendu d'une campagne microgravimétrique est la représentation de l'anomalie résiduelle, généralement graduée en niveau de couleur ou sous forme d'iso-contours, en fonction de la position sur la surface du sol.



## N.B

Détection de cavités : Plus le contraste volumique entre la cavité et le milieu encaissant est grand, plus l'anomalie résiduelle négative est forte. Les cavités vides (ou remplies d'air) constituent donc le cas de détectabilité optimale. En effet, le contraste de masse volumique entre les roches est en moyenne de  $800 \text{ kg.m}^{-3}$ , alors qu'il atteint jusqu'à  $2\,000 \text{ kg.m}^{-3}$  en présence d'une cavité vide. Lorsque la cavité est totalement ou partiellement noyée ou remblayée, sa localisation est plus difficile puisque les contrastes de masse volumique sont plus faibles.

## VIII. Méthodologie

### 1. Déroulement d'une campagne de mesure (Détectabilité, choix de la maille et implantation des mesures).

Les résultats de la recherche d'indices préliminaires sont déterminants dans le choix des paramètres de mesure. Si l'on dispose d'indications sur les profondeurs et les dimensions des cavités recherchées, il convient de déterminer si elles sont détectables en microgravimétrie et pour quelle méthodologie de mise en œuvre.

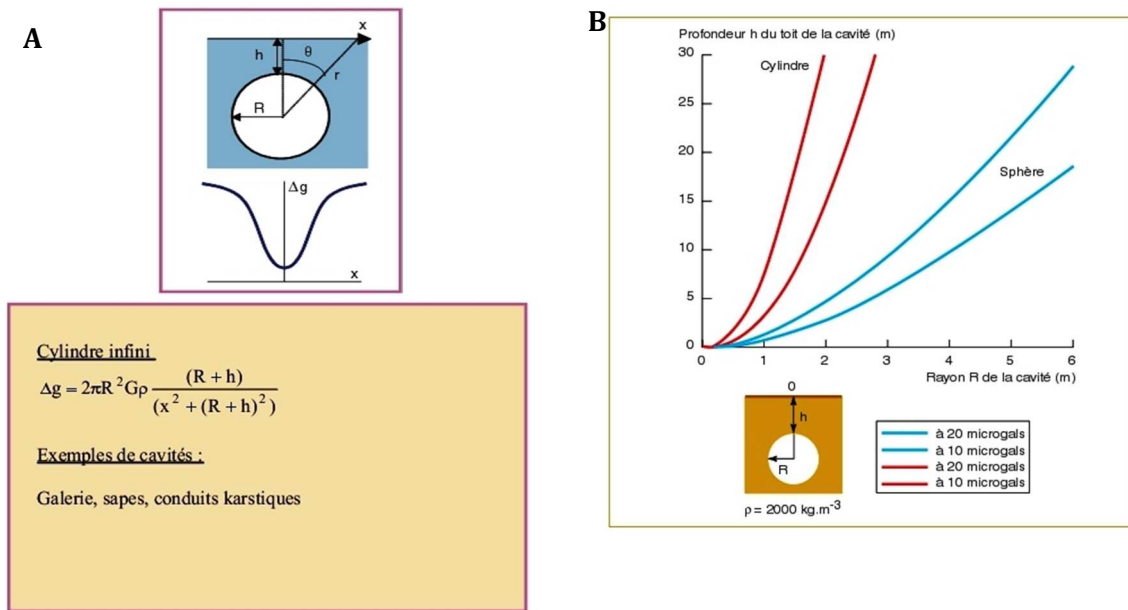
L'anomalie maximale créée par une cavité peut être estimée selon les formules de la figure 10-B et doit être supérieure à la valeur de l'anomalie significative. Selon les auteurs et les expérimentateurs, la plus petite anomalie significative mesurée en microgravimétrie est située entre  $10 \text{ } \mu\text{gal}$  (Yule et al. 1998) pour d'excellentes conditions de mesures est  $20 \text{ } \mu\text{gal}$  (Lagabrielle, 1998).

À titre d'exemple, si on considère qu'une anomalie significative est de l'ordre de  $10 \text{ } \mu\text{gal}$ , alors une cavité remplie d'air dans un sol de masse volumique  $\rho = 2\,000 \text{ kg.m}^{-3}$  ( $2\text{g/cm}^3$ ) de  $4 \text{ m}$  de rayon est détectable tant que la profondeur de son toit n'excède pas  $10 \text{ m}$  environ (Fig. 18-A).

Théoriquement, si on considère qu'il faut au moins trois points de mesure pour caractériser une anomalie, il faut choisir une maille adaptée aux dimensions et à la profondeur de la cavité. Par exemple pour une sphère de  $2 \text{ m}$  de rayon (Fig. 18-B), à une profondeur de toit de  $1 \text{ m}$ , la maille doit être de l'ordre de  $2 \text{ m}$ . Par ailleurs, on voit qu'au-delà de  $2 \text{ m}$  de profondeur, la cavité devient difficilement détectable.

Expérimentalement, les limites de détectabilité présentées ci-après sont minorées par le bruit de fond, qui dépend des hétérogénéités de surface.

La figure 18-A présente pour les cas sphériques, les mailles qu'il faudrait adopter pour qu'au moins l'amplitude de trois points de mesures soit supérieure à  $20 \text{ } \mu\text{gal}$ .



**Figure 18 :** Estimation de l'anomalie maximale créée par une cavité.

**A :** Exemple d'anomalie gravitationnelle ; formule et représentation qualitative (LCPC 2014).

**B :** Détectabilité à 10 et 20  $\mu\text{gal}$  (d'après Lagabrielle, 1998)

## 2. Programme de mesure, points de reprises, erreur de mesure

La mesure de la variation du champ de pesanteur nécessite de nombreuses corrections : il faut tenir compte de la dérive de l'appareil de mesure, des coordonnées du point de mesure, de l'action de la lune, du soleil (marée gravimétrique ou marée luni-solaire) et des reliefs environnants.

### 2.1. Avant les mesures

Il faut choisir un point de station de base stable, de préférence au centre de la zone d'étude. Suivant la superficie à étudier, plusieurs points de base pourront être définis et devront alors être reliés (une base de référence et d'autres bases secondaires ou sous bases) :

- ❖ Il faut ensuite mettre à niveau le microgravimètre et procéder au calage du zéro.
- ❖ Puis, il faut attendre que l'appareil se stabilise, puis le régler dans la gamme centrale de mesure dans la zone étudiée, et suivre les instructions du constructeur sur la technique de mesure. Une mesure prend généralement entre trois et sept minutes suivant les conditions d'utilisation.
- ❖ Enfin, la coupelle sur trépied qui supporte le gravimètre doit être calé le plus horizontalement possible afin de pouvoir, lors des retours à la base, replacer l'appareil dans la même position de mesure. Dans le cas d'un terrain meuble, on disposera par exemple des piquets de bois enfoncés dans le sol et à l'aplomb des pieds de la coupelle.

### 2.2. Implantation des mesures

Les points (ou stations) de mesures sont définis selon des profils juxtaposés en quinconce. Ils sont matérialisés au sol (peinture, clous numérotés, etc.). Il faut procéder ensuite à un relevé des coordonnées en plan de chaque station (tolérance de 0,2 m en x, et y) ainsi qu'à un relevé altimétrique au centimètre près par rapport à une station de référence (sur ce point,  $z = 0$  et  $\Delta g_{mes} = g_{mes} - g_{ref} = 0$ ), choisie si possible loin des reliefs particuliers (remblai, fossé, mur, etc.). Les mesures microgravimétriques doivent être réalisées bien au-delà des anomalies recherchées.

### 2.3. Programme de mesure et erreur

Cette phase des mesures permet d'une part, de prendre en compte la dérive instrumentale et les effets des marées luni-solaires, d'autre part, d'obtenir la valeur de l'anomalie significative.

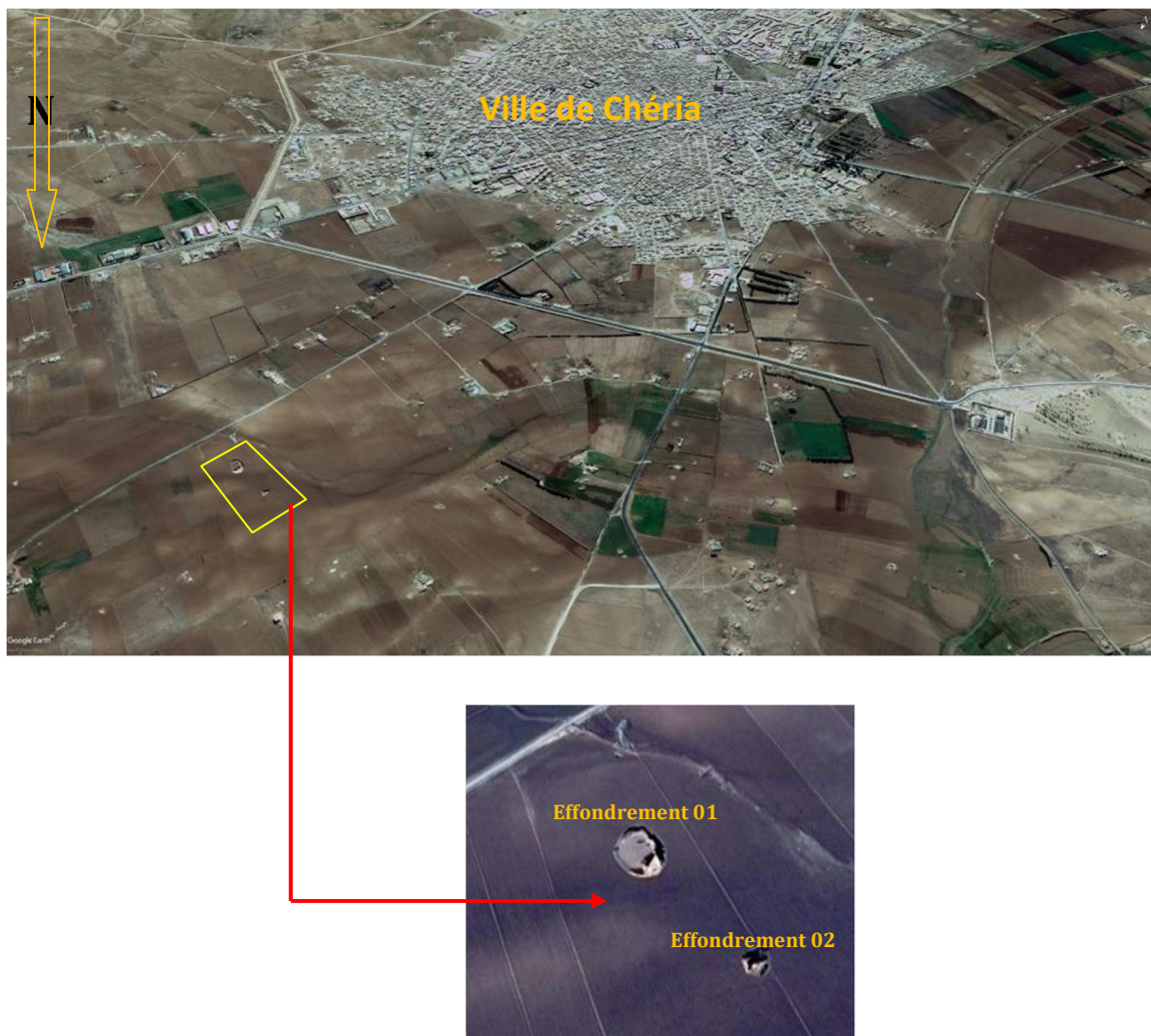
Après avoir laissé le microgravimètre se stabiliser (environ 10 à 20 minutes), les mesures sont organisées en séquences (ou programmes) qui commencent et se terminent à une station de base. Au moins deux lectures au départ à la base et deux lectures à l'arrivée sont nécessaires. Un écart de plus de 3  $\mu$ gals sur une station de base nécessite une nouvelle mesure. Entre deux passages à la base, on transporte le microgravimètre d'une station à l'autre dans un ordre aussi aléatoire que possible. La période d'un programme est de moins d'une heure. À chaque mesure l'heure est notée. Les programmes s'enchaînent jusqu'à ce que toutes les stations aient fait l'objet d'une mesure au moins une fois.

Une deuxième évaluation de la dérive est réalisée en réitérant les mesures sur des points pris au hasard (points de reprise) qui représentent au moins 20 % du nombre total de points de mesure. De même, une valeur absurde en un point en comparaison des valeurs voisines à ce point, nécessite une nouvelle mesure. Dans ce cas, une autre mesure sur un point voisin est conseillée : elle permet de vérifier s'il s'agit bien d'une mesure aberrante.

## IX. Etude des structures géologiques superficielles de la zone d'étude par microgravimétrie

### 1. Présentation de site d'étude

En 2001 la région de Chéria dans le lieu-dit MChentel, a connu l'apparition de deux grands affaissements, dues d'après une première interprétation, à la surexploitation par pompages et l'abaissement rapide du toit de la nappe karstique qui a provoqué par la suite une diminution de la pression interne (hydrostatique) et qui a entraîné les deux effondrements à quelques kilomètres au Nord de la ville de Chéria (de 15 à 20 m de diamètre) (F. Baali, 2006). (Fig. 19).



**Figure 19** : Situation géographique de la zone d'étude (affaissements de MChentel)

## 1. Présentation de site d'étude

La zone prospectée par la microgravimétrie a une surface globale de  $14700 \text{ m}^2$  ( $70\text{m} \times 210\text{m}$ ) avec une pente faible et un dénivelé maximum est de l'ordre de quelques centimètres, elle est constituée en surface des alluvions et le sable du Moi-Plio-Quaternaire.

Ses coordonnées sont : X (386785 et 386590), Y (3906510, 3906645) et altitude d'ordre de 1096 mètres

Un microgravimètre de type GNU-KC (précision instrumentale de  $\pm 0,03 \text{ mgal}$ , seuil  $\pm 0,006 \text{ mgal}$  à 4 heures de mesure) a été utilisé pour l'acquisition des données avec une station de référence et suivi topographique avec un théodolite électronique type Qeo FET 420K.

Les mesures gravimétriques, 614 au total, sont distribuées sur 42 profils parallèles de 70m de longueur avec un maillage de  $5\text{m} \times 5\text{m}$  dans le sens de l'axe de deux effondrements (figure 20).

## 2. Protocole de mesure :

Il existe deux méthodes de mesure de la force de pesanteur : une absolue et l'autre relative. La première repose sur l'observation de corps en chute libre mais elle requiert des dispositifs lourds.

Des campagnes de terrain, comme celle effectuée au notre zone d'étude, comportant une grande densité de mesures, nécessitent l'utilisation d'instruments de mesure portables (figure 13-A) comme les gravimètres relatifs. Ils mesurent l'élongation d'un ressort, relié à une masse, sous l'effet de la pesanteur (figure 13-D). L'évaluation de cet étirement permet d'estimer la différence de gravité.

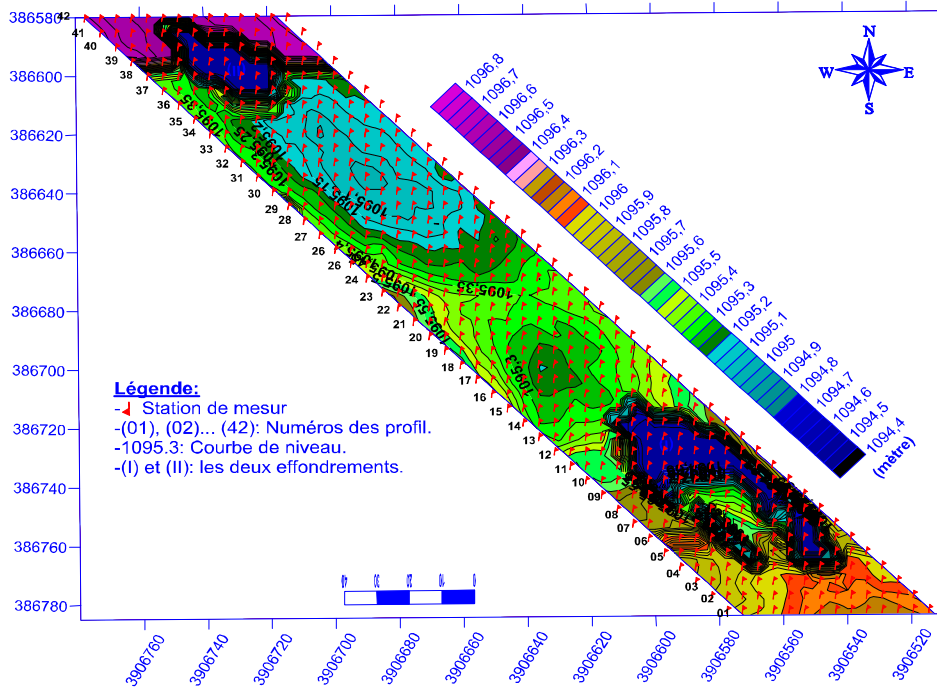
Lors de cette campagne nous avons utilisé un gravimètre GNU-KC 444 (université de Annaba) du Parc de gravimètres relatifs d'URSS du 26/02/2016 au 03/03/2016. Ce type de gravimètre offre une précision au  $\mu\text{gal}$  ( $\pm 3 \mu\text{gal}$ , seuil  $\pm 0,6 \mu\text{gal}$ ), et alimenté par une batterie externe (pile de 4.5v), le nivellement reste manuel. Il permet une lecture directe de la mesure grâce à un dispositif de mesures (Fig. 14-B), ainsi que la surveillance de l'erreur sur la mesure (Standard Deviation) calculé manuellement. La raideur (coefficient) K du ressort est sensible à la température. Afin de limiter cet effet, le gravimètre est thermostaté pour garder une température constante, grâce à une alimentation électrique continue.

La saisie d'informations temporelles (date et heure) et spatiales (coordonnées des stations), permet de calculer la correction du terme de marée à la fin de chaque mesure.

Les données gravimétriques utilisées pour ce travail ont été acquises lors d'une campagne de mesure sur le site d'étude (MChentel), sur une seule période d'acquisition : du 26 février au 03 mars 2016.

En ce qui concerne cette étude, les mesures sont distribuées sur 42 profils parallèles de 70m de longueur avec un maillage de  $5\text{m} \times 5\text{m}$  dans le sens de l'axe de deux effondrements d'orientation NW-SE par apport une seule station de base qui est située à proximité de la zone d'étude.

Après avoir laissé le microgravimètre se stabiliser (environ 10 à 20 minutes), les mesures sont organisées en séquences qui commencent et se terminent à une seule station de base. Au moins deux lectures au départ à la base et deux lectures à l'arrivée sont nécessaires. La période d'un programme est de moins d'une heure. Cette redondance des données a permis un contrôle statistique sur la qualité des données, ainsi qu'un suivi de la dérive des mesures, pouvant être due aux conditions de terrain ou à un problème de l'appareil.



**Figure 20 :** Carte de localisation et de numérotation des profils gravimétriques sur la carte altimétrique de la zone d'étude (S. BOUHLASSA-2016).

### 7.1.1. Levé topographique et positionnement des stations de mesures

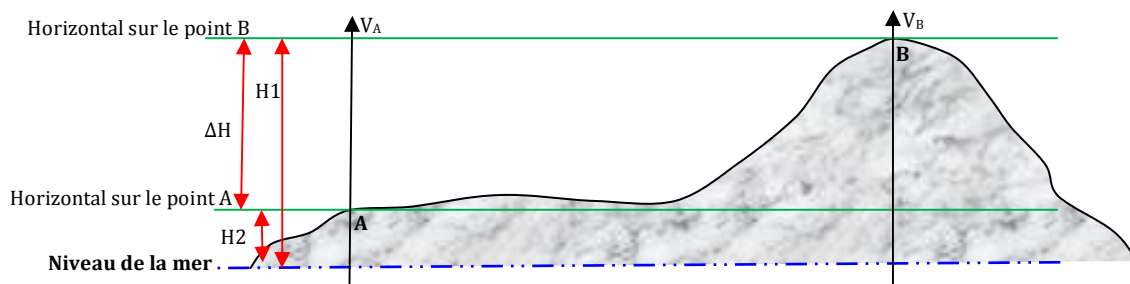
#### 3.1. Altitude d'un point

L'altitude, dans le langage commun, exprime l'éloignement d'un objet par rapport au niveau moyen de la mer. Elle exprime également une réalité physique, l'eau s'écoule du point d'altitude le plus élevé vers le point d'altitude le plus faible.

#### 3.2. Nivellement

Le nivellement est l'ensemble des opérations qui permettent de déterminer des altitudes et des dénivelées (différences d'altitudes).

Si deux points A et B sont peu éloignés l'un de l'autre, on peut définir deux plans horizontaux parallèles passant par A et B qui sont perpendiculaires aux verticales  $V_A$  et  $V_B$  elles-mêmes parallèles entre elles.



**Figure 21 :** Principe du nivellement sur terrain.



Une notion intuitive consiste à adopter  $\Delta H$  comme différence d'altitudes entre A et B.

Le nivellement direct, ou nivellement géométrique consiste à mesurer la différence d'altitudes à partir de visées horizontales. Cette opération s'effectue à l'aide d'un niveau permettant de matérialiser une ligne de visée horizontale (théodolite) et d'une règle graduée verticale appelée mire.

Supposons l'altitude du point A connue, en notant  $L_{AR}$  et  $L_{AV}$  les lectures sur les 2 mires, l'altitude du point B s'obtient comme suit :

$$\begin{aligned}\Delta H &= L_{AR} - L_{AV} \\ Alt_B &= Alt_A + \Delta H \\ Alt_B &= Alt_A + L_{AR} - L_{AV}\end{aligned}$$

Le nivellement est extrêmement important en gravimétrie. Comme nous l'avons vu dans la correction d'altitude, une erreur de quelques centimètres entraîne une erreur importante dans la valeur corrigée de la gravité. Par exemples : 10 cm correspond à 0.02 mgal, 50 cm à 0.1 mgals et 1 m à 0.2 mgals. Ainsi, une erreur de 50 cm dans la mesure des élévations introduit une erreur dans la valeur corrigée de la gravité qui est de l'ordre des anomalies recherchées (hydrogéologie, géotechnique, archéologie, minier...). Heureusement, le nivellement à l'aide d'un niveau nous donne une précision meilleure que 5 cm soit 0.01mgal, toutefois, cette méthode de mesure requiert beaucoup de personnel (une personne pour la mire et une pour l'instrument) et du temps.

Dans la pratique, avant chaque mesure gravimétrique, il faut déterminer la hauteur relative de la station de mesure par rapport à la station de base. A partir des deux visées obtenues avec le théodolite, la différence de hauteur entre les deux stations est donnée par la différence entre les deux lectures (voir fig. 21). Attention cependant, la lecture sur la mire nous donne la hauteur relative entre le niveau de la station et la ligne de visée. Ainsi, une ambiguïté peut provenir du fait que plus la valeur lue sur la mire importante, plus l'altitude absolue du point de mesure faible. Par exemple, si on obtient des lectures de 1.53 m et 1.75 m pour les stations A et B respectivement, alors le niveau de la station B est dessous celui de la station A.

Sur le terrain, il est très rare de pouvoir faire un levé entier avec une seule position pour le théodolite (terrain accidenté, visé trop lointaine). Il est alors nécessaire de changer la position de l'instrument pour suivre les mesures de nivellement. Dans ce cas, il ne faut surtout pas oublier de connecter entre eux les différents segments. Cette opération se réalise en prenant pour une même station deux mesures de niveau : une avant et l'autre après avoir bougé le théodolite (voir fig. 22). Il sera alors possible de connecter les mesures faites suivant le second segment avec celles du premier. Un exemple est présenté sur la fig. 22.

En considérant la station " $S_1$ " comme référence pour notre levé, le niveau de la station " $S_2$ " est tout simplement donné par :

$$\delta h [S_2/S_1] = h [S_2/T_1] - h [S_1/T_1]$$

Pour la station " $S_3$ ", il faut faire l'opération en deux étapes. D'abord, calculer le niveau de la station " $S_3$ " par rapport à la station " $S_2$ " :

$$\delta h [S_3/S_2] = h [S_3/T_2] - h [S_2/T_2]$$

Puis ramener cette mesure par rapport à la station " $S_1$ " :



$$\delta h [S_3/S_1] = \delta h [S_3/S_2] + \delta h [S_2/S_1]$$

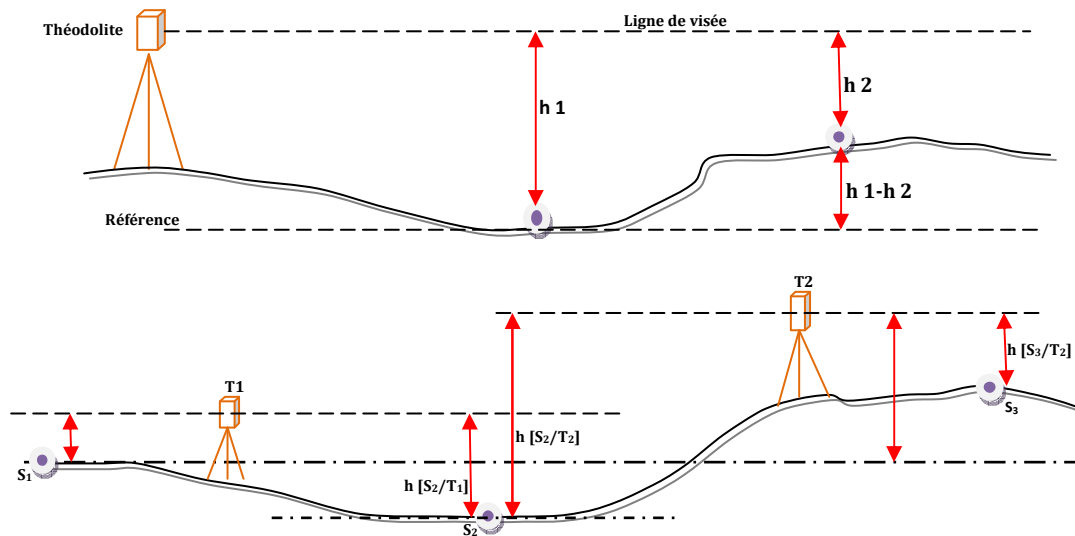


Figure 22 : Principe de connexion entre les stations topographiques (Problème de l'éloignement)

Après avoir complété le levé et avant de rentrer les instruments, il faut s'assurer d'avoir fait un bon levé du niveau relatif des stations. On dit ici qu'il faut fermer la boucle du nivellement.

Pour ce faire, on réalisera un second levé topographique depuis la dernière station du levé jusqu'à la première et ceci en utilisant un nombre réduit de position pour le théodolite (voir fig. 23). On obtiendra ainsi deux mesures distinctes de la différence de niveau entre la première et la dernière station : l'une à l'allée et la seconde au retour. Un bon levé est bien entendu un levé où les deux mesures sont identiques ( $\delta_e = 0$ ). Néanmoins, il est fréquent d'avoir une différence notable entre ces deux mesures. Il faut alors redistribuer cette erreur sur les N stations de mesures sachant que l'on considère que le chemin retour est juste. Pour ce faire, on corrigera chaque mesure de niveau de la quantité ( $\delta_e/N$ ) de manière à obtenir une nouvelle erreur nulle.

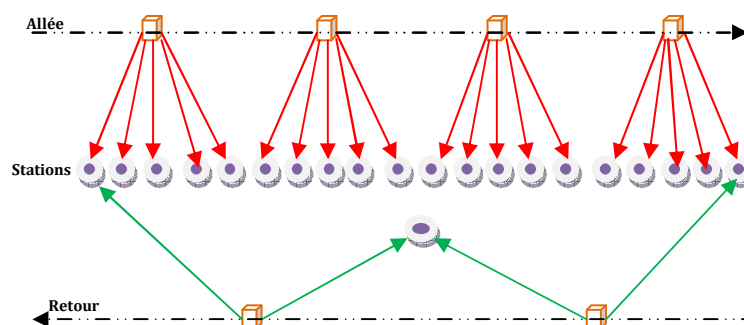


Figure 23 : Principe de nivellement en boucle

Les données topographiques utilisées pour ce travail ont été acquises lors d'une campagne de nivellement sur le site d'étude (MChentel), sur une seule période de mesures : du 19 Avril au 21 Avril 2016 par un théodolite électronique de type Qeo FET 420K (université de Tébessa).

Les mesures sont distribuées sur 42 profils parallèles de 70m de longueur avec un maillage de 5m\*5m dans le sens de l'axe de deux effondrements d'orientation NW-SE par apport une

station de référence qui situé à proximité de la zone d'étude ( $35^{\circ}17'43,1''$  et  $7^{\circ}45'15,32''$ ) d'une altitude de 1096m.

À partir d'une seule station (point de référence), On détermine les altitudes des différents points par rapport à un repère connu.

Pour cette situation nous allons suivre une méthode de nivellement simultanée d'un cheminement et de rayonnement Il permet de déterminer en même temps les altitudes d'un certain nombre de points de passage et celles d'autres points rayonnés appelés points intermédiaires. (Ou points de référence).

Les étapes de calcul sont :

- ❖ On calcule les altitudes des différents points de passage (Point de référence "S<sub>1</sub>", point 1/profil 9 "S<sub>2</sub>", point 1/profil 23 "S<sub>3</sub>", point 15/profil 38) en appliquant la méthode de calcul du Cheminement rattaché aux deux extrémités.
- ❖ Calcul de l'altitude des différents points de détail (1, 2, 3, ... 15 à chaque profil) on utilise le principe de calcul du Nivellement par rayonnement.



Figure 24 : Mise en œuvre d'une prospection microgravimétrie et levés topographiques sur le terrain.  
(MChentel- Chéria)

A : levé gravimétrique.

B : levé topographique

#### 4. Résumé pour faire un levé gravimétrique

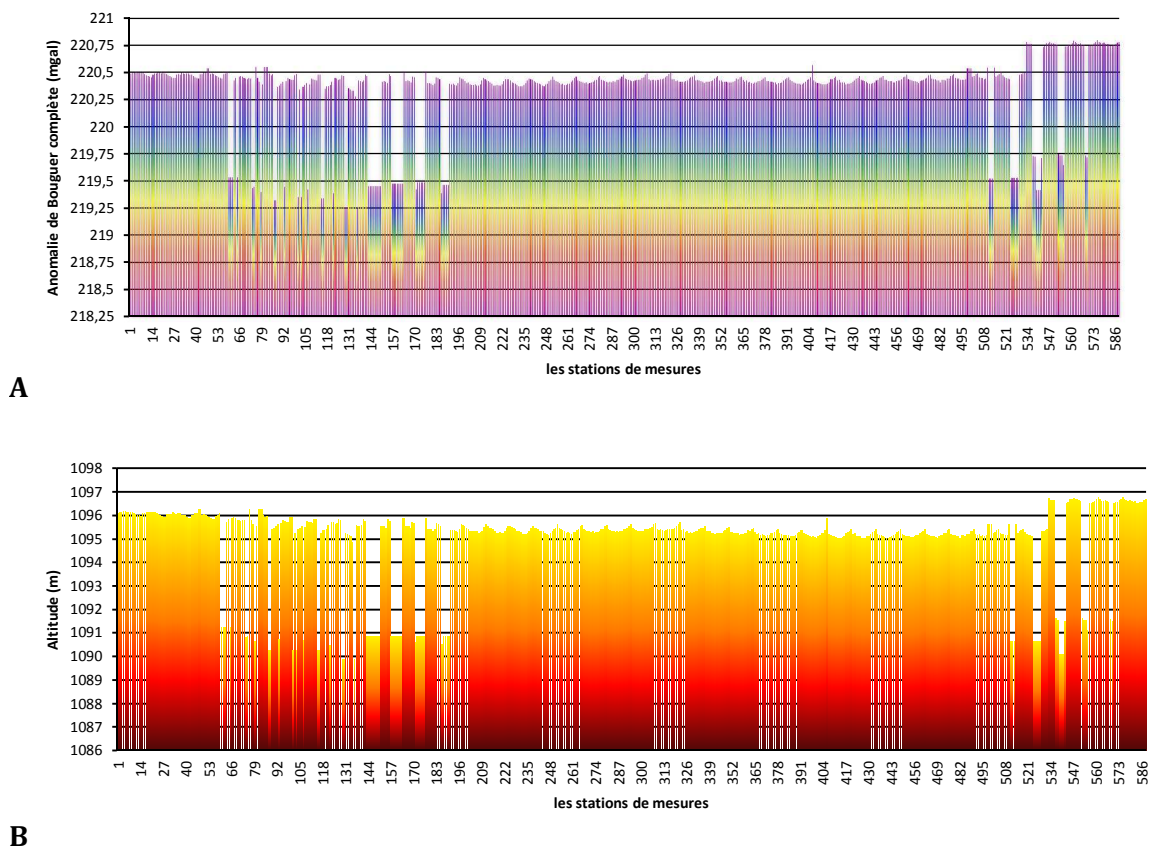
- ❖ Nivellement : Ne pas oublier que pour une précision de 0.01 mgal, il faut connaître l'élévation à +/- 3 cm pour la correction air libre et +/- 9 cm pour la correction de plateau.
- ❖ Dérive : il faut repasser à un point de contrôle à chaque heure. Le cheminement employé dépend du terrain sur lequel les mesures sont prises et le temps requis pour faire ces mesures. Le plus important est d'établir un bon réseau de stations de base. Sur une grille traditionnelle d'exploration, on établira les stations de base sur la ligne de base ou sur une des lignes de rattachement.
- ❖ Personnel : Une équipe de gravimétrie devrait être composée au moins de deux personnes ; l'opérateur du gravimètre et son aide. Ce dernier pourrait, lorsque les

conditions de terrain ne sont pas trop difficiles, faire les calculs nécessaires à l'obtention de la carte de Bouguer (Résiduelle).

## 5. Résultats de campagne de prospection gravimétrique

### 5.1. Présentation des mesures

Les données d'anomalie de Bouguer complète et d'élévation sont présentées sous la forme d'histogrammes à la figure 25-A et B. Les données altimétriques, mesurées aux différentes stations gravimétriques, varient de 1094.501 à 1097.724 mètres. Dans le périmètre du levé gravimétrique, la distribution des données altimétriques montre un maxima situé vers 1097m. Dans l'ensemble, les plus basses altitudes sont observées près des deux effondrements.



**Figure 25 :** Histogrammes des données d'anomalie de Bouguer complète et d'élévation du levé gravimétrique de la zone d'étude.

**A :** Anomalie de Bouguer complète.  
**B :** Élévations des stations de mesures.

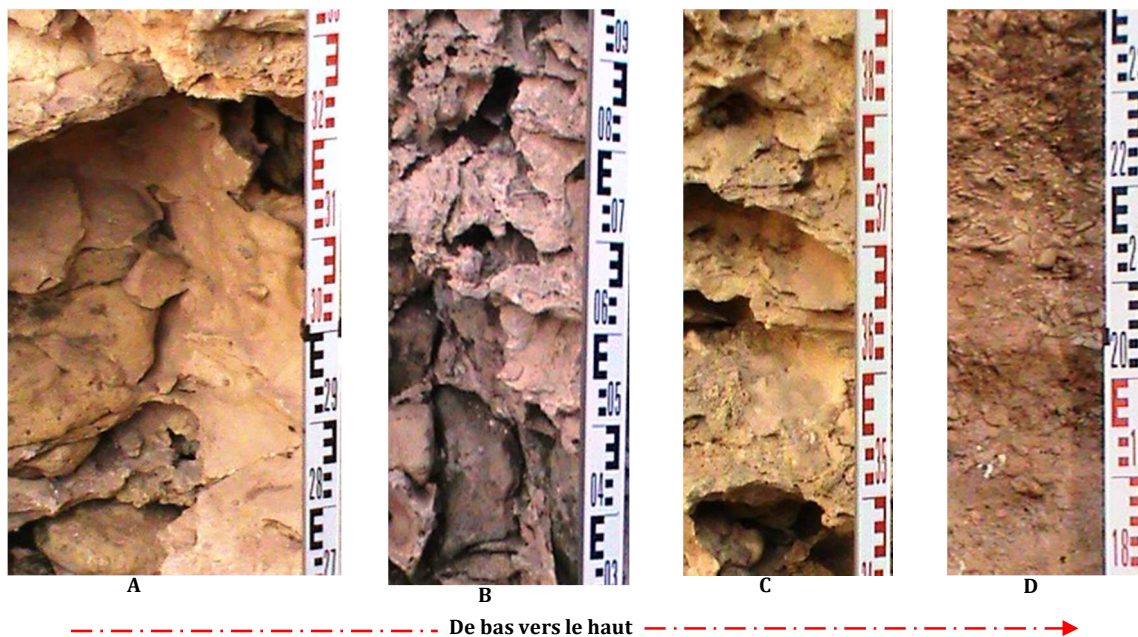
Les données d'anomalie de Bouguer complète montrent une distribution évasée avec plusieurs maxima (Fig. 25-A). Ceci démontre l'efficacité des corrections gravimétriques apportées aux données brutes pour compenser les effets de l'altitude, latitude, terrain, et l'instrument de mesure sur les données. Dans l'ensemble ces données varient de 219.260859 à 220.801051 mgals.

Lors des reconnaissances de terrain, un grand nombre d'affleurements alluvions a été observé dans les coupes géologiques des deux effondrements. Ceci pourrait suggérer une épaisseur plus importante d'alluvions d'âge Moi-Plio-Quaternaire dans les coupes verticales sur les parois de deux effondrements (Fig. 26). Ces matériaux d'une densité variée de 1.5 à 2 g/cm<sup>3</sup>



par opposition à plus de  $2,3 \text{ g/cm}^3$  pour les roches carbonatés de la région (calcaire de l'éocène) ce qui pourrait expliquer une partie des faibles valeurs de gravité observées dans la région.

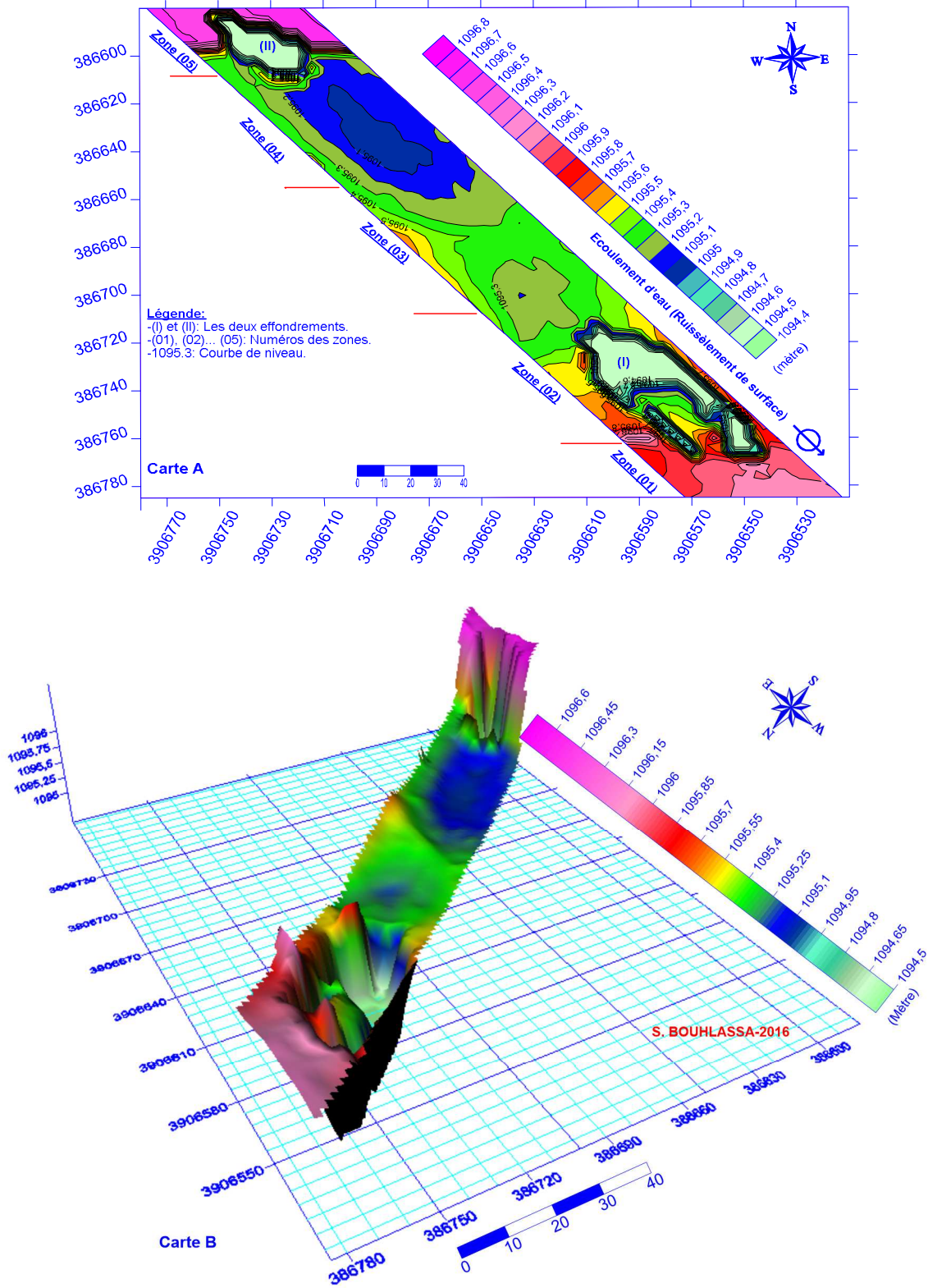
Malgré ce constat sur les caractéristiques des roches et des dépôts de surface, la variabilité spatiale des données de l'anomalie de Bouguer complète est faible importante dans la région d'étude. Dans cette thèse l'interprétation des données tiennent compte de la possibilité qu'un karstification local de roches carbonatées puisse être présent dans certaines faibles profondeurs ce qui peut réduire les valeurs de l'anomalie de Bouguer.



**Figure 26 :** Exemple des formations (Calcaire de l'éocène « A, B, C » et les l'alluvion paléo-quaternaire « D ») composé les parois de deux effondrements.

## 5.2. Données altimétriques

Les données altimétriques, mesurées à l'aide théodolite de type Qeo FET 420K, sont présentées sous la forme d'une carte altimétrique et une vie très dimensions (Fig. 27-A et B). Cette carte n'est pas de type topographique car la répartition spatiale des stations de mesure est insuffisante par rapport à la superficie du terrain. Toutefois, la variabilité observée est représentative des principaux contrastes géomorphologiques observés dans cette partie de la région de MChentel. L'élévation des stations gravimétriques s'échelonne de 1097.299 à 1094.500 mètres (moyenne de 1095.435 m). Le secteur le plus élevé du périmètre est dans le secteur Nord-Est de la zone d'étude (Petite effondrement (fig. 27-A zone 05). Curieusement, sur la carte de la figure 27 il semble y avoir une relation spatiale entre les hauts altimétriques et la présence des deux effondrements. Les creux altimétriques, représentés en bleu et violé foncé sur la carte, situé entre les deux effondrements.



**Figure 27 :** Carte altimétrique locale obtenue à partir du krigeage des données topographiques mesurées aux stations gravimétriques.

A : vue en plan  
 B : vue en 3D

### 5.3. Traitement et interprétation des mesures

#### 5.3.1. Méthodologie

Une fois les corrections effectuées, le prospecteur dispose d'une carte d'anomalies de Bouguer complète qu'il doit interpréter en proposant une distribution (ou plusieurs) de la densité du sous-sol qui explique exactement les anomalies observées. Malheureusement ce problème, le problème inverse, a en gravimétrie une infinité de solutions et une interprétation quantitative ne peut être proposée qu'en s'appuyant sur d'autres informations et gardera souvent une part d'arbitraire. C'est pourquoi, on s'attache dans un premier temps, sans rien modifier de l'information que la carte contient, à réaliser des transformations qui permettent de rendre plus lisibles les différentes anomalies et d'en mieux localiser les sources, on appelle ces transformations l'interprétation qualitative. Dans un deuxième temps on cherche à déterminer les paramètres invariants communs à toutes les solutions (par exemple l'excès ou le manque total de masse) et les limites des solutions (profondeur maximale des sources).

#### 5.3.2. Interprétation qualitative

La première transformation des données consiste en l'élimination de la variation régionale, variation dont on ne peut tirer aucune information. La méthode la plus utilisée consiste à calculer le plan (ou la surface du deuxième degré) qui s'adapte au mieux aux données et à l'en soustraire. La carte obtenue montre alors les anomalies résiduelles (résiduelle d'ordre 1). Sur cette carte, l'allure des anomalies reflète en gros celle des structures mais avec un effet d'étalement très important, on a une coalescence des anomalies et une seule anomalie apparente peut en fait correspondre à l'effet de plusieurs sources distinctes. Pour corriger cet effet on peut : soit calculer les dérivées verticales de  $\Delta g$ , ( $\frac{\partial \Delta g}{\partial z}$  ou  $\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}$ ), soit prolonger vers le bas la fonction  $\Delta g(x, y)$ . Chacune de ces opérations est un produit de convolution qu'il est plus rapide de calculer dans le domaine spectral en trois étapes : On calcule la transformée de Fourier de  $\Delta g(x, y)$ ,  $f(\mu, \nu)$  ou  $\mu$  est la fréquence spatiale correspondant à  $x$  et  $\nu$  la fréquence spatiale correspondant à  $y$ , on effectue une multiplication simple de cette transformée par la transformée de Fourier de l'opérateur choisi, on calcule la transformée inverse du produit.

Pour le prolongement l'opérateur a pour transformée  $e^{-2\pi h \sqrt{\mu^2 + \nu^2}}$ . Avec  $h$  étant la différence d'altitude entre le niveau où on prolonge et le niveau des mesures, celle de la dérivée première verticale est :  $2\pi \sqrt{\mu^2 + \nu^2}$  (résiduelle d'ordre 2) et celle de la dérivée seconde  $4\pi^2(\mu^2 + \nu^2)$  (résiduelle d'ordre 3)

#### 5.3.3. Détermination des paramètres invariants ou limitant les solutions

La masse totale en excès (ou manquante) est donnée par l'expression :

$$M = 2\pi G \iint \Delta g(x, y) dx dy$$

En intégrant sur toute la surface couverte par une anomalie. On peut aussi déterminer le barycentre des sources, mais celui-ci n'a qu'un intérêt limité car il peut très bien ne correspondre à aucune source réelle.

Pour une structure « concentrée », ne présentant pas une direction d'allongement marquée, la source la plus profonde possible est une sphère. La profondeur maximale possible de son centre est  $h=0,65 L$  ;  $L$  étant la largeur à mi-hauteur. Pour une structure allongée, la structure la plus profonde possible est le cylindre de section circulaire dont l'axe est à  $h=0,5L$ .

On peut aussi, à partir de plusieurs points et après avoir calculé les gradients, appliquer la «dé-convolution d'Euler» qui part de l'équation, vérifiée par toute fonction harmonique.

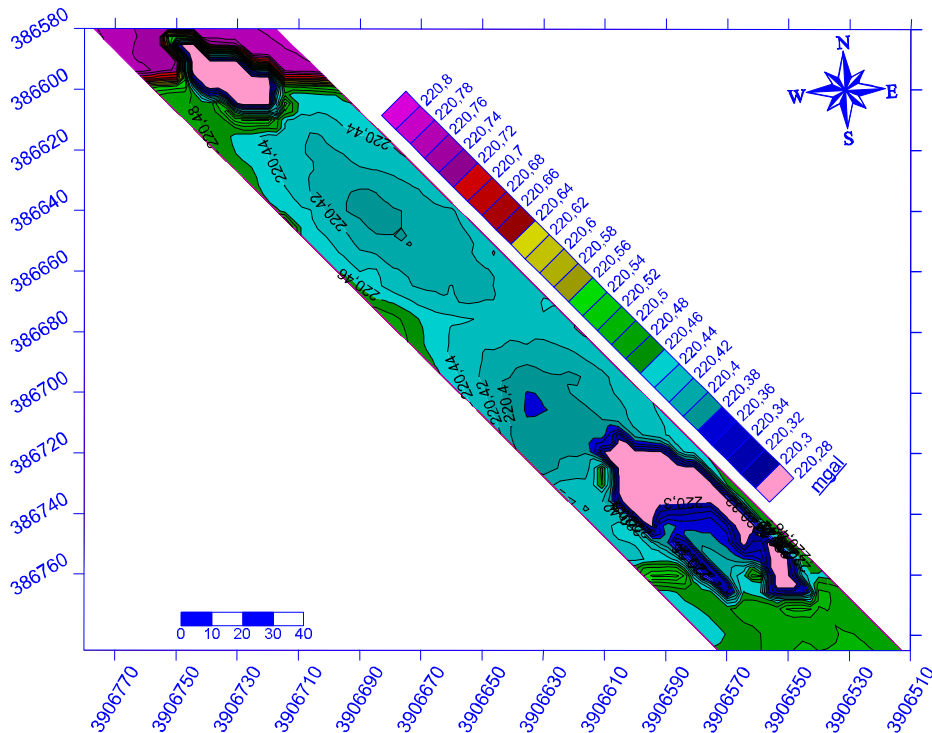
$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta_g}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta_g}{\partial y} - z_0 \frac{\partial \Delta_g}{\partial z} = N \Delta_g$$

Cette équation permet une évaluation de la position de la source  $(x_0, y_0, z_0)$  en fonction de l'indice structural ; N. Cet indice vaut 2 pour une structure de type sphérique et 1 pour une structure de type cylindrique.

### 5.3.4. Application sur le site d'étude

#### 5.3.4.1. L'anomalie de Bouguer complète

Les données de l'anomalie de Bouguer complète ( $A_{Bc}$ ) varient de 220.281876 à 220.801051 mgals et la moyenne est de 220.446147 mgals. La carte de l'anomalie de Bouguer complète (Fig. 28) montre une variabilité spatiale bien organisée comme la répartition de levé topographique (Fig. 27). Les valeurs de l'anomalie de Bouguer complète augmentent aux deux extrémités de la carte (NE et SW) avec une variabilité de l'ordre de 0.40 mgals. Les plus faibles valeurs étant observées dans le secteur situé entre les deux effondrements (les zones 03 et 04 ; fig. 27) et plus précisément dans le secteur de la faible altitude.



**Figure 28 :** Carte des valeurs de l'anomalie de Bouguer complète – données acquises lors du levé gravimétrique mené dans le secteur de MChentel la propriété Chéria.

La carte de la figure 20 souligne une zonalité gravimétrique reflétant les caractéristiques du sous terrain dans la partie centre de la carte. En fonction de la géologie locale, ceci s'expliquerait par la présence des cavités karstiques plus importantes dans cette partie de la région de MChentel d'après les études passées sur cette région. Notez que selon la littérature scientifique, les karsts et les cavités souterrain ont généralement des densités faibles par apports les densités des formations sédimentaires de la région (1 g/cm<sup>3</sup> si la cavité vide). Ces derniers sont présents au centre de la zone d'étude (les zones 03 et 04 ; fig. 27) ce qui explique les faibles valeurs de l'anomalie de Bouguer complète observées dans ces zones.



### 5.3.4.2. L'Anomalie résiduelle

#### A. Séparation régionale-résiduelle

L'anomalie de Bouguer peut provenir de plusieurs niveaux :

- ❖ grande profondeur : ex. : variations du socle métamorphique.
- ❖ profondeur moyenne : ex. : lentille de sel à l'intérieur d'une colonne sédimentaire.
- ❖ Faible profondeur : les rivières souterraine et les grottes dans un terrain karstifié.

Plus la source est profonde, plus l'anomalie est évasée.

Une fois toutes les corrections appliquées, on obtient une carte de l'anomalie de Bouguer qui démontre en général deux caractéristiques (l'anomalie de Bouguer représente la somme de tous les corps sous la surface) :

- ❖ Des variations du champ gravitationnel régulières et continues sur de grande distance appelées variations régionales (anomalie régionale). Elles sont produites par les hétérogénéités à grandes profondeurs. Composante qui varie lentement en  $(x, y)$ .
- ❖ Superposées à ces variations régionales, et souvent masquées par celles-ci, on observe de petites perturbations locales du champ gravitationnel qui sont secondaires en dimensions mais primordiales (anomalie résiduelle).

Selon le but du levé, il faut :

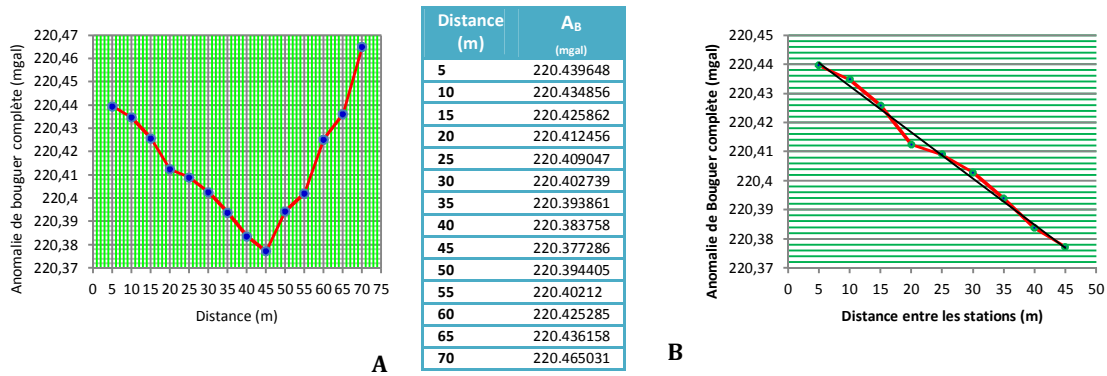
- ❖ Lisser et enlever les effets de surface pour ne retenir que les effets de profondeur (Anomalie régionale).
- ❖ Lisser les effets de sources profondes et les soustraire pour obtenir les anomalies de surface (résiduelle).

Les anomalies dites résiduelles, sont surtout produites par des hétérogénéités situées dans la partie supérieure de l'écorce terrestre. Ce sont souvent le résultat de minéralisation (dôme de sel) ou de réservoirs (karst). Afin de pouvoir observer ces anomalies, il est nécessaire de soustraire l'anomalie régionale de nos données. Pour séparer la régionale et la résiduelle, on peut soit :

- ❖ Faire un lissage graphique sur le profil.
- ❖ Faire un lissage graphique sur les lignes de contours.
- ❖ Calculer la régionale analytiquement ou appliquer un filtre (généralement par ordinateur).
- ❖ Calculer l'effet de la source à éliminer si sa géométrie et sa densité sont connues afin de le soustraire à l'anomalie de Bouguer (modélisation).

Pour note données de l'investigation microgravimétrie ; différentes courbes sont calculées en calculant des moyennes sur le maximums des points aligné de même profil.

Noter ici que plus on prend un nombre important de points, plus on a tendance à éliminer les petites variations pour obtenir presque une droite (cas de 8 points sur le profil 18 ; voir la fig. 29) :



**Figure 29 :** Calcul de l'anomalie régionale :  
**A :** Anomalie de Bouguer complète de profil 18.  
**B :** Anomalie de Bouguer complète de 08 points (1 jusqu'à 9).  
**Tableau 06 :** Les calculs de l'anomalie de Bouguer complète de profil N°18

L'anomalie régionale de notre site d'étude est calculée comme suite :

$$A_{Rg} = \frac{\sum_1^n A_{Bc}}{n} = 220.408835 \text{ mgal}$$

Avec :

- $A_{rg}$  : Anomalie régionale (mgal).
- $A_{Bc}$  : Anomalie de Bouguer complète (mgal).
- $n$  : Nombre des stations alignées.

Alors l'anomalie résiduelle de notre zone d'étude calculer par la formule suivante (méthode analytique) :

$$A_{RS} = A_{Bc} - A_{Rg}$$

Avec :

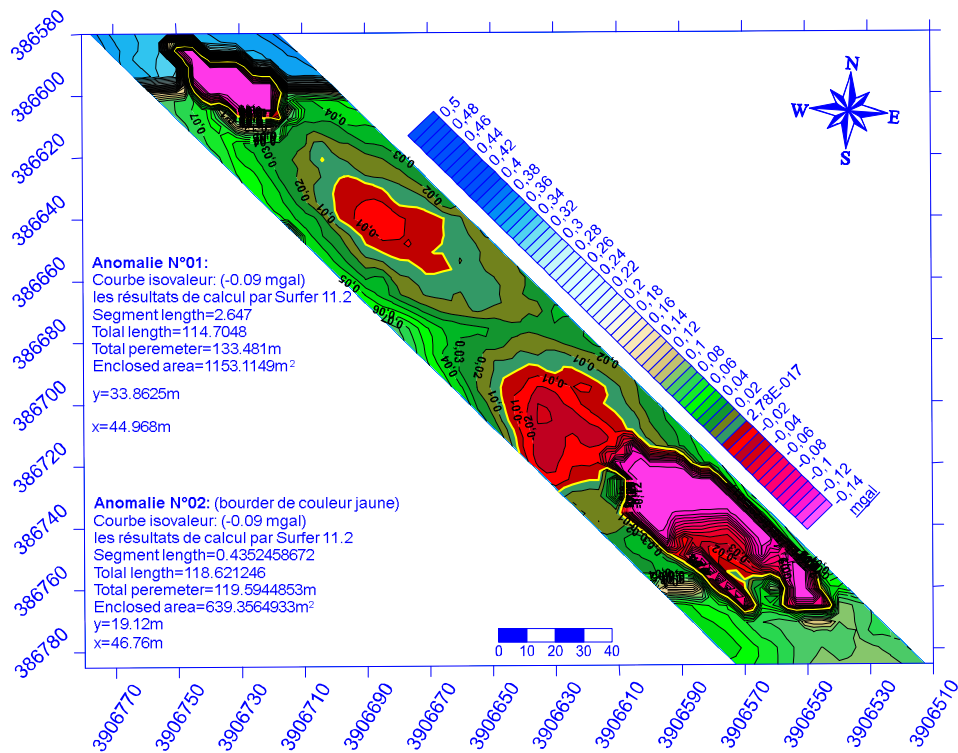
- $A_{RS}$  : Anomalie résiduelle (mgal).
- $A_{Bc}$  : Anomalie de Bouguer complète (mgal).
- $A_{Rg}$  : Anomalie régionale (mgal).

### B. Calcul de l'Anomalie résiduelle de notre site d'étude

Afin d'éliminer l'effet régionale (anomalie profonde) des carte de l'anomalie de Bouguer et ne garder que l'anomalie locale (anomalie superficielle), nous avons procédé à la séparation des anomalies par la méthode graphique (voir la figure 29).

La carte des valeurs de l'anomalie résiduelle calculé pour notre site d'étude permettent de souligner la présence de deux zones caractérisé par une anomalie négative (les zones bordées par la couleur jaune, voir la carte de la figure 30).

La première anomalie est d'intensité plus importante dans cette carte et s'étale quasiment sur neuf profils avec une direction NE-SW et une autre anomalie négative moyen intense par rapport au première situé au SW de la carte border toujours en jaune.



**Figure 30 :** Carte d'anomalie résiduelle (d'ordre 1) calculées à partir de la grille des données de l'anomalie de Bouguer complète de la zone d'étude.

### 5.3.4.3. Calculs des gradients

Les composantes du tenseur gradient de gravité sont par définition les dérivées premières de la pesanteur, ou, de manière équivalente, les dérivées secondes du potentiel de pesanteur dans trois directions indépendantes (orthogonales) de l'espace. Par conséquent, la possibilité de calculer les gradients de gravité associés à la présence d'un corps anomalistique de forme arbitraire est liée à la possibilité de calculer le potentiel de pesanteur associé à ce même corps.

En principe, si nous pouvons établir une formule analytique du potentiel de pesanteur (ou de l'anomalie de pesanteur) associé à une distribution de masse donnée, alors nous pouvons calculer ses dérivées de tous ordres. En pratique, de telles formules existent pour un petit nombre de distributions de masses typiques seulement. Les formules pour calculer l'anomalie gravimétrique associée à certaines distributions de masses simples (point source, faille, plan semi-infini ...) foisonnent dans la littérature (Nettleton, 1940; Telford et al, 1990; Blakely, 1996). Pour calculer le potentiel de pesanteur associé à un corps de forme arbitraire, il faut donc, soit trouver une forme géométrique simple qui l'approche au mieux (Hammer, 1974), soit le décomposer en petits corps arbitraires pour lesquels le potentiel est connu analytiquement, et sommer leurs contributions.

#### A. Champ et potentiel de pesanteur

La pesanteur qui s'exerce sur un point matériel se définit comme l'opposée de la force qui le maintient en équilibre dans un référentiel terrestre  $R_T$  (référentiel lié à la Terre, en rotation par rapport à un référentiel galiléen donné, dont le vecteur de rotation instantanée est le vecteur de rotation instantanée de la Terre sur elle-même). Autrement dit, c'est la somme des forces gravitationnelles et de la pseudo-force d'inertie d'entraînement due au mouvement du référentiel terrestre par rapport au référentiel galiléen, la force de Coriolis étant nulle pour un point à l'équilibre. On démontre que si l'on néglige les variations de la vitesse de rotation de la

terre, alors le rotationnel de la pseudo-force d'inertie d'entraînement (dite force centrifuge) est nul, ce qui comme précédemment, implique qu'elle dérive d'un potentiel scalaire noté  $U_{ie}$ .

Alors, si l'on désigne par ( $U$ ) le potentiel de gravitation, on définit le potentiel de pesanteur ( $V$ ) comme :

$$V = U + U_{ie}$$

L'accélération de la pesanteur  $\vec{g}$  en un point P s'écrit :

$$\overrightarrow{g}(P) = \overrightarrow{\nabla}V(P)$$

### B. Dérivées successives du potentiel

L'accélération de la pesanteur est donc un champ de vecteurs dont les composantes sont les dérivées du premier ordre d'un potentiel scalaire dans trois directions indépendantes (orthogonales dans tout ce qui suit) de l'espace. Les dérivées du premier ordre de ces composantes dans les mêmes trois directions, égales aux dérivées secondes du potentiel, sont appelées gradients de pesanteur. On peut les définir grâce à l'opérateur gradient vectoriel  $\overrightarrow{\nabla}$  et l'opérateur bi-gradient  $\overrightarrow{\nabla}\overrightarrow{\nabla}$  (Dahlen and Tromp 1998) : ce sont les composantes d'un tenseur du deuxième ordre noté ( $T$ ) défini par :

$$T = \overrightarrow{\nabla}\overrightarrow{g} = \overrightarrow{\nabla}\overrightarrow{\nabla}V$$

Par exemple, dans un système de coordonnées cartésiennes ( $x, y, z$ ),  $T = [T_{ij}]_{(i,j) \in \{x,y,z\}}$  s'écrit :

$$T = \begin{pmatrix} T_{xx} & T_{xy} & T_{xz} \\ T_{yx} & T_{yy} & T_{yz} \\ T_{zx} & T_{zy} & T_{zz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} & \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 V}{\partial z \partial x} \\ \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} & \frac{\partial^2 V}{\partial z \partial y} \\ \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial z} & \frac{\partial^2 V}{\partial y \partial z} & \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \end{pmatrix}$$

Quel que soit le système de coordonnées orthogonales dans lequel on l'exprime, l'opérateur bi-gradient  $\overrightarrow{\nabla}\overrightarrow{\nabla}$  est symétrique. Par conséquent, dans tout système de coordonnées orthogonales ( $x, y, z$ )  $T = [T_{ij}]_{(i,j) \in \{1,2,3\}}$  est symétrique, c'est à dire :

$$T_{ij} = T_{ji} \quad \forall (i,j) \in \{1,2,3\}$$

Dans le Système d'unités International, les accélérations s'expriment en ( $m.s^{-2}$ ) et leurs dérivées spatiales du premier ordre en ( $s^{-2}$ ) Néanmoins, compte tenu des ordres de grandeurs des variations d'accélérations et des variations de leurs dérivées du premier ordre mesurées à la surface de la Terre, on préfère aux unités du Système International les sous-multiples :

- ❖ Pour l'accélération de la pesanteur, le milligal, noté mgal, avec  $1 \text{ mgal} = 10^{-5} \text{ m.s}^{-2}$ .
- ❖ Pour ses dérivées l'Eötvös, noté E, avec  $1 \text{ E} = 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ .

### C. Sources ponctuelles

Les sources ponctuelles sont à la base de nombreuses méthodes d'interprétation, dites « de sources équivalentes ». Le fait qu'un même potentiel pouvait être expliqué par plusieurs distributions de sources distinctes (en fait, une infinité de distributions de sources expliquent un potentiel donné ; voir Blakely, 1996). Parmi toutes ces distributions, il est néanmoins possible de déterminer un système de sources ponctuelles, situées sur un plan à une profondeur arbitrairement choisie, qui soit associé au potentiel ou à l'anomalie gravimétrique mesurés (la

sous-détermination des problèmes inverses en gravimétrie et la possibilité de déterminer une distribution de sources si la profondeur est donnée sont très bien discutées dans Skeels, 1947, entre autres). Déterminer ces distributions de sources permet, même si le système obtenu ne peut pas être interprété en termes de distribution de masse réaliste, de nombreuses applications. Par exemple, le potentiel étant alors analytiquement connu en tout point, il est possible de le projeter sur une grille plane régulière, alors que les données utilisées pour le déterminer sont distribuées irrégulièrement en trois dimensions (voir par exemple Dampney, (1969). Li (2001)) utilise la technique des sources équivalentes pour réduire le bruit dans les données de gradiométrie en gravimétrie. Un système de sources équivalentes est déterminé de telle sorte qu'il explique au mieux tous les gradients mesurés.

Partant de l'hypothèse que le bruit ne dérive pas d'un potentiel, le bruit est alors absent des gradients reconstruits (c'est à dire les dérivées secondes du potentiel de pesanteur associé au système de sources équivalentes). Ainsi, il est intéressant de connaître les gradients de gravité associés à un point source. Nous rappelons leur expression ici. Désignant par ( $M$ ) la masse du point source, le potentiel associé s'écrit (Blakely, 1996, par exemple) :

$$V = \frac{GM}{r}$$

Où  $r$  désigne la distance du point source au point auquel est calculé le potentiel. Supposons pour simplifier le point source situé à l'origine du repère. Alors, avec  $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ , les dérivées premières de  $V$  (composantes de la vectrice accélération gravitationnelle) s'écrivent :

$$\begin{cases} g_x = \frac{\partial v}{\partial x} = -GM \frac{x}{r^3} \\ g_y = \frac{\partial v}{\partial y} = -GM \frac{y}{r^3} \\ g_z = \frac{\partial v}{\partial z} = -GM \frac{z}{r^3} \end{cases}$$

Et ses dérivées secondes :

$$\begin{cases} T_{xx} = \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = GM \left( \frac{3x^2}{r^5} - \frac{1}{r^3} \right) \\ T_{yy} = \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} = GM \left( \frac{3y^2}{r^5} - \frac{1}{r^3} \right) \\ T_{zz} = \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = GM \left( \frac{3z^2}{r^5} - \frac{1}{r^3} \right) \end{cases} \quad \text{Et} \quad \begin{cases} T_{xy} = \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} = GM \frac{3xy}{r^5} \\ T_{xz} = \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial z} = GM \frac{3xz}{r^5} \\ T_{yz} = \frac{\partial^2 v}{\partial y \partial z} = GM \frac{3yz}{r^5} \end{cases}$$

#### D. Ordres de grandeur

La valeur du gradient vertical moyen du champ de pesanteur à l'air libre (voir par exemple Telford et al, 1990) peut s'exprimer sous la forme :

$$T = 0.3086 \text{ mgal/m}$$

Nous avons vu que l'unité usuelle de la gradiométrie en gravimétrie était l'Eötvös (E), avec :

$$1E = 10^{-9} S^{-2} = 10^{-4} \text{ mgal/m}$$

La valeur de  $T$  à la surface est donc de l'ordre de 3000 E. L'ordre de grandeur des gradients mesurés est une vingtaine d'Eötvös. Ces valeurs correspondent donc à des anomalies et non à la valeur du gradient lui-même. Comme c'est le cas pour les mesures gravimétriques, on devra en particulier retirer aux données de gradiométrie l'effet d'un modèle moyen, en particulier un

modèle de terrain ou de bathymétrie (anomalie résiduelle pour notre site d'étude) pour isoler le signal anomalistique.

### E. Calcul de défaut de masse

Supposons une masse  $M$  causant un champ gravitationnel  $\vec{g}$  (voir figure 31)  
En tournons là d'une demi-sphère et appliquons le théorème de Gauss :

$$\int_v (\vec{\nabla} \cdot \vec{g}) \partial v = \int_s \vec{g} \cdot \vec{n} \partial s$$

Or  $\vec{g} = -\nabla U$

D'où

$$-\int_v \nabla^2 U \partial v = \int_s \vec{g} \cdot \vec{n} \partial s$$

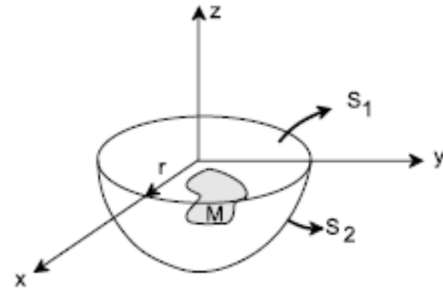


Figure 31 : Schéma explicatif d'une masse  $M$  causant un champ gravitationnel  $\vec{g}$

Ou encore, en utilisant la formule de Poisson :

$$\nabla^2 U = 4\pi G \rho$$

Où  $\rho$  est la densité de la masse.

$$4\pi G \int_v \rho \partial v = 4\pi G M = -\int_s \vec{g} \cdot \vec{n} \partial s$$

Où  $M$  est la masse du corps causant l'anomalie. Le flux de la force d'attraction à travers toute surface fermée située dans un champ gravitationnel est égal à  $(4\pi G)$  fois la masse située à l'intérieur de la surface. Notons que ceci est valide pour toute forme de surface et toute distribution de masse (volume, position, forme). On peut donc calculer la masse produisant une anomalie gravimétrique à partir du levé sans connaître la forme ou la profondeur de la masse.

Dans le cas d'un levé gravimétrique, on connaît  $\Delta g_z$  et on peut supposer que la surface de mesure était plane, ce qui correspond à la surface  $z = 0$  de la demi-sphère.

Sur le plan  $z = 0$ , on a (le signe (-) intervient parce que  $\vec{n}$  pointe vers l'extérieur de la surface) :

$$\Delta \vec{g} \cdot \vec{n} = -\Delta g_z$$

Pour la surface  $r = R$  de la demi-sphère, on aura, en coordonnées sphériques :

$$\Delta \vec{g} \cdot \vec{n} = -\vec{\nabla} U \cdot \vec{r} = \frac{\partial U}{\partial r}$$

Et donc :

$$4\pi G \Delta M = -\int_s \Delta \vec{g} \cdot \vec{n} \partial s = \int_{s1} \Delta g_z + \int_{s2} \frac{\partial U}{\partial r} \partial s$$

Si  $R \rightarrow \infty$  on aura :

$$4\pi G \Delta M = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta g_z \partial x \partial y + \lim_{R \rightarrow \infty} \int_{\theta=\frac{\pi}{2}}^{\pi} \int_{\varphi=0}^{\pi} \frac{\partial U}{\partial r} R^2 \sin \theta \partial \theta \partial \varphi$$

Pour  $R$  très grand, le potentiel n'est plus vu que comme celui d'une masse ponctuelle  $M$  à l'origine, ce qui induit :

$$U_{R \rightarrow \infty} = \frac{G\Delta M}{R}$$

Alors

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta g_z \partial x \partial y = 4\pi G \Delta M - 2\pi \lim_{R \rightarrow \infty} \int_{\frac{\pi}{2}}^{\pi} \frac{G\Delta M}{R^2} \sin \theta \partial \theta = 4\pi G \Delta M - 2\pi G \Delta M = 2\pi G \Delta M$$

$$\boxed{\Delta M = \frac{1}{2\pi G} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta g_z \partial x \partial y}$$

Puisque nous travaillons avec  $\Delta g_z$ ,  $\Delta M$  est l'excès de masse du corps causant l'anomalie et non pas sa masse réelle. Pour connaître la masse réelle du corps, il faut utiliser un facteur correctif

$$M = \Delta M \frac{\rho_M}{\rho_M - \rho_E}$$

Où  $\rho_M$  est la densité de la masse et  $\rho_E$  est la densité du milieu encaissant.

Pour notre site d'étude, nous avons deux masses  $M_1$  et  $M_2$  deux anomalies  $\Delta g_{z1}$  et  $\Delta g_{z2}$  (voir la figure 30 ; les deux zones bourdés au jaune).

Nous savons que des corps de forme, volume et positions spatiales différentes peuvent donner des anomalies gravimétriques identiques. On peut donc se demander si la détermination de la masse causant l'anomalie est unique.

Supposons deux masses  $M_1$  et  $M_2$ , produisant des anomalies  $\Delta g_{z1}$  et  $\Delta g_{z2}$  partout égales sur le plan de référence. On aura donc :

$$\iint \Delta g_{z1} \partial s = 2\pi G \Delta M_1$$

$$\iint \Delta g_{z2} \partial s = 2\pi G \Delta M_2$$

Qui est indépendant de la géométrie (forme, volume, position spatiale) des masses puisque par hypothèse  $\Delta g_{z1} = \Delta g_{z2}$ . Les deux intégrales sont donc identiques et  $M_1$  doit équaler  $M_2$ . La solution est donc unique.

Dans le cas d'intégration numérique, l'équation devient

$$T_{min} = 23.9 \left[ \frac{\rho_M}{\rho_M - \rho_E} \right] \sum_s \Delta g \Delta S$$

Où  $T_{min}$  est le tonnage minimum, en tonnes métriques,  $\rho_M$  la densité de la masse ( $\text{g/cm}^3$ ),  $\rho_E$  la densité de la roche encaissante ( $\text{g/cm}^3$ ),  $\Delta g$  l'intensité de l'anomalie (mgal),  $\Delta S$  la surface ( $\text{m}^2$ ) où l'anomalie a la valeur  $\Delta g$  et  $\sum \Delta S$  la sommation sur la superficie  $S$  du produit  $\Delta g \Delta S$ .



Puisqu'en général la surface d'intégration  $S$  est finie, on doit appliquer un facteur correctif dépendant de la géométrie de l'anomalie :

Pour notre zone d'étude :

$$\sum_s \Delta g \Delta S = \Delta g \sum_s \Delta s$$

$\sum_s \Delta s$  : C'est la superficie totale de l'anomalie N°02 est calculé automatiquement par le software (Surfer 11.2) ; Closed area 639.365m<sup>2</sup> (Voir la figure 30).

- ❖ Si l'anomalie est  $\pm$  circulaire

$$T = T_{min} * \left( \frac{1}{1 - \frac{h}{R}} \right)$$

Où  $T$  est le tonnage total,  $R$  le rayon de la superficie circulaire sur laquelle la sommation est faite et  $h$  la profondeur du centre de gravité de la masse. Si  $S$  n'est pas parfaitement circulaire, on prendra le rayon moyen  $R$  :

$$R = \sqrt{S/\pi}.$$

- ❖ Si l'anomalie est rectangulaire

$$T = T_{min} * \left[ \frac{\pi/2}{\arctan\left(\frac{1}{h} \frac{x*y}{\sqrt{x^2+y^2}}\right)} \right]$$

Où  $x*y$  est la superficie rectangulaire de sommation ( $x > y$ ) et  $h$  la profondeur du centre de gravité de la masse.

- ❖ Si  $S$  n'est pas parfaitement rectangulaire et qu'il est difficile d'obtenir des valeurs précises de  $x$  et  $y$ , il est préférable de trouver le rapport approximatif  $x/y$  et d'utiliser

$$T = T_{min} * \left[ \frac{\pi/2}{\arctan\left[ \frac{1}{2h} \sqrt{\frac{S(x/y)}{1 + \left[\frac{x}{y}\right]^2}} \right]} \right]$$

#### F. Détermination approximative de $h$ (la profondeur du centre de gravité de la masse)

- ❖ Si l'anomalie est circulaire en plan et relativement aiguë :

$$h = 1.3 * x_{1/2},$$

Où  $x_{1/2}$  est la demi-largeur à la demi hauteur.

- ❖ Si l'anomalie est au moins cinq fois plus longue que large en plan et relativement aiguë,  $h = x_{1/2}$ .

- ❖ Pour les longueurs intermédiaires, choisir un coefficient entre 1 et 1.3.
- ❖ Si l'anomalie présente un maximum très plat, la valeur de  $h$  peut être beaucoup trop grande et  $T$  sera une valeur maximum.

### G. Calcul sur notre site d'étude

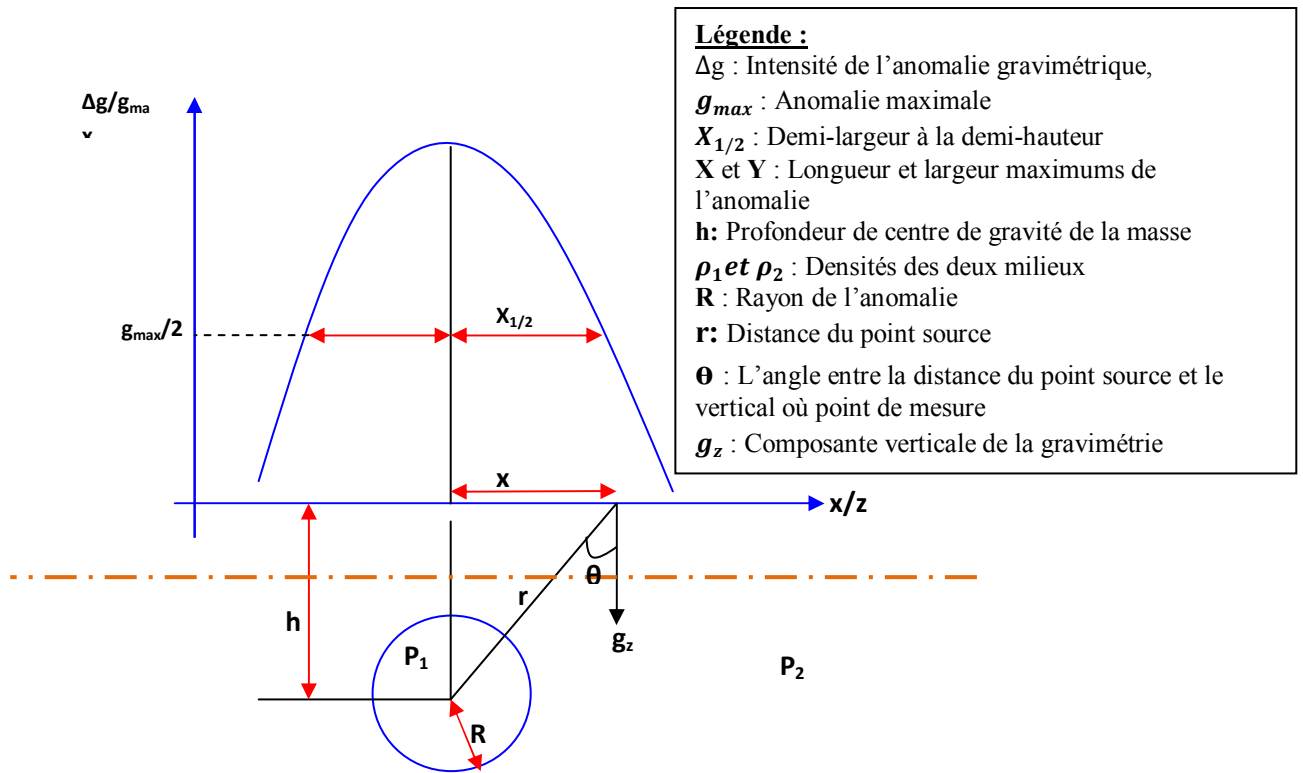


Figure 32 : Schéma explicatif des différentes grandeurs calculées.

### ❖ Calcul de la masse atténuée

Tableau 07 : les caractéristiques physique de site d'étude

$\sum \Delta S$	R	h	$\Delta g$	$\rho_E$	$\rho_M$
(m <sup>2</sup> )	m	m	mgal	(g/cm <sup>3</sup> )	(g/cm <sup>3</sup> )
639.365			-0.09	2.35	1

### ❖ Tonnage minimum de site d'étude (Tonnes métriques) :

$$T_{min} = 23.9 \left[ \frac{1}{1 - 2.35} \right] * (-0.09 * 639.365) = 1018.7243$$

$T_{min} = 1018.7243$  tonnes métriques.

Tonnage total (Tonnes métriques) : d'après la figure 30, la zone de l'anomalie est  $\pm$  circulaire.

### ❖ Calcul de rayon R (mètre)

$$R = \sqrt{S/\pi} = \sqrt{639.365/3.14} = 14.269m$$

### ❖ La profondeur de centre de gravité de la masse :

D'après la carte de la figure 30, notre anomalie est circulaire en plan et relativement aiguë.  
Alors

$$h = 1.3 * x_{1/2},$$

Où  $x_{1/2}$  est la demi-largeur à la demi hauteur.

Calcul de  $x_{1/2}$  :

S'il existe un contrat de densité entre la sphère et le matériel encaissant,  $\Delta\rho = \rho_M - \rho_E$   
L'anomalie gravimétrique de la sphère est :

**Tableau 08** : Anomalie résiduelle (Profil N°18)

$$\Delta g_{max} = \left(\frac{4}{3}\pi R^3\right) G \Delta\rho \frac{z}{(x^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}}$$

N° de station	$\Delta g_{résid}$ (mgal)
1	0.0263
2	0.0116
3	0.0027
4	0.0006
5	-0.0102
6	-0.0068
7	-0.0116
8	-0.0153
9	-0.0046
10	0.0091
11	0.0244
12	0.0307
13	0.0494
14	0.1611

L'anomalie maximale se trouve à  $x = 0$  et est égale à :

$$\Delta g_{max} = \frac{4}{3}\pi R^3 G \frac{\Delta\rho}{h^2}$$

Alors

$$h = \sqrt{\frac{\frac{4}{3}\pi G \Delta\rho R^3}{\Delta g_{max}}}$$

D'après les calculs de l'anomalie résiduelle de notre site d'étude (Profil N°18) l'anomalie résiduelle maximal est -0.0153 mgal (Tableau 08)

$G=6.67$

$\Delta\rho = 1-2.35 = -1.35 \text{g/cm}^3 = 135 \text{kg/m}^3$

$R=14.269 \text{m}$  (calculi)

$\pi=3.14$

$\Delta g = -153 * 10^{-4} \text{mgal} = 153 * 10^{-4} * 10^{-5} \text{m/s}^2 = 153 * 10^{-9} \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$

Application numérique :

$$h = \sqrt{\frac{\frac{4}{3} * 3.14 * (14.269)^3 * 135 * 6.67 * 10^{-11}}{153 * 10^{-4} * 10^{-5}}} = 26.755$$

$h = z = 26.755 \text{m}$

Alors le tonnage total de T égale (l'anomalie est  $\pm$  circulaire) :

$$T = T_{min} * \left(\frac{1}{1 - \frac{h}{R}}\right) = 1018.7243 * \left(\frac{1}{1 - \frac{26.755}{14.269}}\right) = -1164.1980 \text{ tonnes métriques}$$

Alors la masse atténuée de site d'étude (cavité karstique) est égale à **1164.1980** tonnes métriques (signé négatif indique la atténuation de la masse).

❖ **Calculs X et y**

X et Y sont la longueur et largeur maximums de l'anomalie N°02 est calculé automatiquement par le software (Surfer 11.2) (Voir la figure 30).

x=46.76m

y=19.12m

❖ **Calculs des dérivées**

Distance du point source (mètre):

$$r = \sqrt{(46.76)^2 + (19.12)^2 + (26.75)^2} = 57.16m$$

Dérivées premières:

$$\text{Dérivées } \vec{g} = \begin{cases} g_x = -(6.67 * (-1164.1980)) * \frac{46.76}{(57.16)^3} = 1.944243 \\ g_y = -(6.67 * (-1164.1980)) * \frac{19.12}{(57.16)^3} = 0.794944 \\ g_z = -(6.67 * (-1164.1980)) * \frac{26.75}{(57.16)^3} = 1.112243 \end{cases}$$

$$\begin{cases} g_x = 1.944243 \\ g_y = 0.794944 \\ g_z = 1.112243 \end{cases}$$

Dérivées secondes :

$$\begin{cases} T_{xx} = 6.67 * (-1164.1980) * \left( \frac{3 * (46.76)^2}{(57.16)^5} - \frac{1}{(57.16)^3} \right) = -0.0418968 \\ T_{yy} = 6.67 * (-1164.1980) * \left( \frac{3 * (19.12)^2}{(57.16)^5} - \frac{1}{(57.16)^3} \right) = 0.0276223 \\ T_{zz} = 6.67 * (-1164.1980) * \left( \frac{3 * (26.75)^2}{(57.16)^5} - \frac{1}{(57.16)^3} \right) = 0.0142604 \end{cases}$$

$$\begin{cases} T_{xx} = -0.0418968 \\ T_{yy} = 0.0276223 \\ T_{zz} = 0.0142604 \end{cases}$$

$$\begin{cases} T_{xy} = 6.67 * (-1164.1980) * \left( \frac{46.76 * 19.12}{(57.16)^5} \right) = -0.01137768 \\ T_{xz} = 6.67 * (-1164.1980) * \left( \frac{46.76 * 26.75}{(57.16)^5} \right) = -0.01591805 \\ T_{yz} = 6.67 * (-1164.1980) * \left( \frac{19.12 * 26.75}{(57.16)^5} \right) = -0.00650883 \end{cases}$$

$$\begin{cases} T_{xy} = -0.01137768 \\ T_{xz} = -0.01591805 \\ T_{yz} = -0.00650883 \end{cases}$$

#### ❖ Calcul de gradient horizontal

Considérons la composante verticale  $g_z(x, y, z)$  du champ de pesanteur. Nous appelons gradient horizontal du champ de pesanteur le vecteur  $\vec{H}$  (lorsqu'il est défini), contenu dans le plan  $(x, y)$ , de module  $H$  et de direction l'angle  $\varphi$  par rapport à l'axe des  $x$ . Le vecteur gradient horizontal  $H$  pointe donc bien vers la projection, dans le plan  $(x, y)$ , de la source. D'après sa définition, le gradient horizontal peut s'écrire en fonction des composantes  $T_{xz}$  et  $T_{yz}$  du tenseur :

$$\begin{cases} H = \sqrt{T_{xz}^2 + T_{yz}^2} \\ \varphi = \arctan\left(\frac{T_{yz}}{T_{xz}}\right) \end{cases} \quad \begin{cases} H = \sqrt{(-0.01591805)^2 + (-0.00650883)^2} \\ \varphi = \arctan\left(\frac{-0.00650883}{-0.01591805}\right) \end{cases} \quad \begin{cases} H = 0.0171973 \\ \varphi = 22.2394^\circ \end{cases}$$

#### ❖ Calcul de la profondeur maximum de l'anomalie (d)

Si nous supposons un certain modèle simple avec un contraste densité provoquant une gravité anomalie résiduelle, il est généralement possible de calculer la profondeur de la structure basée sur l'hypothèse. Sans faire une hypothèse concernant la structure anormale, cependant, le meilleur qui peut être fait est d'estimer la profondeur maximale au la anomalie de cette structure pourrait être située. Parasnis (1966) résume un certain nombre de ces règles de profondeur maximum, où la seule hypothèse concernant la structure est que son contraste de densité doit être soit entièrement négatif ou tout à fait positif. Si  $((\Delta g_z)_{max})$  Et  $((\Delta g_{zx})_{max})$  sont la valeur maximale de la anomalie résiduelle et le gradient de gravité horizontal, respectivement, la profondeur maximale  $d$  de la partie supérieure de la structure anormale est donnée par

$$d = \frac{0.86 * (\Delta g_z)_{max}}{H}$$

Si l'anomalie est apparemment due à une structure à deux dimensions, le facteur numérique de l'équation précédente peut être remplacé par 0,65. Si l'anomalie est seulement partiellement mise en correspondance, de telle sorte que les valeurs maximales ne peuvent pas être fiables déterminé, alors, pour toutes les positions de surface  $(x, y)$  :

$$d = \frac{(\Delta g_z)_{max}}{H}$$

Avec :

$(\Delta g_z)_{max}$  : Maximum de la gravité résiduelle vertical calculé.

$H$  : Gradient horizontal calculé pour la même anomalie résiduelle

#### Application numérique

Si la structure est en deux dimensions

$$d = \frac{1.112243}{0.0171973} = 64.67m$$

### H. Localisation des sources et détermination des contours

#### ❖ Interprétation visuelle des composantes

Nous avons vu que les dispositifs de mesure des gradients de gravité faisaient largement usage de la mesure de différences d'accélération. En effet, une dérivée est par définition la limite du taux de variation d'une quantité entre deux points quand la distance entre ces deux

points tend vers zéro. La dérivée d'une fonction numérique en un point traduit donc la vitesse de variabilité de cette fonction autour de ce point : une dérivée petite (en valeur absolue) indique que les valeurs de la fonction varient peu autour du point considéré, et inversement une valeur élevée de la dérivée indique une variabilité rapide. Ceci permet une première interprétation visuelle d'une carte de gradients de gravités.

Considérons l'exemple de la figure 33 (anomalie de la zone 02 sur le périmètre d'étude ; voir la figure 30). Le corps anomalistique est plus au moins circulaire de dimensions  $x=46.7m$ ,  $y=19.12m$  et  $z=26.755m$ , dont la face supérieure est à la profondeur  $h=12.486m$ , et présentant un contraste de densité (-1.35) avec l'encaissant. Sur la figure sont représentées les composantes du tenseur gradient de gravité (les composantes du triangle inférieur, se déduisant des autres par symétrie du tenseur «  $T_{yx}$ ,  $T_{zx}$  et  $T_{zy}$  », ne sont pas représentées) et la composante verticale de l'accélération de la pesanteur associée à la structure ( $g_x$ ,  $g_y$  et  $g_z$ ). Comme nous l'avons dit, les dérivées mettent en évidence les variations rapides du signal. En particulier, nous pouvons voir sur la figure 33 que les contours de l'anomalie sont mis en évidence sur les cartes des gradients, alors qu'ils sont lissés sur  $g_z$ . De même, les lignes de niveau du gradient horizontal sur la figure 28 soulignent la géométrie du corps anomalistique.

L'information apportée par les composantes du tenseur se situe au niveau de la localisation et la géométrie des sources.

Nous avons mentionné que les cartes du gradient horizontal ( $H$ ) permettaient de tracer les lignes isogales, et donc donnaient accès à la même information que la mesure de  $g_z$ . Nous venons également de souligner le fait que les composantes du tenseur gradient, étant par nature sensibles aux variations spatiales de l'accélération de la pesanteur, mettent en évidence les contours des sources.

#### ❖ **Interprétation des dérivées calculées de $g_z$**

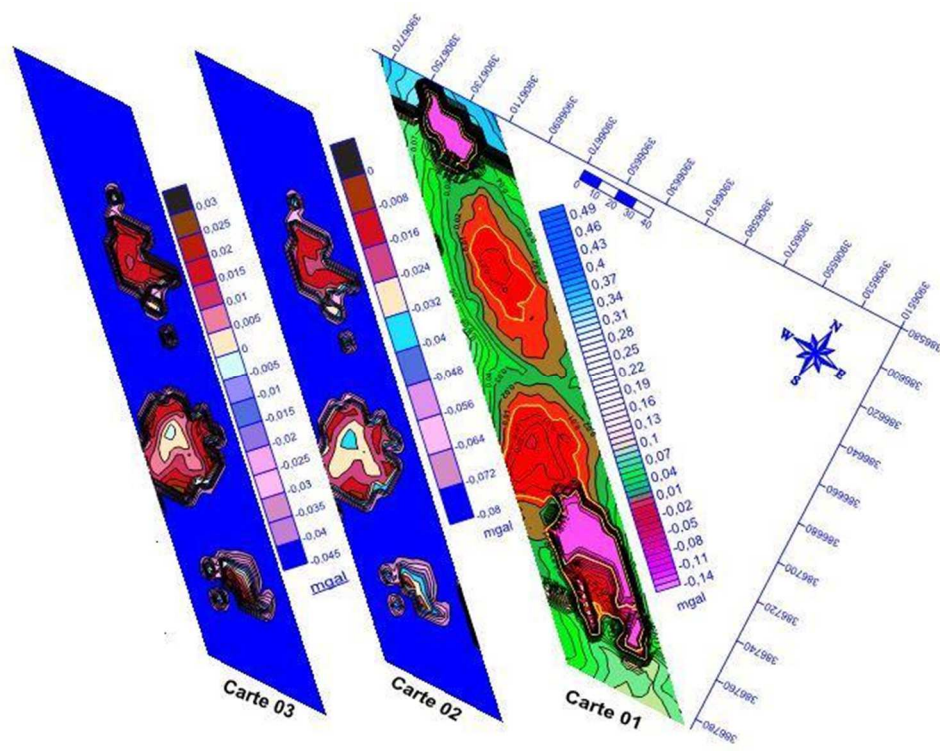
Pour faciliter l'interprétation, nous avons éliminé l'anomalie positive de notre calcul et interprété juste les deux zones où on observe l'anomalie résiduelle négative (zone I et II sur la carte de la figure 30).

#### **Dérivées première et seconde vertical suivant $z$ ( $g_z$ et $T_{zz}$ )**

La dérivée verticale première appliquée à des données de champ potentiel (ex. Blakely, 1996) est une méthode utile pour distinguer les effets reliés à la présence de masses locales incluses dans des données régionales (ex. Jorgensen, 2004; Aydemir et Abdullah, 2008). Notez qu'en gravimétrie, l'effet de petites masses ponctuelles est souvent masqué par la réponse de larges masses régionales. La dérivée verticale première permet de cerner la présence d'anomalies régionales et la dérivée seconde permet de localiser et d'accentuer la présence d'anomalies reliées à des sources relativement peu profondes (ex. Robinson and Silvia, 1981).

Les cartes de la figure 33 présentent les résultats du calcul de la dérivée verticale première et seconde pour les valeurs d'anomalie résiduelle complète calculé après la séparation de l'anomalie de Bouguer complète par la méthode graphique.

La carte des valeurs de l'anomalie résiduelle calculé pour notre site d'étude permettent de souligner la présence de deux zones caractérisées par une anomalie négative (les zones bordées par la couleur jaune, voir la carte 01 de la figure 33).



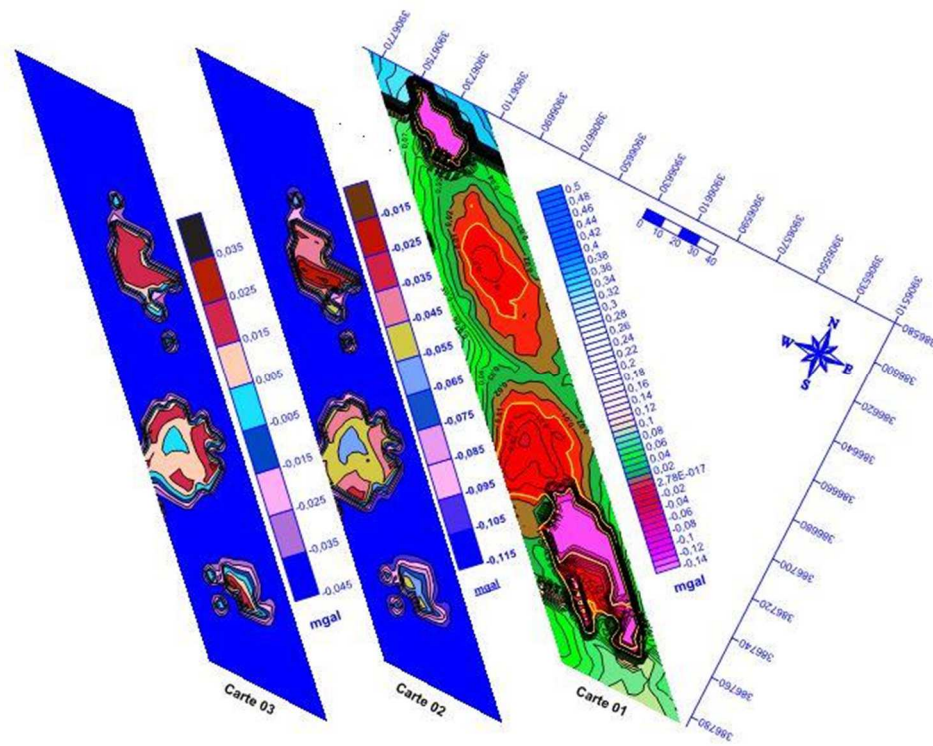
**Figure 33 :** Les cartes de dérivées vertical de l'anomalie résiduelle.  
Carte 01 : anomalie résiduelle d'ordre 01  
Carte 02 : Dérivée vertical première de l'anomalie résiduelle complète d'ordre 01  
Carte 03 : Dérivée vertical seconde de l'anomalie résiduelle complète d'ordre 01.

Dans la carte de la dérivée première de l'anomalie résiduelle d'ordre 01 on retrouve les deux anomalies négatives I et II. L'anomalie I est d'intensité plus importante par rapport à la deuxième. La carte de résiduelle obtenue à partir d'ordre supérieur (dérivée seconde) montre les mêmes zones d'anomalies mais leur intensité varie d'un ordre à un autre. L'anomalie reste comme une trace (couleur bleu clair sur la carte 03. Fig. 33) par contre la deuxième anomalie disparaît complètement. Sachant que plus l'ordre est grand plus l'anomalie diminue. On en déduit que les deux anomalies sont situées à une profondeur faible et la vitesse de variabilité reste toujours faible à nulle suivant l'axe z.

#### Dérivées première et seconde horizontales suivant x ( $g_x$ et $T_{xx}$ )

Les dérivées horizontales première et seconde en x des données de l'anomalie résiduelle, calculées sont présentées aux figures 34. Sur cette figure la carte 02 souligne bien l'anomalie négative de la zone I par contre la zone II présente quelques traces de l'anomalie négative et le reste surtout l'anomalie de l'intensité supérieure à 0.05 mgal. La dérivée seconde présentée à la carte 03 montre beaucoup mieux la trajectoire de la variabilité du phénomène de karstification et son extension sur l'axe (ox). L'intensité de l'anomalie reste toujours positive comme l'axe (oz) dans la zone II et plus développée dans la zone I où on trouve une anomalie négative sur une superficie importante par rapport à la même zone pour une dérivée seconde vers z. Sachant que l'anomalie est plus profonde sur l'axe (ox) que l'axe (oz).

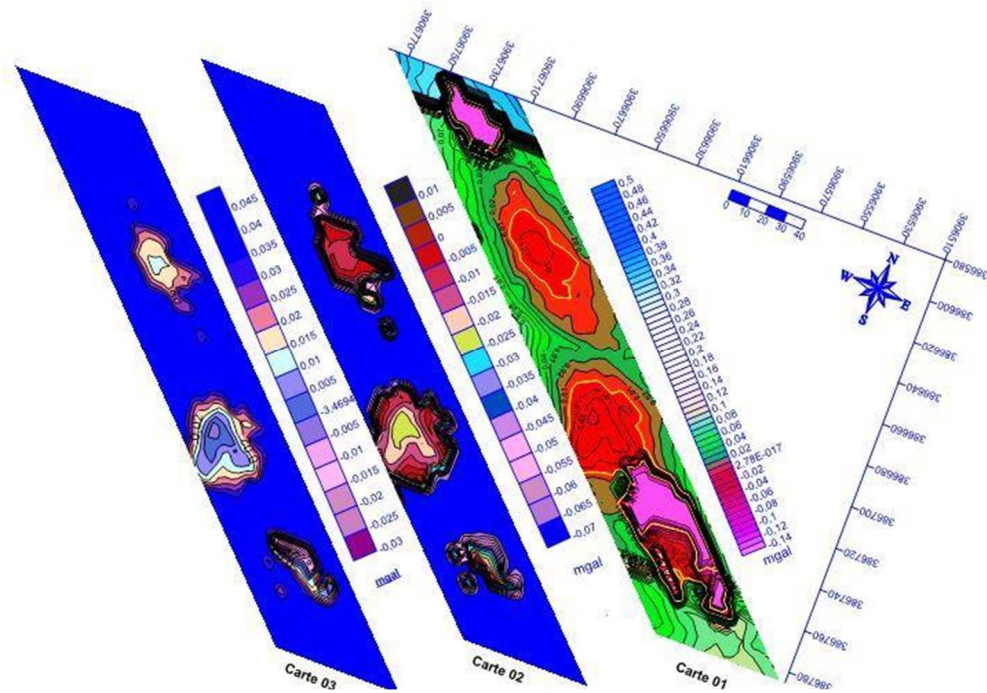




**Figure 34 :** Les cartes de dérivées horizontales suivant x.  
Carte 01 : anomalie résiduelle d'ordre 01.  
Carte 02 : Dérivée horizontale première de l'anomalie résiduelle suivant x.  
Carte 03 : Dérivée horizontale seconde de l'anomalie résiduelle suivant x

### Dérivées première et seconde horizontal suivant y ( $g_y$ et $T_{yy}$ )

Les dérivées horizontales première et seconde en y des données de l'anomalie résiduelle, calculées sont présentées au figures 35. Sur cette figure la carte 02 souligne bien l'anomalie négative de la zone I par contre la zone II présente rares traces de l'anomalie négative et le reste surtout l'anomalie de l'intensité supérieur au -0.015mgal. La dérivée seconde présentée à la carte 03 que montre un renversement total de l'échelle par rapport à la dérivée première. La variabilité du phénomène de karstification et son extension sur l'axe (oy) est faible par rapport à la direction (ox). L'intensité de l'anomalie reste toujours positive comme l'axe (oz) dans la zone (II) et plus développer dans la zone (I). Sachant que l'anomalie de profondeur faible sur l'axe (oy) que l'axe (ox).



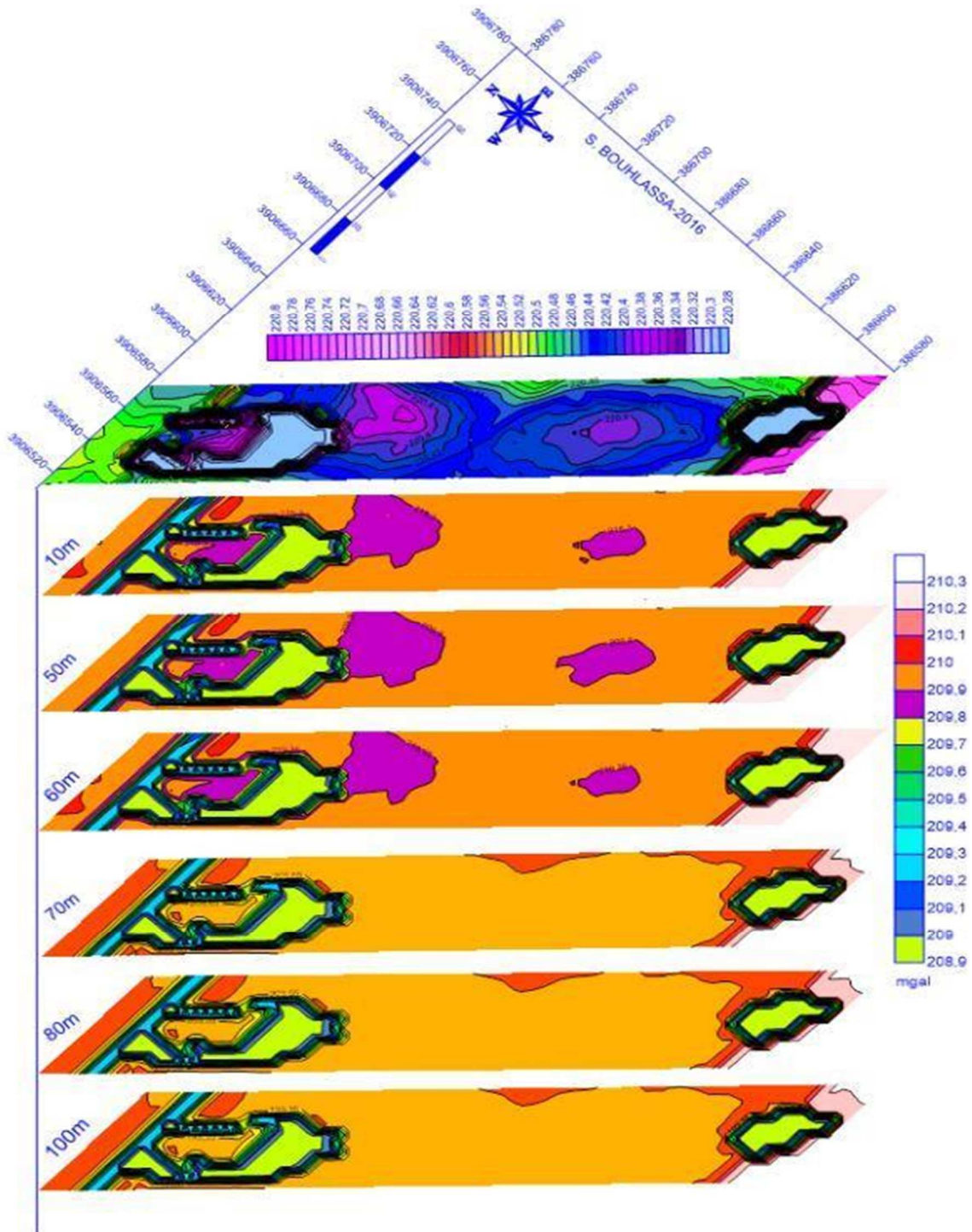
**Figure 35 :** Les cartes de dérivées horizontales suivant y.  
Carte 01 : anomalie résiduelle d'ordre 01.  
Carte 02 : Dérivée horizontale première de l'anomalie résiduelle suivant y.  
Carte 03 : Dérivée horizontale seconde de l'anomalie résiduelle suivant y.

### Interprétation des prolongements calculés de l'anomalie résiduelle

Pour meilleure identification des sources génératrice des anomalies, nous avons appliqué à la carte d'anomalie de Bouguer complète le filtre de prolongement à différentes hauteurs de 10, 50, 70, 80 et 100 mètres (fig. 36). On remarque que à partir de la hauteur de prolongement de 70 mètres les deux anomalies (I) et (II) s'étampent ; ce qui indique son caractères peu profondes.

L'application de différences entre les cartes prolongées à des hauteurs différentes (fig. 36) permette de préciser ces résultats. C'est ainsi que :

- ❖ Entre 10 mètres et la surface de sol : La quasi-totalité de l'énergie est conservées dans cette tranche, les mêmes anomalies (coloré par le violet (I) et (II) déjà citées sont retrouvées.
  - ❖ Entre 10 et 50 mètres : La quasi de l'énergie est peu changée surtout où niveau de l'anomalie de la zone (II) (la zone bourdé par la couleur jaune, Fig. 30). Où retrouve un peu changement sur la superficie de cette anomalie. Ce qui indique que cette tranche de prolongement plus proche au centre de gravité de l'anomalie (déjà calculée à 26.775 mètre).
  - ❖ Entre 50 et 60 mètres : L'énergie de l'anomalie revient à l'état initial de tranche (10-50mètre), ce qui indique son début d'éloignement par apport au centre de gravité de l'anomalie.
  - ❖ Entre 60 et 70 mètres : Les deux anomalies s'estompent, ce qui confirme le caractère peu profond des deux anomalies.
- Donc, si on veut isoler l'effet gravimétrique de tous ce qui est sous une profondeur de disons Z mètres il s'agit de prolonger vers le haut de observé à une altitude de (2z), ceci donne l'anomalie régionale.



**Figure 36** : Les cartes de l'anomalie de Bouguer complète après des prolongements 10, 50, 60, 70, 80, 100m vers le haut.

Les forages d'eau dans la région de Chéria (voir le tableau 09) indique une épaisseur moyenne au calcaire karstifié de l'Eocène de 25 à 35 mètres, la résiduelle (la réponse gravimétrique de tout ce qui est au-dessus de deux fois de la profondeur de calcaire de l'Eocène ; environ de 70 mètres) est données par la soustraction de la régionale (le champ prolongé vers le haut à une altitude de 70m) et aussi les Calculs de la profondeur maximum de l'anomalie

données ;55m<d>65m. Cette profondeur est confirmée par le prolongement de notre anomalie de Bouguer complète (voir la fig. 36).

**Tableau 09** : Caractéristiques des forages captant les calcaires Eocènes d'après Gaud. DHW-Tébessa 1978

N° De Forage	Date	Profondeurs total (m)	Profondeur du toit du calcaire (m)	Epaisseur du calcaire traversé (m)	Profondeurs des zones fissurées (m)	Profondeur des zones karstifiées (m)
508	1959	51	0	51	19.7-23	19.7-23
509	1959	14.8	2.9	11.9	2.9-3.6 12-13	3.6-4.9 12-13
510	1959	29.15	0	29.15	3-5 9.10-15.8 20-20.5	3-5 9.10-5.18 20-20.5
511	1959	34	2.6	31.4	2.6-17.2 26.5-29.2	2.6-17.6 26.5-29.2
512	1959	30.6	0	30.6	10.3-11.6 19.7-23.3	10.3-11.6 19.7-23.3
513	1961	30	0	30	0-6 9-18.5	
514	1961	31.95	0	31.95	2-8 11-20	
515		12	3.5	8.5	3.5-12	3.5-12
516	1964	20	1.10	18.9	3-5.1 6.5-8 9-19	3-5.1 6.5-8 9-19
517	1964	20	1.10	18.9	5.1-19	5.1-19
518	19	30.2	3	27.2	4.3-6 9.5-12.3 17-18.7 21.7-23.2	4.3-6 9.5-12.3
534	1976	100	0	100	44-100	44-45
JK8	1989	100	11	89	27-100	15-27

La figure 36 montre la résiduelle. C'est-à-dire résultat de la soustraction de la régionale de l'anomalie de Bouguer. La partie de l'anomalie atténuée (Coloré par le violé sur la figure 28) par le prolongement est représentée dans la résiduelle. Selon le développement de Jacobson (1987). Cette résiduelle est la réponse gravimétrique de la distribution de densité jusqu'à la profondeur égale à 35 mètres ( $Z/2$ ). La résiduelle prend des valeurs entre (-0.000211) et (-0.126958) milligal.

L'interprétation de tous documents gravimétriques montre la présence essentiellement de deux zones d'anomalie négatives, les caractéristiques de ces zones et anomalies sont définies dans le tableau 10 :



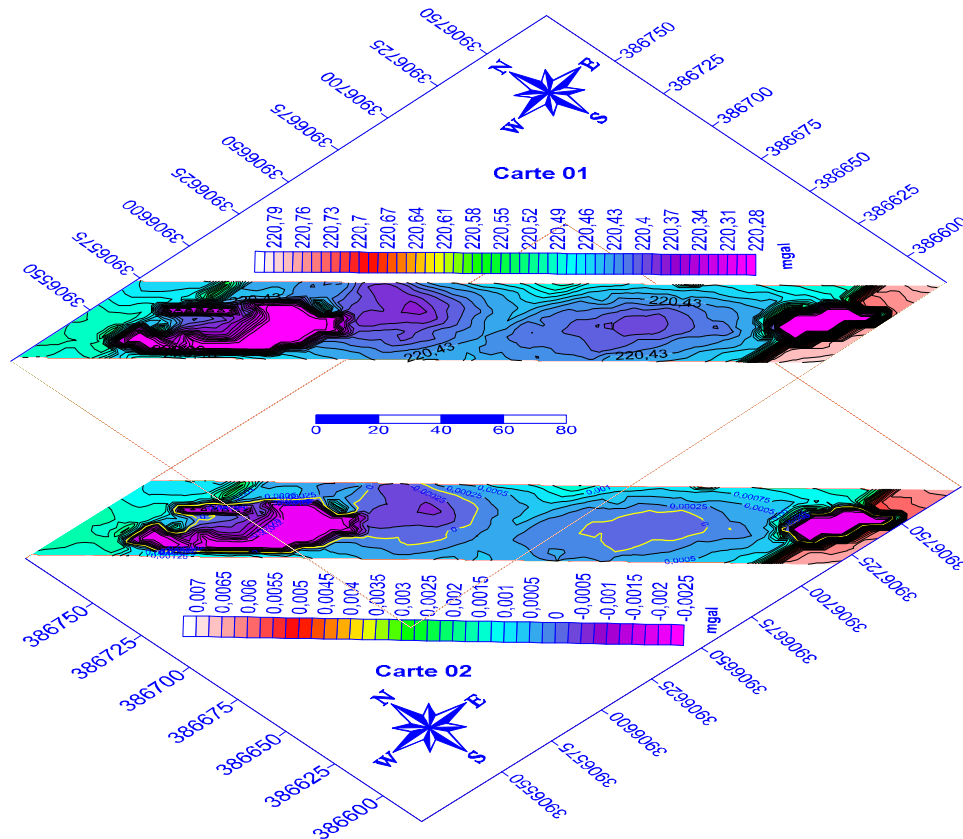
**Tableau 10** : Caractéristiques des anomalies

Les calculs par apport à la surface topographique de la zone d'étude		
L'anomalie	Zone I	Zone II
Cordonnées sur les X de centre de gravité de l'anomalie	3906627	386708.4
Cordonnées sur Y de centre de gravité de l'anomalie	3906675	386647.9
Longueur maximum de l'anomalie (m)	44.968	46.76
Largeur maximum de l'anomalie (m)	33.862	19.12
Périmètre total (m)	133.481	119.594
Superficie totale (m <sup>2</sup> )	1153.114	639.356
Rayon de l'anomalie (m)	19.163	14.269
Profondeur de centre de gravité de l'anomalie (m)	41.640	26.755
Amplitude de l'anomalie (mgal)	-0.09	-0.09

### Gradient horizontal (Tilt dérivative) ( $T_{zx}$ et $T_{zy}$ )

La technique du *Tilt dérivative* est une méthode de transformation des données qui est fort utile pour mettre en évidence des structures du socle rocheux relativement peu profondes et aussi certaines cibles d'exploration (cavité karstique, dôme de sel, ...). Cette transformation met en relation le rapport entre la dérivée verticale première suivant z et le total des dérivées horizontales suivant (x et y). La carte de la figure 37 montre plusieurs éléments semblables à ceux observés sur la carte de la dérivée verticale première de l'anomalie résiduelle (Fig. 30). Comme pour la dérivée verticale première, les anisotropies sur la carte du tilt dérivative soulignent la présence de deux zones caractérisées par une anomalie négative (les zones bordées par la couleur jaune, voir la carte de la figure 37).

La première anomalie est d'intensité plus importante dans cette carte et s'étale quasiment sur neuf profils avec une direction NE-SW et une autre anomalie négative moyen intense par rapport au premier, située au SW de la carte, bordée toujours en jaune.



**Figure 37 :** Cartes de gradient horizontal de l'anomalie  
 Carte 01 : anomalie de Bouguer complète  
 Carte 02 : Anomalie résiduelle

#### 5.4. Conclusion partielle

Dans la section précédente, nous avons décrit et interprété une méthode d'investigation géophysique c'est la microgravimétrie ; la microgravimétrie est une méthode géophysique qui permette la définition d'un modèle fiable géo-structural de la mise en souterrain de la zone étudiée. La méthode microgravimétrie utilisée dans cette section est adéquate pour enquêter sur des anomalies karstiques à différentes échelles. Les résultats d'une interprétation 3D des données microgravimétrie donnent de nouveaux aperçus sur l'extension locale des anomalies négatives qui sont attribués à la présence des cavités karstiques souterraine. Les forages d'eau dans la région de Chéria indiquent une épaisseur moyenne au calcaire karstifié de l'Eocène de 25 à 35 mètres.

L'inversion microgravimétrie ont donné des images de la topographie souterraine, les structure de petites longueur d'onde corrélerent bien avec le modèle d'écrit par les forages d'eau dans la région d'étude. Ces structures incluent à l'échelle de la zone d'étude la présence de deux zones caractérisées par des anomalies négatives. La première anomalie est d'intensité plus importante dans cette carte et s'étale quasiment sur neuf profils (1153,11 m<sup>2</sup>) avec une direction NE-SW et une autre anomalie négative moyen intense (639,35m<sup>2</sup>) situé au SW de la carte.

Les Calculs de la profondeur maximum de l'anomalie données ; 55 m <d> 65m. Cette profondeur est confirmée par le prolongement de notre anomalie de Bouguer complète et La



partie de l'anomalie atténuée par le prolongement est représentée dans le résiduelle. Selon le développement de Jacobson (1987). Cette résiduelle est la réponse gravimétrique de la distribution de densité jusqu'à la profondeur égale à 35 mètres ( $z/2$ ). La résiduelle prend des valeurs entre (-0.000211) et (-0.126958) milligal.

La carte de l'anomalie résiduelle souligne une zonalité gravimétrique reflétant les caractéristiques du sous terrain dans la partie centre de la carte. En fonction de la géologie locale, ceci s'expliquerait par la présence des cavités karstiques plus importantes dans cette partie de la région de MChentel d'après les études passées sur cette région. Ces derniers sont présents au centre de la zone d'étude ce qui explique les faibles valeurs de l'anomalie de Bouguer complète observées dans ces zones.

## **6. Confrontation des résultats de l'investigation microgravimétrique et cartographie spéléologique**

### **6.1. Introduction**

Le paysage souterrain est plus explicite que le paysage de surface pour la localisation et l'évaluation du risque karstique. Aussi l'exploration spéléologique est-elle une méthode reine pour préciser la nature et le degré des risques éventuels. Les cavités souterraines comportent des galeries qui peuvent être subhorizontales ou en pente, qui peuvent être sèches ou parcourues par un cours d'eau. Les passages peuvent présenter des fissures. Les cavités souterraines peuvent aussi comporter des conduits verticaux, puits ou cheminées, avec ou sans écoulement d'eau, avec des micromorphologies de paroi montrant les traces d'un passage lent ou rapide de l'eau. Les salles sont généralement le résultat d'effondrements et peuvent montrer sur leur plancher des blocs éboulés. L'eau courante et l'eau stagnante laissent des traces ; un courant peut laisser sur les parois des coups de gouge (petites concavités décimétriques sur une paroi) donnant le sens du courant et des indications sur sa vitesse ; une eau stagnante peut laisser des bourrelets de concrétions indiquant le niveau et permettant de le dater par des méthodes d'étude de la radioactivité.

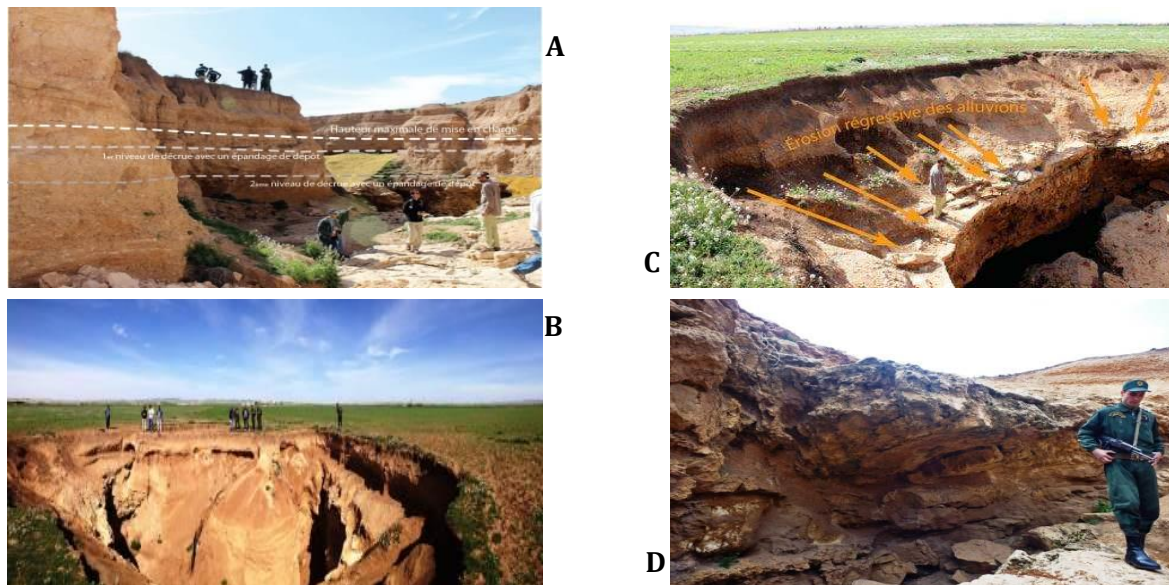
Pour être comparables avec la résolution de l'image microgravimétrique (carte d'anomalie de Bouguer complète et carte d'anomalie résiduelle), les données de la réalité de terrain proviennent principalement de l'interprétation des carte topographique souterraine et photographies réelles des cavités souterraine de la même zone d'étude Ces photographies proviennent du projet d'étude **Hydro-Karst** de l'aquifère de Cheria (Pr FEHDI Chemseddine université de Tébessa. Algérie et Pr AUDRA Philippe Université de Nice, France).

### **6.2. Levé spéléologique souterraine de la zone d'étude**

Polytechnique Nice-Sophia en France a été mandaté par l'université de Tébessa suite aux effondrements de sol d'année 2001 dans la région de Cheria et dans le cadre de Projet de recherche Algéro-Français (**Tassili**). L'étude avait comme objectif de mieux connaître l'environnement souterrain, de recommander des méthodes pour Topographie et l'imagerie haute résolution ; pour l'hydrologie, mise en place des capteurs, homogénéisation des compétences hydrométriques entre les membres, cartographier les grottes de la région.

Polytechnique Nice-Sophia a réuni une équipe de chercheurs spécialisé composée de Pr AUDRA Philippe (chef de projet), Jaillet, Cailhol et un équipe de l'université de Tébessa composé de Pr FEHDI Chemseddine (chef de projet) et plusieurs des chercheuses et des doctorants sous spécialistes dans le domaine de la géologie (roche, dépôts meubles, structure), de l'hydrogéologie, de la chimie (métaux, isotopes), de la géophysique (sismique, électrique, gravimétrique) et de la géotechnique ont été impliquées dans la réalisation de cette étude et la rédaction du rapport.

Une revue des informations disponibles sur le karst de MChentel (Bassin de Cheria) a démontré que deux segments d'effondrement ont été explorés et cartographiés, soit de « Effondrement I » vers l'aval et de « Effondrement II » vers l'amont et l'aval (figure 27). En surface, des affaissements de sol récurrents ont été observés dans des deux effondrements (figure 38).



**Figure 38** : Photos de surface de la mission sur terrain de la zone de MChentel, Bassin de Chéria  
A : Effondrement I, B : Effondrement II, C : Erosion de surface, D : Calcaire karstifiés

En mars 2013, les alluvions recouvrent la quasi-totalité du toit des calcaires Eocène sous-jacent. Un cône d'érosion s'installe avec l'amorce d'une banquette calcaire est visible sur la bordure Sud de la doline n°02 (Projet Tassili).

En avril 2014 une large banquette calcaire s'est invisible à partir de phénomène d'érosion régressive provoques par les ruissellements des eaux pluviales à travers les alluvions jusqu'au toit des calcaire compacts. L'écoulement dans la perte provoque le gradient qui s'installe le processus d'érosion régressive (Projet Tassili).

### 6.3. Profil spéléologique souterraine

Le bassin de Cheria offre une bonne variété des phénomènes karstiques habituels aux pays calcaire (Calcaire de l'Eocène). Nous commencerons par étudier les phénomènes karstiques de surface, puis ceux rentrés sous terrain. Permis les phénomènes superficiels, nous distingue d'abord les dolines.

La carte altimétrique de la zone d'étude (figure 27-A) permet de souligner la présence de deux dépressions topographiques situées entre les deux effondrements, la première interprétation sur leurs origines peut se trouver dans le début d'effondrements des toits des cavités souterraines. Les deux effondrements (I et II sur la carte altimétrique) colmatés partiellement à la base par des alluvions de Moi-Plio-Quaternaire, agrandir chaque années par l'action de ruissellement d'eau du surface.

Chaque exploration donne lieu à l'établissement des relevés topographiques souterraines permettent une localisation précise des vides (cavités) par apport à la surface. Les résultats fournis par ces travaux d'exploration souterraine par l'équipe des spéléologues de

Polytechnique Nice-Sophia en 2013 et 2014 sont particulièrement bien illustrés par la topographie des cavités amont de l'entrée (effondrement n°02) et des photos réelles présentent la micromorphologie et les microstructures des parois des cavités explorés. La figure 39 présente la carte topographique souterraine de la zone d'étude dessinée où cour de l'exploration souterraine par les spéléologues de Polytechnique de Nice et les équipe des chercheurs et doctorants de l'université de Tébessa.

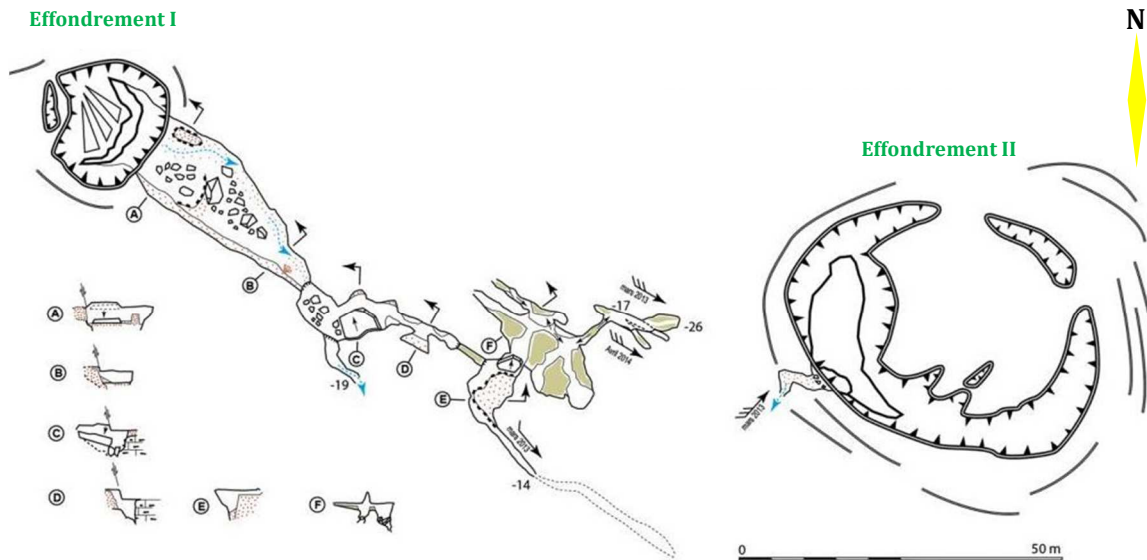


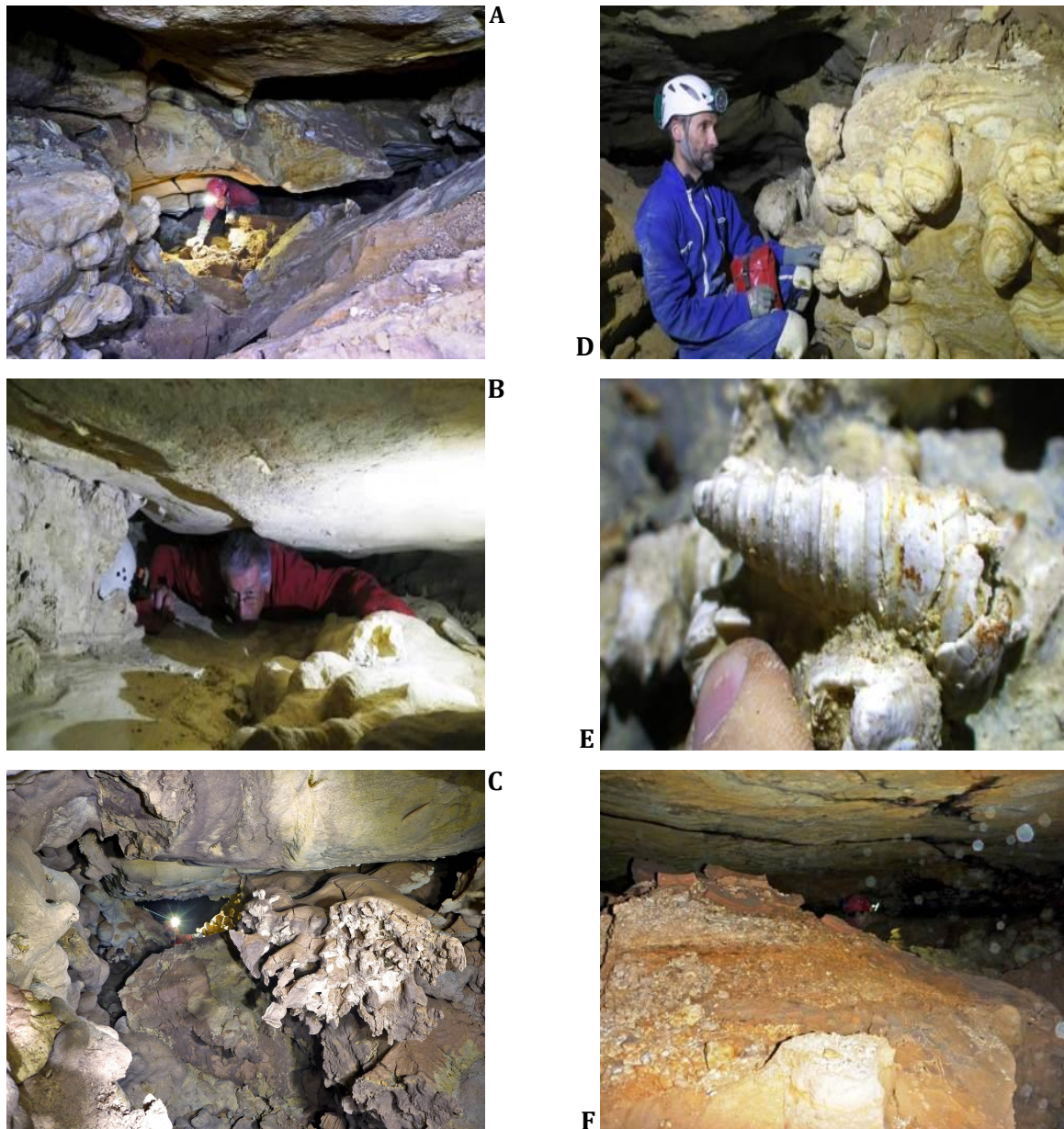
Figure 39 : Carte topographique souterraine de la zone d'étude (Fahdi C. et Audra P., Projet Tassili-2014)

Les cavités de notre région montrent quelque type classique de galeries, ainsi que certains modèles karstiques. D'une manière générale, le calcaire Eocène donne un réseau en baïonnette, de petites salles, de petites galeries et des parois sombres à petites lames rocheuses. Cette différence de morphologie crée des grands problèmes pour le travail des spéléologues et les géologues sous terre.

Les réseaux karstiques montrent donc principalement des petites cavités para-génétiques à évolution souvent complexe et polyphasée, mais aussi semi-actives à sections elliptiques à quadrangulaires, véritables « conduites forcées ». Ces différents types de galeries montrent les petits phénomènes karstiques habituels au spéléologue.

Après avoir étudié la morphologie des cavités explorées, elles possèdent plusieurs types de remplissage, mais ils se caractérisent par la présence d'une boue rouge, collante, qui pose parfois quelques problèmes aux explorateurs, ceux qui connaissent les « chatières labyrinthiques » en savent quelque chose ! Cette boue est formée de minéraux argileux (kaolinite, illite), sa teinte rouge est due à la présence constante des oxydes de fer. Ce remplissage résulte d'érosion de surface (remplissage Moi-Palio Quaternaire) et transportés par l'eau de ruissellement. Dans d'autres réseaux, il s'agit d'un remplissage de sables et galets, cimentés par une matrice argileuse. Ce sont des dépôts laissés par le cours d'eau souterrain (même origine de la boue).





**Figure 40:** Photos des cavités souterraines explorées et ses microstructures internes de la zone d'étude (Fahdi C. et Audra P., Projet Tassili-2014)  
Photos A, B, C : les chambres souterraines (Cavités), Les photos D, E et F : Concrétionnèrent

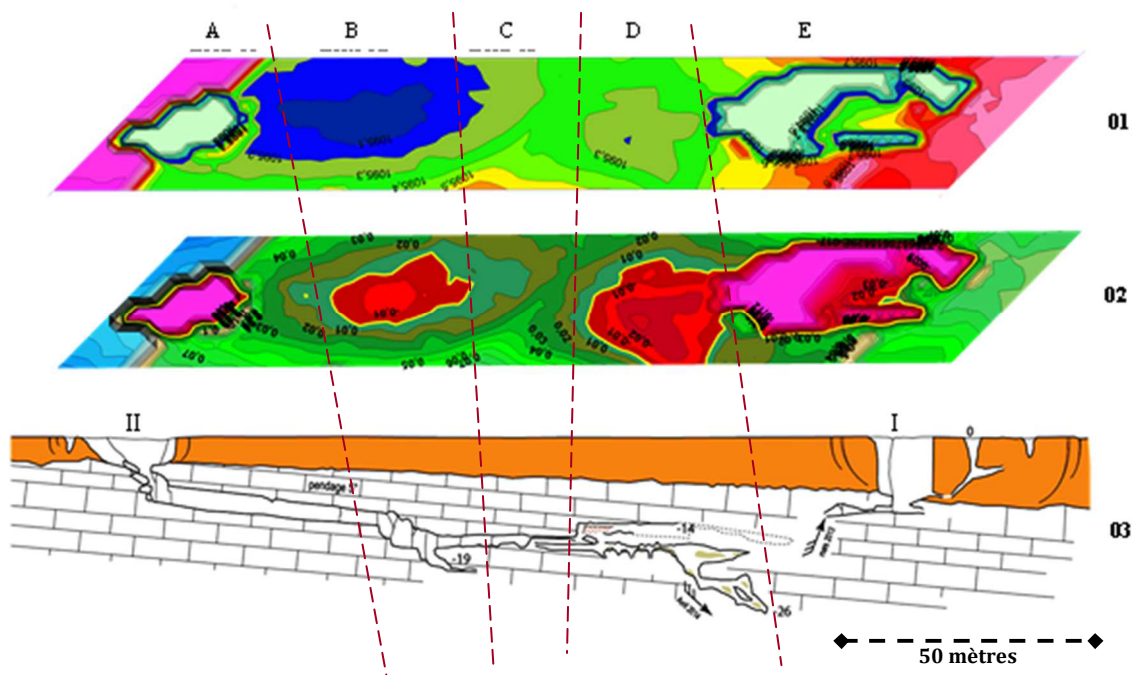
#### 6.4. Comparaison entre la prospection microgravimétrie et le profil spéléologique

La carte altimétrique de la zone d'étude permet de souligner la présence de deux dépressions topographiques (carte 01, zone B et D sur la figure 41).

La campagne gravimétrie de 2016 permet de modéliser assez finement la structure interne de la zone d'étude en terme de distribution de densité, la carte d'anomalie résiduelle de notre site d'étude permet de souligné la présence de deux cavité souterraines (carte 02, zone B et D de figure 41).

La coupe spéléologique de la zone d'étude montre deux grandes cavités souterraines (coupe 03, zones B et D de la figure 41) corrélér exactement avec les deux cavités souterraines détecté par microgravimétrie et deux canaux karstiques (carte 02, zone A et C de la figure 41) qu'ont

pas détectés par la microgravimétrie parce que le maillage de l'investigation microgravimétrie et grand par apports aux diamètres des canaux karstiques (5m\*5m).



**Figure 41** : Corrélation entre les résultats de levé topographique, l'investigation microgravimétrie et le coupe spéléologique

**01** : Carte altimétrique de la zone d'étude.

**02** : Carte de l'anomalie résiduelle de la zone d'étude.

**03** : Coupe spéléologique de l'exploration souterraine de la zone d'étude.

**A, B, C, D, E** : Zones des corrélations. **I et II** : les deux effondrements

## 6.5. Conclusion partielle

L'ensemble de la microgravimétrie et la spéléologie devrait permettre d'établir de façon détaillée la structure interne de notre karst, néanmoins, nous verrons que cette synthèse est relativement facile dans le cas que le maillage de l'investigation microgravimétrie est adapté au diamètre des salles et canaux karstiques.

D'une façon général la microgravimétrie c'est une technique très adapté pour la détection et cartographie des cavités souterraine pour les terrains carbonaté karstifiés.

## 7. Conclusion et interprétation

L'application conjointe de la méthode géophysique (microgravimétrie) et l'étude spéléologique au cours de cette études a permis non seulement d'évaluer l'intérêt et l'efficacité de chaque technique, mais aussi de confirmer les données obtenues par la méthode microgravimétrie par des données réelle de la topographie souterraine. Ainsi, l'interprétation conjointe de plusieurs types de données a permis de préciser et d'améliorer la connaissance de la structure géologique et hydrogéologique de l'aquifère y compris la nature de la surface.

Les résultats fournis par la prospection microgravimétrie utilisées concordent parfaitement avec les données réelles de terrain (profil spéléologique) sauf pour la troisième

cavité que ne peut pas détecté par la microgravimétrie. Cette lacune résulte de l'espace (maillage) utilisé pour notre investigation microgravimétrique.

Nos travaux se sont appuyés sur la confirmation des résultats de prospection microgravimétrique par des profils spéléologiques réels. Ils ont montré que les différentes cavités souterraines caractérisant un calcaire karstifiés recouvrant par des formations alluviales, dans une gamme de profondeur inférieure à 60 m, peuvent être décrites de façon assez fidèle.



## Chapitre 04 : Méthode électrique

### I. Développement historique des méthodes géo-électriques :

Les travaux consistant à injecter un courant électrique dans le sol pour des fins de prospection géologique ont commencé il y a plus d'un siècle. Au départ, la méthode consistait à déplacer une électrode de mesure (électrode de potentiel) par rapport à un dipôle d'injection fixe (électrodes de courant) pour localiser qualitativement des anomalies conductrices (voir les travaux précurseurs de Peterson [1907] et Bergström [1913] réalisés en Suède). En France, Schlumberger démarra son travail pionnier sur la prospection électrique en 1912 [Schlumberger, 1920], largement cité comme les premiers balbutiements de la méthode électrique, suivi de près par Wenner aux Etats-Unis [p. ex. Kunetz, 1966].

Les principes du sondage électrique vertical (VES), consistant à mesurer les variations de résistivité du sous-sol sur une verticale en écartant successivement le dispositif d'électrodes autour d'un point central, ont été établis dans les années 1920 [p. ex. Gish & Rooney, 1925]. La méthode du trainé (ou profilage), enregistrant les variations horizontales de résistivité à l'aide d'un dispositif de taille fixe (donc à profondeur constante) a vu le jour à cette même période. Au début, l'interprétation des courbes verticales de résistivité restait qualitative, puis à partir des années 1930, le développement d'abaques a permis l'interprétation du milieu en séquence de couches de résistivités [Stefanescu et al, 1930, Slichter, 1933]. Dans les années 1970, le développement des outils numériques a permis l'apparition de modèles de simulation, d'abord 1D [Ghosh, 1971, Johansen, 1977], puis 2D ou 3D [Dey & Morrison, 1979a et 1979b].

Au début des années 1980, la mise au point de câbles multi-électrodes avec système d'acquisition d'abord manuel [Barker, 1981], puis automatique assisté par ordinateur [Dahlin, 1989], a permis d'augmenter significativement la vitesse d'acquisition et dans le même temps de diminuer le nombre d'opérateurs sur le terrain. Toutefois les mesures restaient encore unidimensionnelles. Ce n'est que dans les années 1990 que les systèmes de câbles multi-électrodes ont été mis à profit pour l'acquisition 2D ou 3D à haute résolution spatiale, par combinaison de sondages et trainés [Griffiths et al ; 1990, Dahlin ; 1993, Griffiths & Barker ; 1993, Dahlin & Bernstone ; 1997]. Conjointement, les techniques d'inversion automatique 2D ou 3D (modélisation numérique inverse), basées sur les méthodes des différences finies (FD) ou des éléments finis (FE) pour la résolution du problème direct, ont été développées en réponse au nouveau besoin [Li, 1992, Oldenburg & Li, 1994, Zhang et al, 1995, Loke & Barker, 1995, 1996a, 1996b] : on parle depuis lors d'imagerie de résistivité électrique ou tomographie de résistivité électrique (ERT).

A l'heure actuelle, l'ERT 2D est très largement et de plus en plus utilisée en hydrogéologie, alors que l'application de la 3D en est encore à ses premiers pas, du fait essentiellement de la lourdeur informatique des modèles d'inversion 3D [Dahlin, 2001], mais également des difficultés de mise en œuvre sur le terrain.

Avant de se pencher sur le fonctionnement de l'auscultation par la méthode électrique, il est utile de rappeler quelques notions fondamentales.

### II. Champs, courant et résistivité électrique :

#### 1. Introduction :

La résistivité électrique  $\rho$  correspond à la capacité d'une roche ou d'un sol à résister à la circulation d'un courant électrique d'intensité  $I$  par unité de volume plus ou moins hétérogène et anisotrope (Rey et al, 2006). Elle se définit comme le rapport entre la différence de potentiel  $V$  mesurée aux extrémités d'un cylindre (Fig. 42) de section  $S$  et de longueur  $L$ , et l'intensité  $I$  du courant électrique, c'est-à-dire

$$\rho = \frac{SV}{LI}$$

L'inverse de la résistivité électrique (exprimée en Ohm m) s'appelle la conductivité électrique, noté  $\sigma$ , et s'exprime en S/m. On définit la résistance R du matériau comme

$$R = \frac{L}{S\rho}$$

La mesure électrique est généralement faite en utilisant quatre électrodes (Fig. 43). Un courant d'intensité I est injecté dans le milieu par l'intermédiaire de deux électrodes (que l'on appellera A et B), et la mesure de différence de potentiel V est effectuée entre les deux autres électrodes M et N. En première approximation, le courant est supposé continu, ce qui permet de négliger le déphasage et donc d'assimiler

l'impédance du milieu à sa partie réelle, uniquement représentée par sa résistance R. D'après la loi d'Ohm, dans un demi-espace homogène et infini dans lequel est injecté un courant I à partir d'une source ponctuelle, la résistivité est définie pour chaque mesure de potentiel par

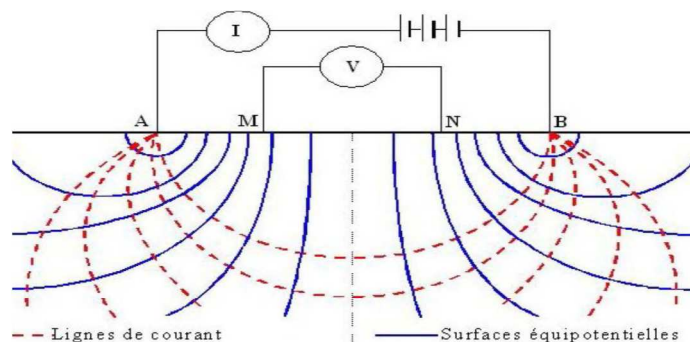
$$\rho = k \frac{V}{I}$$

Où k est un facteur qui dépend de la disposition des électrodes. Dans la configuration présentée sur la Figure 43.

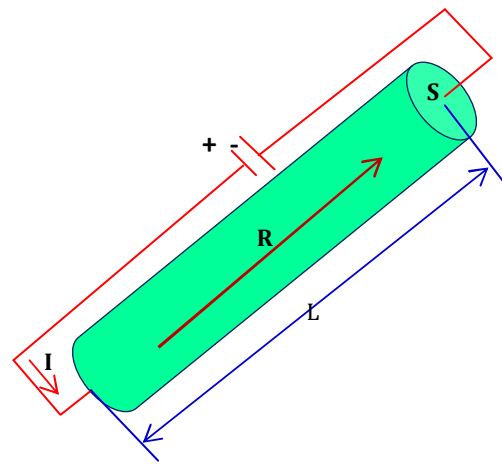
$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}}$$

Où  $r_1$  est la distance entre les électrodes A et M,  $r_2$  est la distance entre A et N,  $r_3$  est la distance entre B et M et  $r_4$  est la distance entre B et N.

**Figure 43:** Dispositif d'électrodes pour la prospection électrique dans un milieu supposé homogène, les lignes de flux de courant (rouge) et les lignes de potentiel électrique égal (bleu)  
(D'après <http://www.nga.com>).



Ainsi, à partir de la valeur du courant injecté I, de la différence de potentiel V et de l'écartement entre les différentes électrodes, la résistivité électrique apparente du sous-sol est calculée. On la nomme résistivité "apparente" car elle correspond à une résistivité intégrant toutes les résistivités d'un volume de sol sondé non homogène. C'est la résistivité apparente que l'on aurait dans un volume de sol homogène équivalent à celui intégrant les éventuelles hétérogénéités.



**Figure 42 :** Schéma illustratif de la résistivité  $\rho$  définie à partir d'un courant I circulant à travers un cylindre de résistance R et de surface S.

Pour déterminer les variations de résistivité électriques, il suffit de répéter l'acquisition en utilisant les 4 électrodes à des endroits différents et avec des distances inter-électrodes différentes. La profondeur d'investigation dépend de la configuration utilisée, de la distance inter-électrodes et de la distribution de résistivité électrique dans le sol sondé.

## 2. Résistivité des sols et des roches:

La diffusion d'un champ électrique à courant continu dans un milieu est fonction d'une seule propriété physique caractérisant le matériau. Ce paramètre physique dont la variation peut être spatiale et temporelle est la résistivité électrique. La résistivité électrique est une grandeur complexe elle-même fonction de propriétés internes aux sols et aux roches. En conséquence, cette sous-section a pour objectif de présenter ces principaux facteurs ainsi que leur impact sur la valeur de la résistivité électrique.

Les méthodes géo-électriques, ont pour but la reconstruction d'un modèle décrivant la distribution de résistivité électrique du sous-sol par exemple. La Figure 44, donne les valeurs de résistivité des roches communes, des matériaux du sol et l'eau.

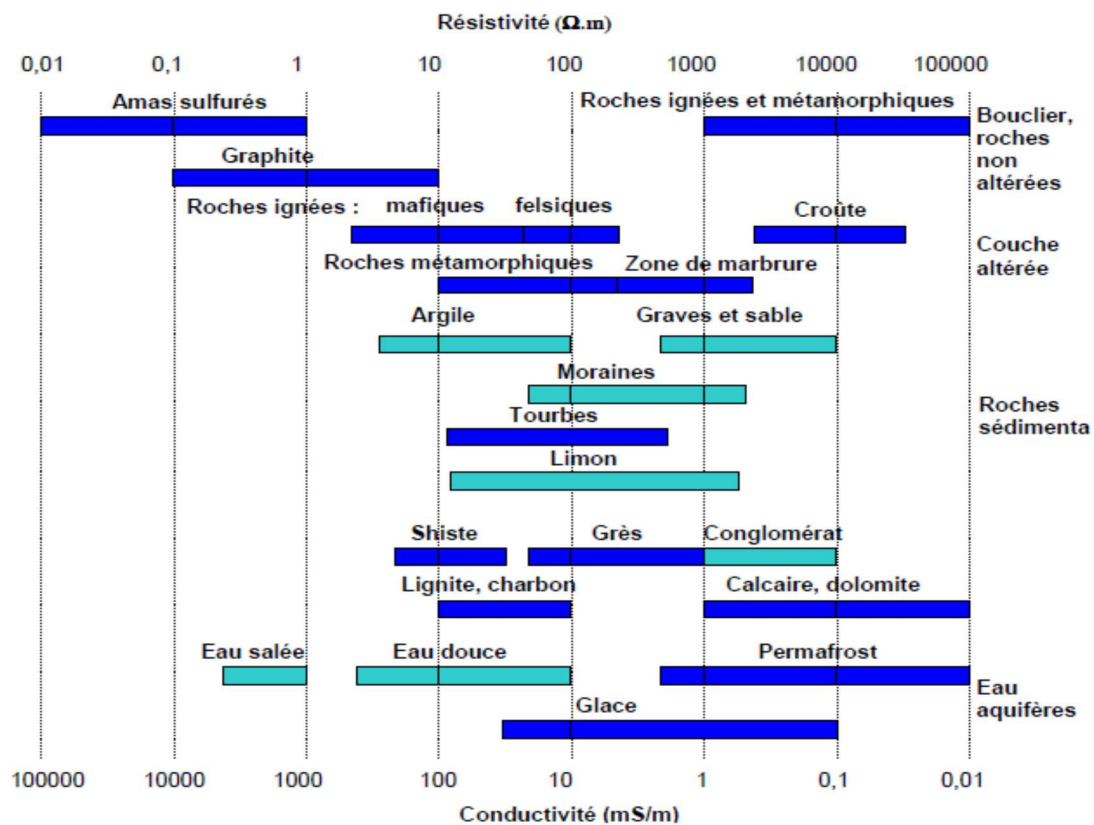


Figure 44 : Classification de différents sols, roches et liquides du point de vue de leur résistivité (Palacky 1987).

La capacité à limiter la propagation du courant est très variable suivant la nature du milieu, sa composition minéralogique et sa teneur en eau. Les roches ignées et métamorphiques ont généralement des valeurs élevées de résistivité. La résistivité de ces roches est fortement dépendante du degré de fracturation, et le pourcentage des fractures remplies avec de l'eau. Les roches sédimentaires, qui sont généralement plus poreuses et ont une teneur plus élevée en eau à l'état naturel, ont normalement des valeurs plus faibles de résistivité.

Cependant, on peut noter les chevauchements entre les valeurs de résistivité des différents types de roches et des sols de la Figure 44. C'est parce que la résistivité d'un échantillon de roche ou de sol dépend d'un certain nombre de facteurs tels que la porosité, le degré de saturation en eau et la concentration de sels dissous. Par exemple, la résistivité d'un milieu dépend de sa teneur en fluide et de la résistivité de ce fluide et donc de la teneur en ions dissous. Ainsi une eau douce est plus résistante qu'une eau de mer. Les sols argileux sont en moyenne moins résistants que les sols sableux.

Pour convertir une image des variations de résistivité dans le sous-sol en une image géologique, il est important d'avoir une certaine connaissance des valeurs de résistivité typiques pour différents types de matériaux du sous-sol ainsi que d'autres informations a priori comme la géologie de la zone étudiée ou des informations provenant d'autres types de mesures géophysiques ou de points de forages.

### 3. Les différentes configurations de mesures :

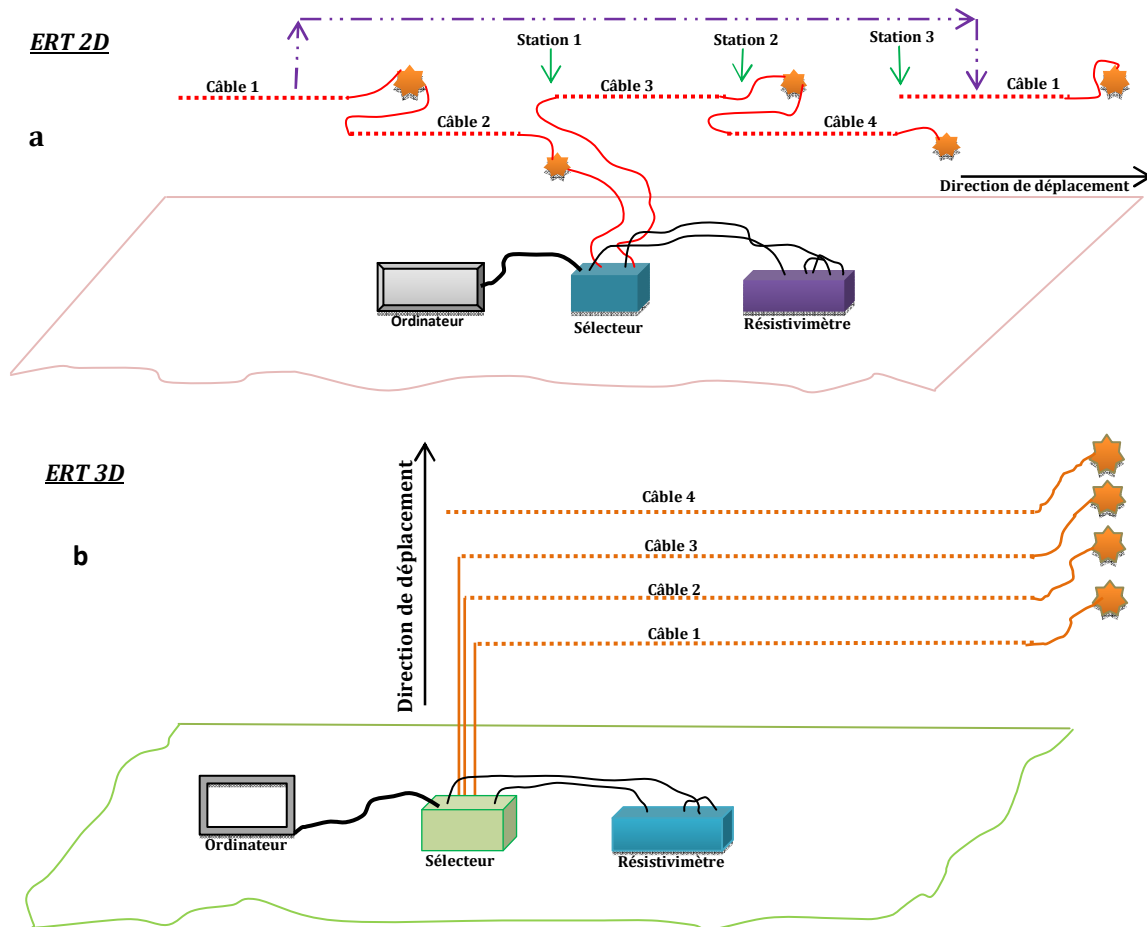
En sondage électrique vertical (VES) ou en tomographie de résistivité électrique (ERT) les mesures des résistivités apparentes sont toujours réalisées à l'aide d'un dispositif quadripôle ABMN. Pour une même prospection, l'agencement du dipôle de mesure AB par rapport au dipôle d'injection MN est fixe, seuls les écartements inter-électrodes changent tout en maintenant les mêmes proportions dans la géométrie du dispositif.

En sondage VES, le quadripôle est successivement agrandi autour d'un point central permettant d'augmenter la profondeur d'investigation et ainsi de réaliser un profil vertical de résistivités apparentes. Une interprétation correcte des mesures VES implique la tabularité du terrain (c'est-à-dire son organisation en couches horizontales infinies) ; dans le cas contraire l'interprétation est biaisée.

En prospection ERT (Figure 45), un système de câbles multi-électrodes permet d'effectuer une grande combinaison de mesures à la fois verticalement (par écartement des électrodes) ou latéralement (par déplacement latéral du quadripôle), couvrant ainsi un domaine 2D, représenté sous la forme d'une pseudo-section de résistivité [Hallof, 1957, Edwards, 1977]. Les variations des résistivités latérales (le long du profil) et verticales, sont ainsi prises en compte, mais une interprétation correcte implique une continuité des structures perpendiculairement au profil. Seule l'acquisition ERT 3D permet d'interpréter correctement les structures 3D [Loke & Barker, 1996b].

Parmi les dispositifs classiquement utilisés en VES comme en ERT, on retiendra les dispositifs Wenner ( $\alpha$  et  $\beta$ ), Schlumberger, dipôle-dipôle, pôle-dipôle, pôle-pôle, gradient et  $\gamma$ . Chacun possède une profondeur d'investigation, une résolution spatiale et une sensibilité aux structures et au bruit différentes (Figure 46). Dahlin & Zhou [2004] ont étudié et comparé chacun de ces dispositifs ERT 2D en termes de couverture et résolution spatiale, de sensibilité aux anomalies et au bruit et testé numériquement (à l'aide de modèles synthétiques 2D) leur capacité respective à imager correctement des structures géologiques variées.

Le dispositif Wenner- $\alpha$  ( $W\alpha$ ) est le plus largement utilisé en ERT. Les quatre électrodes sont disposées à équidistance avec le dipôle de mesure situé à l'intérieur du dipôle d'injection :  $AB = 3 MN$  (Figure 46), permettant un bon rapport signal/bruit. Sa couverture 2D est parfaitement homogène et sa profondeur d'investigation moyenne (Figure 47). Le  $W\alpha$  possède toutefois une assez faible résolution spatiale des structures mais une relativement bonne détermination en profondeur en comparaison avec d'autres dispositifs. Le  $W\alpha$  est particulièrement adapté à l'imagerie des structures horizontales, telles que les milieux sédimentaires, mais beaucoup moins pour les structures verticales [Dahlin & Zhou, 2004].



**Figure 45 :** Schéma d'investigations ERT à l'aide de câbles multi-électrodes : a) prospection 2D (levé sur un profil), à la fin de la séquence de mesure à quatre câbles centrée sur la station 1, le premier câble est déplacé à la suite du câble 4 et le matériel d'acquisition est déplacé en station 2 ; b) prospection 3D (levé sur une surface), à la fin de la séquence de mesure à 3 câbles, le câble 4 inutilisé est placé en parallèle du câble 3 et le matériel d'acquisition est déplacé d'un espacement inter-câbles [d'après Dahlin, 1996, Dahlin & Bernstone, 1997].

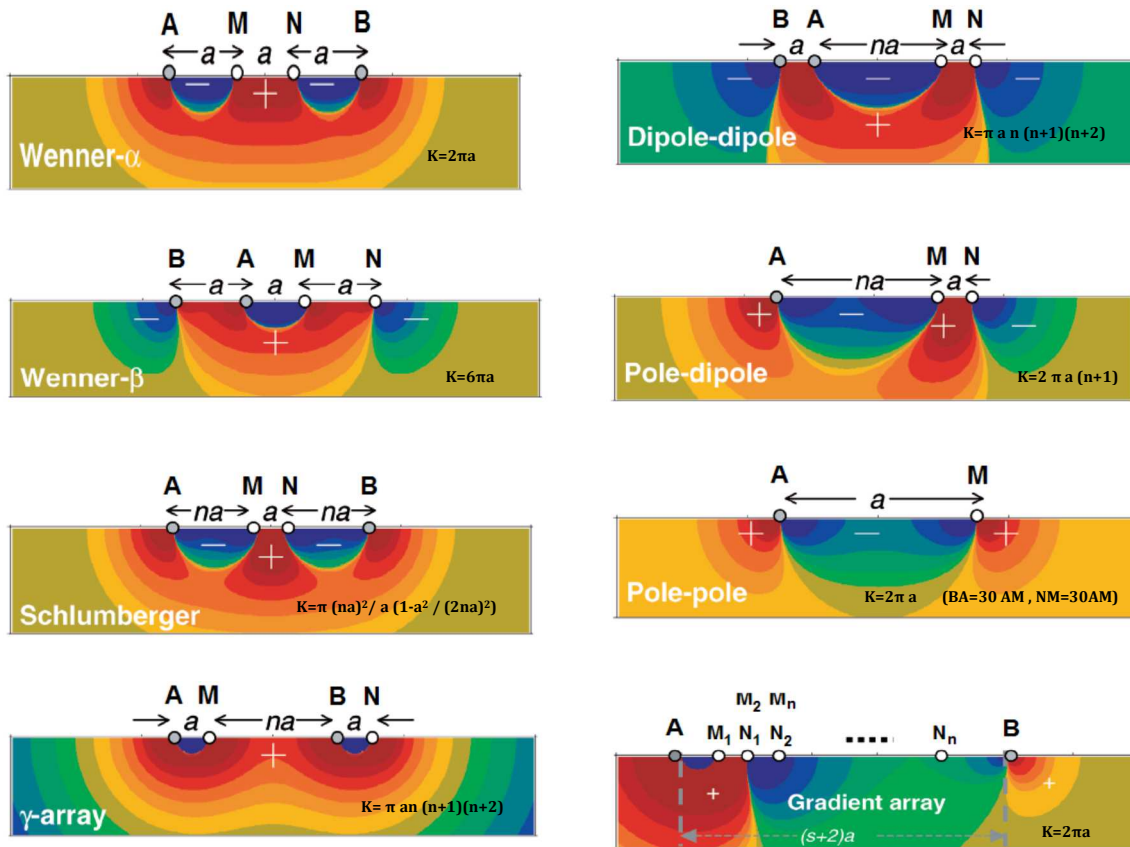
Le dispositif Schlumberger (SC) correspond à un  $W\alpha$  modifié où l'écartement du dipôle d'injection est de taille supérieure ou égale à celui du  $W\alpha$  (c'est-à-dire que  $AB \geq 3 MN$ ). Ses caractéristiques sont proches de celles du  $W\alpha$  avec toutefois un moins bon rapport signal/bruit, une couverture spatiale moins homogène, mais une profondeur d'investigation et une résolution plus importantes ainsi qu'une meilleure sensibilité aux structures obliques ou verticales. Le SC est beaucoup utilisé en hydrogéologie dans les milieux complexes [Dahlin & Zhou, 2004].

Le dispositif Wenner- $\beta$  ( $W\beta$ ) possède, comme le  $W\alpha$ , quatre électrodes équidistantes, mais les deux dipôles de mesure et d'injection sont disjoints. Sa couverture spatiale est homogène mais sa profondeur d'investigation faible. Sa résolution spatiale est importante, en particulier pour la détection des structures verticales ou obliques, mais son rapport signal/bruit reste faible. Le  $W\beta$  est adapté à l'imagerie des milieux fracturés ou basculés [Dahlin & Zhou, 2004].

Le dispositif Dipôle-Dipôle (DD) correspond à un  $W\beta$  pour lequel on agrandit la distance de séparation entre les deux dipôles AB et MN. Ses propriétés sont proches du  $W\beta$  avec un rapport signal/bruit encore plus faible mais une meilleure résolution spatiale (bien que faible en profondeur) et une plus grande profondeur d'investigation. Le DD est particulièrement adapté à



l'imagerie des structures verticales ou obliques (Par exemple les milieux fracturés) et des structures 3D [Dahlin & Bernstone. 1997, Dahlin & Zhou, 2004].



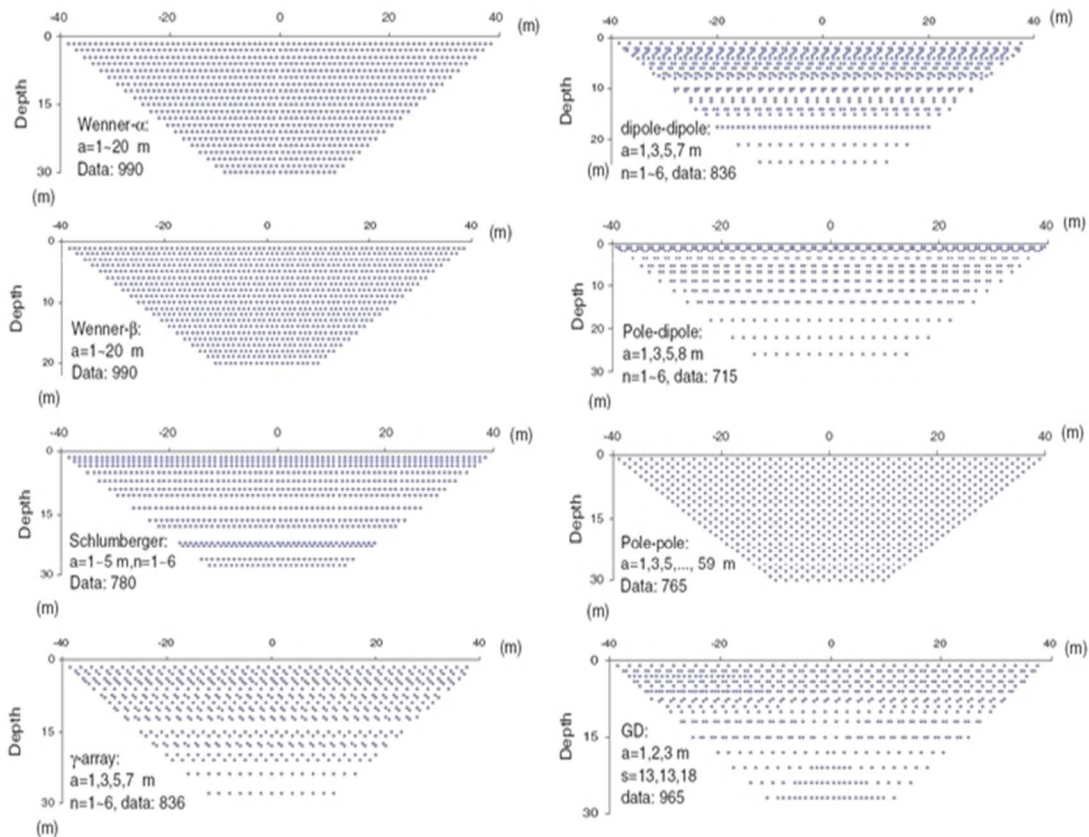
**Figure 46:** Comparaison de huit dispositifs : géométrie du quadripôle et sensibilité spatiale en 2D ;  $a$  correspond à l'écartement unitaire et  $n$  au facteur d'écartement, le signe (+) représente les domaines à forte résolution, le signe (-) les domaines à faible résolution et  $k$  les facteurs géométriques associés [Dahlin & Zhou, 2004].

Le dispositif Pôle-Dipôle (PD) est un dispositif dissymétrique avec une électrode d'injection disposée à l'infini (c'est-à-dire à grande distance du dispositif). Les trois électrodes mobiles ont une configuration proche de celle du DD. Son rapport signal/bruit est relativement faible et sa couverture peu homogène mais sa résolution spatiale est assez bonne et sa profondeur d'investigation élevée. Le PD est adapté à l'imagerie des structures verticales et 3D [Dahlin & Zhou, 2004].

Le dispositif Pôle-Pôle (PP) possède deux électrodes disposées à l'infini (injection B et mesure N). Seules les électrodes A et M sont déplacées sur le site. Malgré une couverture homogène, sa résolution spatiale des structures est assez faible, avec un rapport signal/bruit moyen mais une profondeur d'investigation élevée. Le PP est plutôt adapté pour la prospection profonde et pour les structures 3D.

Le dispositif  $\gamma$  correspond à un DD croisé : AM d'un côté et BN de l'autre côté en variant l'écartement entre ces deux dipôles. Ce dispositif possède une faible sensibilité au bruit mais sa résolution spatiale reste faible. Son utilisation peut être intéressante en milieu géologique simple mais fortement bruité.





**Figure 47:** Comparaison de la fenêtre d'investigation (pseudo-section) et de la densité de mesures de 8 dispositifs d'acquisition ERT en 2D, pour un système de 81 électrodes espacées de 1 m sur 4 câbles [Dahlin & Zhou, 2004].

Le dispositif gradient (GD) correspond à un  $W\alpha$  ou un SC pour lesquels le dipôle de mesure (situé à l'intérieur du dipôle d'injection) est mobile. Le GD possède un rapport signal/bruit moyen mais une bonne résolution spatiale des structures quelle que soit leur orientation horizontale, verticale ou oblique. Ce dispositif est recommandé pour les milieux géologiques complexes : fracture, juxtaposition de blocs, pendage, etc.

Ainsi, dans un milieu que l'on connaît mal, les dispositifs SC, DD, PD et GD doivent être privilégiés pour leurs qualités de résolution spatiale, parmi eux le SC et le GD semblent des meilleurs choix dans le cas de terrains bruités [Dahlin & Zhou, 2004].

Citons également les travaux de Stummer et al. [2004] qui ont développé un algorithme permettant d'identifier les dispositifs et les séquences de mesures qui fournissent l'imagerie ERT la plus correcte d'une structure prédéfinie. Ils ont montré en particulier que les séquences optimales comprenaient des dispositifs quelconques, en premier lieu proches du dispositif DD (DD non standards) et en second lieu un mélange de dispositifs DD non standard, de GD et de dispositifs quelconques. Toutefois l'application de cette méthode reste difficilement envisageable sur le terrain du fait :

- ❖ De la relative méconnaissance a priori des structures recherchées en prospection ERT.
- ❖ Du travail extrêmement fastidieux que représenteraient la modélisation et la programmation des séquences de mesures optimales au cas par cas.

La profondeur médiane d'investigation peut être considérée comme étant la profondeur à laquelle la portion de terrain située au-dessus de cette limite à la même influence que la portion de terrain située au-dessous. Cette profondeur médiane n'a donc pas la signification de profondeur d'investigation (signal maximal). Il faut noter que ces profondeurs ne sont valables que dans le cas d'un milieu homogène. Il est évident que la forme de la fonction de sensibilité est différente pour un terrain hétérogène de par la répartition variable des densités de courant, particulièrement si il existe un fort contraste de résistivité vers la surface (couche très conductrice par exemple).

**Tableau 11 :** Coefficients permettant de détermination la profondeur médiane d'investigation ( $z_e$ ) pour les principaux dispositifs (LAURENT Marescot. 2008)

Dispositifs	n	$Z_e/a$	$Z_e/L$
Wenner alpha		0.519	0.173
Pole-Pole		0.867	
Dipôle - Dipôle	1	0.416	0.139
	2	0.697	0.174
	3	0.962	0.192
	4	1.220	0.203
	5	1.476	0.211
	6	1.730	0.216
	7	1.983	0.220
	8	2.236	0.224
Wenner - Schlumberger	1	0.520	0.173
	2	0.930	0.186
	3	1.320	0.189
	4	1.710	0.190
	5	2.090	0.190
	6	2.480	0.190
Pole - Dipôle	1	0.520	
	2	0.930	
	3	1.320	
	4	1.710	
	5	2.090	
	6	2.480	

Néanmoins, la notion de profondeur médiane d'investigation semble pouvoir s'appliquer dans de nombreux cas. Dans la situation actuelle, elle peut être considérée comme la "moins mauvaise" des solutions. Toutefois, comme un point se projettera toujours à la même profondeur quel que soit le contraste de résistivité du sous-sol, le modèle obtenu devra être étalonné à l'aide d'un sondage électrique ou d'un forage.

La profondeur médiane d'investigation  $z_e$  qui nous intéresse dépend de  $n$  (Tableau 11) et de  $a$  (l'inter-électrode) ou  $L$  (longueur totale du dispositif). En Wenner, on détermine la profondeur médiane d'investigation du dispositif ( $z_e$ ) en multipliant la plus grande distance inter-électrode  $a$  ou la longueur maximale du dispositif  $L$ , avec le coefficient donné par le Tableau 11. Toutes les distances entre les électrodes étant constantes, le facteur  $n$  n'intervient pas. En Wenner-Schlumberger et en Dipôle-dipôle, il est plus facile d'employer la valeur de  $L$  multipliée par ce coefficient. A titre d'exemple, pour un dispositif de longueur  $L = 9$  m, la profondeur médiane d'investigation  $z_e$  est de 1,56 m pour le dispositif Wenner ( $a = 3$ ), de 1,71 m pour le dispositif Wenner-Schlumberger ( $a = 1$  et  $n = 4$ ) et de 1,98 m pour le dispositif Dipôle-dipôle ( $a = 1$  et  $n = 7$ ).

#### 4. Tomographie électrique 2D :

##### 4.1. Procédure d'acquisition :

Une acquisition 2D utilise en général un grand nombre d'électrodes connectées à un câble multiconducteurs et placées selon un profil. Un ordinateur portable, dans lequel est programmée la séquence de mesures (ou un résistivimètre possédant un disque dur), est relié à une boîte de commutation et sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel (Figure 48). 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 multiconducteurs 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.

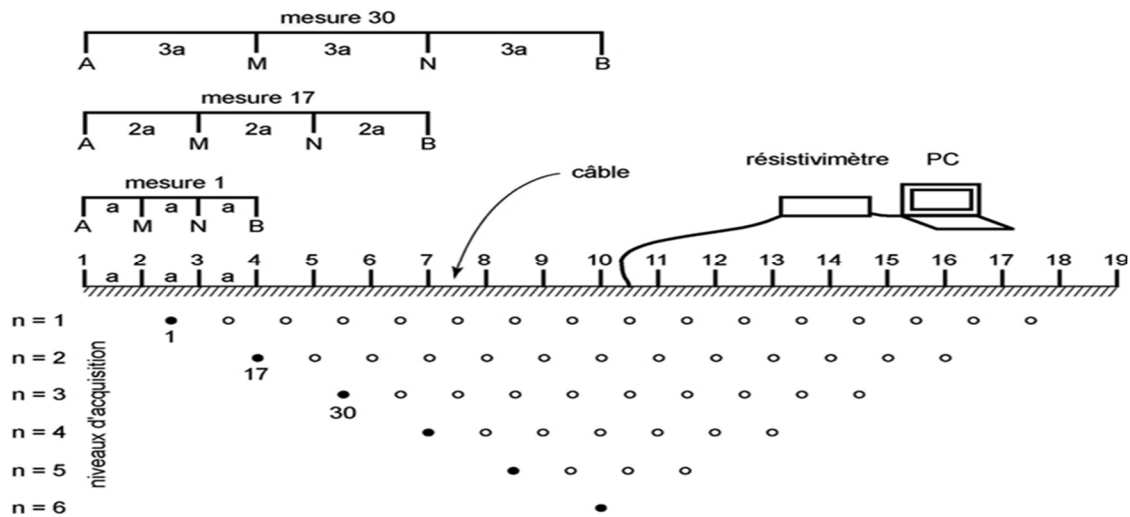
Lorsqu'on lance l'acquisition, le programme sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel. La mesure est ensuite stockée dans la mémoire de l'ordinateur (ou du résistivimètre). La plus grande partie du temps d'acquisition est donc passée à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

Pour obtenir une bonne image 2D du sous-sol, il est nécessaire que la couverture des mesures soit également 2D et uniforme. Prenons comme exemple un dispositif Wenner avec 19 électrodes. La distance entre deux électrodes est notée «  $a$  ». En dispositif Wenner (Figure 46 et 47) la première mesure du fichier d'acquisition 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 «  $a$  ». 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 l'électrode 19. On a donc, pour le premier niveau d'acquisition 16 possibilités (19-3).

Comme la caractéristique du dispositif Wenner est de garder une distance constante entre toutes les électrodes, on va donc, pour le niveau suivant, prendre une distance égale à «  $2a$  ». La première mesure du 2<sup>ème</sup> niveau impliquera donc les électrodes 1 et 7 pour l'injection du courant et 3 et 5 pour la mesure du potentiel. Le processus se répète à nouveau jusqu'à l'électrode 19. Le second niveau comprendra alors 13 possibilités (19-2\*3). On effectue ainsi les mesures de chaque niveau d'acquisition avec  $3*a$ ,  $4*a$ , etc... (Il en existe 6 pour 19 électrodes en Wenner). Il est évident que plus la distance entre électrode n'augmente, plus le nombre de possibilités ne diminue. Le nombre de mesures va dépendre du type de dispositif utilisé. Pour avoir de bons résultats, il est obligatoire d'effectuer les mesures de manière systématique de façon à éviter les zones sans mesures. Le dispositif Wenner a le plus faible nombre de mesures comparativement aux autres dispositifs communément utilisés.

Pour le Pôle-pôle, une procédure similaire au Wenner est utilisée. Pour un système avec 19 électrodes, 18 mesures sont d'abord effectuées avec une distance «  $1*a$  » entre A et M, puis «  $2*a$  » et ainsi de suite.

Pour un Dipôle-dipôle, un Wenner-Schlumberger ou un Pôle-dipôle, la séquence de mesure est légèrement différente (Figure 46 et Figure 47). Pour un Dipôle-dipôle par exemple, les mesures commencent habituellement avec une distance «  $1*a$  » entre les électrodes d'injection du courant (A et B) et de mesure de potentiel (M et N). La première séquence de mesure est alors effectuée en donnant une valeur de 1 pour le facteur  $n$  (qui est le rapport  $AM/MN$ ) puis une valeur de 2 toute en maintenant la distance AB et MN fixe à «  $1*a$  ». Lorsque  $n$  vaut 2, la distance AM est donc le double de la distance AB (ou MN). Pour les mesures suivantes, la valeur de  $n$  est habituellement incrémentée jusqu'à 6. A partir de  $n=6$ , la valeur du potentiel mesurée n'est plus précise car trop faible. Pour accroître la profondeur d'investigation, on augmente la distance AB à «  $2*n$  » et une même séquence de mesure est effectuée de manière similaire. Si nécessaire, cette opération peut être encore répétée.



**Figure 48 :** Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure pour un dispositif Wenner (Tiré du manuel d'utilisation de RES2DINV)

Pour le Wenner-Schlumberger et un Pôle-dipôle, différentes combinaisons de  $a$  et  $n$  sont utilisées. Il est donc bien clair que dans le cas d'un Wenner-Schlumberger, le type exact du dispositif va donc être compris entre un Wenner au sens strict et un dispositif gradient (avec une distance MN suffisamment petite pour respecter les hypothèses mathématiques et suffisamment grande pour que la différence de potentiel puisse être mesurée).

Une des méthodes utilisées pour permettre d'étendre la zone explorée est la méthode du recouvrement. Après avoir effectué une séquence de mesures avec toutes les électrodes du câble, ce dernier est déplacé d'un certain nombre d'électrodes dans le sens du profil. Toutes les mesures qui impliquent des électrodes sur une partie du câble qui ne se superpose pas au profil originel sont répétées

#### 4.2. Le concept de « Garbage in et Garbage out »

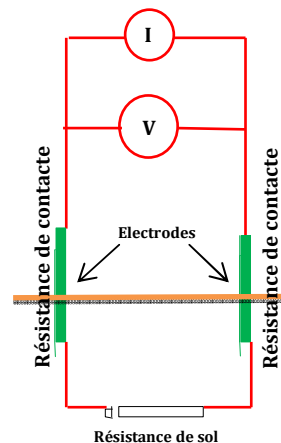
Pour avoir un modèle fiable, il est nécessaire d'avoir de bonnes données à la base. Il est donc important d'insister sur ce point. Le traitement effectué pendant l'inversion ne pourra certainement pas améliorer la qualité de vos données: si les données que vous utilisez sont mauvaises, le résultat sera lui-même médiocre. C'est le concept bien connu que les informaticiens nomment "Garbage In - Garbage Out". Il est donc nécessaire de soigner l'acquisition.

Les principaux problèmes d'acquisition sont les suivants:

- ❖ Une électrode défectueuse nous prive rapidement d'un nombre élevé de points. Il est donc nécessaire de s'assurer de la bonne marche du matériel. De même, l'impédance d'entrée du résistivimètre doit être suffisamment élevée (plusieurs  $M\Omega$ ).
- ❖ En zone fortement bruitée, un courant maximum doit être injecté dans le sous-sol de façon à améliorer le rapport signal / bruit (surtout pour les dispositifs à faibles force du signal comme le Dipôle-dipôle). Pour ce faire, on augmentera le voltage à l'entrée et on mouillera le sol autour des électrodes. Le but est ici de diminuer la résistance de contact. Cette dernière est généralement mesurée par le résistivimètre avant de lancer la séquence de mesures selon le circuit électronique schématisé à la Figure 49.

- ❖ Il est nécessaire de s'affranchir des conditions climatiques. Il n'est donc pas conseillé de combiner des données ayant été mesurées à plusieurs mois d'intervalle (variations des résistivités saisonnières).
- ❖ Il est déconseillé d'utiliser comme électrode de mesure du potentiel une électrode ayant servi à l'injection juste avant.
- ❖ Il se développe en effet dans ce type de situation un phénomène identique à la polarisation d'électrode en P.P. Il faudra alors prévoir une séquence d'acquisition qui laisse l'électrode d'injection inutilisée durant un certain laps de temps (env. 30 secondes) avant d'être employée comme M ou N.

**Figure 49 :** Schéma de mesure de la résistance de contact en tomographie électrique



#### 4.3. Tomographie électrique à haute résolution :

Cette méthode peut être utilisée dans des régions fortement bruitées. Il s'agit ici d'obtenir des informations à une certaine profondeur en utilisant des dispositifs dont la répartition de la sensibilité est différente. Prenons un exemple. Le dispositif Wenner-Schlumberger est un exemple de tomographie haute résolution, pour autant que toutes les possibilités Wenner soient prises en compte (le temps d'acquisition s'en trouve allongé mais c'est le prix à payer pour ce genre de procédure). Une fois que toutes les possibilités Wenner sont effectuées, il est possible de trouver des possibilités Schlumberger dont les points de mesure vont se positionner au même niveau que des points Wenner. Prenons par exemple un dispositif Wenner avec  $a=8$ . Le Tableau 11 donne alors une pseudo-profondeur de 4.15 pour ce point de mesure. Si on prend maintenant un dispositif en Schlumberger avec  $n=5$  et  $a=2$ , la pseudo-profondeur de ce point vaut 4.18 suivant Tableau 11. Ces deux points seront alors positionnés à la même pseudo-profondeur mais ne seront pas obtenus par le même dispositif. La région du sous-sol prise en compte pour leur mesure sera donc légèrement différente de par les différentes sensibilités des deux dispositifs. Ces points vont donc fournir des informations légèrement différentes sur le sous-sol.

Une technique de haute résolution similaire peut être obtenue en combinant un Dipôle-dipôle et un Pôle-pôle et en jouant sur les valeurs de  $n$  et  $a$ . En théorie tous les dispositifs peuvent être combinés bien que ceci ne soit parfois pas commode dans la pratique. Les programmes d'inversion acceptent généralement ce type de fichier mixte. Des études récentes tendent à montrer que les résultats obtenus en inversant simultanément les points obtenus par deux dispositifs (joint inversion) donnent de meilleurs résultats qu'une inversion séparée.



#### 4.4. Conclusion partielle:

Si votre terrain à étudier est bruité, que vous avez peu de temps à disposition et que vous avez besoin d'une bonne résolution verticale, utilisez un dispositif Wenner. Ce dispositif peut par exemple être utilisé en recherche hydrogéologique ou environnementale (recherche de structures horizontales).

Si vous désirez une bonne couverture horizontale ainsi qu'une bonne résolution horizontale, que votre terrain n'est pas trop bruité, que votre résistivimètre est sensible et que le contact avec le sol est bon, vous pouvez utiliser un dispositif Dipôle-dipôle. Ce dispositif peut par exemple convenir en archéologie, en géologie de l'ingénieur en géophysique minière ou en génie civil (recherche des structures verticales).

Si vous n'êtes pas sûrs de la géométrie de votre milieu et que vous avez du temps à disposition, utilisez un Wenner-Schlumberger. Ce dispositif, généralement recommandé dans la plupart des cas, peut être utilisé en recherche géologique à grande échelle, hydrogéologique ou environnementale. De bons résultats peuvent également être obtenus en génie civil, géologie de l'ingénieur et archéologie.

Pour de plus petits terrains d'étude, un dispositif Pôle-pôle ou Pôle-dipôle ("forward" et "reverse") peut convenir. Une étude électrique à haute résolution peut de plus améliorer la qualité de vos résultats.

### III. Traitement et modélisation des données :

#### 1. Introduction :

Une fois les données de résistivité apparentes collectées, l'opération inverse du problème direct est résolue pour remonter aux caractéristiques inconnues du terrain. Autrement dit, il s'agit, à partir des données mesurées sur le terrain (résistivités apparentes mesurées), de retrouver les paramètres du modèle de terrain (résistivités inversées, proches des résistivités vraies), décrivant le sous-sol de manière plausible et expliquant bien les données de résistivités apparentes mesurées. L'inversion des données n'est pas évidente.

Par contre, le problème direct visant à calculer la réponse d'un modèle peut être facilement résolu en utilisant une méthode numérique adaptée (par exemple les différences finies ou les éléments finis). Cette réponse porte le nom de résistivité apparente calculée. L'opération d'inversion va donc consister en une minimisation de la somme des écarts (au carré dans le cas d'une minimisation par moindres carrés) entre les résistivités apparentes mesurées et calculées sur un modèle. En général, le profil est discrétisé sous la forme d'une série de cellules de résistivités homogènes qui constituent donc les paramètres inconnus du modèle (voir plus loin fig. 50). Ces cellules deviennent des blocs en volume lors d'un traitement 3D. La complexité du problème inverse électrique vient principalement de sa non-linéarité (les relations qui relient paramètres du modèle et données calculées ne sont pas linéaires). Une approche possible (LOKE et BARKER 1996, FARQUHARSON et OLDENBURG 1998) consiste à rendre linéaire ce problème en effectuant un développement limité du premier ordre autour d'une solution approchée puis en résolvant le problème inverse de manière itérative selon une minimisation par moindres carrés (norme L2). Une description plus détaillée de ce type de résolution peut être trouvée dans MARESCOT (2003) par exemple.



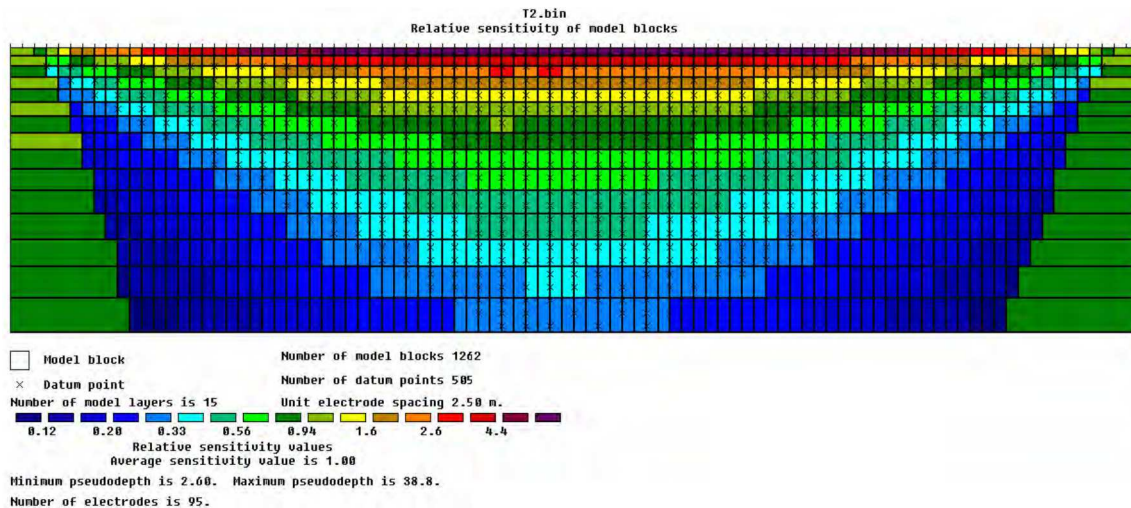


Figure 50 : Distribution des blocs utilisés dans la modélisation □ et points de mesure ×

## 2. Concept d'inversion en géophysique

Lorsque le milieu est homogène, la résistivité électrique apparente est une bonne approximation de la résistivité électrique vraie et elle peut être interprétée directement. Dans le cas d'un milieu qui n'est pas homogène, tels que ceux que l'on rencontre le plus souvent dans la nature, la pseudo-section ne peut pas être interprétée directement, d'autant plus que celle-ci dépend également de la configuration des électrodes. La pseudo-section peut être produite dans le cas d'un profil en solutionnant la loi d'Ohm et l'équation de Laplace. Ce processus est appelé modélisation directe. Seules des interprétations qualitatives peuvent être effectuées à partir de celle-ci.

Pour obtenir une mesure quantitative de la résistivité électrique vraie, il est nécessaire de procéder à une procédure dite d'inversion. Lorsqu'un levé de résistivité électrique est réalisé, le but consiste à obtenir le modèle synthétique de résistivité électrique vraie du milieu étudié à partir de la pseudo-section de résistivité électrique apparente observée. Ce processus s'appelle l'inversion puisqu'il s'agit de l'inverse de la modélisation directe.

L'inversion est une méthode itérative automatique qui peut fournir un modèle de la résistivité électrique vraie afin de placer les structures à une profondeur adéquate. Par contre, la solution mathématique de l'inversion n'est pas unique car plusieurs modèles peuvent correspondre à la même pseudo-section. Le modèle qui correspond le mieux à la résistivité électrique apparente mesurée sur le terrain n'est donc pas nécessairement le bon (Frohlich et al, 1994).

Il est nécessaire de bien connaître le milieu étudié pour être en mesure d'optimiser le processus d'inversion en choisissant adéquatement les paramètres d'inversion. La présence de bruit dans le signal ou de valeurs aberrantes peut également influencer les résultats d'une inversion. Dans ce cas, l'inversion présentera une image moins précise de la résistivité électrique vraie. Il est donc essentiel de considérer ces facteurs lors de l'interprétation des résultats. De plus, afin d'optimiser la qualité des résultats obtenues après inversion des données, il faut que celles-ci aient été recueillies avec soin lors de l'investigation sur le terrain.

### 3. Méthodologie de l'inversion

Afin d'obtenir une image représentant les distributions spatiales de la résistivité réelle (et non plus apparente) en fonction de la profondeur, il est nécessaire d'inverser la pseudo-section. Cette inversion est réalisée suivant un processus itératif qui tente de minimiser l'écart entre la pseudo-section mesurée et une pseudo-section recalculée à partir d'un modèle de résistivité électrique. Ce modèle est modifié à chaque itération jusqu'à ce que les données mesurées et calculées atteignent une corrélation acceptable ou jusqu'à ce qu'aucune nouvelle amélioration ne soit possible. Ce processus d'inversion a été formalisé mathématiquement et implémenté dans le programme de traitement Res2Dinv.

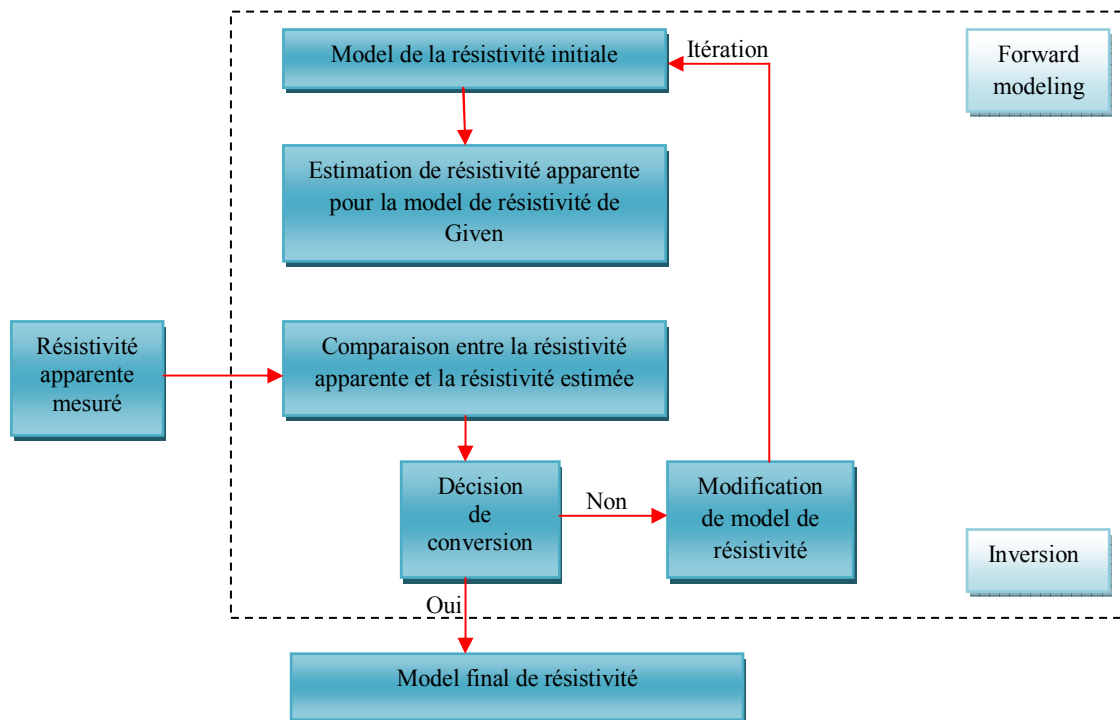


Figure 51 : Schéma explicatif de processus d'inversion de résistivité (Gakki, 2004)

### 4. Filtrage des données avant l'inversion

Les données brutes sortant du résistivimètre sont traitées avec le programme SCTUTIL (Voir l'annexe E)

#### **IV. Etude des structures géologiques superficielles de la zone d'étude par la tomographie électrique**

Cette partie présente une synthèse d'une étude exhaustive effectuée par Pr FEHDI Chemseddine et al en 2009-2010 (Fehdi et al 2010) dans la zone de MChentel, Cheria (au niveau de première effondrement ; voire les figures 27-A et 38-A). L'étude a été faite par le groupe des chercheurs (Université de Tébessa-Algérie et université de Jordan Amman-Jordan) suite aux affaissements de sol d'avril 2001. L'étude avait comme objectif de mieux connaître l'environnement souterrain de site et de recommander des méthodes géophysique pour cartographier les cavités souterraines existantes dans la région.

##### **1. Introduction :**

La tomographie de résistivité électrique dérive de la combinaison des méthodes classiques du sondage et du traîné électriques. Elle permet une imagerie continue 2D ou 3D des variations de résistivité électrique du sous-sol (Dahlin, 2001). Grâce au développement récent d'outils performants d'acquisition automatisée et d'inversion mathématique, technique est devenue relativement facile à mettre en œuvre et largement utilisée pour des applications industrielles et environnementales (Dahlin, 1996; Loke et Barker. 1996a et 1996b).

##### **2. Prospection:**

Les deux techniques d'ERT 2D et 3D ont fourni des modèles fiables du sous-sol. Les auteurs relèvent néanmoins le fait que la technique 2D est sensible à l'orientation des structures géologiques par rapport à l'angle de prise des mesures alors que la technique 3D l'est beaucoup moins. Cette dernière requiert par contre un temps de traitement beaucoup plus long et nécessite une très grande densité de données pour que ces dernières se prêtent à une bonne interprétation.

##### **3. Profondeur effective d'investigation :**

La profondeur effective d'investigation correspond à la profondeur de terrain prise en compte lors de la mesure de résistivité. Pour une configuration d'électrodes donnée, elle dépend de la distance totale du dispositif selon la répartition verticale des résistivités elle est prise égale à une fraction s'établissant entre 10 à 30 % de la longueur totale. La profondeur d'investigation effective dépend aussi des propriétés électriques des couches du terrain investigué. En effet, en présence d'une couche conductrice (par exemple une couche d'argile), le courant électrique a tendance à se concentrer dans cette dernière, ce qui diminue la profondeur d'investigation.

##### **4. Matériel utilisé :**

Pour l'investigation en profondeur, nous avons utilisé le résistivimètre SARIS (Scintrex Automated Resistivity Imaging System) de 27 électrodes avec un espacement de 2 m entre les électrodes. Ce système a été développé par la compagnie canadienne SARIS Instrument. Pour les mesures de tomographie électrique, le résistivimètre SARIS est intégré par un sélectionneur d'électrodes automatique, L'interrogation des électrodes se fait à travers 4 câbles spéciaux de 120 m de longueur chacun (intelligent multi-electrode cables). Le SARIS est un outil puissant et rapide, il permet la prise de 10 mesures simultanément (10 dipôles de réception pour un dipôle d'injection). Il permet également d'injecter un courant de haute intensité, jusqu'à 2.5A avec une puissance de 500 watt. L'alimentation se fait à l'aide de la batterie interne (taux de décharge possible jusque 24 % et une bonne durée de vie). Ces caractéristiques permettent d'investiguer le sous-sol en grande profondeur avec plus de rapidité. Le courant injecté peut être automatiquement ajusté pour optimiser la différence de potentiel mesurée et s'assurer d'une bonne qualité de mesure, mais l'utilisateur peut aussi choisir d'injecter un courant spécifié. Le SARIS possède un module qui permet la vérification des connexions des électrodes et la mesure de la résistance de contact entre le sol et les électrodes. Dans le cas des mesures simultanées de la résistivité et de la chargeabilité.

Pour cette étude, les paramètres d'acquisition suivants ont été utilisés :

- dispositif: Winner.
- espacement : 2 m pour l'étude de la proche surface.
- facteur de qualité exigé (écart-type) : 2%.
- nombre minimal de cycles (stack min) : 2.
- nombre maximal de cycles (stack max) : 10.
- nombre de niveaux (n=9) : Pour une séquence d'acquisition avec un écartement (2m) entre électrodes (électrodes adjacentes), toutes les mesures effectuées avec le même espacement (n. a, distance winner émetteur-winner récepteur) correspondent à un niveau d'investigation (profondeur d'investigation égale 10 m). Lorsque n augmente, la profondeur d'investigation augmente aussi (plus de détail est donné dans le chapitre précédent). Dans le cas de nos mesures, nous avons utilisé 9 (n vari de 1 à 9).
- durée de l'onde de courant (8s).
- différence entre le temps de coupure et le temps de début de mesure (Mdly) : 160 ms.

Un profil ERT a été réalisé à travers le site d'étude (Figure 52) à l'aide d'un multi électrode SARIS Lund de 3 câbles de 80 m de long, et un espacement inter-électrode de 2m. L'acquisition des résistivités apparentes a été effectuée à l'aide du dispositif quadripôle Wenner-Alpha.

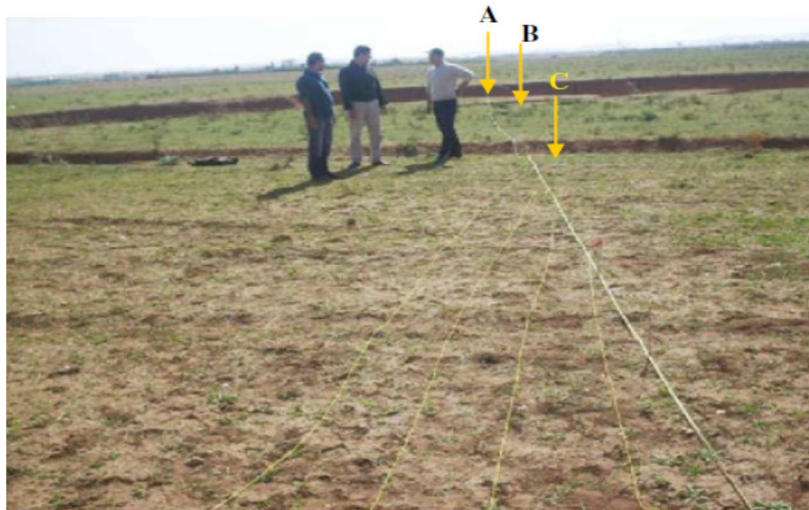


Figure 52 : Photo de la mission électrique sur le site (FAHDI et al2014)

### 5. Mesure géophysique :

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 verticalement et horizontalement le long du profil. Dans ce cas, on suppose que la résistivité ne change pas dans la direction perpendiculaire au profil d'où le terme d'imagerie 2D. Cette supposition est raisonnable pour beaucoup de corps allongés et dans ce cas la méthode pourra être appliquée. Il faudra alors tenter de placer le profil perpendiculairement au corps à étudier (d'après les résultats de l'investigation microgravimétrique ; voire partie 01, chapitre 02). Une acquisition 2D utilise en général un grand nombre d'électrodes placées selon un profil et connectées à un câble multiconducteurs. Un ordinateur portable, dans lequel est programmée la séquence de mesures (ou un résistivimètre possédant un disque dur), est relié à une boîte de commutation et sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel. Chaque électrode possède en effet une adresse numérique unique dans le dispositif, ce qui lui permet d'être identifiée par l'ordinateur. Le câble multiconducteur est relié avec un résistivimètre SARIS. Un contact galvanique est assuré avec le sol au moyen des d'électrodes

spéciales éliminant la polarisation spontanée (acier inoxydable). Un espacement constant (nommé distance inter-électrode) égale à deux mètres est utilisé d'une électrode à l'autre.

Durant l'acquisition de données, le résistivimètre sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel. La mesure est ensuite stockée en mémoire. Pour notre site d'étude en Prenons un dispositif Wenner avec 27 électrodes. La distance entre deux électrodes est notée "a" (2 mètres). En dispositif Wenner (figures. 64 et 47) la première mesure du fichier d'acquisition 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). Pour la mesure suivante, le dispositif est déplacé d'une distance a. 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 l'électrode 27. Le premier niveau d'acquisition présente donc 24 possibilités (27-3) de mesure.

Comme la caractéristique géométrique du dispositif Wenner est de garder une distance constante entre toutes les électrodes, le second niveau d'acquisition sera mesuré avec une distance inter-électrode égale à  $2xa$ . La première mesure du second niveau impliquera donc les électrodes 1 et 7 pour l'injection du courant et 3 et 5 pour la mesure du potentiel. Le processus se répète à nouveau jusqu'à l'électrode 27. Le second niveau comprendra alors 21 possibilités ( $27-2x3$ ). Dans le panneau électrique, le second niveau d'acquisition est représenté à une profondeur plus importante que le premier, étant donné que l'espacement entre les électrodes a été augmenté. On effectue ainsi les mesures de chaque niveau d'acquisition avec  $3xa$ ,  $4xa$ , et ainsi de suite (il en existe 9 pour 27 électrodes en Wenner). Il est évident que plus la distance inter-électrode n'augmente, plus le nombre de possibilités ne diminue. Le nombre de mesures va dépendre du type de dispositif utilisé. Pour avoir de bons résultats, il est nécessaire d'effectuer les mesures de manière systématique de façon garantir une couverture uniforme.

## 6. Traitement des données :

Une fois les données de résistivité apparentes collectées, l'opération inverse du problème direct est résolue pour remonter aux caractéristiques inconnues du terrain. Autrement dit, il s'agit, à partir des données mesurées sur le terrain (résistivités apparentes mesurées), de retrouver les paramètres du modèle de terrain (résistivités inversées, proches des résistivités vraies), décrivant le sous-sol de manière plausible et expliquant bien les données de résistivités apparentes mesurées. L'inversion des données par les programmes de RES2DINV ; est un programme informatique qui déterminera automatiquement un modèle bidimensionnel (2D) de résistivité pour la sous-surface utilisant les données obtenues à partir d'une investigation électrique à deux dimensions pour le cas de notre investigation sur le site d'étude.

## 7. Base de l'interprétation d'ERT dans le domaine karstifiés

La mesure de résistivité électrique nécessite deux paires d'électrodes, une d'injection de courant et une autre de mesure de différence de potentiel. Il existe de multiples configurations possibles pour l'arrangement géométrique de ce quadripôle. Toutefois, plus les électrodes sont espacées, plus les lignes de courant iront en profondeur. La tomographie de résistivité électrique consiste à utiliser un grand nombre d'électrodes et un appareil capable de faire les mesures automatiquement pour différentes configurations d'électrodes. Ainsi, la tomographie électrique donne accès à des informations de résistivité à différentes profondeurs. Les données sont ensuite traitées avec un logiciel d'inversion pour produire un modèle de résistivité du sous-sol pouvant être à l'origine des différentes mesures effectuées.

Pour le problème particulier du karst, cette technique peut permettre d'imager le conduit et cela facilement si celui-ci est conducteur (présence d'eau) (Rey, 2007). Néanmoins, les cavités ou conduits vides peuvent aussi être observées (Noel and Xu, 1992 ; Al-Fares, 2002 ; Louis et al., 2002 ; Cardarelli et al., 2006 ; Piscitelli et al., 2007, Fehdi et al. 2010) comme des zones très résistantes dues aux conduits karstiques vides.



Cette technique peut aussi servir à observer des structures associées aux karsts comme des zones de fracturation sub-verticales (Kaufmann and Quinif, 2001 ; Ahmed and Carpenter, 2003 ; Bosch and Müller, 2005 ; Ezersky et al., 2006 ; Kruse et al., 2006 ; Jardani et al., 2007, Nouioua et al., 2015). Les fractures peuvent être comblées de conducteurs (eau ou argile) ou bien même vides (résistante) et sont la plupart associées à des dolines observables en surface. La doline apparaît comme une zone plus résistante que son encaissant.

La tomographie électrique est aussi utilisée pour imager la forme de l'interface entre le substratum calcaire et la couche de surface (Zhou et al., 2000 ; Kaufmann and Quinif, 2001 ; Ezersky et al., 2006). La présence de zone conductrice au sein des calcaires peut être un indice pour la localisation des zones de dissolution. En effet, l'eau risque de s'accumuler car le calcaire est à l'origine imperméable, et va donc favoriser la dissolution qui peut entraîner la création de cavités et dans certains cas, des dolines en surface s'il y a un effondrement comme cas de notre site d'étude.

### 8. Interprétation des résultats

Cette mise en œuvre permet d'obtenir, après traitement (inversion par RES2DINV), une coupe verticale en résistivités électriques calculées à partir de la mesure des résistivités électriques apparentes à l'aide d'un dispositif multi-électrodes. L'objectif principal est de mettre en évidence, le long d'un profil, la géométrie de corps géologiques aux caractéristiques électriques contrastées, donc la structure du sous-sol.

**N.B :** Durant la période 2013-2014, deux tomographies en croix Pseudo1 a été réalisées sur le site test du MChental (Fig. 52). Le traitement des données a été réalisé par Fahdi. C., et al (2014).

Les données de tomographie électrique récoltées sur terrain ont été représentées sous forme de pseudosection et interprétées à l'aide du logiciel RES2DINV de la société Geotomo Software. Ceci nous a permis d'obtenir un modèle de la résistivité du sous-sol. Le résultat de cette interprétation, pour l'unique profil réalisé, est présenté sur la figure 13 ci-dessous qui montre le modèle précité ainsi que les deux pseudosections observée et calculée.

Le profil de tomographie électrique a été réalisé à cinq kilomètres environ à l'Est de la ville Cheria. L'analyse des données de la résistivité apparente enregistrées le long de ce profil permet de constater que les valeurs varient de 10 Ohm.m à 400 Ohm.m environ. Cette importante dispersion des valeurs de la résistivité apparente a conduit à un modèle de résistivité du sous-sol beaucoup plus contrasté.

L'analyse de ce modèle en coupe verticale permet d'identifier les entités suivantes :

- ✓ Un terrain conducteur superficiel d'épaisseur variable avoisinant les 8 mètres augmenté progressivement vers le centre. Nous pensons que ce terrain correspond à la couche des alluvions paléo-quadernaire compte tenu de la baisse significative de la résistivité qui la caractérise et de son épaisseur qui est de l'ordre de grandeur de celle obtenue au Nord par le coupe lithologique observé sur les parois de l'effondrement "I" (Voir figure 26-D, partie 01, chapitre 02). Toujours dans la même couche, ce terrain est recouvert par une couche plus résistive et discontinue. D'après les observations que nous avons faites sur le terrain, cette partie du profil se situe au niveau d'une couche relativement plus résistive devrait correspondre aux alluvions à dominance graveleuse se forme circulaire d'une résistivité varie entre 145 Ohm.m et 355 Ohm.m.
- ✓ Les données de tomographie électrique montrent également que la portion du Calcaire de Eocène se trouve aux deux extrémités inférieures (Nord et Sud) de pseudosection où la résistivité supérieure à 355 Ohm.m (Fig. 53).



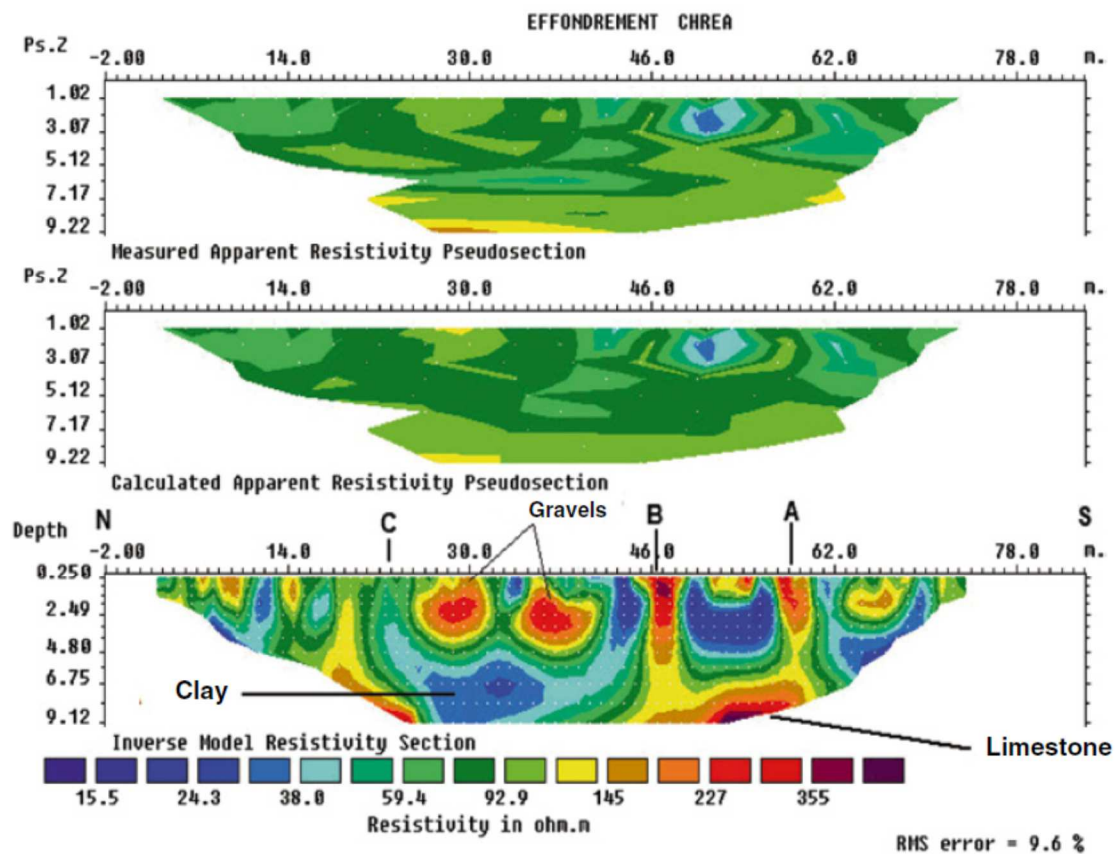


Figure 53 : Profil multi électrodes inversé Pseudo 1, inter-électrode 2m (Fahdi et al 2014).

### 9. Discussion sur les résultats d'investigation électrique :

Ce profil d'orientation NS, suivant la ligne de l'effondrement I, est constitué de 27 électrodes espacées de deux mètres. Le panneau inversé montre une structure du sol complexe (quaternaire). La résistivité électrique varie d'une part et d'autre (Fig. 53). En se basant sur l'échelle des résistivités déterminée à partir de la coupe électriques, on peut distinguer les calcaire (supérieur 355 Ohm.m), des graviers (de 145 à 355 Ohm.m), et enfin des complexe argileux gréseux (inférieur à 145 Ohm.m).

Malheureusement, l'interface qui définit les calcaire karstifiés à savoir le niveau de toit de la nappe Eocène se retrouve plus en profondeur par rapport à la profondeur effective d'investigation (10 % par rapport au long total de la coupe électrique ; 8 mètre comme maximum). Le top des Calcaire se trouve vers 6 mètre et la profondeur maximum d'investigation vers 10 mètre par rapport à la surface pour ce profil électrique.

## Synthèse de l'étude

Les milieux karstiques ont un intérêt hydrogéologique très particulier car ils représentent pour certains pays, notamment autour de la Méditerranée, les ressources essentielles en eau souterraine. La prospection géophysique est souvent envisagée dans les études hydrogéologiques de ces milieux pour caractériser leur structure. Le manque croissant en eau au niveau mondial requiert de rechercher toujours des méthodes et des techniques plus performantes, rapides et moins coûteuses adaptées à l'exploration de tels milieux. Il y a une vingtaine d'années, des développements technologiques ont permis l'apparition de nouvelles générations de techniques géophysiques plus efficaces et mieux adaptées aux milieux discontinus comme le cas du karst. Malgré tout, l'implantation de forages positifs en milieu karstifiés reste toujours un défi délicat et nécessite une collaboration efficace entre des géologues, des hydrogéologues et des géophysiciens.

Dans la littérature, de nombreuses publications ont abordé l'utilisation de la géophysique dans l'étude hydrogéologique des milieux aquifères discontinus. Dans la plupart des cas, les informations fournies sont toujours modestes et les exemples de réussite sont rares et limités soit par la profondeur d'investigation soit parce que la vérification des résultats par d'autres méthodes est difficile. Dans cette étude expérimentale, nous montrons que la géophysique peut être un moyen efficace et utile en choisissant les techniques les mieux adaptées aux milieux complexes comme le karst.

Ce travail a consisté à évaluer la mise en œuvre, les performances et l'intérêt de différentes méthodes géophysiques (électrique et microgravimétrique) pour la description d'un milieu karstique typiquement semi-aride. Nous avons cherché à :

- ✓ Montrer l'intérêt de la géophysique dans la connaissance de la structure et de la cartographie des cavités karstique souterraines dans une gamme de profondeur de 0 à 40 m.
- ✓ Déterminer quelle(s) méthode(s) est capable de décrire convenablement la zone superficielle du karst (épikarst et ses relations avec les parties plus profondes).
- ✓ Tester la performance, l'efficacité et la mise en œuvre de ces méthodes en milieu complexe et résistant tel que le karst.
- ✓ Cartographier et analyser les formations alluviales couvrant un milieu karstique.

L'utilisation de plusieurs méthodes géophysiques sur un site où les caractéristiques structurales et hydrogéologique bien connues comme dans le cas du MChentel, avait pour but de proposer une démarche méthodologique applicable aux aquifères carbonatés. Dans cette synthèse nous allons essayer de confronter les résultats fournis par les deux méthodes géophysiques avec les données du terrain en particulier en milieu karstique afin de montrer l'intérêt et l'efficacité de chaque méthode.

### A. Site karstique du MChentel

Le site karstique du MChentel a été choisi comme site expérimental du fait qu'il a beaucoup d'avantages pour l'application d'un certain nombre de méthodes géophysiques. Sa surface et caractéristique des milieux karstiques ; sa structure générale, géologique et topographique, est simple et bien connue ; les conduits karstiques, sont bien localisés par exploration à des profondeurs variant entre 15 et 80 m (Les forages de l'eau potable sur la région et la cartographie spéléologique entre les deux effondrements). Ces avantages permettent de caler et de confirmer les données acquises par les deux méthodes avec les données géologiques et hydrogéologiques du terrain.

## B. En surface

La connaissance des caractéristiques de la surface des milieux karstifiés représente une étape fondamentale dans la compréhension structurale et fonctionnelle de ces karsts. L'état physique et la nature lithologique de la surface jouent un rôle très important dans la distribution des écoulements et dans l'organisation de différentes parties de l'aquifère (zones d'infiltration, noyée, conduits et cavités ...).

En milieux karstifiés, l'écoulement vertical est en général dominant sur l'écoulement horizontal dans les zones superficielles et d'infiltration. Cette composante verticale d'écoulement est liée directement aux parties les plus fracturées de l'épikarst et aux fractures verticales sous-jacentes qui assurent la liaison hydraulique entre la surface et le souterrain par l'intermédiaire de la zone d'infiltration. La localisation de ces effondrements contribue à déterminer les lieux de relation hydrodynamique préférentielle entre les zones superficielles et profondes.

### Microgravimétrie

La gravimétrie est l'étude des variations du champ de pesanteur  $g \rightarrow$  à la surface de la Terre, provoquées par la variation de masse du sous-sol ausculté. La microgravimétrie est une méthode géophysique qui permet la définition d'un modèle fiable géo-structural de la mise en souterrain de la zone étudiée. La méthode microgravimétrique utilisée dans cette section est adéquate pour enquêter sur des anomalies karstiques à différentes échelles. Les résultats d'une interprétation 3D des données microgravimétrique donnent de nouveaux aperçus sur l'extension locale des anomalies négatives qui sont attribués à la présence des cavités karstiques souterraines.

La carte de l'anomalie résiduelle souligne une zonalité gravimétrique reflétant les caractéristiques du sous terrain dans la partie centre de la carte. En fonction de la géologie locale, ceci s'expliquerait par la présence des cavités karstiques plus importantes dans cette partie de la région de MChentel d'après les études passées sur cette région. Ces derniers sont présents au centre de la zone d'étude ce qui explique les faibles valeurs de l'anomalie de Bouguer complète observées dans ces zones.

### Tomographie électrique 2D

Cette technique permet d'étudier les variations verticales et latérales de la résistivité électrique du terrain. Sur le karst du MChentel, un profil par panneau électrique a été réalisé directement à la verticale de l'effondrement principale dans le but de comparer la réponse électrique avec les données microgravimétrie. L'inversion des données a permis de caractériser les variations de la résistivité électrique en fonction de la profondeur et de déterminer les différentes structures déjà montrées par la prospection microgravimétrique en particulier la position de la cavité karstique (première anomalie sur la carte de l'anomalie résiduelle ; voir la fig. 30 chapitre 01). Cependant cette méthode est plus difficile à mettre en œuvre que la microgravimétrie, car il faut réaliser de très bons contacts dans le calcaire pour les électrodes pour augmenter la profondeur d'investigation effective ou bien augmenter la longueur total de profil électrique jusqu'au 400 m pour atteindre la profondeur des calcaire karstifiés d'âge Eocène de notre site d'étude d'après les résultats de la microgravimétrie et les colonnes stratigraphique des forage hydraulique existants dans la région de Cheria.

### Intérêts de l'utilisation conjointe de différentes méthodes

L'application conjointe de deux méthodes géophysiques au cours de cette étude a permis non seulement d'évaluer l'intérêt et l'efficacité de chaque technique, mais aussi de confirmer les données obtenues par les différentes méthodes. Ainsi, l'interprétation conjointe de plusieurs types de données a permis de préciser et d'améliorer la connaissance de la structure géologique et karstique de la zone d'étude y compris la nature de la surface.

Les résultats fournis par les différentes méthodes géophysiques utilisées concordent parfaitement avec les données de terrain. Le traitement des données gravimétriques et leur interprétation basée notamment sur la technique d'analyse des contacts a permis de mettre en évidence un réseau de structures dont la plupart n'ont pas été observées auparavant et constitue un complément de la carte structurale existante sur laquelle sont également représentées les limites approximatives des anomalies gravimétriques négatives qui pourrait coïncider avec les zones topographiquement bas de site d'étude (Fig. 27 et 30 chapitre 01).

Les résultats fournis par la prospection microgravimétrique utilisées concordent parfaitement avec les données réelles de terrain (profil spéléologique) sauf pour la troisième cavité que ne peut pas détecter par la microgravimétrie. Cette lacune résulte de l'espacement (maillage) utilisé pour notre investigation microgravimétrique.

Par ailleurs, la réinterprétation des données de profil électriques disponibles a permis une caractérisation ponctuelle de la zone d'étude en se basant sur les variations verticales de la résistivité. Les résultats obtenus mettent en évidence un modèle du sous-sol montrant un terrain complexe composé de trois entités : un Calcaire saint à la base (les deux extrémités), une zone de graviers et un complexe argilo gréseux.

Pour le profil électrique, comme prévu, les structures karstiques n'est pas identifiable mais les mesures ont permis d'identifier deux parties du Calcaire de l'Eocène. En surface, un affaissement du calcaire et/ou une intense fracturation analogue à l'épikarst (Les petits effondrements A, B, C sur la figure 52).

## **Conclusion générale et perspective**

### **Conclusion générale**

Les présents travaux de recherche ont consisté à évaluer l'apport des informations géophysiques pour la reconnaissance et la protection de l'aquifère dans un milieu hétérogène et anisotrope tel que le karst.

Des résultats nouveaux ont été obtenus dans trois domaines :

- La reconnaissance de site étudié.
- Développements spécifiques des techniques géophysiques.
- Méthodologie d'application des méthodes géophysiques à l'étude du karst.

#### **1. La reconnaissance de site :**

Plusieurs sites expérimentaux, caractéristique de régions karstiques observées autour du bassin du Cheria, présentant chacun une problématique hydrogéologique bien précise, ont été choisis la zone entre les deux effondrements au site dite MChentel.

La zone prospectée a une surface globale de 14700 m<sup>2</sup> (70m\*210m) avec une pente faible et un dénivelé maximum est de l'ordre de quelques centimètres, elle est constituée en surface des alluvions et le sable du Moi-Plio-Quaternaire. Ses coordonnées sont : X (386785 et 386590), Y (3906510, 3906645) et altitude d'ordre de 1096 mètres.

L'information nécessaire à comprendre sa structure et son évolution. Les résultats géophysiques ont donné :

- Une description de la forme du substratum calcaire d'âge Eocène (localement sur la zone prospectée).
- La mise en évidence localement d'une couche mince argilo-gréseuse jouant un rôle protecteur pour l'aquifère karstique sous-jacent.
- Une amélioration de la connaissance de l'évolution du système et une description du mécanisme de réactivation des cavités cachées sous les sédiments.

La démonstration de l'intérêt des techniques géophysiques pour la localisation des zones favorables à l'effondrement à la future. Couplés aux résultats géologiques et hydro-géophysiques on peut atteindre une bonne description de la matrice carbonatée et une évaluation de la profondeur, la taille des cavités et l'intensité de phénomène de karstification dans les trois directions (X, Y, Z) par la microgravimétrie.

#### **2. Développements spécifiques des techniques géophysiques :**

Après une recherche bibliographique exhaustive sur les travaux géophysiques réalisés sur le karst, nous avons choisi parmi les méthodes et techniques géophysiques de surface celle qui étant les mieux adaptées, pouvant apporter le maximum d'informations pour les hydrogéologues et géotechniciens de sol. Trois conditions devraient être remplies simultanément pour la reconnaissance, la cartographie et la sélection éventuelle de cibles particulières :

- Haute résolution horizontal et vertical surtout pour la microgravimétrie.
- Grande rendement en termes de surfaces explorées.
- Un bon rapport sur la portabilité du matériel.

#### **3. La méthodologie d'application des techniques géophysiques à l'étude des karsts :**

D'après les résultats obtenus sur le site d'étude et tous les travaux géophysiques déjà réalisés et aussi de la bibliographie, nous avons tenté d'évaluer l'adéquation des méthodes et techniques géophysiques de surface pour la reconnaissance des différentes parties d'un système karstique, ainsi que leur efficacité et rendement (tableau 12).

Nous avons simplifié le système karstique en cherchant à dégager les principales problématiques que les hydrogéologues cherchent à résoudre en domaine karstique :

- La définition des limites d'un système karstique affleurant ou sous couverture sédimentaire (toit de substratum carbonaté, contact avec les formations non carbonatées, présence des failles, ...)
- Localisation des zones de fracturation. Est-ce que la géophysique peut distinguer une formation carbonatée massive d'une zone plus fracturée ? Selon le contexte, les axes de fracturation peuvent correspondre à la direction préférentielle du développement de la karstification.
- La détermination de la morphologie karstique quand le karst est sous couverture (dépressions, vallées,...).
- Localisation des points d'infiltration préférentielle (perte, gouffres,...) susceptibles d'être colmatés ou cachés sous des sédiments.
- Localisation des cavités dites fossiles, localisées au-dessus du niveau de base (grottes, paléo drains,...).
- Localisation des cavités noyées ou vides.

Cette classification géophysique est contestable peut-être, parce que trop simplificatrice.

En regard de ces problématiques, nous avons classé les méthodes et les appareils selon leurs performances, du point de vue à la fois de leur adéquation aux problèmes à résoudre, et du point de vue du « rendement ».

Il faut signaler que la profondeur d'investigation effective des techniques reste approximative car elle est très dépendante de divers paramètres tel que l'appareil et le dispositif de mesures, la résistivité électrique des formations, la présence de l'eau, la morphologie du terrain investigué etc.

D'autre part la résolution des problématiques hydrogéologiques dégagées va dépendre fortement du contexte géologique et ambiant. En raison de sa complexité et sa diversité et malgré des caractères communs généraux, pour le karst, dans les approches « locales », chaque cas est unique.



**Tableau 12 :** Adéquation de méthodes et techniques géophysiques de surface appliquées au site de MChentel (actuelle et passées) pour la reconnaissance du système karstique de la zone d'étude ainsi que leur efficacité et rendement

Ce tableau constitue néanmoins un résultat important de cette thèse et pourra être	Technique géophysique	Adéquation des méthodes et techniques géophysiques de surface *						Mise en œuvre			Profondeur de reconnaissance		
		Système karstique						Rendement journalier sous conditions de terrain et de main d'œuvre favorable	Coût de location par semaine **	Nombre minimum d'opérateurs	Formation carbonatée affleurant ***	Formation carbonatée sous couverture sédimentaire ****	Remarques
		Limite d'un système karstique (extension) (a)	Zone de fracturation (b)	Morphologie (c)	Point d'infiltration préférentielle (d)	Cavités vides (e)	Cavités noyées (f)						
<b>Microgravimétrie</b>	Profil ou carte du champ de la pesanteur	0	+	0	+	+++	++	25 à 50 stations	I	2	Non évalué	Non évalué	Selon la cavité dont la section >2x sa profondeur
<b>Electrique</b>	Panneau	+	+++	++	+++	+	+	0.3 à 0.6 km	II	2	0 - 50	0 - 50	
<b>Magnétisme</b>	Profil ou carte du champ magnétique terrestre total	0	+	0	+	0	+	0.6 à 1 km	III	1	0	0 - 20	Sensible aux masses magnétique et courant électrique
<b>Radar géologique</b>	Section radar	+++	+++	++	+	+++	+++	0.3 - 0.6 km	IV	1	0	0	

0 : pas adaptée, + : adaptée mais limitée, ++ : adaptée mais incomplète, +++ : recommandée  
I : 1001 à 2000 €, II : 601 à 1000 €, III : 401 à 600€, IV : 300 à 400€ (source : RE.CO.RD France, IRIS Instrument, Expins et Georental)  
\*\*\* : Profondeur liée à la présence et la nature de l'épikarst.  
\*\*\*\* : Profondeur approximative, très dépendante de l'épaisseur et de la conductivité électriques des sédiments, ainsi que du dispositif de mesures

**N.B :** L'objectifs de notre thèse est la microgravimétrie et l'électrique.

## **Perspective**

A partir des résultats obtenus sur le site expérimental du MChentel, nous pouvons proposer la démarche méthodologique suivante qui peut être applicable aux calcaire karstifiés du MChentel pour la future prospection.

Une prospection détaillée de surface de l'aquifère karstique en utilisant la cartographie microgravimétrique pour identifier les zones fracturées et karstifiés avec un maillage bien serrés inférieur à cinq mètre pour cartographie tous les anomalies de notre site surtout chenaux de laissons entre les deux anomalies détectés. L'avantage de la méthode microgravimétrique est qu'elles permettent de faire des mesures rapides sans contact avec le sol, avec des équipements relativement légers.

Une prospection peu profonde (< 40 m) de la zone d'infiltration et le cas échéant des calcaire karstifiés en utilisant la tomographie électrique mais avec une longueur des profils supérieurs à 350 mètre pour atteindre les calcaire karstifiés de l'Eocène sur le même site d'étude (profondeur d'investigation effective égale minimum 10 % de la longueur total du profil électrique).

L'investigation de nouvelle technique géophysique sur le même site d'étude pour les confrontations des résultats obtenues avec les résultats des prospections passées comme la méthode sismique par exemple.

La validation par des forages éventuels, des puits ou des tranchées, de quelques-uns des résultats nouveaux propres à de site d'étude.

## Annexe A

### Transformées de Fouries

Une fonction  $f(x, y, z)$ , définie dans le domaine spatial en trois dimensions a la transformée de Fourier en deux dimensions  $F(k_x, k_y, z)$  :

$$F(k_x, k_y, z) = \iint_{-\infty}^{+\infty} f(x, y, z) e^{-i(xk_x + yk_y)} \partial x \partial y = F(k_x, k_y, z)$$

La transformée de Fourier décompose la fonction  $f(x, y, z)$ , en termes des longueurs d'onde qu'elle contient. La transformée de Fourier inverse récupère la fonction ( $f$ ). Elle est donnée par :

$$F^{-1}[F(k_x, k_y, z)] = \frac{1}{4\pi^2} \iint_{-\infty}^{+\infty} F(k_x, k_y, z) e^{i(xk_x + yk_y)} \partial k_x \partial k_y = f(x, y, z)$$

$K_x$  ( $\frac{\text{radian}}{m}$  ou  $\frac{\text{radian}}{km}$ ) et  $k_y$  ( $\frac{\text{radian}}{m}$  ou  $\frac{\text{radian}}{km}$ ) Sont les nombres d'ondes selon les axes x et y ; respectivement :

$$k_x = \frac{2\pi}{\lambda_x}$$

$$k_y = \frac{2\pi}{\lambda_y}$$

Où  $\lambda_x$  (m, Km) et  $\lambda_y$  (m, km) sont les longueurs d'ondes selon les axes x et y respectivement. Le vecteur de nombre d'onde est donné par :

$$k = k_x \cdot \mathbf{i} + k_y \cdot \mathbf{j}$$

Le nombre d'onde radial (radian/m, radian/km) est l'amplitude de ce vecteur :

$$K = |k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$$

En général. La transformée de Fourier est égale à un nombre complexe. L'amplitude de la transformée de Fourier est donnée par :

$$|F(k_x, k_y, z)| = \sqrt{Re[F(k_x, k_y, z)]^2 + Im[F(k_x, k_y, z)]^2}$$

Où  $Re[F(k_x, k_y, z)]^2$  et  $Im[F(k_x, k_y, z)]^2$  sont les parties réelle et imaginaire, respectivement, de  $F(k_x, k_y, z)$ . L'énergie est l'amplitude au carré de la transformée de Fourier :

$$E(k_x, k_y, z) = [F(k_x, k_y, z)]^2 = E(k, \theta, z)$$

Le spectre d'énergie radial est défini comme la moyenne sur l'azimut ( $\theta$ ), de l'énergie.

Si  $f(x, y, z)$  est connue sur un plan x-y à un z constante et le spectre d'énergie radial est fonction uniquement de nombre d'onde radial :

$$E(k) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} E(k, \theta) d\theta$$

Dans la littérature, les termes spectre d'énergie et spectre de puissance sont utilisés de manière interchangeable. Cependant, le terme spectre d'énergie s'applique aux fonctions  $f(x, y, z)$ , avant une transformée de Fourier. Le terme spectre de puissance s'applique aux fonctions aléatoire qui ne pourraient pas avoir de transformée (Blakely-1996). Dans ce cas, des notions statistiques telles que l'autocorrélation sont introduites pour arriver à un équivalent du spectre d'énergie.

## Annexe B

### Fiche méthodique : Microgravimétrie

Méthode Microgravimétrie		
<p><b>Principe</b>            Mesure relative des variations spatiales du champ de pesanteur terrestre occasionnées par l'inégale répartition des densités dans le sous-sol. Les anomalies gravimétriques se définissent comme la différence entre la valeur mesurée de l'accélération de la pesanteur, <math>g_{mes}</math>, corrigée de variations connues de la pesanteur et une valeur normale <math>g_0</math>, que l'on observerait si la terre était homogène. Pour être interprétables, les mesures brutes font donc l'objet de nombreuses corrections : dérive instrumentale, marées, latitude, altitude et topographie. Les anomalies corrigées (anomalie de Bouguer) sont généralement exprimées en mGal : <math>1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2</math></p>		
Domaine d'application	Conditions d'application	Interdits d'application
A l'échelle régionale, définition du contexte structural (mise en évidence d'intrusions, failles, cavité, bassins, ...). A l'échelle plus locale, détection de cavités et/ou fracturées (faible densité).	Présence d'un contraste de densité entre les différentes unités géologiques ou entre cible et encaissant, méthode sensible aux vibrations (naturelle ou industrielles) et fortement influencée par les variations topographiques proches dont les effets devront être soigneusement corrigés.	Absence de contraste de densité. Eviter d'implanter des stations à proximité de forts reliefs.
Précision	Profondeur d'investigation	Résultats fournis
La durée de mesure doit être adaptée au niveau des bruits ambiants sur la mesure de $g_{mes}$ doit être contrôlée par des répétitions des mesure (au moins 20 %). Le mode opératoire (durée des programmes, durée des mesures, précision du nivellement) doit être établi en fonction de la précision requise.	Plusieurs milliers de mètres (elle n'a en principe pas de limite). Cependant une structure ne peut être détectée que si son effet est, en plusieurs stations, supérieur à l'incertitude de mesure. Plus une structure profonde, plus sa taille doit être grande pour être détectée.	Cartes ou profils d'anomalie de Bouguer, de résiduelle et de gradient vertical. Schémas structuraux. Modélisations directes et inversions en 2 et 3D.
Application en géologie structural et les terrains karstifiés		
Succès	Echecs/Limites	Logistique terrain
Contribution au modèle conceptuel du site Mise en évidence de densification. Géométries des cibles détectées.	La microgravimétrie ne peut être utilisée seul pour définir une cible karstique	Gravimètre relatif de précision type GNU-KC 444. Nivellement et implantation de précision adaptée à l'objectif. Rattachement à un station de base et fréquents retours à la base pour contrôle et correction de la dérive instrumentale. Durée des programmes de mesure fonction de la précision requise.
Informations utiles pour établir le programme technique		
Une étude de faisabilité (modélisation prédictive) doit être réalisée afin de vérifier que les effets attendus sont supérieurs à la précision de la méthode et d'adapter les paramètres de mesures (mode opératoire, extension du levé et pas). Cela suppose que les objectifs de la prospection soient clairement identifiés et décrits (contexte géologique, nature, taille et profondeur des cibles).		

## Annexe C

### *Coordonnées UTM et altitude des deux extrémités des profils topographique et microgravimétrique*

N°	Northing	Easting	Z(m)	N°	Northing	Easting	Z(m)	N°	Northing	Easting	Z(m)
<b>1</b>	3906510	386785	1096,0955	15	3906580	386715	1095,632	29	3906650	386645	1095,251
	3906575	386785	1095,9765		3906645	386715	1095,4975		3906715	386645	1095,895
<b>2</b>	3906515	386780	1096,07	16	3906585	386710	1095,6035	30	3906655	386640	1095,212
	3906580	386780	1095,9315		3906650	386710	1095,535		3906720	386640	1095,395
<b>3</b>	3906520	386775	1096,0475	17	3906590	386705	1095,5235	31	3906660	386635	1095,2
	3906585	386775	1095,879		3906655	386705	1095,5405		3906725	386635	1095,395
<b>4</b>	3906525	386770	1096,021	18	3906595	386700	1095,4835	32	3906665	386630	1095,21
	3906590	386770	1095,8225		3906660	386700	1095,604		3906730	386630	1095,385
<b>5</b>	3906530	386765	1095,981	19	3906600	386695	1095,461	33	3906670	386625	1095,2
	3906595	386765	1095,799		3906665	386695	1095,591		3906735	386625	1095,405
<b>6</b>	3906535	386760	1095,749	20	3906605	386690	1095,401	34	3906675	386620	1095,21
	3906600	386760	1096,005		3906670	386690	1095,602		3906740	386620	1095,399
<b>7</b>	3906540	386755	1095,907	21	3906610	386685	1095,3995	35	3906680	386615	1095,201
	3906605	386755	1095,7145		3906675	386685	1095,636		3906745	386615	1095,405
<b>8</b>	3906545	386750	1095,9025	22	3906615	386680	1095,4445	36	3906685	386610	1095,205
	3906610	386750	1095,676		3906680	386680	1095,673		3906750	386610	1095,41
<b>9</b>	3906550	386745	1095,8695	23	3906620	386675	1095,39	37	3906690	386605	1095,227
	3906615	386745	1095,663		3906685	386675	1095,717		3906755	386605	1095,438
<b>10</b>	3906555	386740	1095,8315	24	3906625	386670	1095,38	38	3906695	386600	1095,299
	3906620	386740	1095,581		3906690	386670	1095,54		3906760	386600	1095,418
<b>11</b>	3906560	386735	1095,8235	25	3906630	386665	1095,3125	39	3906700	386595	1096,736
	3906625	386735	1095,466		3906695	386665	1095,513		3906765	386595	1096,677
<b>12</b>	3906565	386730	1095,8235	26	3906635	386660	1095,297	40	3906705	386590	1096,724
	3906630	386730	1095,466		3906700	386660	1095,449		3906770	386590	1096,669
<b>13</b>	3906570	386725	1095,7085	27	3906640	386655	1095,2925	41	3906710	386585	1096,754
	3906635	386725	1095,39		3906705	386655	1095,413		3906775	386585	1096,6865
<b>14</b>	3906575	386720	1095,6655	28	3906645	386650	1095,228	42	3906715	386580	1096,752
	3906640	386720	1095,402		3906710	386650	1095,3815		3906780	386580	1096,6865



## Annexe D

### Rapport statistique sur la grille totale de la prospection microgravimétrique

#### **Data Counts**

Active Data: 588  
Original Data: 588  
Excluded Data: 0  
Deleted Duplicates: 0  
Retained Duplicates: 0  
Artificial Data: 0  
Superseded Data: 0

#### **Exclusion Filtering**

Exclusion Filter String: Not In Use

#### **Duplicate Filtering**

Duplicate Points to Keep: First  
X Duplicate Tolerance: 3.2E-005  
Y Duplicate Tolerance: 2.4E-005  
No duplicate data were found.

#### **Breakline Filtering**

Breakline Filtering: Not In Use

#### **Data Counts**

Active Data: 588

#### **Univariate Statistics**

---

	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>
Count:	588	588	588
1%%-tile:	3906520	386580	1094.5
5%%-tile:	3906545	386590	1094.5
10%%-tile:	3906560	386600	1094.5
25%%-tile:	3906590	386630	1095.181
50%%-tile:	3906645	386680	1095.349
75%%-tile:	3906695	386735	1095.673
90%%-tile:	3906730	386765	1096.1425
95%%-tile:	3906745	386775	1096.58
99%%-tile:	3906765	386785	1096.683
Minimum:	3906510	386580	1094.5

Maximum:	3906780	386785	1096.754
Mean:	3906645	386682.5	1095.43492092
Median:	3906645	386682.5	1095.3505
Geometric Mean:	3906644.99948	386682.495251	1095.43479187
Harmonic Mean:	3906644.99896	386682.490501	1095.43466285
Root Mean Square:	3906645.00052	386682.504749	1095.43504998
Trim Mean (10%%):	3906644.81096	386682.325142	1095.41690359
Interquartile Mean:	3906644.81356	386682.322034	1095.36740678
Midrange:	3906645	386682.5	1095.627
Winsorized Mean:	3906645	386682.5	1095.39733418
TriMean:	3906643.75	386681.25	1095.388
Variance:	4086.11584327	3679.17376491	0.28324016026
Standard Deviation:	63.9227333839	60.656193129	0.532203119363
Interquartile Range:	105	105	0.492
Range:	270	205	2.254
Mean Difference:	73.7020361807	70.0795002839	0.576019147864
Median Abs. Deviation:	52.5	52.5	0.21175
Average Abs. Deviation:	54.4047619048	52.5	0.381046768707
Quartile Dispersion:	1.34386496845e-005	0.000135770302509	0.000224569962216
Relative Mean Diff.:	1.88658135512e-005	0.000181232665776	0.000525836028105
Standard Error:	2.63612909475	2.50141924508	0.0219476867306
Coef. of Variation:	1.63625651637e-005	0.000156863041718	0.000485837277232
Skewness:	0	0	0.41600142546
Kurtosis:	2.0071449059	1.79252606763	3.25755592681
Sum:	2297107260	227369310	644115.7335
Sum Absolute:	2297107260	227369310	644115.7335
Sum Squares:	8.97398259414e+015	8.79197353738e+013	705587033.851
Mean Square:	1.52618751601e+013	149523359479	1199977.94873

### **Inter-Variable Covariance**

	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>
X:	4086.1158	-3679.1738	-0.47156729
Y:	-3679.1738	3679.1738	1.2874808
Z:	-0.47156729	1.2874808	0.28324016

### **Inter-Variable Correlation**

	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>
X:	1.000	-0.949	-0.014
Y:	-0.949	1.000	0.040
Z:	-0.014	0.040	1.000

### **Inter-Variable Rank Correlation**

---

	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>
X:	1.000	-0.952	-0.190
Y:	-0.952	1.000	0.244
Z:	-0.190	0.244	1.000

---

### **Principal Component Analysis**

---

	<b>PC1</b>	<b>PC2</b>	<b>PC3</b>
X:	0.687303757115	0.687303757115	-0.00200799378583
Y:	0.726363530916	0.726363530916	-0.00235810979743
Z:	0.00309296146701	0.00309296146701	-0.00235810979743
Lambda:	7567.4407989	197.850898401	0.28115103326

---

### **Planar Regression: $Z = AX + BY + C$**

#### **Fitted Parameters**

---

	<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>
Parameter Value:	0.00200498691784	0.00235492440844	-7647.94525431
Standard Error:	0.00108674509729	0.00114526998031	4667.84526671

---

### **Inter-Parameter Correlations**

---

	<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>
A:	1.000	0.949	-1.000
B:	0.949	1.000	-0.958
C:	-1.000	-0.958	1.000

---

### **ANOVA Table**

---

<b>Source</b>	<b>df</b>	<b>Sum of Squares</b>	<b>Mean Square</b>	<b>F</b>
Regression:	2	1.2247366366	0.612368318302	
	2.17063416579			
Residual:	585	165.037237436	0.282114935788	
Total:	587	166.261974073		

---

Coefficient of Multiple Determinations ( $R^2$ ): 0.00736630635739

### Nearest Neighbor Statistics

---

	<i>Separation</i>	<i> \Delta Z </i>
1%%-tile:	5	0
5%%-tile:	5	0
10%%-tile:	5	0
25%%-tile:	5	0.00400000000013
50%%-tile:	5	0.01399999999999
75%%-tile:	5	0.0255
90%%-tile:	5	0.0545
95%%-tile:	5	0.069
99%%-tile:	5	0.475
Minimum:	5	0
Maximum:	5	1.256
Mean:	5	0.0338630952381
Median:	5	0.01399999999999
Geometric Mean:	5	N/A
Harmonic Mean:	5	N/A
Root Mean Square:	5	0.115297941096
Trim Mean (10%%):	5	0.0178156899811
Interquartile Mean:	5	0.0141322033898
Midrange:	5	0.628
Winsorized Mean:	5	0.0183656462585
TriMean:	5	0.014375
Variance:	0	0.0121675991979
Standard Deviation:	N/A	0.11030684112
Interquartile Range:	0	0.02149999999998
Range:	0	1.256
Mean Difference:	0	0.0491982436927
Median Abs. Deviation:	0	0.011
Average Abs. Deviation:	0	0.0289600340136
Quartile Dispersion:	0	N/A
Relative Mean Diff.:	0	1.45285725793
Standard Error:	N/A	0.00454897745815
Coef. of Variation:	N/A	3.25743528005
Skewness:	N/A	8.02989395242
Kurtosis:	N/A	74.4162629245
Sum:	2940	19.9115
Sum Absolute:	2940	19.9115
Sum Squares:	14700	7.81664575
Mean Square:	25	0.0132936152211

---

### Complete Spatial Randomness

Lambda:	0.0106233062331
Clark and Evans:	1.03069424337
Skellam:	981.198564068

### **Gridding Rules**

Gridding Method: *Triangulation with Linear Interpolation*  
Anisotropy Ratio: *1*  
Anisotropy Angle: *0*

### **Output Grid**

Grid File Name: *C:\Users\Lenovo\Desktop\Corrections gravimétriques finales\Coordonnées UTM, géographique et l'altitudes totales .grid*  
Grid Size: *76 rows x 100 columns*  
Total Nodes: *7600*  
Filled Nodes: *1750*  
Blanked Nodes: *5850*  
Blank Value: *1.70141E+038*

### **Grid Geometry**

X Minimum: *3906510*  
X Maximum: *3906780*  
X Spacing: *2.7272727272727*  
  
Y Minimum: *386580*  
Y Maximum: *386785*  
Y Spacing: *2.7333333333333*

### **Univariate Grid Statistics**

---

	<b>Z</b>
Count:	<i>1750</i>
1%%-tile:	<i>1094.5</i>
5%%-tile:	<i>1094.5</i>
10%%-tile:	<i>1094.82082</i>
25%%-tile:	<i>1095.15253939</i>
50%%-tile:	<i>1095.32132121</i>
75%%-tile:	<i>1095.56486061</i>
90%%-tile:	<i>1096.10179273</i>
95%%-tile:	<i>1096.51592606</i>
99%%-tile:	<i>1096.6591897</i>
Minimum:	<i>1094.5</i>
Maximum:	<i>1096.72063636</i>
Mean:	<i>1095.39858693</i>
Median:	<i>1095.32146242</i>
Geometric Mean:	<i>1095.39847865</i>
Harmonic Mean:	<i>1095.39837039</i>
Root Mean Square:	<i>1095.39869523</i>
Trim Mean (10%%):	<i>1095.3800295</i>
Interquartile Mean:	<i>1095.32654457</i>
Midrange:	<i>1095.61031818</i>
Winsorized Mean:	<i>1095.39360351</i>
TriMean:	<i>1095.34001061</i>
Variance:	<i>0.237399809002</i>
Standard Deviation:	<i>0.487236912602</i>
Interquartile Range:	<i>0.412321212114</i>

*Range:* 2.22063636363  
*Mean Difference:* 0.521829366969  
*Median Abs. Deviation:* 0.191207575775  
*Average Abs. Deviation:* 0.341817430995  
*Quartile Dispersion:* 0.000188212871324  
*Relative Mean Diff.:* 0.000476383093055

*Standard Error:* 0.0116471899493  
*Coef. of Variation:* 0.000444803305771  
*Skewness:* 0.609432281137  
*Kurtosis:* 3.59431637192

*Sum:* 1916947.52712  
*Sum Absolute:* 1916947.52712  
*Sum Squares:* 2099822027.64  
*Mean Square:* 1199898.30151

---



## Annexe E

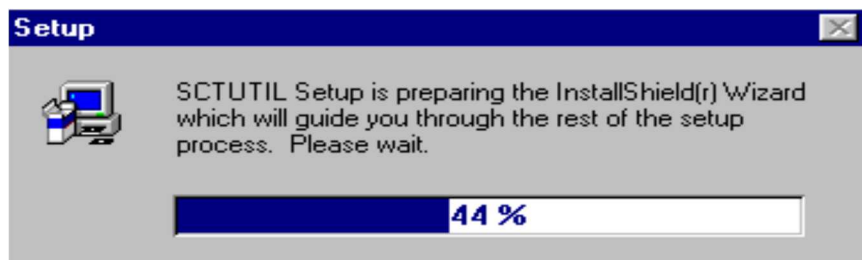
### Les programmes de résistivimètre SINTREX

#### 1. Installation de SCTUTIL

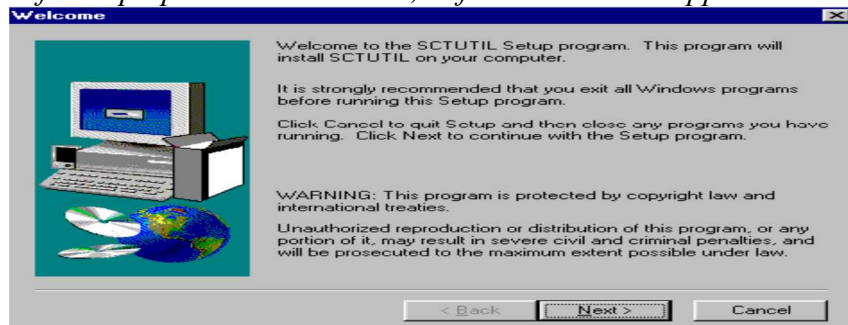
*SCTUTIL Scintrex : C'est un programme informatique utilisé pour le transfert des données (Résultats des mesures sur site) de résistivimètre de type SARIS vers l'ordinateur (PC) à l'état d'origine de SARIS version.*

*Pour installer ce programme, il faut suivre les marches suivantes :*

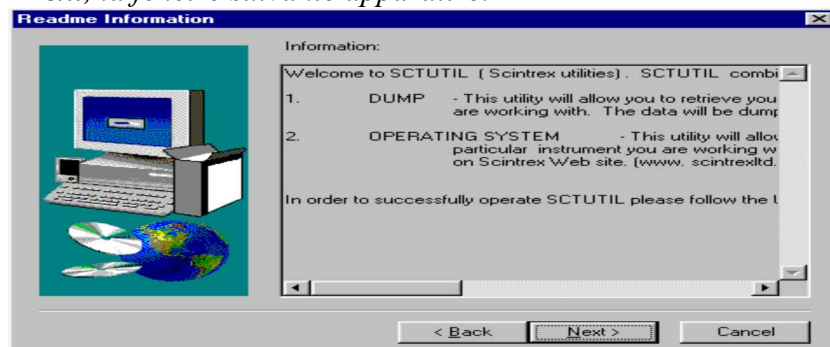
- *Insérer le CD-ROM de programme **SCTUTIL** dans votre ordinateur.*
- *Ouvrir le CD-ROM et cliquer sur le programme **Setup.exe**, la fenêtre suivante apparaitre.*



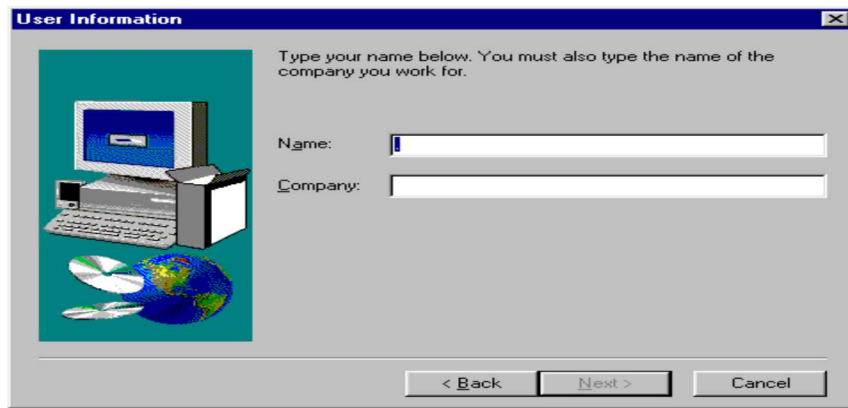
- *Après la fin de préparation de Wizard, la fenêtre suivante apparaitre.*



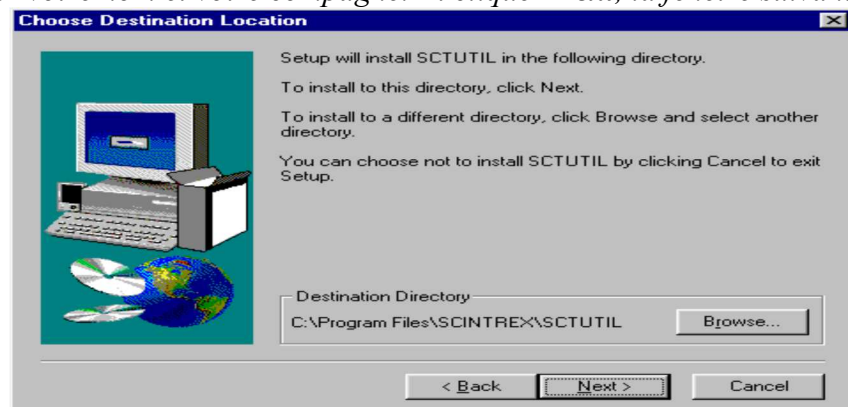
- *Cliquez **Next**, la fenêtre suivante apparaitre.*



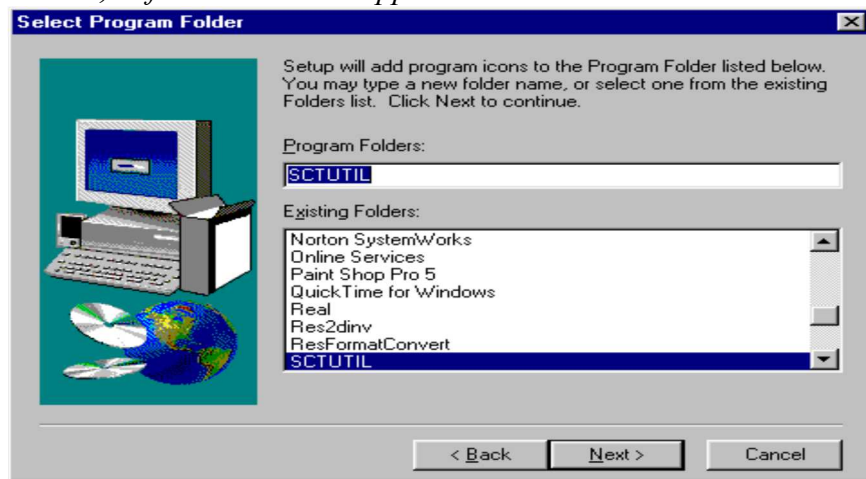
- *Cliquez **Next**, la fenêtre suivante apparaitre.*



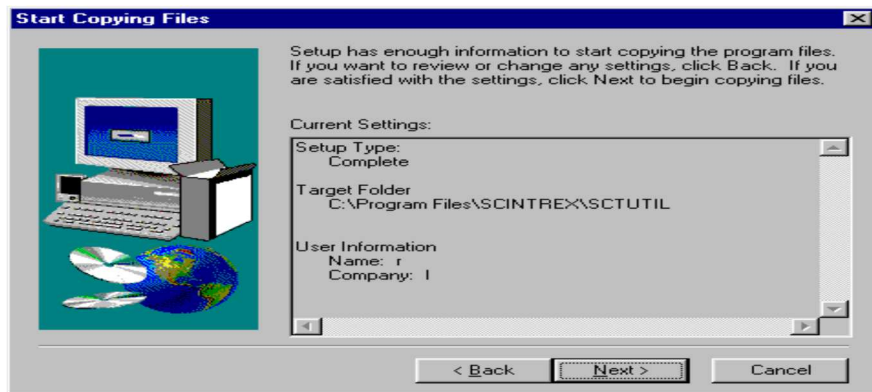
- *Ecrivez votre nom et votre compagnie. Et cliquez **Next**, la fenêtre suivante apparaitre.*



- *Cliquez **Next**, la fenêtre suivante apparaitre.*



- *Chosiez **SCTUTIL** et cliquez **Next**, la fenêtre suivante apparaitre.*



- Cliquez **Next**, et attendre jusqu'à la fin de l'installation de votre programme.

## 2. Installation de driver USB pour le transfert des données

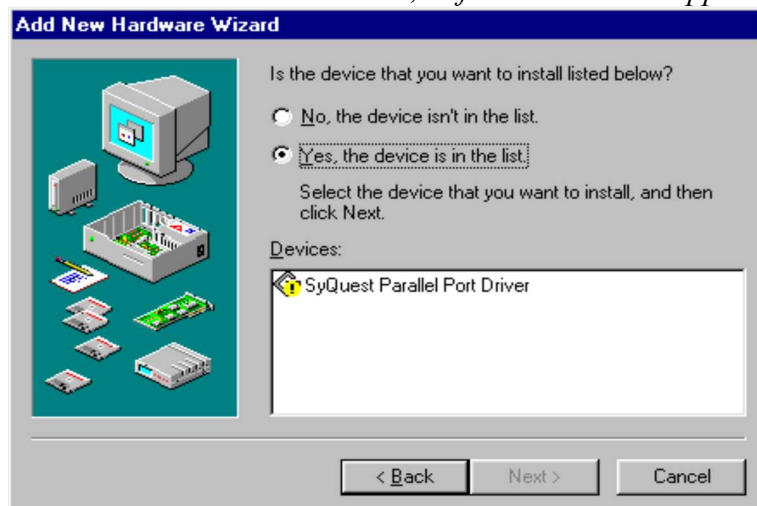
Avant de transférer des données (Résultats des mesures sur site) de résistivimètre de type SARIS vers votre ordinateur (PC) par le mode USB (Câble de transfert de type USB) il faut installer un programme spécial pour assurer la liaison entre votre ordinateur et le résistivimètre (Driver USB)

Pour installer ce programme, il faut suivre les marches suivantes :

- Fermez tous les programmes et les applications sur votre ordinateur (PC).
- Sur le panneau de configuration de votre ordinateur (PC), double cliquez sur ajouté un périphérique, la fenêtre suivante apparaitre.



- Cliquez **Next** et laissez Wizard à chercher, la fenêtre suivante apparaitre.



- Cliquer sur **NO** et cliquez **Next**, la fenêtre suivante apparaitre.



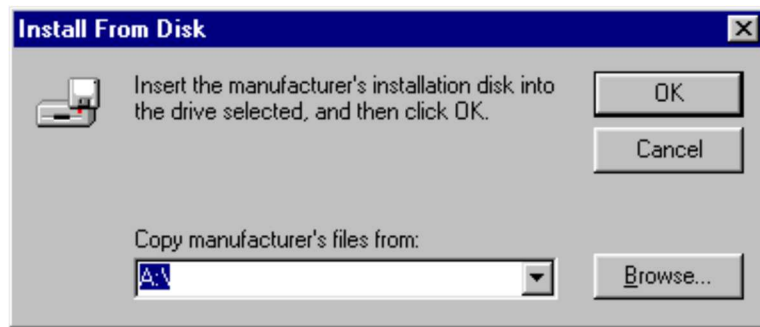
- Cliquer sur **NO** et cliquez **Next**, la fenêtre suivante apparaitre.



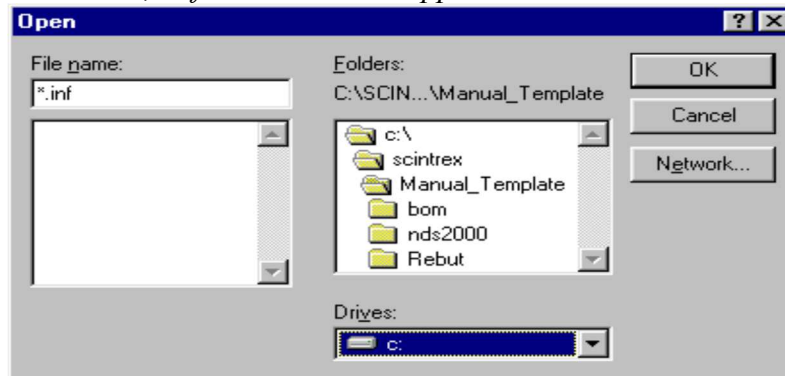
- Sélectionnez **Universel serial bas Contrôler**, cliquez **Next**, la fenêtre suivante apparaitre.



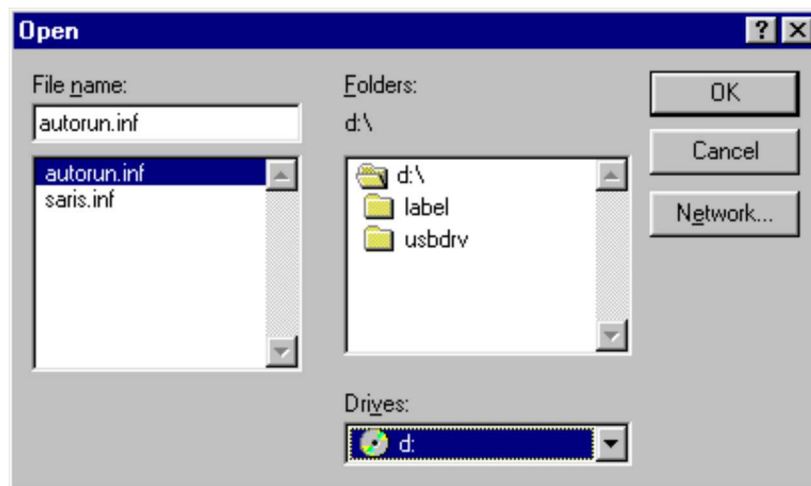
- Cliquez sur **Have Disk**, la fenêtre suivante apparaitre.



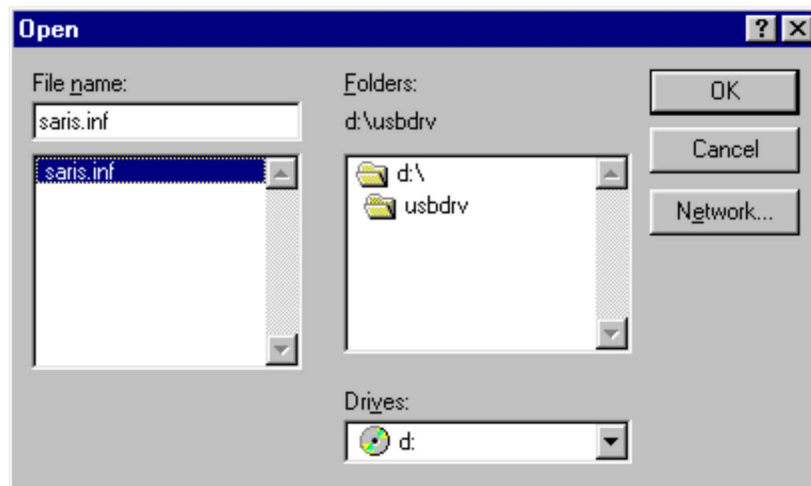
- Cliquez sur **Browse**, la fenêtre suivante apparaît.



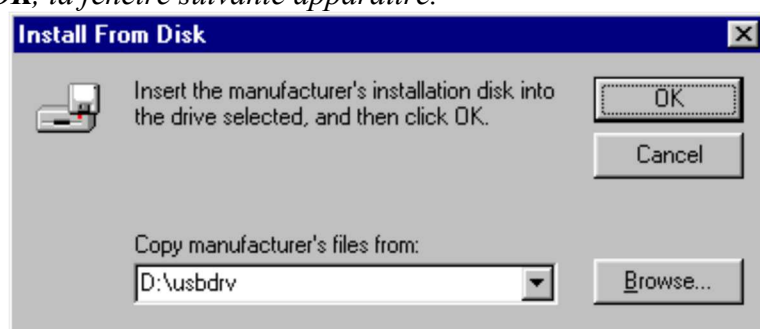
- Insérer le CD-ROM de programme **SCTUTIL** dans votre ordinateur
- Cliquez sur **Dives** et sélectionnez votre CD-ROM, la fenêtre suivante apparaît.



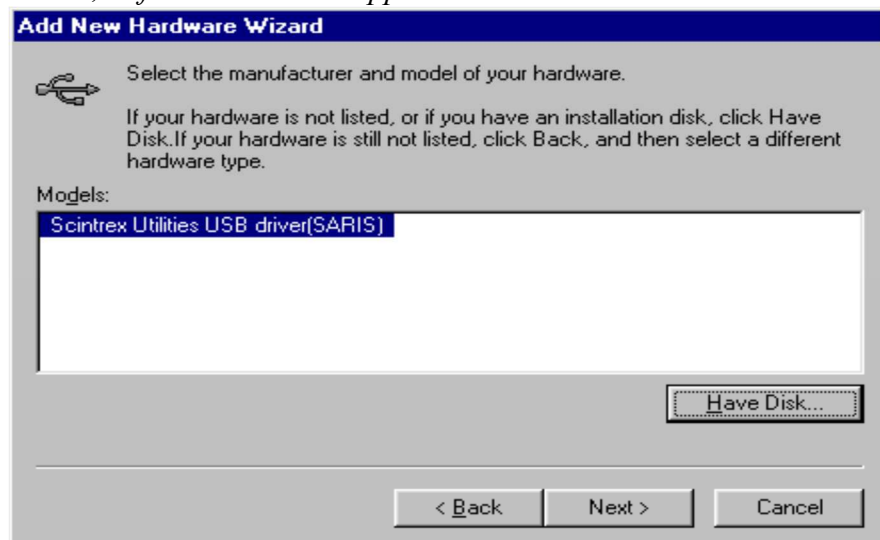
- Double cliquez sur **USBDRV** après cliquez sur « saris.inf », la fenêtre suivante apparaît.



- Cliquez **OK**, la fenêtre suivante apparaitre.



- Cliquez **OK**, la fenêtre suivante apparaitre.



- Cliquez **Next**, la fenêtre suivante apparaitre.





- Cliquez *Next* et attendre jusqu'à l'installation complète, la fenêtre suivante apparaitre.



- Cliquez *Finish* et redémarrer votre ordinateur (PC).

## Références bibliographiques

- Références**
- N°
- 01 Abdellah Bettahar (2006) *Étude structurale d'une terminaison périclinale circulaire dans la région de Moudjebara (Djelfa, Atlas Saharien Central). 1er Colloque International sur la Géologie de la Chaîne des Maghrébides et des régions voisines Université Ferhat Abbas, Sétif, 4-6 décembre 2016.*
  - 02 Ahmed N., Lorenzl H. et Wistuba M. (2011) *Crank detection in asphalt pavements how useful is the gpr: Advanced Ground Penetrating radar (IWAGPR). 2011 6th international workshop on, 1-6.*
  - 03 Ahmed S., Carpenter P.J., (2003). *Geophysical response of filled sinkholes, soil pipes and associated bedrock fractures in thinly mantled karst, east-central Illinois. Environmental Geology, 44, 705-716*
  - 04 AISSAOUI D (1984) *Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Djebel Manndra, Algérie. Evolution géométrique et cinématique. Thèse 3ème cycle, Strasbourg. 105p.*
  - 05 AISSAOUI D (1986) *Les structures liées à l'accident Sud-atlasique entre Biskra et le Djebel Manndra, Algérie. Evolution géométrique et cinématique. (\*) 105 p., 67 fig., 12 pl. photos h-t.*
  - 06 Al-Fares W., 2002. *Caractérisation des milieux aquifères karstiques et fracturés par différentes méthodes géophysiques. Thèse de doctorat à l'Université de Montpellier II, 212 p.*
  - 07 Astier J.L. (1971) *Géophysique appliquée à l'hydrogéologie, Masson, 277 p.*
  - 08 Aydemir A. et Abdullah A. (2008) *Determination of hydrocarbon prospective areas in the Tuzgolü (Saltlake) Basin, central Anatolia, by using geophysical data. Journal of Petroleum Science and Engineering, 62, 36-44.*
  - 09 AZIZI Y., BOUMEZBEURA A., MENANI M.R., BOUCENNA F. (2015) *Karst sinkholes stability assessment in Cheria area, NE Algeria. Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n°21, Mars 2015, pp. 133-142.*
  - 10 Baali F. et al (2006) *Natural chemical tracers of urban pollution: case of born example of application on the area of Algerian Cheria. WRP, LLC ISBN-13: 978-1-887201647-6 Michigan, USA pp 39-45.*
  - 11 BAALI F, ROUABHIA A., KHERICI N., DJABRI L., BOUCHAOU L., HANI A. (2007) *Qualité des eaux souterraines et risque de pollution en milieu semi-aride. Cas de la cuvette de Chéria (NE Algérien). Estudios Geológicos, 63 (2). SSN: 0367-0449.*
  - 12 Bakalowicz M. (1979) *Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'Etat, Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI) 257 p.*
  - 13 Bakalowicz M. (1996a) *Le karst, sa place dans le monde et en Europe. Sémin. Nat. «pour une gestion active des ressources en eau d'origine karstique» Montpellier, 21-23.*
  - 14 Bakalowicz M. (1996b) *Les processus de karstification et les différents types de karst associés. Mém. Soc. Geol., France, 169, 363-371.*
  - 15 BAKALOWICZ M (1999) *Knowledge and management of groundwater resources in karst areas. Technical Guide No. 3, Lyon, 40 pp.*
  - 16 Bakalowicz M. (2005) *Karst groundwater: a challenge for new resources. Hydrogeology Journal 13(1): 148-160.*
  - 17 Barker R. (1981) *The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable, Geophysical Prospecting, 29, 128-143.*
  - 18 Basile V., Carrozzo M., Negri S. Nuzzo L. Quarta T. et Villani A. (2000) *ground-penetrating radar survey for archaeological investigations in an urban area (Lecce, Italy): Journal of Applied Geophysics, 44, no. 1, 15-32.*
  - 19 BEGHOUL. MS. (1974) *Etude géologique de la région de Hamimat (SE Constantinois). Application à la recherche pétrolière des confins Algéro-Tunisiens Thèse Doc. Ing, Univ de Paris.*

- 20 Bergström G. (1913) *Försök med elektrisk malmletning, Sveriges Geologiska Undersöknings, Arsbok Stockholm, 7(6), 1–10.*
- 21 Bernardi A., Mouton, J. (1980) *Les recherches d'eau dans le socle africain – Apport de la géophysique. Bull. du BRGM, (2), III, 4, 293-309.*
- 22 Blakely R. J (1996) *Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press.*
- 23 Bosch F.P., Müller I., (2005). *Improved karst exploration by VLF-EM-gradient survey: comparison with other geophysical methods. Near Surface Geophysics, 3, 299-310.*
- 24 BOUDJEMAË Arezki (1987) *Evaluation structurale du bassin pétrolier classique du Sahara Nord Oriental (Algérie)" (Thèse doctorat, université Paris XI-Orsay, 290p).*
- 25 Bouillin J.P. (1986) *Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique { l'ouest des Alpes. Bull. Soc. Géol. France, 8(2) 547-558.*
- 26 BUREAU D. (1984) *Une interprétation possible du sillon saharien à partir de ses Affleurements septentrionaux (Est des monts du Hodna et Aurès, Algérie) : l'extension passive de la croûte continentale. C.R.Acad.Sci.Paris, t299, Série II, n°8, pp467-470.*
- 27 BUREAU D. (1986) *Approche sédimentaire de la dynamique structurale: Evolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien. (Sudouest constantinois et Aurès-Algérie). Thèse Sci. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. 2 vol., 779 p.*
- 28 Burollet P.F. (1956) *Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Thèse Sc. Alger. Ann. Min. et Géol. Tunis, n°18, 350 p.*
- 29 Butler, DK. (1984) *Microgravimetric and gravity gradient techniques for detection of subsurface cavities: Geophysics, 49, 1084–1096. doi:10.1190/1.1441723.*
- 30 Cardarelli E., Di Filippo G., Tuccinardi E., 2006. *Electrical resistivity tomography to detect buried cavities in Rome: a case study. Near Surface Geophysics, 4, 387-392.*
- 31 CASTANY J. (1951) *Etude géologique de l'Atlas Tunisien Orientale. Annales Mines Géol, Tunis, n°8, Vol, 2.*
- 32 Chaffai H, Baali F, Djabri L, Rouabhia Aek (2003) *Facteurs influençant le chimisme des eaux dans une zone semi-aride: Cas des aquifères d'El Ma El Abiod, Tébessa, Hammamet et Chéria. ICOWAP-Sep 2003. Colloque Oasis, Eau et population, Biskra Algérie, pp 339–344.*
- 33 Chaffai H., BAALI F. (2004) *Les alluvions quaternaires du plateau de Cheria: Relation avec les formations karstiques sous-jacentes. Séminaire National sur les Sciences de la Terre au Service du Développement Durable. 26 et 27 Avril 2004, Tébessa, Algérie.*
- 34 Chaffai H., (2006) *Karsts formations of Cheria tray. (ALGERIA). LARHYS journal n°5, p: 121-131.*
- 35 CHAMEKH K., BAALI F., YAHIAOUI A., DJABRI L. (2013) *Relation fracturation-morphologie implication hydrogéologiques, exemple des calcaires fissurés de la région de Chérea (NE Algérien). Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n°18, Juin 2014, pp. 19-30.*
- 36 Chapin D. A. (1996) *The theory of the Bouguer gravity anomaly: A tutorial. The leading Edge. 361-363.*
- 37 Chouteau M. (1999) *Géophysique appliquée-Gravimétrie, cours de l'école polytechniques de Montréal, 1999.*
- 38 Colley GC (1963) *the detection of caves by gravity measurements. Geophys Prospect XI:1–9.*
- 39 CONRAD J. (1981) *La part des déformations post-hercyniennes et de la néotectonique dans la structuration du Sahara central algérien, un domaine relativement mobile de la plate-forme africaine. C.R.Acad.Sc.Paris, t292 ; Série II, pp.1053-1056.*
- 40 Cook JC. (1965) *Seismic mapping of underground cavities reflection amplitudes: Geophysics, 30, no. 4, 527-538.*
- 41 Cornet G. (1952) *Etude hydrogéologique du bassin fermé des Zharez Rharbi et Chergui. Géologie et les problèmes de l'eau en Algérie. XIX eme Congrès géologique international –Tome II-Données sur l'hydrogéologie algérienne.*
- 42 Coron S., Feuillard M. and Lubart J.M. (1975) *Études gravimétriques en Guadeloupe et dans*

- les îles de son archipel-Petites Antilles. *Geophysique*, 31 (4), p.531- 548.
- 43 Crochet P., Marsaud B. (1997) *Approches conceptuelles de l'aquifère karstique. Problèmes méthodologiques et d'exploitation. Hydrogéol.*, 3, 3-18.
- 44 Dahlen F. A. and Tromp J. (1998) *Theoretical Global Seismology*, Princeton University Press, 1998.
- 45 Dahlin T. (1989) *The development of a cable system for vertical electrical sounding and a comparison of the Schlumberger and Offset Wenner methods*, Licentiate Thesis, Lund University, Sweden, 77 p.
- 46 Dahlin T. (1993) *On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications*, Doctoral Thesis, Lund University, 187 p.
- 47 Dahlin, T. (1996) *2D resistivity surveying for environmental and engineering applications*, *First Break*, 14(7), 275-283.
- 48 Dahlin T., Bernstone C. (1997) *A roll-along technique for 3D resistivity data acquisition with multi-electrode arrays*, *Proceedings SAGEEP'97*, Reno, Nevada, Vol. 2 March 23-26 1997, 927-935.
- 49 Dahlin T. (2001) *The development of DC resistivity imaging techniques*, *Computers & Geosciences*, 27(9), 1019-1029.
- 50 Dahlin T. and Zhou B. (2004) *A numerical comparison of 2D resistivity imaging with ten electrode arrays*, *Geophysical Prospecting*, 52, 379-398.
- 51 Dampney C. (1969) *The equivalent source technique*, *Geophysics*, 34 (1), 3953, 1969.
- 52 Darboux R. (1985) *Recherches hydrogéologiques par les méthodes géophysiques dans les régions de socle en Afrique occidentale. Thèse doct. Univ. Montpellier II*, 149p.
- 53 DEY A. et MORRISON H. F. (1979a) *Resistivity modeling for arbitrarily shaped three-dimensional structures*. *Geophysics*, 44, 753-780.
- 54 DEY A. et MORRISON H. F. (1979b) *Resistivity modelling for arbitrarily shaped two-dimensional structures*. *Geophysical Prospecting*, 27, 106-136.
- 55 Dobrin M. et Savit C. H. (1988) *Introduction to geophysical prospecting. Chapter 14*. Mc Graw. Hill, 4 th edition, 600-607.
- 56 Donohue S., Pfaffling A., Long M., Helle T.E., Romoen M. and O'Connor P. (2012) *Multi-method geophysical mapping of quick clay: Near Surface Geophysics*, 10, no. 3, 207-219.
- 57 Drogue C. (1971) *De l'eau dans le calcaire*, *Extrait de Science Progrès Découverte*, 3433, 39-46.
- 58 Drogue C. (1974) *Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux en forage. (Structure of certain karst aquifers from drilling data)*. *Comptes-Rendus - Académie des Sciences Paris* 278: pp. 2621-2624.
- 59 Dubois J. et Diamant M. (1997) *Géophysique*. Masson.
- 60 Dubourdieu G. (1956) *Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algérotunisiens)*. Thèse sci. Paris. Publ. Serv. Cart géol. Algérie, n.s, Bull, n°10, 659p.
- 61 DUBOURDIEU G. (1956) *Étude géologique de la région de l'Ouenza. Confins algérotunisiens. Texte: 659 p. 89 fig. 17 tabl. Atlas: 22 pl. 8 fig.1 carte à 1/100 000e*.
- 62 DUBOURDIEU G. (1956) *Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algérotunisiens)*. Thèse des Sciences, Paris, Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Bulletin N° 10, Vol. 1, 659 p.
- 63 DUBOURDIEU G. (1959) *Esquisse géologique du Djebel Mesloul*. 2 vol., texte 166 p., 15 fig., Atlas: 5 pl., 2 cartes géologiques à 1/25 000.
- 64 EDWARDS L.S. (1977) *modified pseudosection for resistivity and induced polarization*. *Geophysics*, 42 (5), 1020-1036.
- 65 Ellis R. and Oldenburg D. (1994) *Applied geophysical inversion: Geophysical Journal international*, 116, no. 1, 5-11.
- 66 Ezersky M., Bruner I., Keydar S., Trachtman P., Rybakov M., (2006). *Integrated study of the sinkhole development site on the Western shores of the Dead Sea using geophysical methods*. *Near Surface Geophysics*, 4, 335-343.
- 67 Farquharson C.G. and Oldenburg D.W. (1998) *Non-linear inversion using general measures*

- of data misfit and model structure, *Geophysical Journal International*, 134, 213–227.
- 68 Fehdi C., et al (2010) Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging in the Cheria Basin (north-east of Algeria). *Arab J Geosci*, DOI 10.1007/s12517-009-0117-2
- 69 Fehdi, C. et Audra, P. (2014) "Hydrokarst : ressource en eau de l'aquifère karstique de Tébessa. Evaluation des potentialités d'exploitation et gestion durable" Rapport de projet de recherche Algéro-Françai (Tassili). Université de Tébessa-Algérie et université de Nice-France. Code CMEP:13 MDU. Code Egide: 28335 XA.
- 70 Ford D., Williams P. (1989) *Karst geomorphology and hydrology*. Chapman and Hall, 601 p. pp.
- 71 Ford D.C., Williams P. (2007) *Karst Hydrogeology and Geomorphology*: Chichester, John Wiley & Sons Inc., 576 p.
- 72 Frizon de Lamotte, D., B. S. Bezar, R. Bracène, and E. Mercier (2000) The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19(4), 740-761.
- 73 Frohlich R.K., Urish D.W., Fuller J. and Reilly M.O. (1994) Use of geoelectrical method in ground water pollution surveys in a coastal environment, *Journal of Applied Geophysics*, 32, 139–154.
- 74 Garcí'a-Abdeslem J., Martin-Atienza B. (2001) A method to compute terrain corrections for gravimeter stations using a digital elevation model. *Geophysics* 66, 1110–1115.
- 75 Gaud (1977) Eude géologique et hydrogéologique du plateau de Chéria Wilaya de Tébessa. Rapport interne N°2. A.N.R.H de Tébessa 68p (Agence Nationale des ressources hydriques).
- 76 GEOTOMO SOFTWARE (2007), RES2DINV ver. 3.56, Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method, Wenner (a,b,g), dipole-dipole, inline pole-pole, poledipole, equatorial dipole-dipole, offset pole-dipole, Wenner-Schlumberger, gradient and non-conventional arrays, On land, underwater and cross-borehole surveys, Software Manual, July 2007.
- 77 Geyer T., Birk S., Liedl R. et Sauter M. (2008) Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs. *Journal of Hydrology*, 348(3-4): 452-463.
- 78 Gèze B. (1965) Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires. *Chron. D'Hydrogéol.*, 7, 9-39.
- 79 Gèze B. (1973) *Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie*. *Ann. Spéleol.*, 28, 1, 1-20.
- Ghosh D.P. (1971) The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements, *Geophysical Prospecting*, 19, 192–217.
- 80 Gish O.H. and Rooney W.J. (1925) Measurement of resistivity of large masses of undisturbed earth, *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 30(4), 161–188.
- 81 Gravimetry. Ministry of formation and science of the Russian federation howe VPS "The Siberian state geodetic academy"]. Новосибурск СГГА (2011) ГРАВИМЕТРИЯ. МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ГОУ ВПО «СИБИРСКАЯ ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОДЕЗИЧЕСКАЯ АКАДЕМИЯ [Novosibirsk SGGA. (2011)
- 82 Griffiths D.H., Turnbull J. and Olayinka A.I. (1990) Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array, *First Break*, 8(4), 121–129.
- 83 Griffiths D.H. and Barker R.D. (1993) Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology, *Journal of Applied Geophysics*, 29, 211–226.
- 84 GUIRAUD R. (1990) Évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. Pub. Office National de la Géologie, Mémoires N°3.
- 85 Hajian A., Zomorrodian H., Styles P., Greco F., Lucas C. et al. (2012) Depth estimation of cavities from microgravity data using a new approach: The local linear model tree

- (lolimot): Near Surface Geophysics.
- 86 Hallof P.G. (1957) *The interpretation of resistivity and induced polarization measurements*, Doctoral thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- 87 Hammer S. (1974) *Approximation in gravity interpretation calculations*, *Geophysics*, 39, 2052-222, 1974.
- 88 HERKAT M. (1991) *La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas Saharien Oriental et des Aurès : Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des Biocénoses, Evolution paléogéographique et contexte géodynamique*. Thèse. Doc. D'Etat. IST. USTBH. Alger.
- 89 HERKAT M. (2000) *genèse des séquences sédimentaires au crétacé supérieure des Aurès (Algérie) .rôle de l'eustatisme .de la tectonique .de la subsidence : une mise au point* .CR Accad. Sci..Paris Earth and planetary science 330.pp.785-792.
- 90 Hinze W. J. (1990) *The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental geophysics*. Edité par S. Ward, volume 1, society of exploration geophysic. 75-126.
- 91 Hirata R., Stimson J. and Varnier C. (2006) *Urban hydrogeology in developing countries: Chronicle of a foreseen crisis*. International Symposium on Groundwater Sustainability. Instituto Geologico y Minero de Espana, Madrid, Spain.
- 92 Jacobsen B. H (1987) *A case for upward continuation as a standard separation filters for potential field maps*. *Geophysics*, 52,1138-1148.
- 93 Jamse A. N., Laption A. R. R. (1978) *Gypsum and anhydrite in foundations of hydraulic structures*. *Géotechnique* 28. 249-272.
- 94 Jamse A. N. (1984) *Maturation of winter park sinkhole*. In: Beck, B. F. (ed), *sinkholes their Geology, Engineering and Environmental Impact*. pp. 363-369. Balkema. Rotterdam.
- 95 Jamse A. N., Choquette P. N. (1988) *Paleokarst*, 416 pp. Springer: New York.
- 96 Jardani A., Revil A., Santos F., Fauchard C., Dupont J.P., (2007). *Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data*. *Geophysical Prospecting*, 55, 749-760.
- 97 Johansen H. K. (1977) *A man computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified earth*, *Geophysical Prospecting*, 25(4), 667-691.
- 98 Jorgensen C. (2004) *Tectonic interpretation using potential field data for the Sweetgrass Arch Area, Montana-Alberta, Saskatchewan*. Rocky Mountain Section AAPG Meeting, Denver, Colorado, August 9-11, 2004. P. 1-7.
- 99 Kaufmann O., Quinif Y., 2001. *An application of cone penetration tests and combined array 2D electrical resistivity tomography to delineate cover-collapse sinkhole prone areas*. *Geotechnical and environmental applications of karst geology and hydrology*, Balkema, Lisse, 359-364.
- 100 Kiraly L. (1975) *Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques*. *Int. Union Geol. Sci., Hydrogeology of karstic terrains*, 3(B): 53-67.
- 101 KAZI TANI N. (1986) *Evolution géodynamique de la bordure Nord-africaine: le domaine intraplaque nord-algerien*. *Approche megaséquentielle*. Thèse ès Sci. Univ. de Pau. 2 tomes, 871 p.
- 102 KOWALSKI. WM. et HAMIMED M. (2000) *Diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien ? Dilemme du matériel triasique des confins Algéro-Tunisiens*. *Bulletin du service Géologique de l'Algérie*.
- 103 Kunetz G. (1966) *Principles of Direct Current Resistivity Prospecting*, GebrüderBorntraeger, Berlin, 103 p.
- 104 LAFFIT R (1939) *Étude géologique des Aurès*. In bulletin du service de la carte géologique de l'Algérie, Alger 484p+ carte hors texte.
- 105 Lakshmanan J. et al. (1977) *Etude de fondement en terrain caverneux des laboratoires des ponts et chaussées*. 92, 1977, pp, 74-79.
- 106 Lakshmanan J. et al. (1990) *Traitement et inversion des données gravimétrique, la microgravimétrie, son application aux recherches des vides*, *Mémoire scientifique de la*



terre n°=51. Edition de la fondation scientifique de la géologie et de ses applications 1990.

- 107 Laurent M. et al. (2003) Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics*, 1(2), 55–67. xiv, 97.
- 108 Laurent M. et al. (2008a) Resistivity and induced polarization surveys for slope instability studies in the Swiss Alps. *Engineering Geology*, 98(1-2), 18–28. 97, 101.
- 109 Laurent M. et al. (2008b) Nonlinear inversion of geoelectric data acquired across 3D objects using a finite-element approach. *Geophysics*, 73(3), F121–F133. 75, 105.
- 110 L. C. P. C "Laboratoire central des ponts et chaussées" (2014) Détection des cavités souterraines par méthode géophysique. Guide technique institut français des sciences et techniques des réseaux de l'aménagement et des transports, France.
- 111 Leikine et Velde (1971) Les transformations post-sédimentaires des minéraux argileux du Sénonien, dans le NE algérien. Existence probable d'un épi-métamorphisme anté-éocène. Bibliothèque de l'Association Géologique d'Alès et de sa Région. *Bulletins de la Société Géologique de France* période 1971 – 1980.
- 112 Li Y. (1992) Inversion of three-dimensional direct current resistivity data, Ph.D. Dissertation, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, 165 p.
- 113 Li Y. et Oldenburg D.W. (1992) Approximate inverse mappings in DC resistivity problems. *Geophysical Journal International*, 109, 343-362.
- 114 Li Y. (2001) Processing gravity gradiometer data using an equivalent source technique, SEG technical program expanded abstract, pp. 1466-1469, 2001.
- 115 Loke M.H. and Barker R.D. (1995) Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections, *Geophysics*, 60, 1682–1690.
- 116 Loke M.H. and Barker R.D. (1996a) Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting*, 44(1), 131–152.
- 117 Loke M.H. and Barker R.D. (1996b) Practical techniques for 3-D resistivity surveys and data inversion, *Geophysical Prospecting*, 44, 499–523. doi:10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x.
- 118 Louis I.F., Louis F.I., Bastou M., (2002). Accurate subsurface characterization for highway applications using resistivity inversion methods. *Journal of Electrical & Electronics Engineering, Special Issue*, 43-55.
- 119 Mangin A. (1974) La notion de système karstique. *Spelunca Mém.*, 8, 65-68.
- 120 Mangin A. (1975) Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstique. Thèse Doct. (Ann. Spéléol., 29, 3, 283-332; 29, 4, 495-601 ; 30, 1, 21-124).
- 121 Mangin A. (1982) Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. Originality and diversity of karstic aquifers.– *Ann. Scien. Univ. Besançon, Géologie*, 1, 159-172.
- 122 Mangin A. et Roche J. (1986) Evaluation des potentiels en eau des karsts situés entre les vallées de la Garonne et l'Aude. (Rapport établi à partir de la thèse présenté par C. Salic en Novembre 1985). BRGM.
- 123 Margat J. (2008a) L'eau des Méditerranéens. Situation et perspectives. Prospective. Prospective appliquée. L'Harmattan, Paris, 288 pp.
- 124 Margat J. (2008b) Les eaux souterraines dans le monde. BRGM Editions, 187 pp.
- 125 Marsaud B. (1996) Structure et fonctionnement de la zone noyée de karst à partir des résultats expérimentaux. Thèse doct., Univ. Paris XI, 305 p.
- 126 Marsaud B. (1997) Structure et Fonctionnement de la zone noyée des Karsts à partir des résultats expérimentaux, Université Paris XI Orsay Ph.D. Thesis: 324 pp.
- 127 Martel E.A. (1905) La spéléologie au XXe siècle. *Spéléunca*, 6: 810.
- 128 Martel E.A. (1921) Nouveau traité des eaux souterraines. Doin: 840.
- 129 Mattauer M., Tapponnier P. and Proust F. (1977) Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7(19), 521-526.
- 130 Merlet S. (2010) Détermination absolue de g dans le cadre de l'expérience de la balance du

- watt. OBSERVATOIRE DE PARIS LNE-SYRTE. Paris, Université Pierre et Marie Curie.
- 131** Meyer de Stadelhofen C. (1991) *Application de la géophysique aux recherches d'eau*. Tech and Doc, Lavoisier, Paris, 183 p.
- 132** Mochales T., Casas A., Pueyo E., Pueyo O., Roman M., Pocovi A., Soriano M. and Anson D. (2008) *Detection of underground cavities by combining gravity, magnetic and ground penetrating radar surveys: a case study from the Zaragoza area, NE Spain: Environmental Geology*, 53, no. 5, 1067-1077.
- 133** Nettleton L. L. (1940) *Geophysical Prospecting for Oil*, McGraw-Hill Book Company, 1940.
- 134** Neuman R (1967) *La gravimétrie de la haute précision, application a la recherche de cavité*. *Geophysical prospecting*. Vol XV-1, 1967, pp, 116-134.
- 135** Niebauer T. M., Sasagawa G. S., Faller J. E., Hilt R. and Klopffing F. (1995) *A new generation of absolute gravimeters*. *Metrologia* 32: 159-180.
- 136** Noel M., Xu B., (1992). *Cave detection using Electrical Resistivity Tomography (ERT)*. *Cave Science*, 19, 91-94.
- 137** Nouioua I., et al (2015) *Mapping underground cracks using 2D electrical resistivity tomography: the case of the landslide of Kef Essenoun phosphate deposit, Djebel Onk (northeast of Algeria)*. *Arab J Geosci*, DOI 10.1007/s12517-014-1769-0.
- 138** Oldenburg D.W. and Li Y. (1994) *Inversion of induced polarization data*, *Geophysics*, 59, 1327-1341.
- 139** Palacky G. J. (1987) *Resistivity characteristics of geologic targets*. Pages 53-129 of : Nabighian, M.N. (ed), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Theory*, vol. 1. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Okla. xii, 43, 183.
- 140** Parasnis D.S (1986) *Principe of applied Geophysics*, Fourth edition. Science Paperbacks, Chapman and Hall.
- 141** Petersson W. (1907) *Om malmsökan de medelst elektricitet*, *Jern-Kontorets Annaler* 2-3, 153- 171.
- 142** Piqué A., Tricart P., Guiraud R., Laville E., Bouaziz S., Amrhar M., and Ait Ouali R. (2002) *The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview*, *Geodinamica Acta*, 15(3), 185-208.
- 143** Piscitelli S., Rizzo E., Cristallo F., Lapenna V., Crocco L., Persico R., Soldovieri F., (2007). *GPR and microwave tomography for detecting shallow cavities in the historical area of "Sassi of Matera" (southern Italy)*. *Near Surface Geophysics*, 5, 273-284.
- 144** Rey E., Jongmans D., Gotteland P., and Garambois S. (2006) *Characterisation of soils with stony inclusions using geoelectrical measurements* : *Journal of applied geophysics*, 58, no. 3, 188201.
- 145** Reynold J. M (1998) *An introduction to applied and environmental geophysics*. J. Welay and Sons edition.
- 146** Ricard J. (1979) *Evaluation des ressources d'un aquifère d'après l'analyse du bilan en eau : application au système aquifère de Tebessa-Morsott (Algérie)* Université des sciences et techniques du Languedoc de Montpellier 2. Thèse : Sciences de l'eau.
- 147** Robinson E.A. et Silvia M.T. (1981) *Digital foundations of time series analysis: vol. 2 - Wave equation space-time processing*. Holden-Day Inc. CA, USA.
- 148** Rolland G. (1980) *Mission transsaharienne -Géologie et hydrogéologie (Annales des mines -Juillet et Août 1980)*.
- 149** Rybakov M, Rotstein Y, Shirman B, Al-Zoubi A (2005) *Cave detection near the Dead Sea-a micromagnetic feasibility study*. *The Leading Edge (Soc Explor Geophys)* 24(6):585-590.
- 150** Savornin L. (1920) *Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien*. *Bull. du S.C.G.A.*, 2<sup>ème</sup> série stratigraphie, descriptions régionales N° 7.
- 151** Schlumberger C. (1920) *Etude sur la Prospection Electrique du Sous-sol*, Gaultier-Villars et Cie., Paris, 94 p.
- 152** Skeels D. (1947) *Ambiguity in gravity interpretation*, *Geophysics*, 12 (1), 43-56, 1947.
- 153** Slichter L.B. (1933) *The interpretation of the resistivity prospecting method for horizontal structures*, *Physics*, 4, 307-322.

- 154 Smith D.I., Atkinson T.C. (1976) Process, landforms and climate in limestone regions. In *Geomorphology and Climate* (ed Derbyshire, E.), Wiley: London, 367-409.
- 155 Smith D.L. (1986) Application of pole-dipole resistivity technic to the detection of solution cavities beneath highways: *Geophysics*, 51, no. 3, 833-837.
- 156 Solla M., Lorenzo H., Novo A. and Rial F. (2010) Ground penetrating radar assessment of the medieval arch bridge of San Anton, Galicia, Spain: *Archaeological Prospection*, 17, no. 4, 223-232.
- 157 Stefanescu S., Schlumberger C. and Schlumberger M. (1930) Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales, homogènes et isotropes, *Journal de Physique et du Radium*, 1(4), 132-140.
- 158 Stummer P., Maurer H., and Green A. G. (2004) Experimental design : electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information. *Geophysics*, 69(1), 120-139. 122, 123, 124, 125, 128, 129, 130.
- 159 Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. and Keys D. A. (1976) *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, 860p.
- 160 Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. (1990) *Applied Geophysics* Cambridge University Press.
- 161 Torge W. (1989) *Gravimetry*, de Gruyter edts, 465 pp. Press Syndicate of the University of Cambridge, Cambridge, UK.
- 162 Tsoulis D., Wziontek H., Petrovic S. (2003) The use of bilinear surfaces in the computation of gravitational effects due to topographic masses given on a regular grid. *Cahiers ECGS* 20, 35- 41.
- 163 Tsourlos P. (1995) *Modelling, interpretation and inversion of multi-electrode resistivity survey data*, Ph.D. dissertation, Dept. of Electronics, University of York, York, U.K., 315 p.
- 164 Van Camp M., Williams S. D. P. and Francis O. (2005) Uncertainty of absolute gravity measurements." *J. Geophys. Res.* 110.
- 165 Vially R., Letouzey J., Benard F., Haddadi N., Desforges, G., Askri, H. et Boudjema, A. (1994). Basin inversion along the North African Margin. *The Saharan Atlas. Peri-Tethys Platforms*. F. Roure (Editor) and Edition Technip, Paris, p. 79-118.
- 166 Vila JM. (1980) *La chaine alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens*. Thèse és Sci. Paris.
- 167 Vila JM. (1994) *Mise au point des données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens : Trias allochtone, "glaciers de sel" sous-marin et vrais diapirs*. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, n06, pp.105-152.
- 168 Wahr J. (1996) *Geodesy and Gravity*. Samizdat Press, Colorado, 293pp.
- 169 Yadav G.S., Singh P.N. and Srivastava K.M. (1997) Fast method of resistivity sounding for shallow groundwater investigations. *J. Appl. Geophys.*, 36, 45-52.
- 170 Yule D. et al. (1998) Microgravimetry inverstigations of fondation conditions. *Geophysics*, Vol.63, n°=1, 1998, pp, 95-103.
- 171 Zhang J., Mackie R.L. and Madden T.R. (1995) 3D resitivity forward modelling and inversion uses conjugate gradients, *Geophysics*, 60(5), 1313-1325.
- 172 Zhou W., Beck B.F., Stephenson J.B., (2000). Reliability of dipole-dipole electrical resistivity tomography for defining depth to bedrock in covered karst terranes. *Environmental Geology*, 39, 760-766.
- 173 Zhou B. and T. Dahlin (2003) Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying *Near Surface Geophysics*, 2003, 105-117.