



الجمهورية الجزائرية الديمقراطية
الشعبية

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
جامعة الجلاي بونعاما خميس مليانة

Université Djilali Bounaama Khemis Miliana

كلية علوم الطبيعة والحياة وعلوم الأرض

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et des sciences de la Terre

Département des sciences de la terre



MEMOIRE

EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE

MASTER

Spécialité : Hydrogéologie

Intitulée

**L'application de la télédétection infrarouge (TIRS)
pour l'identification et la localisation d'éventuelles sources
d'eau douce sous-marines(SGD) : cas d'application sur le
littoral algérien central.**

Présenté par :

M'elle. Douaoui Noussaiba

M'elle. Kane Kadiatou

Devant le jury :

Président : Dr. BENZAADA Mohamed

Promoteur: Dr. GHARBI Benyoucef

Examiné à distance par : Dr. BOUDERBALA Abd-Elkader

Année Universitaire : 2021/2022

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, tout louange à ALLAH qui nous a éclairé le chemin du savoir et notre grand salut sur le premier éducateur notre prophète Mohamed.

Nous adressons nos vifs remerciements et nos sincères gratitudees à notre promoteur Dr. GHARBI Benyoucef, pour son aide précieuse, ses orientations, sa Patience, ses Conseils et qu'il a fait beaucoup d'efforts pour superviser ce travail.

Nous remercions chaleureusement Dr. BENZAADA Mohamed qui a Accepté de présider le jury.

Nous remercions monsieur Dr. BOUDERBALA Abdelkader, d'avoir Accepté d'examiner ce travail.

Nous adressons également nos sincères gratitudees à nos enseignants qui ont participés à notre formation tout le long parcours universitaire précisément Dr. Hadj Mohamed Nacera.

Nous associons à ces remerciements nos amis de la promotion (2017).

Nos grands remerciements vont aussi à nos familles, nos amis et tous ceux qui nous ont aidé pour réaliser ce travail.

D.Noussaiba et Kane Kadiatou

Dédicace

Je dédie ce modeste travail

A ALLAH Au PROPHETE MOHAMED paix et salut sur lui.

A mon père

Toi qui m'a toujours dit de prioriser les études. Homme modeste, humble, gentil généreux tu fus, l'admiration et que j'ai pour toi est sans limite. L'amour que tu as porté à tes enfants, l'éducation et le sens de l'honneur nous servent de Modèle Ce travail est tien yarabi qu'Allah t'accorde le repos éternel au sein de son immense paradis qu'il te fasse miséricorde ainsi qu'à tous nos défunts.

A ma mère

Toutes ces années d'études ne pouvaient être pour moi un succès sans tes bénédictions. Une femme battante, une femme avec un cœur en or, la maman de tous les enfants, celle qui se sacrifie pour la réussite de ces enfants aucun mot n'est assez fort pour te décrire reine mère qu'Allah t'accorde une longue vie pleine de bonheur et bonne fin je t'aime.

Je dédie aussi ce travail à mes Oncles, mes Tantes, à mon encadreur Monsieur GHARBI, à ma chère binôme Douaoui Noussaiba, les familles KANE et DICKO, DOUAOUI, mes frères (Seydou, Amadou, Moussa, Hama, Coumba), mes amis, mes collègues, mes enseignants du cycle primaire, moyen, secondaire, universitaire et tous ceux qui m'estiment.

KANE Kadiatou

Dédicace

Pour mes parents : pour tous les sacrifices que vous faites pour nous voir réussir dans la vie. Sans vous on ne serait pas la aujourd'hui.

Je dédie ce travail à **mon merveilleux père Douaoui Abdelkader** : Pour son soutien incessant son encouragement pour tous les obstacles et son savoir qu'il n'a jamais cessé de me le partager.

Ma magnifique mère Meriem Ameur : pour sa compréhension sa tendresse et son encouragement aux moments difficiles son écoute à tout moment avec bienveillance.

Pour mes chères sœurs Khaoula et Safia et mes chères frères Bilel et Aissa : Ils n'ont pas cessé de me conseiller encourager et soutenir tout au long de mes études ; que dieu les protège et leurs offre la chance et le bonheur. Un milieu rempli de sérénité qui m'a aidé à travailler encore plus.

A mon beau-frère **Mohammed Rochdi** pour son soutien, son aide et son épaulement quotidien malgré la distance mais sa présence est toujours là pour mon petit neveu **Youcef** qui a mis de la chaleur et du bonheur dans notre cocon familial.

Pour tous les membres de la famille Douaoui et Ameur: Mes chers oncles et tantes, A mes chers cousins et cousines.

Pour toutes personnes chères dans ma vie parmi eux : cher amis qui nous ont accordé leur soutien dans les instant les plus difficiles. Je cite tout particulièrement à ma complice et **amie Azeb Latifa** avec qui j'ai «*partagé le sel*», merci d'être toujours disponible durant les moments les plus difficiles ; pour, mes voisins et mes collègues.

Ma chère binôme Kane: Avec qui j'ai réalisé ce travail. On a passé des moments qui seront de merveilleux souvenirs.

Noussaiba Douaoui

Abstract

The Landsat thermal infrared sensing (TIRS) were used to investigate submarine groundwater discharge (SGD) along the north shore of Central Algerian littoral (Cherchell-Ténés), between January 2017 and August 2021. The aim of this study is to demonstrate the significant usefulness of the freely available thermal infrared (TIR) imagery of the Landsat 8 thermal infrared sensor (TIRS) as an exploratory tool for identifying SGD springs in the Algerian littoral. The use of satellite thermal data as a technique for identifying SGD springs in seawater is based on the identification of thermally anomalous plumes obtained from the thermal contrasts between groundwater and sea surface water. The method used in this research using the Algorithm (SWA) methods which is to perform extraction of sea surface temperature (SST). The results of the thermal imaging study indicate that there are possible areas of seasonal groundwater discharge into the sea. These areas are characterized by a set of thermal contrasts forming a visual plume. It turned out that there are four areas that have possible groundwater discharge points -submarine springs-.

Keywords: SGD:Sub-marine Groundwater Discharge; plumes anomalies; thermal contrast ; TIRS (Infrared Thermal Sensors).

Résumé

L'imagerie satellitaire par L'infrarouge thermique Landsat (TIR) a été utilisée pour identifier d'éventuels rejets d'eaux souterraines sous-marines (SGD) le long de la rive nord du littoral central algérien (Cherchell-Ténés), entre janvier 2017 et août 2021. Le but de cette étude est de démontrer l'utilité significative de l'imagerie infrarouge thermique (TIR) librement disponible du capteur infrarouge thermique Landsat 8 (TIRS) en tant qu'outil exploratoire pour identifier les sources SGD dans le littoral algérien. L'utilisation des données thermiques satellitaires comme technique d'identification des sources SGD dans l'eau de mer est basée sur l'identification des panaches thermiquement anormaux obtenus à partir des contrastes thermiques entre les eaux souterraines et les eaux de surface de la mer. La méthode utilisée dans cette recherche utilise L'Algorithm (SWA) qui consiste à effectuer l'extraction de la température de surface de la mer (SST). Les résultats de l'étude d'imagerie thermique indiquent qu'il existe des zones éventuelles de rejet saisonnier d'eau souterraine dans la mer. Ces zones sont caractérisées par un jeu de contraste thermique formant un panache visuel. Il s'est avéré qu'il existe quatre zones qui présentent d'éventuels points de décharge d'eau souterraine -sources sous-marines-

Mots clés : SGD : rejet d'eaux souterraines en sous-marine; anomalies de panaches; contraste thermique ; TIRS : capteurs thermiques infrarouge.

ملخص

تم استخدام الاستشعار عن بعد الحراري بالأشعة تحت الحمراء عن طريق صور القمر الاصطناعي لاندسات للبحث عن احتمال وجود تدفق للمياه الجوفية في قاع البحر لمنطقة الساحل الأوسط الجزائري ما بين مدينتي شرشال و تنس بين عامي -2017-2021. الهدف من هذه الدراسة هو إثبات الفائدة الكبيرة من تحليل صور الأشعة تحت الحمراء الحرارية المتوفرة لجهاز الاستشعار الحراري عن بعد لمصبار لاندسات كأداة استكشافية لتحديد ينابيع مياه جوفية تحت سطح البحر على طول الساحل الجزائري. يعتمد استخدام البيانات الحرارية الساتلية كتقنية لتحديد الينابيع في مياه البحر على تحديد الأعمدة الشاذة حرارياً التي تم الحصول عليها من التباينات الحرارية بين المياه الجوفية ومياه سطح البحر. الطريقة المستخدمة في هذا البحث باستخدام طرق خوارزمية وهي استخراج درجة.

الكلمات المفتاحية : إفراغ المياه الجوفية في سطح البحر, خلل باناشي, التباين الحراري, اجهزة الاستشعار الحرارية بالأشعة تحت حمراء.

Sommaire

Remerciments.....	I
Abstract.....	IV
Résumé	IV
ملخص	IV
LISTE DES FIGURES	VII
LISTE DES TABLAUX.....	VIII
LISTE DES ABREVIATIONS.....	IX
INTRODUCTION GENERALE.....	I
INTRODUCTION GENERALE.....	1
Chapitre 1 : Partie théorique	3
Chapitre 1 : Partie théorique	3
1.1. Les sources sous-marines.....	3
1.2. La Télédétection	4
1.2.1. Principe de la télédétection	4
1.2.2. La Télédétection Thermique (infrarouge thermique).....	5
1.2.3. Acquisition des données thermiques et application par les capteurs	8
1.2.4. Détection (localisation) des sites de sources sous-marines par l'imagerie infrarouge.....	9
Chapitre 2.....	12
Présentation de la zone étude	12
Chapitre 2. Présentation de la zone d'étude.....	12
2.1. Localisation de la zone d'étude.....	12
2.1.1. Climat	13
2.1.2. Précipitation.....	13
2.1.3. Température de l'air.....	14
2.1.4. Le vent	14
2.2. La géologie régionale.....	15
2.2.1. Les maghrébides.....	15
2.2.2. Le domaine interne :.....	16
2.2.3. Le domaine des flyschs	17
2.2.4. Le domaine externe :	19

2.3. La Géologie locale	21
2.3.1. Présentation du Dahra algérois (Dahra oriental) :	21
2.3.2. Stratigraphie et litho stratigraphie	22
2.4. Aperçu général du secteur d'étude	25
2.5. Aperçu sur la carte litho stratigraphique (contexte hydrogéologique).....	27
Chapitre 3.....	30
Matériel et méthodes	30
Chapitre 3 - Matériel et méthodes	30
3.1. Acquisition des données Landsat TIRS	30
3.2. Téléchargement des données.....	32
3.3. Prétraitement des données acquises (Preprocessing).....	35
3.4. Extraction des températures de la surface de la mer (SST) via Landsat TIRS (thermal infrared sensors)	37
Chapitre 4 : Résultats et discussions	42
4.1. Facteurs d'influences à apprendre en compte dans l'identification des SGB (Sources sous-marines d'eau souterraine).....	50
4.1.1. Facteurs de limitation technique	50
4.1.2. Facteurs limitatifs géologiques et hydrogéologiques	51
4.1.3. Conditions environnementales et marines	52
4.1.4. Facteurs de limitation de la morphologie côtière.....	53
4.1.5. Anomalies thermiques des sources anthropiques.....	55
4.2. Identification de nouvelles sources SGD : enjeux et recommandations pour les futures études SGD	55
Suggestions et Recommandation :	56
Conclusion générale	57
Références bibliographiques	59

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Submarine Groundwater Discharge (Al Bassam and Tiro 2011).....	3
Figure 2. Système de Télédétection	4
Figure 3. Spectres électromagnétiques	5
Figure 4. Domaine de l'infrarouge	7
Figure 5. Situation géographique (carte) de la zone étude.	12
Figure 6. Orogène alpin périméditerranéen. (Durand Delga, 1969).	17
Figure 7. Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides Durand-Delga, 1969, les Bibans et les Babors qui étaient considérés comme étant de l'autochtone font également partie des nappes telliennes.	18
Figure 8. Position des différentes unités géologiques des Maghrébines (d'après Domzig, 2006). ...	19
Figure 9. Position des nappes des flyschs par rapport aux unités de la chaîne des maghrébines.	20
Figure 10. Les limites géographiques du Dahra oriental (Belhai, 1996).....	21
Figure 11. Carte des bassins tardi- tectonique à néogène « post – nappe », (d'après Lepvrier et Magné, 1976). 1 : massif Kabyle ; 2 : unités telliennes ; 3 : Néogène et Quaternaire.	22
Figure 12. Unité des quarte Mamelons (colonne 03), C. Lepvrier (1970) et Belhai.....	25
Figure 13. Unité de Larhat-Gouraya (colonne 04), C. Lepvrier (1970) et Belhai (1997).	25
Figure 14. Schéma structural du Dahra oriental et la situation géographique du secteur d'étude (d'après Lepvrier, 1970).	26
Figure 15. Carte litho stratigraphique du littoral algérien central dont appartient notre zone d'étude.	29
Figure 16. Localisation de la zone d'étude avec ses coordonnées	32
Figure 17. Choix des dates et du type de satellite	33
Figure 18. Procédure de téléchargement des images satellitaire landsat-TIRS.	34
Figure 19. SST images (degré Celsius) obtenue via les bandes 10 et 11 de Landsat 8 OLI/TIRS de la région de Ténès à Cherchell (littoral algérien central) des années 2017 ;2018,2020, et 2021 des mois d'aout et janvier.....	46
Figure 20. Localisation spatiale d'éventuelles sources sous-marines identifiées par imagerie infrarouge thermique.	49

LISTE DES TABLAUX

Tableau 1. Variations mensuelles des précipitations de la zone d'étude (période 1988-2015)	13
Tableau 2. Températures moyennes mensuelles enregistrées à la station de Boukourdane (période 1988-2015)	14
Tableau 3. Valeurs moyennes mensuelles de la vitesse du vent, station Boukourdane (période 1988-2015).....	15
Tableau 4. Les Différents types de Satellites	30
Tableau 5. Tableau montrant le contraste thermique identifié lors du traitement et l'analyse des images Landsat TIRS	47

LISTE DES ABREVIATIONS

AlKaPeCa : (Alboran, Kabylies, Peloritain et Calabre

ASTER: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)

BT: Brightness Temperature (°Kelvin)

DN: Digital Number

EM: Spectre Electromagnétique

IR: Infrarouge

LIDAR: Laser Imaging Detection and Ranging

LST : Land Surface Temperature

MODIS : (Spectroradiomètre imageur à résolution moyenne

NIR: Near Infrarouge

ONR: Office of Naval Research

OLI/TIRS: Operation Land Image/Thermal Infrared Sensors

RMSE: Root Mean Square Error

SGD: Sub-marine Groundwater Discharge

SST: Sea Surface Temperature

SWA: Split Window Algorithm

TIR: Infrared Thermal

TIRS: Infrared Thermal Sensors

Tcin: Temperature cinétique

Trad: Temperature radiante

TS: Surface Temperature

TOA: Top Of the Atmosphere

US: United State

USGS: United States Geological Survey

UTM: Universal Transverse Mercator

VIS : Visible

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Les zones côtières sont parmi les espaces naturels les plus peuplés du monde où se concentre 70% de la population mondiale et où se développent une urbanisation et une industrialisation accélérées. L'alimentation en eau potable de cette population est en majeure partie assurée par des eaux souterraines prélevées dans les nappes côtières (Comte, 2007).

La forte anthropisation de ces zones côtières conjuguée aux changements climatiques de ces dernières décennies s'est accompagnée d'une surexploitation des eaux souterraines des nappes littorales et a surtout favorisé les échanges entre les eaux douces souterraines et les eaux marines. Toutefois, et très souvent, lorsqu'on parle de ces échanges, ce qui vient à l'esprit des gens en premier lieu est « l'intrusion marine » qui est le passage des eaux marines vers la nappe côtière alors que l'écoulement en sens inverse connu sous le nom « décharge d'eau souterraine sous-marine » n'en est pas moins important (taniguchi et al., 2002).

Les décharges d'eau souterraine (eau douce) en mer méditerranéenne étaient déjà connues au temps de l'empire romain. Toutefois et à cause des difficultés d'étudier ces flux et surtout au peu d'intérêt porté à ces décharges qui étaient considérées, à tort, comme négligeables, la recherche scientifique ne s'est intéressée à ce phénomène qu'à partir des années 1960 (Moore, 2010). Ces dernières années, des décharges d'eau souterraines sous-marines ont été découvertes par des plongeurs et décrit par des scientifiques dans de nombreux pays tels que la Grèce, la France, la Libye, l'Italie, l'Espagne et Amérique du Sud et quelques autres régions du monde (Al Bassam A. 2016).

La détection et la cartographie de ces sources d'eau douce déversées dans la mer sont devenues des préoccupations majeures des hydrogéologues et des organismes de gestion d'eau sur le littoral parce que d'une part, elles sont considérées comme une perte de ressource naturelle vitale et d'autre part, ces eaux pourraient être captées et utilisées comme des sources d'eau pour l'agriculture (irrigation) voire l'alimentation en eau potable avec un coût de production d'eau potable qui serait inférieur à celui de la désalinisation de l'eau de mer qui est beaucoup plus salée (UNESCO, 2004). De ce fait, l'intérêt de la connaissance et de la cartographie de la « décharge d'eau souterraine sous-marine » dans les zones côtières algériennes est certaine et clairement établie.

Pour ce faire, l'approche par la télédétection basée sur l'imagerie satellitaire infrarouge thermique a été utilisée, en exploitant les bandes infrarouges de l'image satellitaire, pour détecter et délimiter les zones marines concernées par la « décharge d'eau souterraine sous-marine ». Le principe de la détection repose sur la différence de températures émises par

INTRODUCTION GENERALE

l'eau de mer entre les eaux marines proprement dites et les eaux issues de l'écoulement des nappes côtières qui se déversent dans la mer. En effet, La température des eaux souterraines est relativement stable et peu variable, tandis que les températures des eaux marines surtout de surface sont dépendantes des différentes saisons.

C'est dans ce contexte que s'inscrit l'objectif de notre mémoire de fin d'étude et qui consiste à détecter et à délimiter les zones où il y a un écoulement d'eau douce souterraine à partir des nappes côtières dans la mer par l'imagerie satellitaire infrarouge thermique dans les limites de notre zone d'étude qui s'étale entre la ville de cherchell et celle de Ténés.

Pour répondre à cet objectif, notre travail a été organisé selon les chapitres suivants :

Le premier chapitre est consacré à a partie théorique sur les sources sous-marine et la télédétection thermique.

Le deuxième chapitre présente la zone d'étude et la caractérisation de son milieu physique. Le troisième chapitre aborde la partie matérielle et méthodes qui concernent les images satellitaires utilisées et leur traitement

Le dernier chapitre est réservé à la présentation des résultats et discussion.

Enfin, nous finalisons ce travail par une conclusion et des perspectives.

Chapitre 1 : Partie théorique

Chapitre 1 : Partie théorique

1.1. Les sources sous-marines

La présence de source sous-marine est un phénomène courant dans les zones côtières du monde. Récemment, des sources sous-marines ont été découvertes par des plongeurs et décrites par des scientifiques dans de nombreux pays tels que la Grèce, la France, la Libye, l'Italie, l'Espagne et l'Amérique du Sud et quelques autres régions du monde (Al Bassam and Tiro 2011).

Les sources sous-marines sont le résultat du rejet d'eau souterraine sous-marine SGD (Débit Sous-Marine des Eaux Souterraines). Il s'agit d'un processus côtier qui dépend des conditions climatologiques, hydrogéologiques et des processus océanographiques par lesquels les aquifères côtiers ont tendance à déverser leur flux souterrain dans la mer soit par des infiltrations ou par des sources sous-marines où prévalent les fractures (fig. 1) (Al Bassam and Tiro 2011). Le terme SGD a été défini en tant qu'écoulement direct d'eau souterraine à travers l'interface océan-terre dans l'océan (Akawwi, Zouabi et al. 2008).

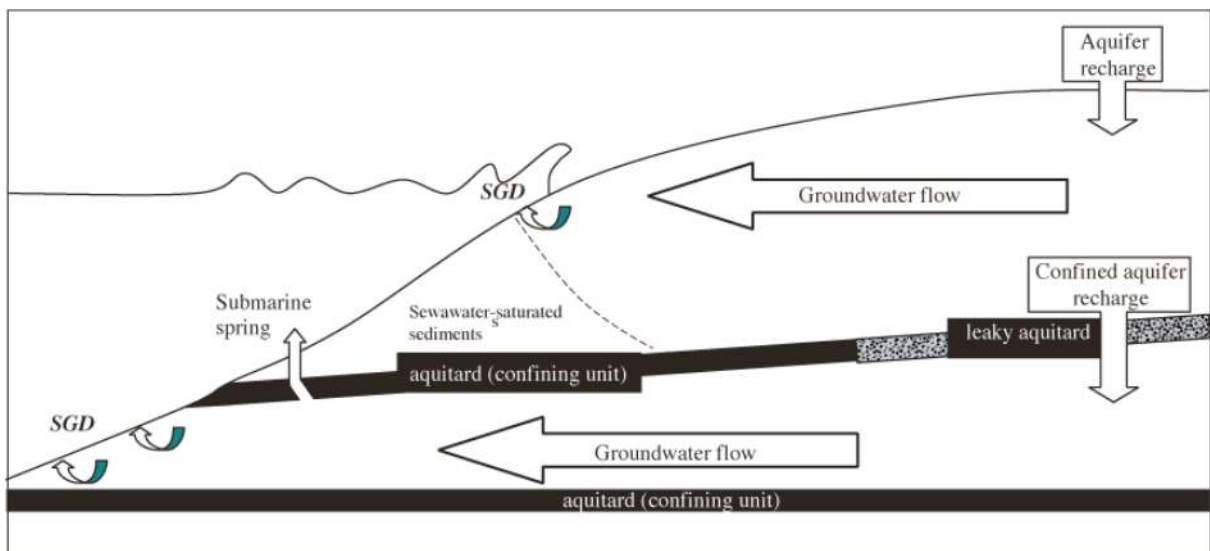


Figure 1. Submarine Groundwater Discharge (Al Bassam and Tiro 2011).

Les eaux douces souterraines ont tendance à exister à la température annuelle moyenne des eaux souterraines (Anderson, 2005) et ont donc une signature thermique distincte de celle des eaux de surface. La Localisation de SGD (Débit Sous-Marine des Eaux Souterraines) par télédétection par le biais de l'Infrarouge Thermique (TIR, Thermal Infrared) est possible dans n'importe quel environnement où il y a un contraste thermique important entre la décharge fluide poreuse et le plan d'eau de surface récepteur (différence de température entre l'eau de

mer et les eaux de source sous-marine) (Kelly, Glenn et Lucey, 2013 ; Tamborski et al. 2015).

1.2. La Télédétection

Le terme « télédétection » est lui-même un ajout relativement nouveau au lexique technique. Il a été inventé par Mme Evelyn Pruitt au milieu des années 1950 alors qu'elle, géographe / océanographe, travaillait pour l'Office of Naval Research (ONR) des États-Unis à l'extérieur de Washington, D.C (Short 2003).

« La télédétection est l'art, la science et la technologie d'obtenir des informations fiables sur les objets physiques et l'environnement, par un phénomène d'enregistrement, de mesure et d'interprétation de l'imagerie et les représentations numériques de modèles énergétiques dérivés de systèmes de capteurs sans contact » (Colwell, 1997).

1.2.1. Principe de la télédétection

En général, Elle fait référence aux activités d'enregistrement/d'observation/de perception (détection) d'objets ou d'événements dans des endroits éloignés. En télédétection, les capteurs ne sont pas en contact direct avec les objets ou les événements et c'est le rayonnement électromagnétique qui est utilisé comme vecteur d'information à distance. La sortie d'un système de télédétection est généralement une image représentant la scène observée (fig. 2). Une étape supplémentaire d'analyse et d'interprétation des images est nécessaire afin d'extraire des informations utiles de l'image. Le système visuel humain est un exemple d'un système de télédétection dans ce sens général. (Al Bassam and Tiro 2011).

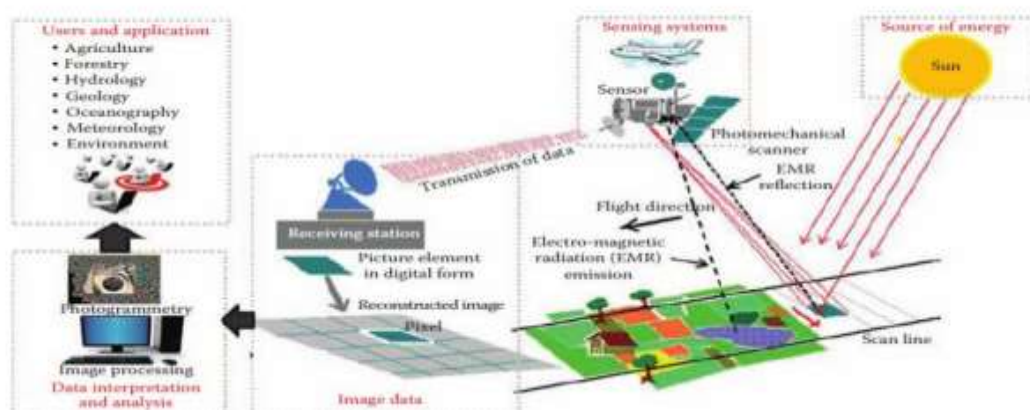


Figure 2. Système de Télédétection

Chapitre 1 : Partie théorique

Un rayonnement électromagnétique est un ensemble de radiations de natures similaires mais dont les longueurs d'ondes sont différentes, ce qui nous amène à la définition du spectre électromagnétique qui représente la répartition des ondes électromagnétiques en fonction de leur longueur d'onde, de leur fréquence ou bien encore de leur énergie (fig. 3).

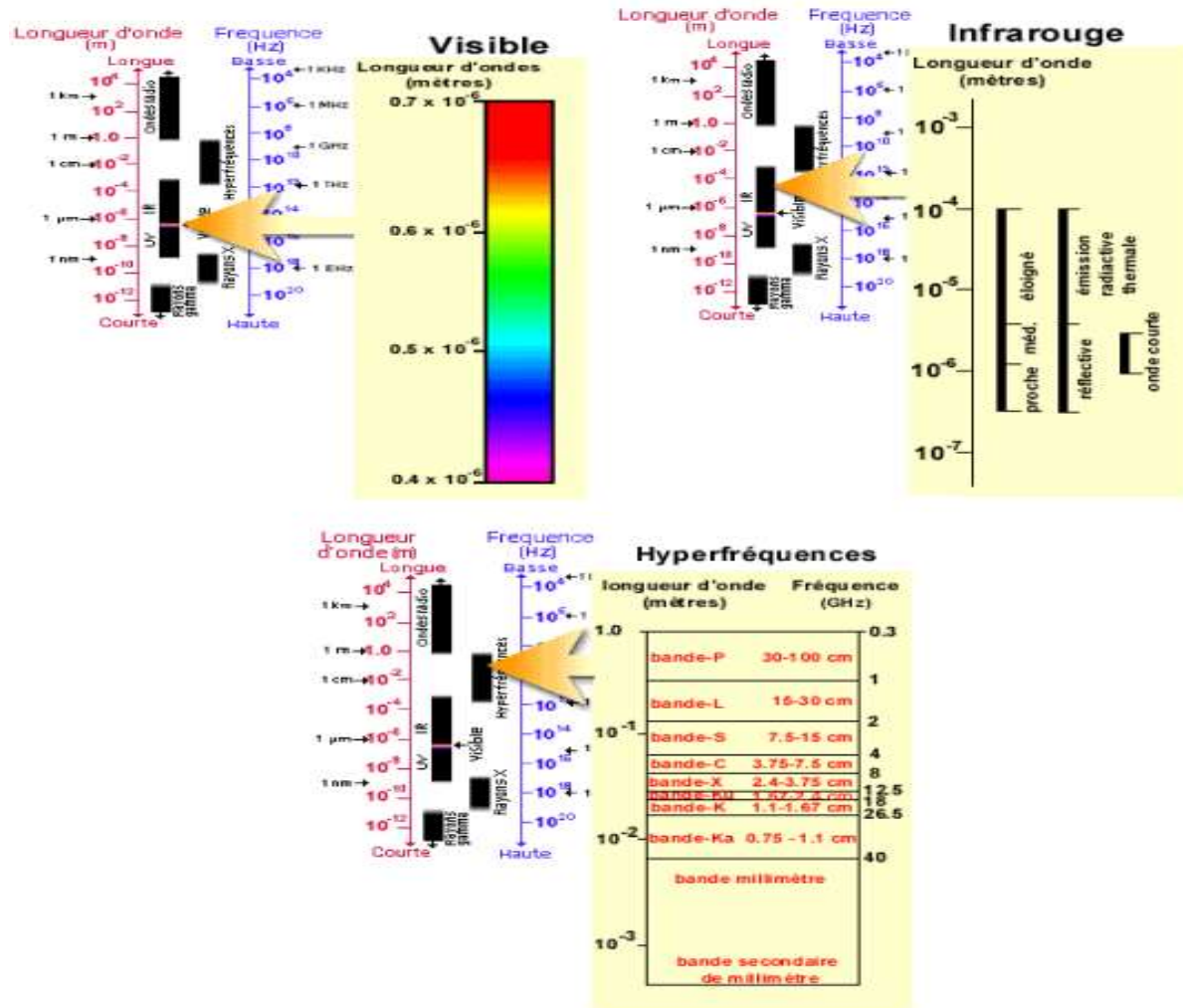


Figure 3. Spectres électromagnétiques

1.2.2. La Télédétection Thermique (infrarouge thermique)

Avant de parler sur cette notion on a va expliquer c'est qui l'infrarouge en télédétection.

L'infrarouge : rayonnement émis par tous les corps dont la température est supérieure au zéro absolu (-273°C). En télédétection, on utilise certaines bandes spectrales de l'infrarouge pour mesurer la température des surfaces terrestres et océaniques, ainsi que celle des nuages. La gamme des infrarouges couvre les longueurs d'onde allant de huit dixièmes de millièème de millimètre ($8 \cdot 10^{-7}$ m) à un millimètre (10^{-3} m). À côté de l'extrémité du rouge (dans le

spectre électromagnétique) de la région visible se trouvent trois catégories différentes d'ondes infrarouges (IR) : proche IR (de 0,7 à 1,3 μm), moyenne IR (de 1,3 à 3 μm) et thermique IR (au-delà de 3 à 14 μm). À des longueurs d'onde beaucoup plus longues (1 mm à 1 m) se trouve la partie micro-ondes du spectre. Le rayonnement dans la région proche infrarouge se comporte, par rapport aux systèmes optiques, d'une manière analogue au rayonnement dans le spectre visible. Par conséquent, la télédétection dans la région proche infrarouge peut utiliser des films, des filtres et des caméras avec des conceptions similaires à celles destinées à être utilisées avec la lumière visible ([Kuenzer and Dech 2013](#)).

La deuxième catégorie de rayonnement infrarouge est la région infrarouge lointain, constituée de longueurs d'onde bien au-delà du visible, s'étendant dans des régions qui bordent la région micro-ondes. Ce rayonnement est fondamentalement différent de celui des régions visibles et proche infrarouge. Alors que le rayonnement infrarouge proche est essentiellement un rayonnement solaire réfléchi par la surface de la Terre, le rayonnement infrarouge lointain est émis par la Terre. Dans le langage courant, l'infrarouge lointain consiste en « chaleur » ou « énergie thermique ». Parfois, cette partie du spectre est appelée infrarouge émis ([Campbell and Wynne 2011](#)). La plupart des systèmes de détection actuels fonctionnent dans une ou plusieurs des parties visibles, infrarouges ou micro-ondes du spectre. Dans la partie infrarouge du spectre, il convient de noter que seule l'énergie thermique infrarouge est directement liée à la sensation de chaleur ; l'énergie proche et moyenne infrarouge ne le sont pas ([Lillesand, Kiefer et al. 2015](#)).

La télédétection thermique ou infrarouge thermique est la branche de la télédétection ou la partie qui traite de l'acquisition, du traitement et de l'interprétation de données acquises principalement dans la région infrarouge thermique (TIR) du spectre électromagnétique (EM). En télédétection infrarouge thermique, ce sont les rayonnements « émis » par la surface de la cible qui sont mesurés contrairement à la télédétection optique où se sont les rayonnements « réfléchis » par la cible considérée qui sont mesurés ([Prakash 2000](#)).

L'imagerie infrarouge thermique est une méthode efficace pour rapidement évaluer les zones à grande échelle et obtenir des informations sur les emplacements spécifiques des rejets d'eau souterraine. La température des eaux souterraines est relativement stable et c'est comme une température moyenne de la zone, tandis que les températures de l'eau de surface sont modifiables avec le changement de la saisons (les conditions climatiques), Depuis les années 1970, le TIR (Télédétection Infrarouge Thermique) par satellite et le TIR (Télédétection

Chapitre 1 : Partie théorique

Infrarouge Thermique) aéroporté ont été utilisés pour détecter les rejets d'eaux souterraines, plus chaud ou plus frais que l'eau de surface environnante, en réussissant à détecter le contraste (différence) dans la température de l'eau à partir de différentes sources (Al Bassamand Tiro 2011). Selon Sabins (1996) le domaine de longueur d'onde infrarouge thermique s'étend d'environ 3 à 14 μm , Selon Löffler (1994) ainsi que Lillesand et Kiefer (1994), le domaine TIR varie de 3 à 1 000 μm (Kuenzer and Dech 2013), alors que selon Meijerink et al., 2007, la télédétection thermique est basée sur l'enregistrement du rayonnement électromagnétique dans le domaine de l'infrarouge thermique (TIR) émis par des objets de surface en fonction de leur température dans deux fenêtres : 3,5-5 μm et 8,0 -14,0 μm .

Les caméras infrarouges thermiques numériques connaissent une augmentation significative de leur application au cours de la dernière décennie, en cartographiant les températures de surface de la mer à l'aide d'un capteur infrarouge thermique (TIR), des panaches d'eau souterraine flottante de faible densité (douce/saumâtre) peuvent être détectés. Les lieux des rejets d'eau souterraine sont déduits des anomalies de température (basse ou élevée) sur la base du contraste saisonnier entre la température de l'eau souterraine et celle de l'océan (Varma et al., 2010). Ces caméras sont le plus souvent montées sur des avions légers et plus récemment sur des drones (Lee et al., 2017) avec une résolution de température typique de 0,1 °C et une résolution spatiale jusqu'à 0,5 m (Johnson et al., 2008 ; Kelly et al., 2013).

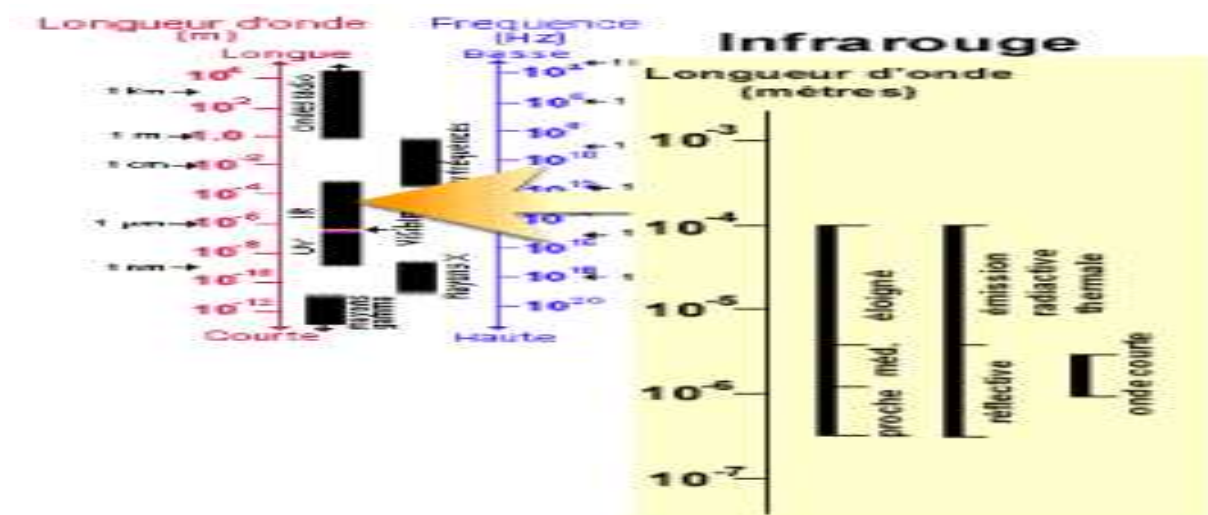


Figure 4. Domaine de l'infrarouge

1.2.3. Acquisition des données thermiques et application par les capteurs

Trois aspects différents doivent être pris en compte lorsque l'on parle du mode d'acquisition des données thermiques. Ceux-ci sont : **(Prakash 2000)** :

- Mode actif contre mode passif : la plupart des capteurs thermiques acquièrent des données de manière passive, c'est-à-dire qu'ils mesurent les rayonnements émis naturellement par la cible/le sol. Les données peuvent également être acquises dans le TIR déployant activement des faisceaux laser (LIDAR),
- Mode large bande contre mode multispectral : Pour la détection thermique large bande, en général les fenêtres atmosphériques 8 à 14 μm sont utilisées. Cependant, certains capteurs thermiques spatiaux tels que Landsat Thematic Mapper Band 6 fonctionnent dans la gamme de longueur d'onde de 10,4 à 12,6 μm pour éviter le pic d'absorption d'ozone qui se situe à 9,6 μm . Les canaux thermiques multispectraux comme ceux de la plateforme ASTER, sont spécialement ciblés pour les applications géologiques,
- Acquisition de jour ou de nuit : Les données thermiques peuvent être acquises de jour comme de nuit. Cependant, pour de nombreuses applications nocturnes, les images spécifiquement avant l'aube sont préférées car pendant cette période, l'effet du chauffage solaire différentiel est minime.

Il existe diverses applications en hydrogéologie des images thermiques **(Meijerink, Bannert et al. 2007)**. La principale application était traditionnellement la détection de l'écoulement sous-marin des eaux souterraines dans les eaux côtières, La localisation des sources dans les plans d'eau est une application hydrogéologique courante des images thermiques pour la détection d'éléments d'intérêt, tels que l'émergence d'eaux souterraines dans d'autres plans d'eau, ou de zones humides végétalisées par rapport aux terres environnantes,

Les images TIR offrent des possibilités uniques pour localiser l'écoulement des eaux souterraines dans les masses d'eau, telles que les rivières, les lacs ou les mers côtières, appelées sous-marines connu sous le nom de décharge sous-marine d'eau souterraine ou débit sous-marin des eaux souterraines.

1.2.4. Détection (localisation) des sites de sources sous-marines par l'imagerie infrarouge

L'imagerie infrarouge est basée sur la mesure de l'intensité du rayonnement thermique de diverses surfaces, y compris la surface de la mer, dans la gamme infrarouge des ondes électromagnétiques.

L'utilisation moderne des radiomètres infrarouges rend possible la mesure de la température à la surface de la mer depuis des satellites artificiels ou des avions avec une précision allant jusqu'au dixième ou au centième de degré Celsius. L'imagerie Infrarouge est la plus efficace pour localiser les sites (panaches) de rejet des eaux souterraines sous-marines (débit sous-marin des eaux souterraines). L'eau souterraine et l'eau de mer ont généralement des températures différentes (contraste). A cet égard, le rejet d'eaux souterraines sous-marines sur les images infrarouges est détecté ou localisé par des contrastes caractéristiques (différence de température) qui ont la forme de panaches. Il convient de noter que l'application de l'imagerie infrarouge pour la détection des sites de rejet d'eaux souterraines (débit sous-marin des eaux souterraines) en mer n'est possible que si les anomalies de température, causées par la décharge des eaux souterraines sous-marine, atteignent la surface de la mer et diffèrent de la température de l'eau de mer environnante d'une valeur supérieure à la sensibilité des radiomètres ([Zektser and Everett 2004](#)).

A. Dérivation des différences de température entre l'eau de surface et l'eau de source sous-marine([Meijerink, Barnnet et al.2007](#)).

Dans le cas où la température de surface réelle doit être connue, un prétraitement des données doit être effectué pour convertir les DN (digital number) aux radiances, puis à la température absolue en utilisant la correction atmosphérique et les données d'émissivité. Ici, seule une approche simplifiée pour dériver les contrastes de température pour les surfaces d'eau est donnée. La température de surface n'est pas le seul déterminant du rayonnement ; elle dépend également de l'émissivité du matériau.

L'émissivité est la fraction d'énergie qui est rayonnée par un matériau par rapport à un corps noir véritable. Parce que la plupart des matériaux constituent des radiateurs sélectifs, leur émissivité peut varier sensiblement avec la longueur d'onde, et donc une température, le spectre infrarouge d'un objet ou d'un matériau peut montrer des hauts et des bas d'émissivité. Un objet froid à haute émissivité peut rayonner autant d'énergie comme objet chaud à faible émissivité. Le capteur thermique embarqué à bord d'un satellite mesure en unités de

rayonnement spectral ($W m^{-2} sr^{-1} m^{-1}$), où sr est le stéradian, une unité d'angle solide, lié au champ de vision de l'instrument capteur. La quantité d'énergie mesurée dépend de la température et de l'émissivité de l'objet au sol. Si l'émissivité de l'objet dans la plage de sensibilité en longueur d'onde du capteur est sensée être l'unité (émissivité parfaite), puis la température du sol nécessaire pour la quantité de rayonnement reçue peut être obtenue avec la loi de Planck. Cette température (calculée) est appelé « température de rayonnement » ou « température de luminosité » ou « température du sommet de l'atmosphère ». La température réelle, telle que mesurée par un thermomètre à contact ou la température cinétique (T_{kin}) est dans la plupart des Cas supérieurs à la température radiante (T_{rad}) selon :

$T_{rad} = 0,25 T_{kin}$ (2) où est l'émissivité.

Si on s'intéresse aux variations locales de la température de surface de l'eau, telles que les Contrastes de température provoqués par exemple par les rejets d'eaux souterraines sous-marines, on peut utiliser des valeurs d'ADN de bande(s) thermique(s) parce qu'ils sont directement liés aux contrastes de température réels ou cinétiques de l'eau. La détection des sources dans les plans d'eau est une application hydrogéologique courante des images thermiques et de là se pose la question de savoir comment la température de surface peut être obtenue à partir d'images thermiques. Il est impératif de corriger les conditions atmosphériques dans la télédétection thermique de la température de l'eau parce que transmission atmosphérique et absorption de rayonnement de grandes ondes par la vapeur eau entre le capteur et le la surface du courant influence les mesures à distance de la température de l'eau. Les effets des rayonnements atmosphériques doivent également être pris en compte. Pour calculer la température de surface réelle ou cinétique (en °K ou °C) de l'eau, et $L(Radiance)$ doit être connus, et cela nécessite l'utilisation de codes spéciaux (par exemple MODTRAN4 et S6,

LOWTRAN, voir [Parodi et Prakash,2004](#), pour une introduction), et on peut utiliser des « atmosphères standard ». Des dérivés plus simples existent et un d'entre eux (ATCOR) est inclus en tant que package dans le logiciel de traitement d'image ERDAS. Le WINVICAR. L'écoulement des eaux souterraines dans la mer peut se faire sous la forme d'un écoulement lent et diffus lorsqu'il est interstitiel l'eau est évacuée de force. La quantité totale d'eau souterraine ainsi rejetée dans la mer peut être importante. Toutefois, en supposant que les eaux souterraines aient une température différente de celle de l'eau de mer, les flux d'eaux souterraines sont diffus sont généralement trop petites pour créer un contraste de température

Chapitre 1 : Partie théorique

à la surface, sauf peut-être dans des endroits abrités tels que comme des lagons. Le mélange avec l'eau de mer se produira de sorte que les chances d'observer le contraste thermique ou l'anomalie sur les images de la côte sont petites sinon absentes en cas d'écoulement diffus.

L'eau souterraine peut être évacuée sous forme d'écoulement concentré par un écoulement de fracture ou des sources karstiques et éventuellement au niveau d'une fenêtre d'érosion dans une couche imperméable recouvrant des dépôts fluviaux hautement perméables. La remontée des eaux souterraines à faible salinité dans l'eau de mer est principalement due aux différences de densité des deux types d'eau, tandis que le débit au fond de la mer est régi par la pression hydraulique des eaux souterraines.

Chapitre 2

Présentation de la zone étude

Chapitre 2. Présentation de la zone d'étude

2.1. Localisation de la zone d'étude

La zone d'étude se trouve sur la côte entre la commune de Cherchell et la commune de Ténès et se trouve à 80 km à l'ouest d'Alger. Elle est limitée par les coordonnées UTM 31 suivantes (figure 5.) :

- À L'est par les points :

*X1= 4063341, Y1= 435866, et X2 = 4045479, Y2 = 436719,

-À L'ouest par les points :

*X3 =4054190, Y3 = 349298, et X4=4037564, Y4 =349226,

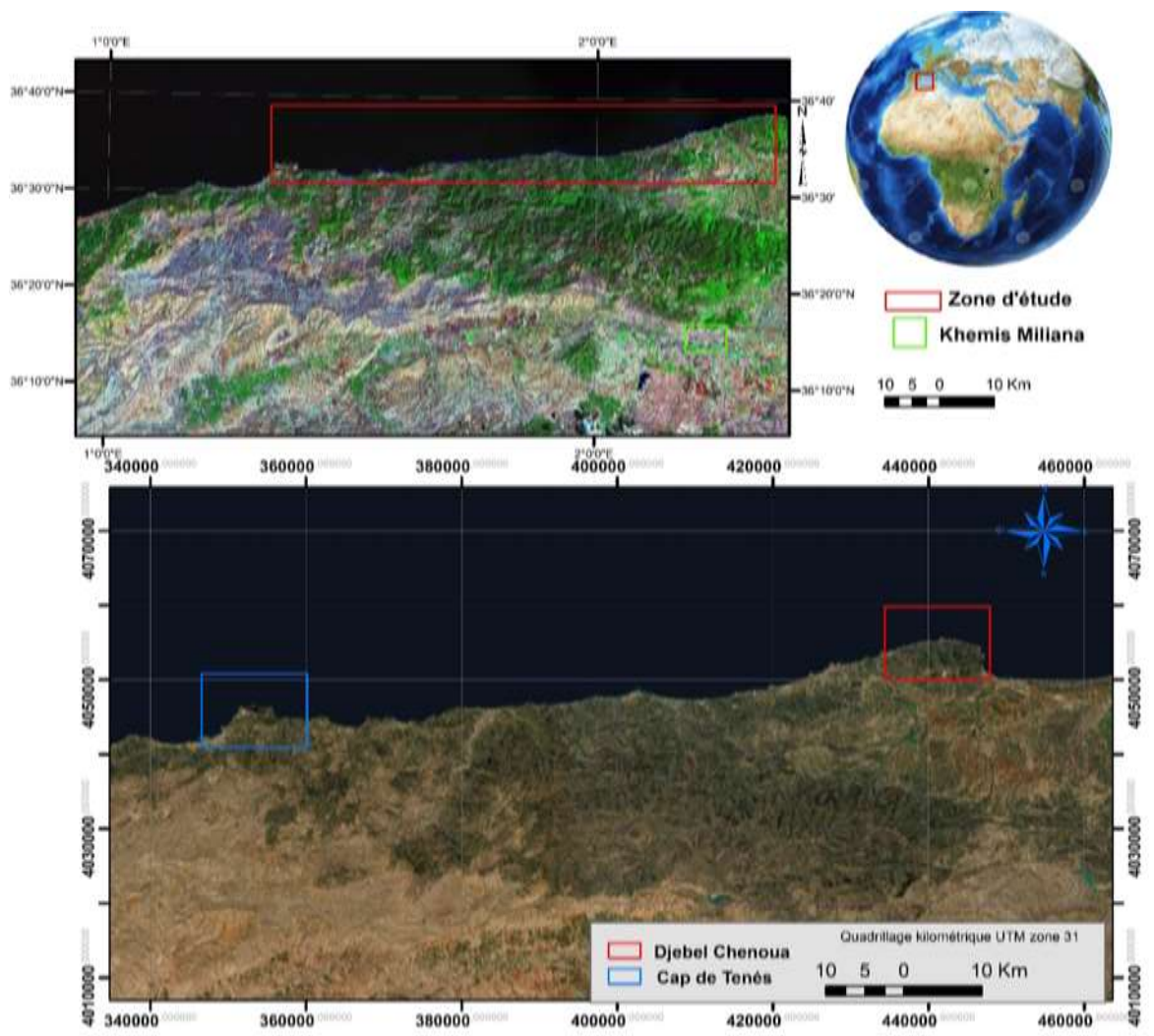


Figure 5. Situation géographique (carte) de la zone étude.

Chapitre 2. Présentation de la zone étude

2.1.1. Climat

Notre région d'étude de Cherchell à Ténès de sa position méditerranéenne est soumise à un climat tempéré humide, avec des hivers pluvieux et doux et des étés chauds et secs, produit une influence notable sur le chimisme des eaux par l'effet de dilution pendant les périodes pluvieuses et par l'effet d'évaporation pendant les périodes sèches. Pour mieux caractériser le régime climatique au sein de notre région d'étude nous avons sélectionné la station la plus proche de nos cas d'étude celle de barrage Boukourden.

2.1.2. Précipitation

Le tableau 1. montre l'évolution des précipitations mensuelles enregistrées au niveau de la station pluviométrique de Boukourdane sur une période de (1988-2015). Les précipitations moyennes enregistrées par cette station font ressortir une pluviométrie moyenne annuelle de 541 mm durant la période retenue. La période hivernale est la plus pluvieuse avec plus de 41% du total annuel et elle est suivie par la saison de l'automne avec 30,22 %. Il pleut une quantité équivalente à l'automne durant la saison printanière avec 26,22%, alors que la saison estivale est pratiquement sèche avec seulement 10,6%.

Tableau 1. Variations mensuelles des précipitations de la zone d'étude (période 1988-2015)

Mois	Sep.	Oct.	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aût	Annuel
Moy.	31,8	47,1	84,6	81,5	73,8	67,6	58,0	53,4	32,6	5,3	2,3	3,0	541
Max.	107,1	135,9	196,4	260,0	170,2	168,8	112,5	129,2	140,9	23,1	15,5	17,5	725,9
Min.	0,0	2,0	19,1	20,0	6,6	10,	2,8	8,2	0,0	0,0	0,0	0,0	334,6
Saison	Automne			Hiver			Printemps			Eté			
Moy.	163,5			222,9			144			10,6			
Moy %	30,22%			41,20			26,62			1,96			

Source : ANRH-Blida

Chapitre 2. Présentation de la zone étude

2.1.3. Température de l'air

Les mesures de la température en (°C) enregistrées portent sur la période de 1988 à 2012, dont les valeurs moyennes mensuelles sont présentées dans le tableau 2. Les températures varient en moyenne entre 26 °C pour les mois chauds de l'été (juillet, août), à 12 °C pour les mois les plus froids (décembre, janvier, février). Les températures minimales sont enregistrées durant les deux mois de janvier et février et les températures maximales, quant à elles, sont enregistrés durant les deux mois de juillet et août.

Tableau 2. Températures moyennes mensuelles enregistrées à la station de Boukourdane (période 1988-2015)

	Sep	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout
T min. (°C)	16,39	12,33	9,38	7,26	5,62	5,87	7,95	9,66	12,84	17,5	19,84	19,63
T Moy. (°C)	23,1	19,52	15,41	12,22	11,22	11,88	13,64	15,46	18,8	22,22	26,16	26,49
T Max. (°C)	30,94	28,63	22,47	18,37	17,96	18,33	20,61	22,41	26,3	29,66	33,45	33,42

Source : ANRH-Blida

2.1.4. Le vent

Le vent a une influence directe sur le régime climatique d'une région telle que les précipitations, l'évapotranspiration et sur les bilans hydriques par son intensité, sa direction et sa fréquence. La répartition mensuelle des vents sur la période 1988-2015 est représentée dans le tableau 3. Dans cette région les vents dominants sont ceux qui soufflent du Nord-Est et de l'Ouest avec des vitesses moyennes mensuelles variant entre 4,23 km/h au mois de septembre à une vitesse moyenne maximale de 6,69 km/h au mois de février. En juillet, il y a alternance entre la brise du continent la matinée et celle de la mer dans l'après-midi. Le sirocco qui est un vent sec et chaud naissant au voisinage du Sahara peut s'observer durant la période estivale et surtout en août.

Chapitre 2. Présentation de la zone étude

Tableau 3. Valeurs moyennes mensuelles de la vitesse du vent, station Boukourdane (période 1988-2015)

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil.	Août	Moy
V Moy. (Km/h)	4,23	4,29	4,39	4,29	4,78	6,69	4,57	4,33	4,36	4,65	5,37	4,36	4,6

Source : ANRH-Blida

En outre La détermination des caractéristiques climatiques de la région d'étude a permis de faire les constatations suivantes : La pluie ne permet pas un stockage permanent de l'eau dans le sol, ce qui induit un déficit agricole plus ou moins long pendant 05 mois (du juin à octobre). La saturation de réserve d'eau facilement utilisable, pour une année moyenne, ne dure que 04 mois (du janvier à avril), alors que cette saturation ne dure que 03 mois pour une année sèche et peut atteindre 05 mois pour une année humide, ce qui nécessite une irrigation pour les cultures, cela provoque une surexploitation de la nappe de Nador. Cette situation a conduit à la mise en place d'un nouveau plan de gestion des ressources en eau dans la région ([Doctorat de Latifa AZBE 2022](#)).

2.2. La géologie régionale

2.2.1. Les maghrébides

La chaîne alpine d'Afrique du Nord ou chaîne des Maghrébides fait partie de l'orogène alpin périméditerranéen ([Durand-Delga, 1969](#)) d'âge Tertiaire qui s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km depuis l'Espagne du Sud à l'arc calabro-sicilien (figure.01).

Dans ce domaine en forme d'anneau très aplati, on distingue classiquement les zones internes, situées à l'intérieur de l'anneau et représentées aujourd'hui par différents massifs, dispersés le long de la côte méditerranéenne et les zones externes situées à sa périphérie.

Le domaine de la chaîne des Maghrébides a connu des phases de déformations méso-cénozoïques aboutissant à la mise en place de nappes de charriages. C'est le domaine des nappes ou domaine allochtone.

Chapitre 2. Présentation de la zone étude

Il est admis aujourd'hui que le domaine interne de la chaîne des maghrébides faisait autrefois partie d'un microcontinent appelé AlKaPeCa (Alboran, Kabylies, Peloritain et Calabre) qui était situé beaucoup plus au Nord et appartenait à la marge européenne.

La Dorsale kabyle constituait la marge méridionale et le talus continental de ce bloc. Les flyschs se sont déposés dans le bassin océanique profond qui séparait la marge européenne (ou le bloc AlKaPeCa) et la marge africaine. Les nappes telliennes correspondent à la couverture sédimentaire qui s'est déposée sur la marge Nord de la plaque africaine.

Les deux domaines externes et internes sont entrés en collision suite au rapprochement des plaques africaines et européennes. Ceci a conduit à la fermeture du bassin des flyschs, et celle du sillon tellien, l'écaillage de la Dorsale Kabyle et le déplacement des flyschs et des unités telliennes en nappes pelliculaires loin vers le Sud.

En Algérie, la chaîne des maghrébides montre du Nord au Sud les domaines suivants (figure .02, figure.03).

2.2.2. Le domaine interne :

Ce domaine appelé socle kabyle ou Kabylide, il est essentiellement représenté par les massifs de Ténès, du Chenoua, d'Alger, de la grande et la petite Kabylie et peut être de l'Edough dont la position interne ou externe est encore controversée. Il comprend le socle, représenté par les massifs cristallophylliens métamorphiques, et la dorsale kabyle représentée par un ensemble sédimentaire Paléozoïque (Ordoviciens à Carbonifère) peu métamorphique.

✓ Le socle métamorphique (cristallin)

Il est d'âge essentiellement Paléozoïque et parfois Précambrien. Ce socle affleure d'Ouest en Est dans les massifs du Chenoua (à l'Ouest d'Alger), de grande et petite Kabylie (entre Jijel et Skikda). Ce dernier avec 120 km de long et 30 km de large. Constitue le plus large affleurement du socle kabyle en Algérie.

Les formations métamorphiques du socle sont représentées par des faciès à schistes graphiteux (satinés) et chloriteux verdâtres, des micaschistes, des marbres, des quartzites et enfin des gneiss ocellés.

Chapitre 2. Présentation de la zone étude

✓ La chaîne calcaire (dorsale kabyle) :

Elle est constituée de séries sédimentaires essentiellement d'âge méso-cénozoïque. Elle correspond à la couverture sédimentaire du socle. Actuellement elle constitue la bordure méridionale du socle. Elle se présente sous forme d'écailles d'âge Permo-triasique à Eocène moyen-(Lutétien). Du point de vue lithologique, ces formations comprennent des calcaires du Lias et de l'Eocène, des dolomies du Trias au Lias inférieure et des grès du Permo Trias. On y distingue classiquement une dorsale interne, une dorsale médiane et une dorsale externe qui sont tectoniquement superposées et paléo géographiquement distinctes (voir figure 6).

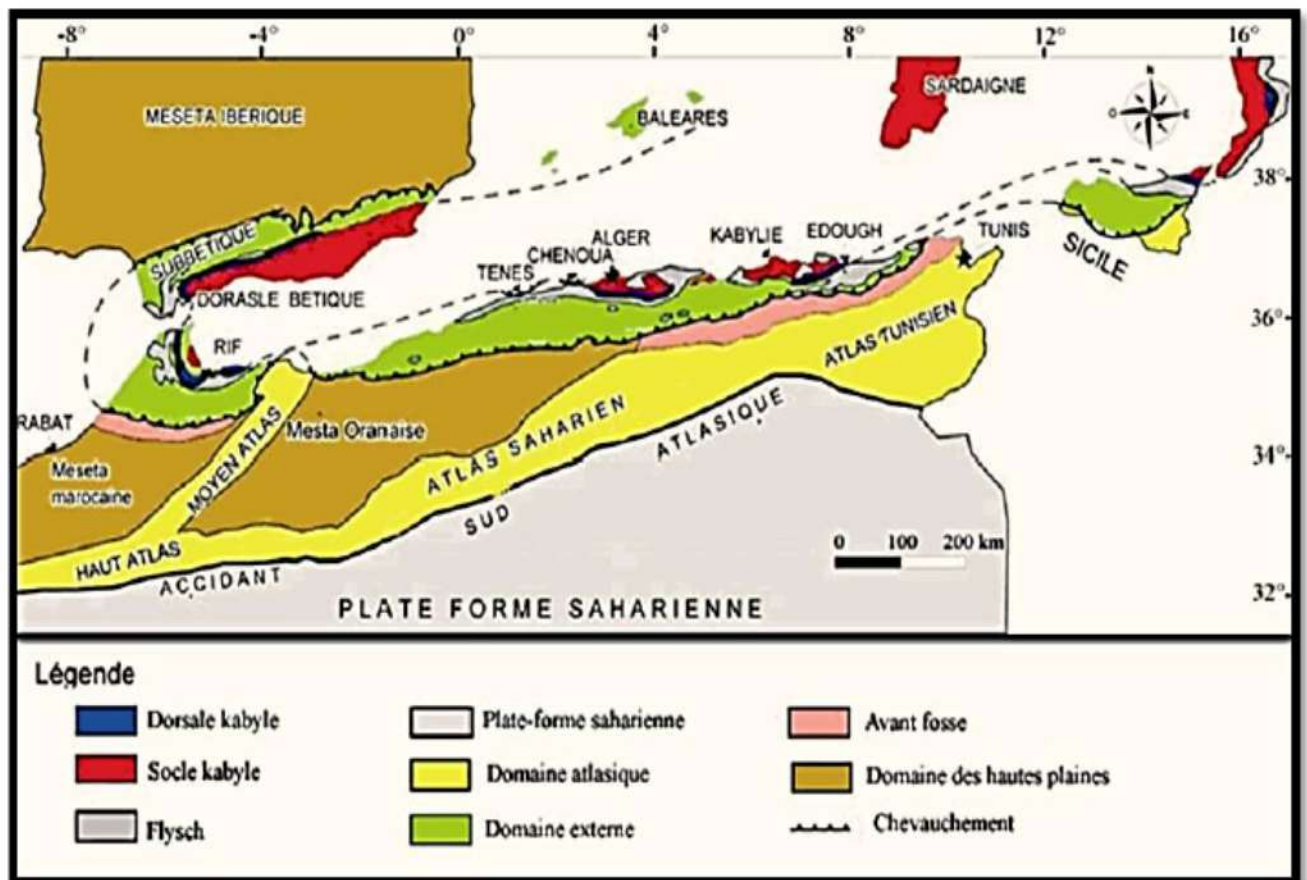


Figure 6. Orogène alpin périméditerranéen. (Durand Delga, 1969).

2.2.3. Le domaine des flyschs

Il est constitué par des nappes de flyschs d'âge Crétacé-Paléogène qui affleurent dans les zones littorales sur 800 km de long, entre Mostaganem et Bizerte (Tunisie). Il s'agit essentiellement de dépôts de mer profonde mis en place par des courants de turbidités. Ces flyschs se présentent de trois manières : (i) en position interne, superposés aux massifs kabyles, c'est-à-dire rétrocharriés sur les zones internes, et appelés flyschs Nordkabyles ; (ii)

Chapitre 2. Présentation de la zone étude

en position relativement externe à la bordure Sud de la Dorsale kabyle (flyschs Sud-kabyle) et enfin (iii) en position très externe, sous forme de masse isolées flottant sur le Tell charriées jusqu'à une centaine de kilomètres au Sud (figure 7).

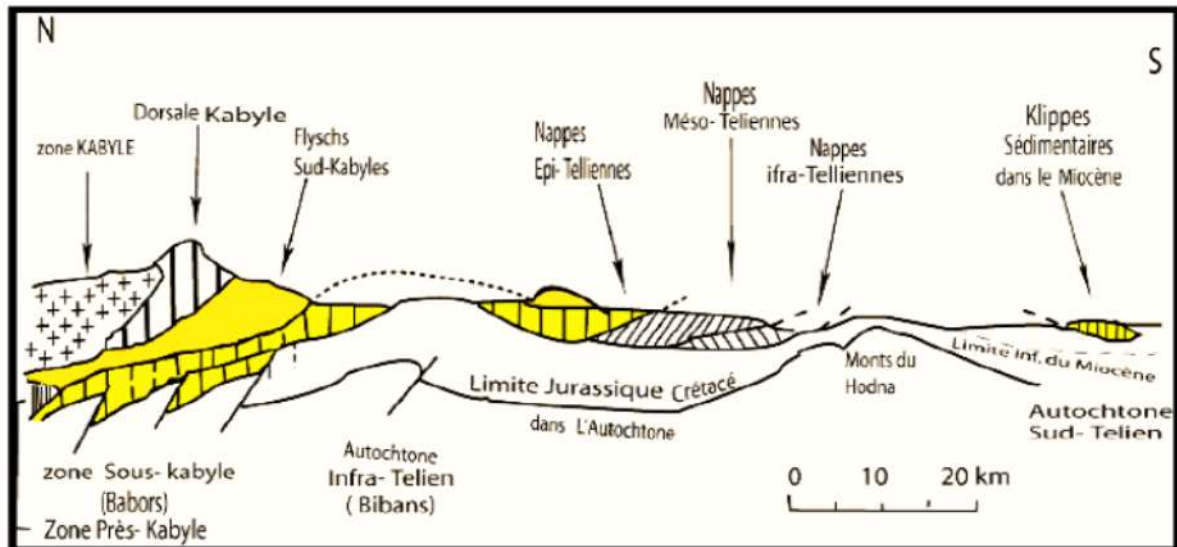


Figure 7. Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides Durand-Delga, 1969, les Bibans et les Babors qui étaient considérés comme étant de l'autochtone font également partie des nappes telliennes.

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

✓ **Les flyschs mauritaniens:** Ils sont relativement épais et occupent une position interne dans le domaine des flyschs. Ils sont composés d'alternances de bancs argileux, calcaires et gréseux. La série débute par des radiolarites rouges du Dogger-Malm et se termine par des niveaux conglomératiques du Paléocène.

✓ **Les flyschs massyliens :** Occupent une position externe dans le domaine des flyschs et comportent une série péliotoquartzitique d'âge Crétacé inférieur surmontée par une série pélioto-micro-béchi que d'âge Crétacé supérieur.

✓ **Les flyschs numidiens :** Ils sont constitués de niveaux gréseux d'âge Oligocène terminal à Aquitaniens épais de plusieurs centaines de mètres qui reposent sur des argilites versicolores Oligocènes. Ces flyschs reposent anormalement à la fois sur les zones internes et sur les zones externes.

Chapitre 2. Présentation de la zone étude

2.2.4. Le domaine externe :

Il est constitué par des nappes telliennes, ces nappes couvrent une large bande entre le domaine interne Nord et l'avant pays pré-atlasique au Sud. En outre, ce sont des terrains sédimentaires à faciès marno-carbonaté, structurés en grandes unités allochtones et dont les termes vont du Crétacé inférieure (Néocomien) au Lutétien supérieur (Eocène moyen).

✓ **La nappe infra tellienne :** Cette nappe comprend des faciès schisto-gréseuse du Crétacé inférieur, faciès carbonatés du Crétacé supérieur, ainsi que des formations chaotiques.

Cette nappe affleure dans les massifs à schistosité du Cheliff, du littoral oranais, du Dahra Boumaâd-Blida et Babors.

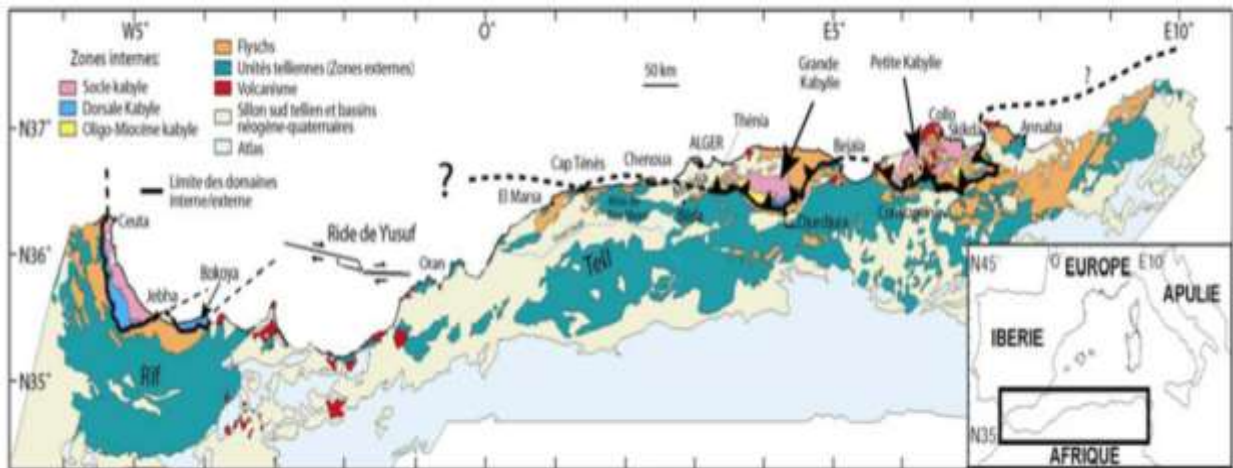


Figure 8. Position des différentes unités géologiques des Maghrébines (d'après Domzig, 2006).

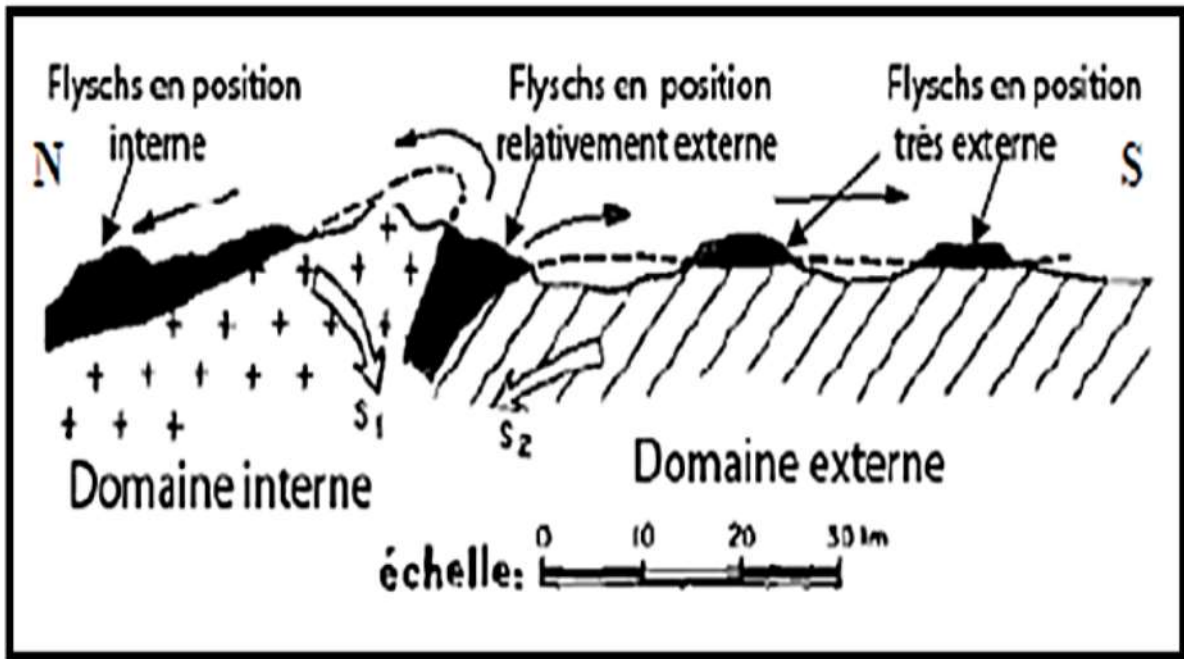


Figure 9. Position des nappes des flyschs par rapport aux unités de la chaîne des maghrébines.

✓ **La nappe méso-tellienne (avant fosse sud tellienne) :** Il s'agit d'un empilement complexe d'unités formées de sédiments dont l'âge débute du Crétacé supérieur jusqu'au Miocène, ces unités font partie du domaine central, représenté par les faciès a :

- Carbonates de l'Yprésien (Eocène inférieur) ainsi que des marnes du Lutétien (Eocène moyen) ;
- Marnes et grès de l'Oligocène (Paléogène) ;
- Sédiments Miocène discordant sur le Lutétien.

✓ **La nappe épi-tellienne :** Elle est composée d'une formation triasique gypseuse à la base, des marnes à ammonites de l'Albo-Cénomaniens, ainsi que des marnes grises sombres à boules calcaires du Crétacé supérieur. Quant à l'Eocène, il est constitué par :

- Des faciès de marnes noires à boules jaunes du Danien (Paléocène) ;
- Des faciès marno-calcaires à silex (Ypresien-Lutétien).

2.3. La Géologie locale

2.3.1. Présentation du Dahra algérois (Dahra oriental) :

Au Nord de l'Oued Cheliff, la partie du Tell septentrional, ou Dahra oriental (Lepvrier et Magne, 1970) comprise entre Chleff et Ténès d'une part, et Khemis Miliana d'autre part (figure .05). A l'Est, le Dahra oriental est relayé après l'étroite bande montagneuse du Sud de Hadjout par le massif de Blida.

L'essentiel du Tell septentrional dans ce secteur est formé de terrains aux faciès dits telliens qui correspondent globalement, du point de vue paléogéographique, au sillon tellien. La plupart des auteurs (Belhai, 1996 ; Lepvrier, 1970) classent ces terrains du Dahra algérois comme étant la zone nord-tellienne. Il s'agit des terrains à base des flyschs sous forme de nappes pelliculaires avec à la base des terrains du Trias salifères qui chevauchent des faciès telliens. Excepte les massifs de Ténès et du Chenoua où affleurent les témoins du domaine interne le plus occidental de l'Algérie septentrional (figure 10).

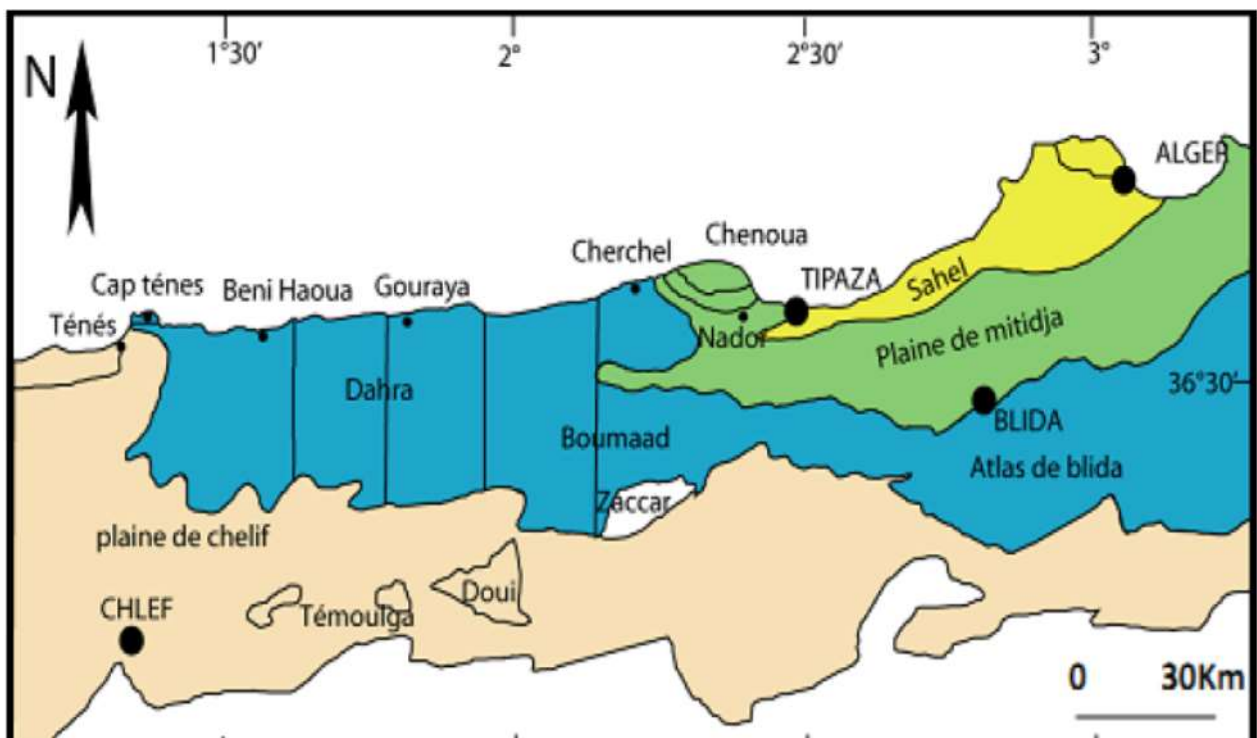


Figure 10. Les limites géographiques du Dahra oriental (Belhai, 1996).

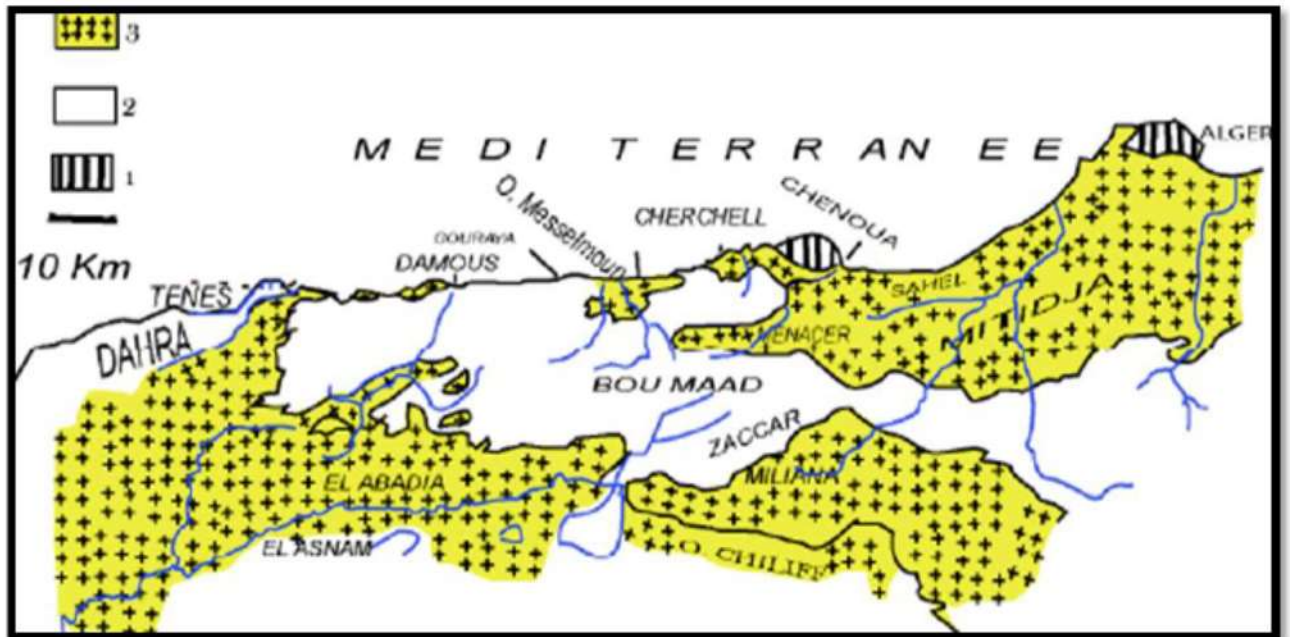


Figure 11. Carte des bassins tardi-tectonique à néogène « post – nappe », (d'après Lepvrier et Magné, 1976). 1 : massif Kabyle ; 2 : unités telliennes ; 3 : Néogène et Quaternaire.

2.3.2. Stratigraphie et litho stratigraphie

L'ensemble des formations du Dahra oriental s'étale du Néocomien jusqu' au Lutétien supérieur. Ces formations constituent deux unités dont les faciès sont uniformes :

- Unité inférieure dite autochtone de Boumaâd (Crétacé supérieur et moyen) à schistosité ;
- Unité supérieure dite allochtone, essentiellement grés-quartzitique à la base et marnocalcaire au sommet.

La région se caractérise par la rareté de la macrofaune (quelques ammonites au Crétacé inférieur et rares oursins et lamellibranches au Crétacé supérieur). La microfaune est abondante à certains niveaux mais rare ou mal conservée dans d'autres, notamment au Crétacé inférieur où les formations sont essentiellement terrigènes et par surcroît microplissées et schistoseés.

Au Crétacé inférieur les faciès qui prédominent sont terrigènes avec notamment les formations de type flyschs à grès mouchetés de l'Albien (Delteil et Lepvrier, 1969). A partir de l'Albien supérieur se développent les faciès marneux, l'épaisseur de la série est de l'ordre du millier de mètres. A cette série tellienne du Crétacé-Eocène s'ajoute le classique Trias dit

de type varicolores à cargneules de dolomies et gypse ainsi que divers éléments éruptifs (ophites).

A. Le Crétacé inférieur (Néocomien à Albien) :

Ce domaine est représenté par l'unité inférieure dite du Boumaâd qui constitue les niveaux les plus anciens du secteur. D'un point de vue stratigraphique tous les terrains qui constituent le parautochtone du Boumaâd se situent dans le Crétacé inférieur.

Ils sont remarquables par leurs épaisseurs, les monotonies de leurs faciès et l'extrême rareté de repère cartographique et aussi par une intense schistosité, on distingue deux ensembles :

1. L'ensemble inférieur :

Cet ensemble est constitué par des argiles dures ou par des pélites sombres dans lesquelles existent des miches plus dures, caractérisés par leur débit en « frites » ou en « aiguilles ». Il s'agit des schistes de Boumaâd. Cet ensemble contient également quelques bancs quartzitiques qui s'y intercalent. On y trouve, d'autre part, quelques ammonites comme : Hypacanthoplites ou Acanthoplites de l'Aptien supérieur ou Albien basal.

2. L'ensemble supérieur :

Cet ensemble est beaucoup plus riche en bancs grésos- quartzitiques par rapport au premier type. Il est caractérisé par une formation à faciès de flyschs celui-ci peut revêtir plusieurs aspects :

- D'une part des argiles ou pélites de couleur bleu sombre à patine jaune – marron, avec des miches sédimentaires plus ou moins volumineuses à cassure marron–rouge ou encore des intercalations des bancs quartzites dont l'épaisseur est parfois métrique.
- D'autre part, et probablement vers le haut de la série, une alternance des pélites et des bancs grésos-quartzitiques généralement discontinue.

3. Crétacé supérieur (L'Albien au Lutétien) :

Appelé unité allochtone des quatre Mamelons, décrite par [C. Lepvrier et al, \(1970\)](#) pour la première fois a été reconnue notamment par [D. Belhai \(1996\)](#) dans la région de Larhat-Gouraya et à Beni Akil. Cette unité se caractérise par des séries moins schistosees et peuvent atteindre des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres. Deux unités fondamentales ont été mises en évidence Au Nord-Est, l'unité de Larhat-Gouraya et l'unité de Beni Akil au Sud-

Chapitre 2. Présentation de la zone étude

Ouest. Ces deux unités allochtones sont très complexes, elles se subdivisent en plusieurs sous unités stratigraphiques souvent jalonnées du Trias tellien.

La géologie de l'unité tellienne supérieure de Beni Akil :

Elle est formée de terrains allant du Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène. Les termes Paléocène-Yprésiens sont surtout marneux avec l'absence des épaisses dalles de calcaires à la différence de l'unité de Larhat-Gouraya. (Figure.3.7).

La géologie de l'unité tellienne de Larhat-Gouraya : La série stratigraphique est complète et tous les termes affleurent, on y trouve :

- Du Sénonien : formé d'argile et marne varicolores qui s'associent avec des miches sédimentaires calcaires.
- Du Paléocène : représenté par des marnes noires très schistosees, à débit millimétrique, dans lequel s'intercalent des niveaux centimétriques de calcaires clairs.
- Du l'Eocène : formé de calcaires massifs stratifiés en gros bancs formant des reliefs ressortant nettement entre Gouraya et Larhat. Leur épaisseur peut atteindre 200m. Ces calcaires sont très durs à patine grise jaune et à cassure sombre, renfermant des silex noirs d'âge Yprésien-Lutétien inférieur.
- Du Lutétien moyen et supérieure : essentiellement pélitique, jaune pâle très sombre en cassure, il surmonte les termes précédents. (Figure 12).

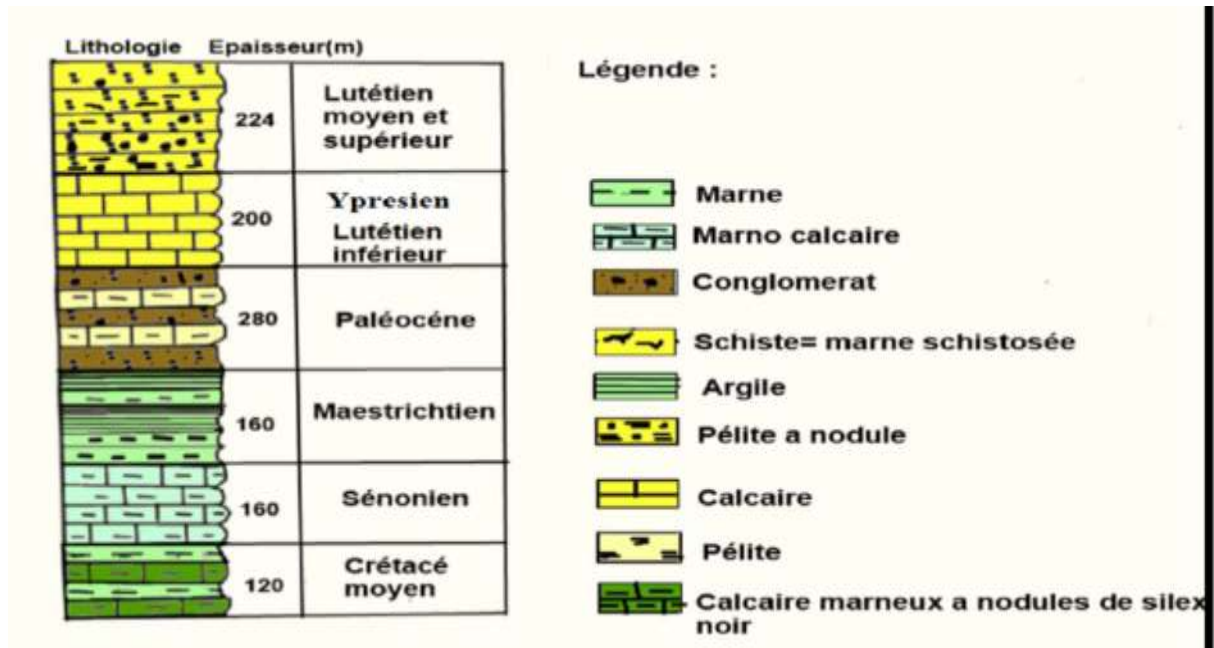


Figure 12. Unité des quarte Mamelons (colonne 03), C.Lepvrier (1970) et Belhai

Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique
Lutétien moyen et supérieur	240	Du Lutétien moyen et supérieur essentiellement pélitique, jaune pâle très sombre en cassure, il surmonte les termes précédents.
Lutétien inférieur Yprésien	200	Formé de calcaires massifs stratifiés en gros bancs formant des reliefs ressortant nettement entre Gouraya et Larhat, leur épaisseur peut atteindre 200m. Ces calcaires sont très durs à patine grise jaune et à cassure sombre, renfermant des silex noirs d'âge Yprésien-Lutétien inférieur.
Paléocène	280	Représenté par des marnes noires très schistosées, à débit millimétrique, dans lesquels s'intercalent des niveaux centimétriques de calcaires clairs.

Figure 13. Unité de Larhat-Gouraya (colonne 04), C. Lepvrier (1970) et Belhai (1997).

2.4. Aperçu général du secteur d'étude

La zone d'étude appartient au Dahra ou Tell central Algérois. Ce dernier fait partie intégrante de la chaîne tellienne (figure 9). Le domaine tellien est constitué par une superposition des nappes gravitaires allochtones sur un substratum autochtone. La plupart des

Chapitre 2. Présentation de la zone étude

auteurs (Lepvrier, 1970 ; Belhai, 1996) classent ces terrains du Dahra comme étant la zone nord-tellienne. Du point de vue structural, la zone se caractérise par une tectonique très intense, avec des plissements et des fracturations (Belhai, 1996), les séries sont moins schistoseées et peuvent atteindre des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres.

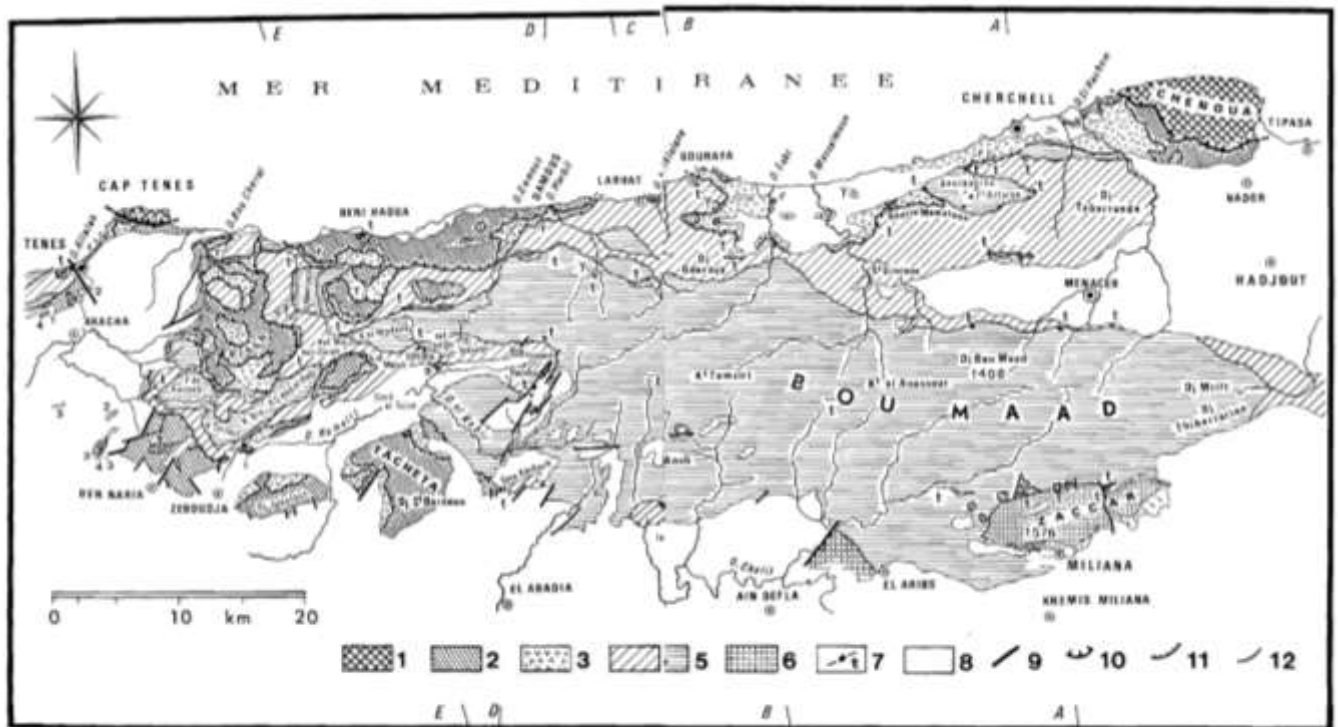


FIG. 1. — Schéma structural du Dahra oriental (Toll septentrional, Algérie).

1 : zone kabyle avec lambeaux exotiques (s, k) ; flyschs allochtones ; 2 : unité supérieure (flysch mauritanien) ; 3 : unité inférieure f1 (flysch massylien avec radiolaires) ; 4 : allochtone (et para-autochtone) tellien : unité des quatre Mamelons ; 5 : autochtone nord-tellien : unité de Boumaâd ; 6 : autochtone méso-tellien : unité des massifs du Chéouli ; 7 : Trias tellien (t) ; 8 : Tertiaire post-nappe : m (y compris les émissions volcaniques — les intrusions granitiques indiquées par le signe x) ; 9 : principales failles ; 10 : chevauchement kabyle (de la chaîne saharienne) sur les flyschs allochtones ; 11 : contacts anormaux de la base des deux unités de flyschs ; 12 : principaux contacts anormaux affectant les formations telliennes.

Figure 14. Schéma structural du Dahra oriental et la situation géographique du secteur d'étude (d'après Lepvrier, 1970).

Légende :

- 1 : Zone avec lambeau exotique (zones kabyles), flyschs allochtones ;
- 2 : Unité supérieure f 2 (flyschs mauritaniens) ;
- 3 : Unité inférieure f 1 (flyschs massyliens avec radiolaires) ;
- 4 : Allochtone et (para autochtone) tellien : unité des quatre Mamelons ;
- 5 : Autochtone Nord- tellien : unité de Boumaâd ;
- 6 : Autochtone méso-tellien unité du massif du Chéouli ; 7 : Trias tellien (t) ;
- 8 : Tertiaire post-nappe : m (y compris les émissions volcaniques – les intrusions granitiques " sont indiquées par le signe x) ;

9 : Principales failles ;

10 : Chevauchement kabyle (de la chaîne calcaire) sur les flyschs allochtones ;

11 : Contacts anormaux de la base des deux unités de flyschs allochtones ;

12 : Principaux contacts anormaux affectant les formations telliennes.

2.5. Aperçu sur la carte litho stratigraphique (contexte hydrogéologique)

D'après observations et analyses de la carte à partir de la légende notre zone d'étude (Ténès-Cherchell) considérée aussi comme le littoral est constitué par les unités litho stratigraphiques suivantes :

A. Le Dévonien(Primaire)

Constitué par des formations schisteuses, micro brèches et grès dans le cap du chenoua. On peut retrouver du point de vue hydrogéologique des aquifères de grès ou de schiste dans cette région

B. Le Secondaire

1. Le Trias Inférieur et Moyen

On y retrouve des formations d'argiles et grès (cap de chenoua).

Par rapport aux types de formations on peut y avoir des aquifères de grès.

2. Jurassique Inférieur (Lias)

Constitué par des formations en calcaire massif. Du point de vue hydrogéologique le calcaire massif peut constituer un aquitard (stockage de l'eau sans circulation) donc on peut avoir un aquifère de calcaire au niveau du cap de Ténès et du chenoua.

3. Crétacé Inférieur (aptien –albien), Crétacé inférieur (albien) et Crétacé inférieur indéterminé

Constitué par des formations de flysch : alternance de marnes, argiles et de quartzite de grès, calcaires ocres, argiles, marno-calcaire. D'après la présence de formation perméable on peut avoir dans le contexte hydrogéologique des aquifères de grès, et de calcaire dans presque toute notre zone d'étude

4. crétacé supérieure (Turonien) et (Coniacien-Maestrichtien)

Constitué par des formations de calcaires et marnes pour le crétacé supérieure(Turonien) et marnes grises et calcaires lites au sommet pour le crétacé supérieure (Coniacien-Maestrichtien) dans la majeure partie de la zone d'étude. On peut avoir des aquifères de calcaire.

C. Tertiaire

1. Eocène inférieure et moyen (Ypresien et Lutétien inférieure)

Constitue par des formation calcaire a silex et marnou-calcair dans la région de Cherchell hydro géologiquement on peut avoir les types d'aquifères de calcaire.

2. Oligocène

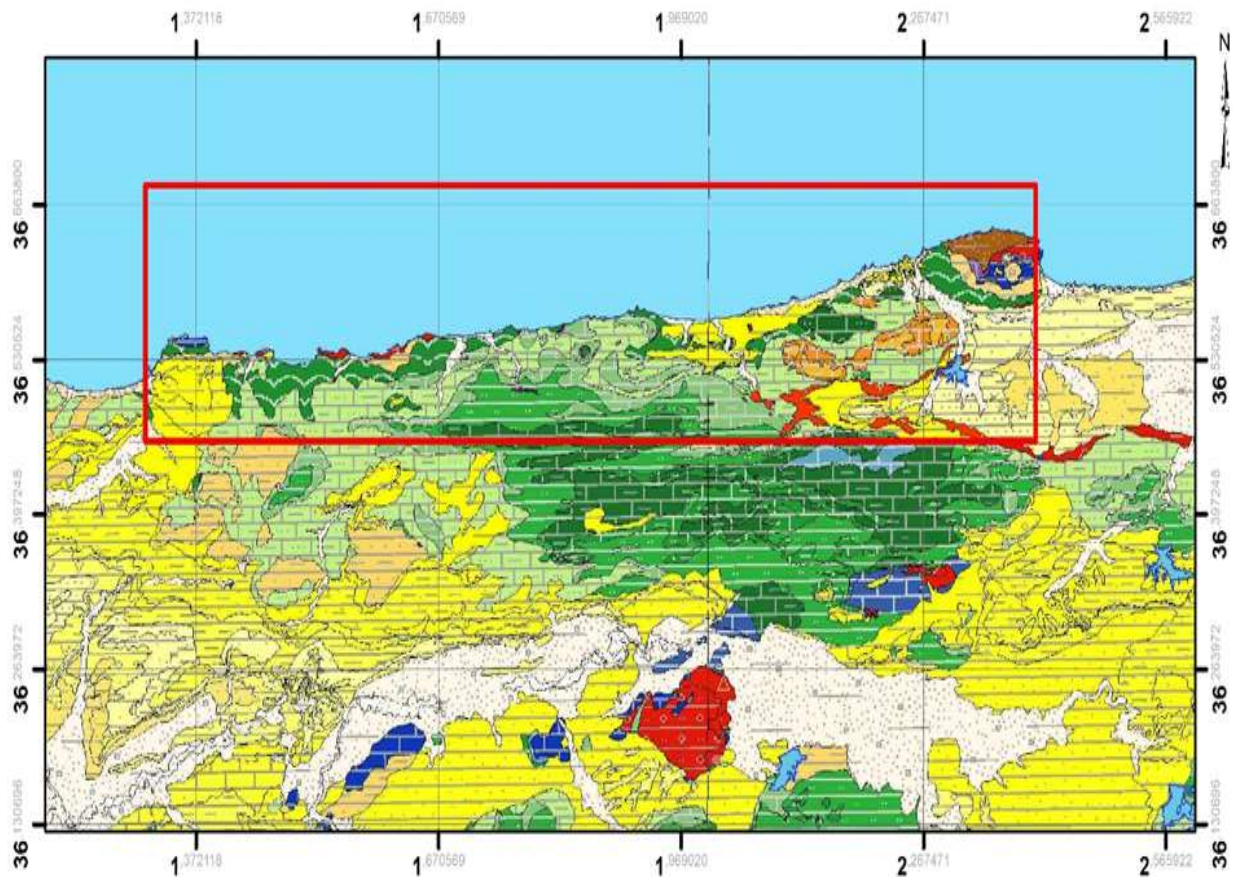
Constitué par des formations poudingues, marnes, marnes sableuses, grès et microbrèches dans la zone de Cherchell. Selon les formations qui y sont présentent on peut avoir des aquifères de grès etc...

3. Miocene inférieure (aquitain)

Constitué par des formations cailloutis : argiles sableuses rougeâtres et conglomérat dans la région de cap de Ténès hydro géologiquement on peut avoir les types d'aquifères de conglomératique.

4. Miocene supérieur

Constitué par des formations rhyolites et tufs rhyolitique dans la région Cherchell. Selon les formations y sent présentent on peut avoir des aquifères de rhyolitique.



Légende :













-  Dévonien schistes micro brèche et grès
-  Le Trias Inférieur et Moyen calcaire argile et grès
-  Jurassique Inférieur (Lias)calcaire massif
-  Crétacé Inférieur (Aptien –Albienflysch –alternance de marnes d’argiles et de quartzites et grès
-  Crétacé inférieure (Albien)schistes et quartzites
-  Crétacé inférieure indéterminé marno-calcaire
-  Crétacé supérieure (Turonien)calcaire et marne
-  Crétacé supérieure le (Coniacien-Maestrichtien) marnes grises et calcaires lites au sommet
-  Eocène inférieure et moyen (Yprésien et Lutétien inférieure) calcaire a silex et marno-calcaire
-  Oligocène poudingues marnes, marnes sableuses, grès et micro brèches
-  Miocene inférieure (aquitanien) cailloutis : argiles sableuses rougeâtres et conglomérat
-  Miocene supérieur rhyolites et tufs rhyolitique

Figure 15. Carte litho stratigraphique du littoral algérien central dont appartient notre zone d'étude.

Chapitre 3

Matériel et méthodes

Chapitre 3 - Matériel et méthodes

3.1. Acquisition des données Landsat TIRS

Dans ce chapitre on abordera les différentes méthodes par les quelles se fait la collecte des données Landsat (imageries satellitaires) depuis le choix du moment propice pour leur téléchargement au traitement de ces données.

Les Images des satellites LANDSAT Sont libres de droits et diffusées par le US Geological Survey (USGS). Le Premier satellite a été lancé en 1972 ; Il y a eu 9 Générations de satellite Landsat, Mais un n'a jamais été fonctionnel (Landsat 6). Le Tableau ci-dessous reprend les dates de début et de fin d'acquisition d'images par ces satellites.

Tableau 4 Les Différents types de Satellites

Noms de Satellites	Dates de début et fin d'acquisitions
LANDSAT 1	23/07/1972 - 06/01/1978
LANDSAT 2	22/01/1975 - 05/02/1982
LANDSAT 3	05/03/1978 - 31/03/1983
LANDSAT 4	16/07/1982 – 01/08/1993
LANDSAT 5	01/03/1985 – 05/06/2003
LANDSAT 6	05/10/1993 – n'a jamais fonctionné
LANDSAT 7	15/04/1999 – toujours en cours
LANDSAT 8	11/02/2013 – toujours en cours
LANDSAT 9	27/09/2021-toujours en cours

Dans notre cas on va travailler avec le Landsat 8 lancé le 11 /02 /2013. L'instrument TIRS de Landsat 8 est un imageur thermique à deux bandes infrarouges thermiques centrées à 10,8 et 12,0 μm et une distance d'échantillonnage au sol (GSD) de 100 m. Dans l'optique de déterminer la période ou le moment optimale pour la détection de SGD en utilisant télédétection plus précisément le TIR, la SST (la température de la surface de l'océan) d'une série d'images couvrant toutes les saisons ont été comparées (Jou-Claus, Folch et al. 2021) . Un très gros avantage de la télédétection TIR est le fait que les données peuvent être acquises indépendamment du soleil comme source d'éclairage. Ainsi, les données thermiques peuvent

également être acquises pendant la nuit, lorsque la télédétection dans le VIS et le NIR n'est pas possible. Plusieurs des capteurs peuvent être spécifiquement chargés de collecter des données thermiques pendant la nuit (par exemple, Aster (Advanced Spaceborne Thermal Emission and RéfectionRadiomètre), Landsat TM, ETM+), et certains cartographient constamment la terre dans la gamme TIR, comme MODIS (Spectroradiomètre imageur à résolution moyenne)(Kuenzer and Dech 2013) . Dans le cadre de notre étude nous devons nous questionner sur le type d'images à utiliser (Résolution spatiale, spectrale, capteur utilisé.), mais ce choix dépendra de la disponibilité de ces dernières. Le site Earth Explorer de l'USGS « United States Geological Survey » fournit des images téléchargeables gratuitement du programme Landsat qui offre toute une gamme de Capteurs depuis près de 45 ans, contrairement aux images Spot, Ikonos ou Quickbird qui, malgré leurs excellentes résolutions, restent encore aujourd'hui très chères pour des recherches qui ne disposent pas forcément de grands moyens financiers (Derdjini, 2017).

La scène du satellite Landsat couvrant notre zone d'étude correspond à la position :

- 197 pour la trajectoire (path).
- 35 pour la rangée (row).

Concernant le type de satellite utilisé pour la période de Janvier 2017-2021-Aout 2017-2021, nous avons :

- Landsat 8 TIRS

Pour le choix de la période d' acquisition des données ou images satellitaires on a choisi le mois Aout et Janvier(2017-2021) car en Aout c'est l'été (pas de précipitation ,pas de nuage ni de neige)donc le pourcentage du couvert nuage est proche de zéro, on aura des images clair ; et le choix de janvier pour l'hiver c'est pour voir la différence de température entre l'eau de mer et l'eau souterraine afin de voir la qu'elle des deux périodes présente plus de différence(contraste) entre ces eaux afin de détectées anomalies. La température entre l'eau de mer (SST) et les températures des sources sous-marines seront très faciles à différencier grâce au contrasse élever qui va les différencier (surtout pendant l'été).

3.2. Téléchargement des données

IL existe Plusieurs moyens de téléchargement à savoir :

- Via <http://earthexplorer.usgs.gov/>;
- <http://glovis.usgs.gov/>;

Dans notre cas on a choisi la plateforme de la NASA via <http://earthexplorer.usgs.gov/>

Cette interface permet de naviguer sur unecarte du monde afin de trouver sa zone d'étude. Elle peut ensuite être définie soit en dessinant un polygone (cercle ou rectangle) sur la carte, soit en indiquant les coordonnées de la région d'intérêt (voir figure). Afin de procéder aux téléchargements images satellitaires on doit suivre plusieurs étapes à savoir :

-Après inscription sur le site, on choisit la zone qui nous concerne sur la carte du monde (soit on dessine un polygone ou un cercle, dans notre cas on a opté pour un polygone) notre zone d'étude étant de Ténès à Cherchell relié par le polygone on obtient directement les cordonnées de cette zone (voir la figure 16)

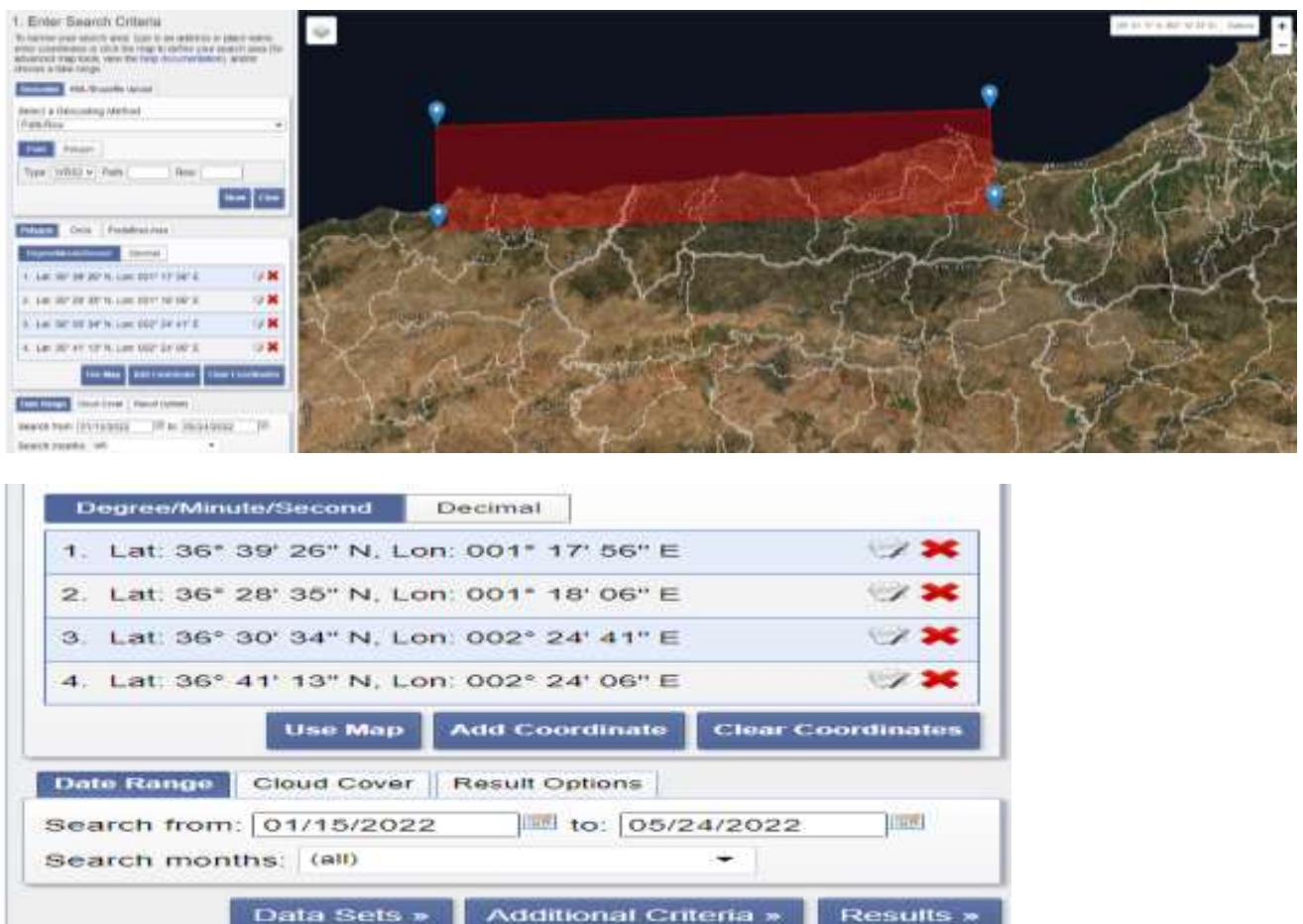


Figure 16. Localisation de la zone d'étude avec ses coordonnées

Ensuite on clique la partie pour les dates auxquelles on veut télécharger les images, après on clique sur data-sets et on choisit le type de satellite (Landsat 8) pour nous et après on clique sur résultat (voir figures.17)



Figure 17. Choix des dates et du type de satellite

Enfin on a des images, on vérifie s'il n'y a pas de précipitation (nuage, neige etc.) et on choisit l'image (téléchargé) qui couvre notre zone d'étude avec un row de 35 et un path de 197(voir image)



Figure 18. Procédure de téléchargement des images satellitaire landsat-TIRS.

3.3. Prétraitement des données acquises (Preprocessing)

Selon les auteurs ([Kuenzer and Dech 2013](#)) Après le téléchargement on ne peut pas directement les utiliser il faut procéder à une correction de ces données qui est composée :

- Une correction géométrique : Les données de la télédétection infrarouge thermique doivent être corrigées des distorsions géométriques systématiques et non systématiques, tout comme les données des bandes de longueurs d'onde réfléchissantes. Habituellement, les données sont corrigées simultanément avec les bandes réfléchissantes lorsqu'une pile d'images de données est ajustée sur la base d'un ensemble de données avec une précision géométrique plus élevée, par exemple via des points de contrôle au sol. Des informations sur la correction géométrique des données d'image peuvent être trouvées dans [Richards \(1986\)](#). Elles sont destinées à corriger l'image des déformations systématiques causées à la prise de vue (ellipsoïde terrestre, défilement du satellite, variations de vol, technologie du capteur) ainsi qu'à rendre l'image superposable à une carte. Elles sont établies soit à partir de paramètres d'orbite et d'attitude enregistrés durant le vol, soit à partir de lois de déformations, pour rendre l'image conforme à un type de projection cartographique connu (UTM ou Lambert II étendu, par exemple). Les lois de déformations sont obtenues à ne partir de points particuliers, encore appelés amers, dont les coordonnées sont connues à la fois sur le terrain et sur l'image (croisement de routes, de chemins de fer, etc.). Dans certains cas, il n'est pas obligatoire de faire dès le départ une correction géométrique. Il est alors plus rentable de réaliser ce traitement particulièrement lourd seulement sur l'image finale, équivalent à un canal, plutôt que sur l'ensemble des canaux d'origine ([Deshayes, p. maurel. 1990](#)).
- Une correction radiométrique : Pour cette correction radiométrique des bandes thermiques, les principes physiques d'absorption et d'émission thermiques s'appliquent. Il n'est pas nécessaire de calculer la réflectance en pourcentage pour chaque pixel, mais la température d'une surface en C ou K. Pour un début, l'étalonnage du capteur fonctions permettent de calculer l'énergie récupérée au niveau du capteur (en $W/m^2 /sr/\mu m$) du numéro numérique enregistré, DN. Les fonctions d'étalonnage représentent des équations linéaires définies via deux coefficients d'étalonnage, c_0 (offset) et c_1 (gain). Les coefficients sont généralement fréquemment mis à jour par

les fournisseurs de données et distribués avec les données brutes. Après à cette première étape, la luminance émise au niveau du sol est dérivée.

- Une correction atmosphérique : la correction atmosphérique tire parti du fait que dans le domaine spectral thermique de 8 à 14 μm la vapeur d'eau est le paramètre perturbateur dominant, tandis que les aérosols jouent qu'un rôle négligeable. L'équation de luminance dans la région thermique peut être exprimé par :

$$L_{\text{sat}} = L_p + \tau\nu \times \varepsilon \times L_{\text{suf}}(T) + \tau\nu(1 - \varepsilon) \times F_{\text{th}}/\pi \quad (\text{a})$$

L_{sat} Le premier terme de l'équation (a) donne la radiance du chemin thermique. Il s'agit du rayonnement thermique de l'atmosphère qui atteint le capteur sans jamais avoir interagi avec la surface. Le dernier terme de l'équation 1.8 est le rayonnement thermique descendant réfléchi (par la surface) vers l'espace. Le terme central, enfin, donne le rayonnement émis par la surface de température (T) et transmis au capteur. L'équation peut être résolue pour T à partir du L_{Sat} mesuré. L_p , $\tau\nu$ et F_{th} peuvent être dérivés de mesures atmosphériques ou de bases de données pré-calculées (par exemple, souvent pré-calculé sur la base du code de transfert radiatif MODTRAN (Moderate résolution atmospheric Transmission)).

Dans notre cas nous allons faire trois (3) types de Corrections qui sont :

A-Correction Géographique ;

B- Correction Atmosphérique ;

C- Correction Radiométrique ;

A-Correction Géographique ;

Dans cette partie on parle du Géoréférencement de l'image qui dans notre cas d'étude a déjà été faite par la NASA pour l'ensemble des images de l'infrarouge thermique.

B-Correction Atmosphérique

Cette correction est essentiellement composée de deux parties : l'estimation des paramètres atmosphériques et la récupération de la réflectance de la surface. Si la surface est lambertienne et que tous les paramètres atmosphériques sont connus, puis l'imagerie de la télédétection peut être calculée pour récupérer directement la réflectance de la surface. Basé

sur la théorie du transfert radiatif et en supposant que la cible est une surface albertienne uniforme, la radiance reçue par un capteur au sommet de l'atmosphère (TOA) peut être exprimée comme suit :

$$l = l_0 + \frac{\rho}{1-s\rho} * \frac{TFd}{\pi}(\mathbf{b})$$

Où :

l_0 : est le trajet du rayonnement atmosphérique dans le cas où il n'y a pas de réflectance de la surface.

T : est la transmittance de la surface au capteur

s : est la réflectance sphérique atmosphérique

ρ : est la réflectance sphérique atmosphérique

F_d : est le flux de rayonnement descendant atteignant la surface

Selon l'équation, la radiance reçue par le capteur est donnée par L, l_0 et s, et F_d/π peut être calculé par le modèle de transfert radiatif et utilisé pour calculer la réflectance de la surface.

C-Correction Radiométrique

Corrections radiométrique engendre la diminution des perturbations causées par l'atmosphère et aux capteurs. Dans le cas d'étude multi temporelle, il est souvent conseillé de corriger la radiométrie en fonction de la date (éclaircissements solaires différents) afin de pouvoir comparer sérieusement les deux images. Pour cela, on choisit des -invariants- objets aux sols dont la radiométrie ne varie pas ou dont la loi de variation est connue. Dans la filière de la production des données, ces traitements sont réalisés de manière générale en amont de l'utilisation finale (Deshayes, p. Maurel. 1990).

3.4. Extraction des températures de la surface de la mer (SST) via Landsat-TIRS (Thermal Infrared Sensors)

Selon les auteurs (Jou-Claus, Folch et al. 2021) Le traitement des données consiste à la conversion des nombres numériques en SST, y compris une correction atmosphérique de chaque image selon la méthodologie présentée par Chander et al. (2009). Le traitement des images a commencé par la correction radiométrique, qui a été effectuée en convertissant le

nombre numérique (DN) en radiance spectrale du capteur par le biais de facteurs de gain et de biais de remise à l'échelle spécifiques à la bande selon l'équation (1).

$$L\lambda = \text{Recalé} - \text{Qcal} + \text{Brescale}, \text{ (a)}$$

Où $L\lambda$ est la radiance spectrale du capteur ($\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), Brescale est le facteur de gain de remise à l'échelle spécifique à la bande ($\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), Qcal est la valeur des pixels du produit standard quantifiés et quantifiées et étalonnées du produit standard (DN) et Brescale est le facteur de biais de remise à l'échelle spécifique à la bande ($\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$).

L'étape suivante consistait à faire une correction atmosphérique afin de supprimer la composante atmosphérique du signal thermique enregistré, qui dépend fortement des conditions atmosphériques (teneur en aérosol d'aérosol, humidité, température, etc.) à un moment et un lieu d'enregistrement spécifiques. Pour corriger atmosphériquement les images à la radiance spectrale du capteur, il était nécessaire de les transformer en radiance de surface d'un corps noir idéal, en tenant compte des valeurs de radiance et de transmission ascendantes et descendantes spécifiques à la scène, ainsi que l'émissivité de la surface de l'eau, selon l'équation (2) selon l'équation (2) (Barsi et al., 2003).

$$L_t = \frac{L\lambda - L_u - \tau \times (1 - \varepsilon) \times L_D}{\tau \times \varepsilon} ; \text{ (b)}$$

Où L_t est la radiance d'un corps noir idéal

($\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), $L\lambda$ est la radiance spectrale du capteur ($\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), L_u est la radiance du rayonnement ascendant ($\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), L_D est la radiance du rayonnement descendant ($\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), ε est l'émissivité de la surface (-), et τ est la transmission atmosphérique (-).

L'émissivité de l'eau dans les bandes TIR de Landsat 8 varie de 0,98 (bande 11) à 0,99 (bande 10). 0,99 (bande 10), et dans cette étude, nous supposons une émissivité constante de 0,99 (Wen-Yao et al., 1987). Enfin, pour obtenir la température de surface de la mer (SST), les radiances corrigées ont été introduites dans l'équation suivante radiances corrigées ont été introduites dans l'équation (3).

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_t} + 1\right)} ; \text{ (c)}$$

Où T est la température de luminosité effective du capteur (K), L_t est la radiance d'un corps noir idéal ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$),

K_1 est la constante d'étalonnage 1 du pré lancement ($W m^{-2} Sr^{-1} \mu m^{-1}$), et K_2 est la constante d'étalonnage 2 du pré lancement (K). Les données SST corrigées atmosphériquement qui en résultent représentent la température avec une erreur de moins de 1,3 K pour la gamme de température 270-330 K. Cette température représente la température de la peau de l'eau (< 1 mm de la couche d'eau la plus élevée), qui diffère de la température globale en dessous d'elle d'environ 0,1 K en raison des flux de chaleur sensible, de la perte de chaleur par évaporation et du rayonnement à grande longueur d'onde (Donlon et al., 2002 ; Wloczyk et al., 2006).

Selon (Cahyono, Saptarini et al. 2017) la détermination de la température de surface de la mer de surface de la mer (SST) à l'aide de la technologie de télédétection est utilisé pour faciliter la surveillance de la température marine avec une large couverture de zone. Cette recherche utilise la méthode SWA (Split Window Algorithm). (SWA), qui est un algorithme capable d'extraire la température de surface de la mer (SST) avec une grande précision. (SST) avec le calcul de la valeur de la température de la luminosité (BT) sur la bande 10 et la bande 11 de Landsat 8. La formule utilisée dans cette zone est $T_s = BT_{10} + (2.946 * (BT_{10} - BT_{11})) - 0.038$ (T_s est la valeur de la température de surface (°C), BT est la valeur de la température de surface (°C), BT_{10} est la valeur de température de luminosité (°C) de la bande 10, BT_{11} est la valeur de la température de luminosité (°C) de la bande 11. Le résultat de cet algorithme montre une bonne performance avec une erreur quadratique moyenne (RMSE) de 0,406.

Les données estimées ont été obtenues par le capteur infrarouge thermique (TIRS) de Landsat 8. Fournit des métadonnées sur les bandes, telles que la constante thermique, la valeur du facteur de remise à l'échelle.

Tout d'abord, l'étape de prétraitement de l'imagerie satellitaire est un processus visant à améliorer la qualité visuelle de l'image. L'image, en termes d'amélioration des valeurs des pixels qui ne correspondent pas à la valeur de l'émission réflectance spectrale ou à l'objet réel. Numéro numérique (DN) à la valeur du rayonnement spectral sur les images satellite Landsat-8 en utilisant des paramètres de calibration dédiés dans le traitement des images satellite :

$$L_{\lambda} = ML * Q_{cal} + AL (d)$$

Où,

$L\lambda$ = Valeur radiative spectrale (W/ (m² * sr * μm))

ML = Facteur d'échelle multiplicatif de la radiance pour la bande (RADIANCE_MULT_BAND_n dans les métadonnées).

AL = Facteur d'échelle additif de la radiance pour la bande (RADIANCE_ADD_BAND_n dans les métadonnées),

Qcal = Valeur du pixel de niveau 1 en D

Puisque la valeur radiale spectrale des données Landsat 8 doit être convertie en valeur de température effective (°C) en valeur de température de brillance (Bt). Dans le processus de conversion de la valeur de la valeur de température effective du rayonnement spectral (°K), on utilise l'équation suivante :

Formule :

$$T = \frac{k2}{\ln\left(\frac{k1}{L\lambda} + 1\right)}$$

T = Brightness Temperature (°Kelvin)

L = Spectral Radian Value (Watts/ (m² * sr * μm))

K2 = Température Constant (°Kelvin)

K1 = Température Constant (°Kelvin)

Le processus de conversion de la valeur de température effective (°K) en valeur de température effective (°C) à l'aide de l'équation suivante :

$$T (^{\circ}\text{C}) = T (^{\circ}\text{K}) - 273$$

Où,

T (°C) = Valeur de la température de luminosité (°C) ;

T (°K) = Valeur de la température de luminosité (°K) ;

Des méthodes de fenêtre fractionnée ont été développées pour récupérer automatiquement la température de surface de la mer et de la terre (SST et LST) sans nuage à

partir de radiances dérivées de satellites. (SST et LST) sans nuage, automatiquement à partir de radiances dérivées de satellites. Dans cette étude, nous utilisons l'algorithme de la fenêtre fractionnée, l'équation est utilisée comme suit :

$$T_s = BT_{10} + (2.946*(BT_{10} - BT_{11})) - 0.038 \quad (4)$$

Où,

T_s = Température de surface (°C)

BT_{10} = Valeur de la température de brillance (°C) Bande 10

BT_{11} = Valeur de température de luminosité (°C) Bande 11

Algorithmes de correction SST

Pour une pertinente correction du SST à partir des données satellitaires, les algorithmes MCSST et NLSST ont été utilisés, pour les canaux 11 et 12 micro-m. Dans le cas des données Landsat, il est fort possible que d'autres formulations, contenant un terme d'angle zénithal du satellite (SZA), soient beaucoup plus appropriées que la simple formulation MCSST ET NLSST.

Tableau. 4.1 Coefficients des algorithmes de correction MCSST et NLSST3 (Bandwidth B10 = 10.6-11.2 μm and Bandwidth B11 = 11.5-12.5 μm) T_{sfc1} , T_{sfc2} , and T_{sfc3} : MCSST, OSTIA SST, and MURSST as first-guess SST (en Celsius), θ : angle de zenith , a_1 , a_2 , a_3 , and a_4 : coefficients de régression).

Algorithm	Symbol	Equation
MCSST	MCSST1	$SST = a_1 T_{11} + a_2 (T_{11} - T_{12}) + a_3$
	MCSST2	$SST = a_1 T_{11} + a_2 (T_{11} - T_{12}) + a_3 (T_{11} - T_{12}) (\sec \theta - 1) + a_4$
NLSST	NLSST1	$SST = a_1 T_{11} + a_2 T_{sfc1} (T_{11} - T_{12}) + a_3$
	NLSST2	$SST = a_1 T_{11} + a_2 T_{sfc2} (T_{11} - T_{12}) + a_3$
	NLSST3	$SST = a_1 T_{11} + a_2 T_{sfc3} (T_{11} - T_{12}) + a_3$
	NLSST4	$SST = a_1 T_{11} + a_2 T_{sfc1} (T_{11} - T_{12}) + a_3 (T_{11} - T_{12}) (\sec \theta - 1) + a_4$
	NLSST5	$SST = a_1 T_{11} + a_2 T_{sfc2} (T_{11} - T_{12}) + a_3 (T_{11} - T_{12}) (\sec \theta - 1) + a_4$
	NLSST6	$SST = a_1 T_{11} + a_2 T_{sfc3} (T_{11} - T_{12}) + a_3 (T_{11} - T_{12}) (\sec \theta - 1) + a_4$

Algorithm	Symbol	Coefficients			
		a_1	a_2	a_3	a_4
MCSST	MCSST1	0.9767	1.8362	0.0699	
	MCSST2	0.9742	1.7742	32.9868	0.0637
NLSST	NLSST1	0.9042	0.0824	1.4408	
	NLSST2	0.8965	0.0842	1.5122	
	NLSST3	0.9009	0.0817	1.4808	
	NLSST4	0.9026	0.0802	32.0333	1.3990

Pour notre cas, nous utilisons toute une combinaison de ces équations submentionnées pour nos calculs, à l'aide de la calculatrice Raster ENVI^R et Terra set^R de Clark Labs.

Chapitre 4 :

Résultats et discussions

Chapitre 4 : Résultats et discussions

Le terme « décharge d'eau souterraine sous-marine » a été utilisé de différentes manières au fil des années (**Taniguchi, Burnett et al. 2003**), La définition de SGD avec ou sans eau de mer recirculée est ambiguë dans la littérature (**Younger 1996**). Dans ce mémoire, nous utilisons le terme SGD pour représenter tous les rejets directs des eaux souterraines à travers l'interface terre-mer. La définition exacte de SGD (Submarine Groundwater Discharges ou Submarine Groundwater springs) est décrite en détail par (**Taniguchi, Burnett et al. 2002**). Dans cette discussion nous considérons le vocabulaire suivant :

Submarine Groundwater Discharges - Débit sous-marin d'eau souterraine ;

Sub-marine springs-Sources sous-marine d'eau souterraine

منابع مياه جوفية تحت قاع البحر - تدفق المياه الجوفية في قاع البحر

Zekster et al. (1983) ont défini le SGD comme étant le rejet net d'eau souterraine dans la mer ou l'océan, qui provient essentiellement de la recharge de l'aquifère. D'autre part, Church (1996) a défini le SGD comme étant « l'écoulement direct des eaux souterraines à travers l'interface mer-terre ou océan-terre ». **Li et al. (1999)** ont considéré que le SGD était la somme du débit net des eaux souterraines, du débit sortant dû à la circulation des eaux souterraines induite par la recharge saisonnière.

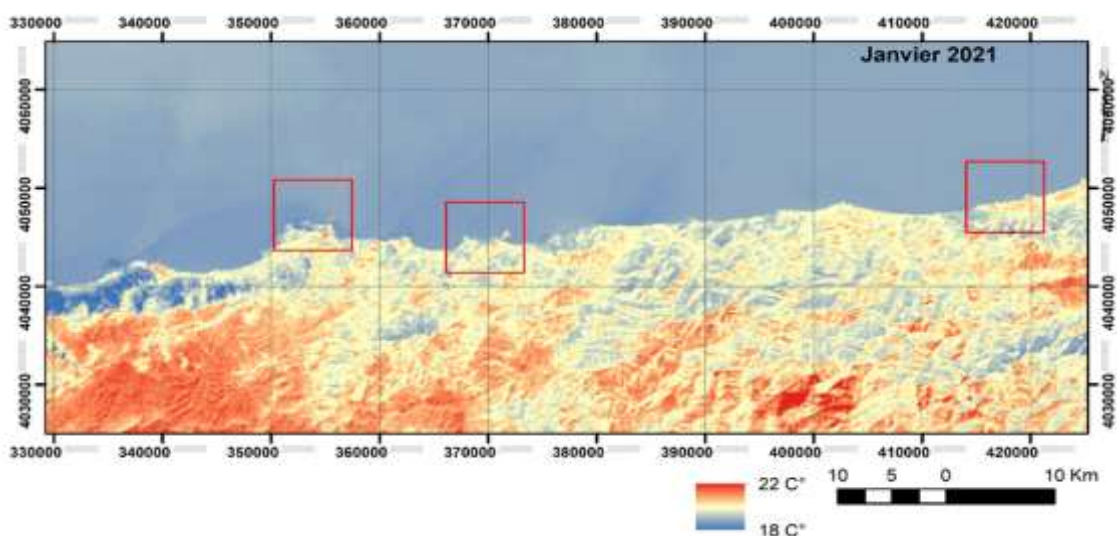
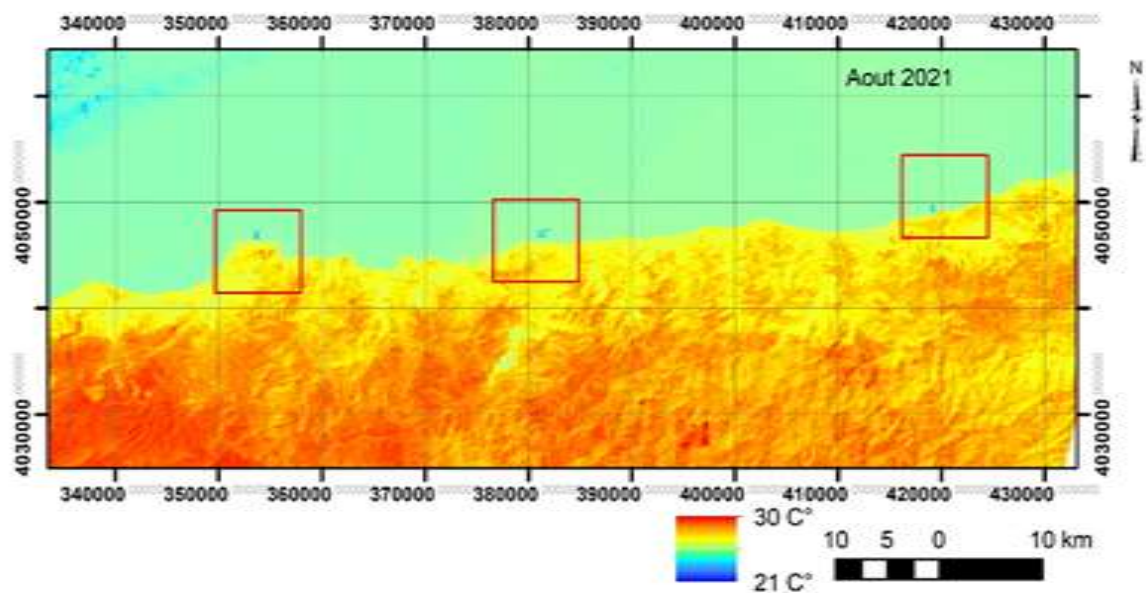
L'imagerie infrarouge thermique réussissait à identifier les zones de décharge des eaux souterraines sous-marines dans la région de littoral du Dahra algérois entre Cherchell et le Cap du Ténès, l'analyse des images thermiques basée sur la détection des contrastes thermiques a montré qu'il y a une quantité importante d'eau souterraine qui s'est déversée dans la mer. De plus, la différence de température entre les eaux souterraines de la région et la température de surface de l'eau de la mer en hiver est suffisamment élevée pour être reconnue par l'imagerie infrarouge thermique. En hiver, la température des eaux souterraines dans les zones environnantes de la mer du littoral est supérieure à celle des eaux de surface de la mer du littoral lui-même. De plus, les conditions de terrain pour le levé d'imagerie étaient idéales et la résolution des signatures thermiques d'eau souterraine était claire. D'autre part, les températures de surface de l'eau de mer ont été beaucoup plus prononcées pour la prise d'images infrarouges thermiques.

Les résultats de l'étude d'imagerie thermique indiquent qu'il existe des zones éventuelles de rejet saisonnier d'eau souterraine dans la mer. Ces zones sont caractérisées par

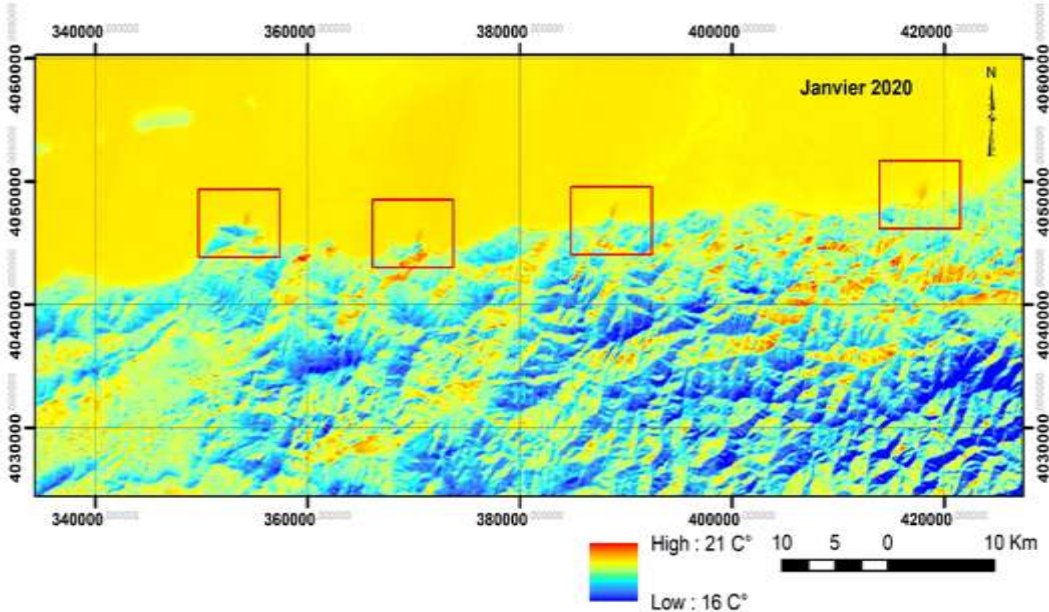
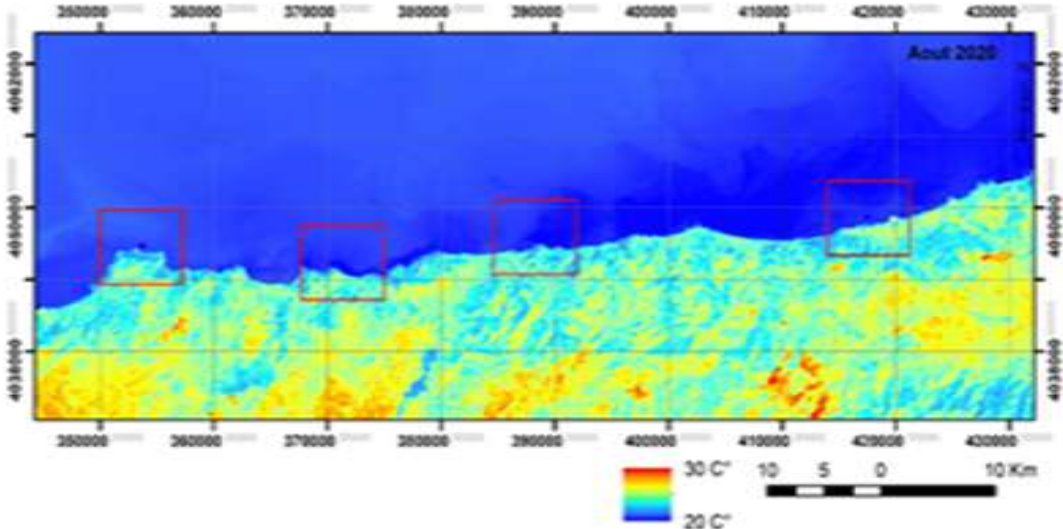
Chapitre 4 : Résultats et discussions

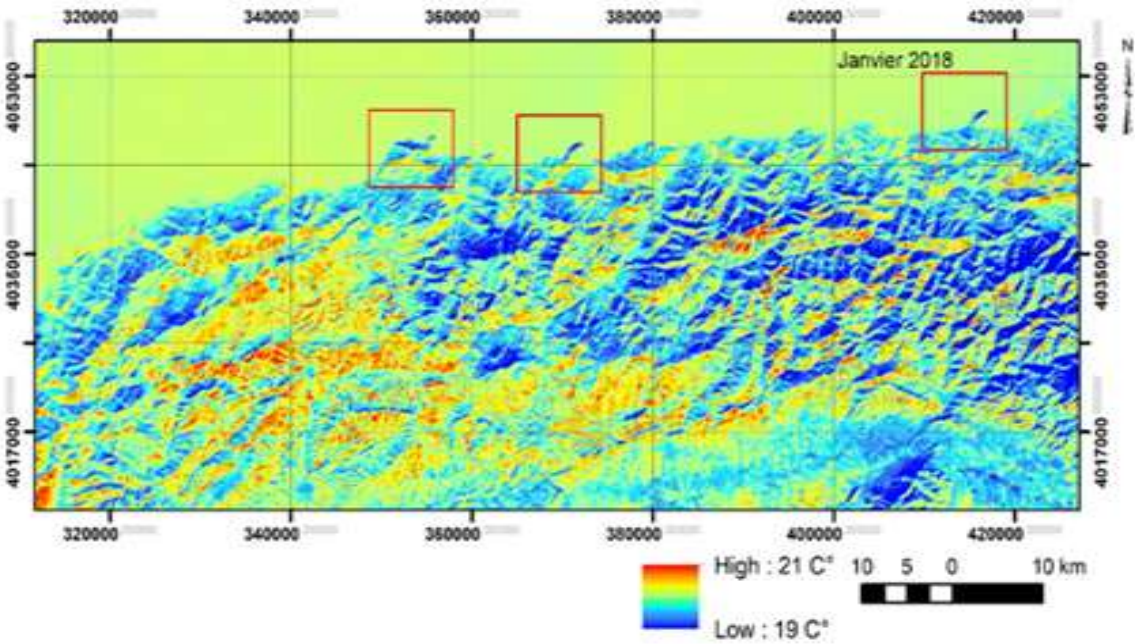
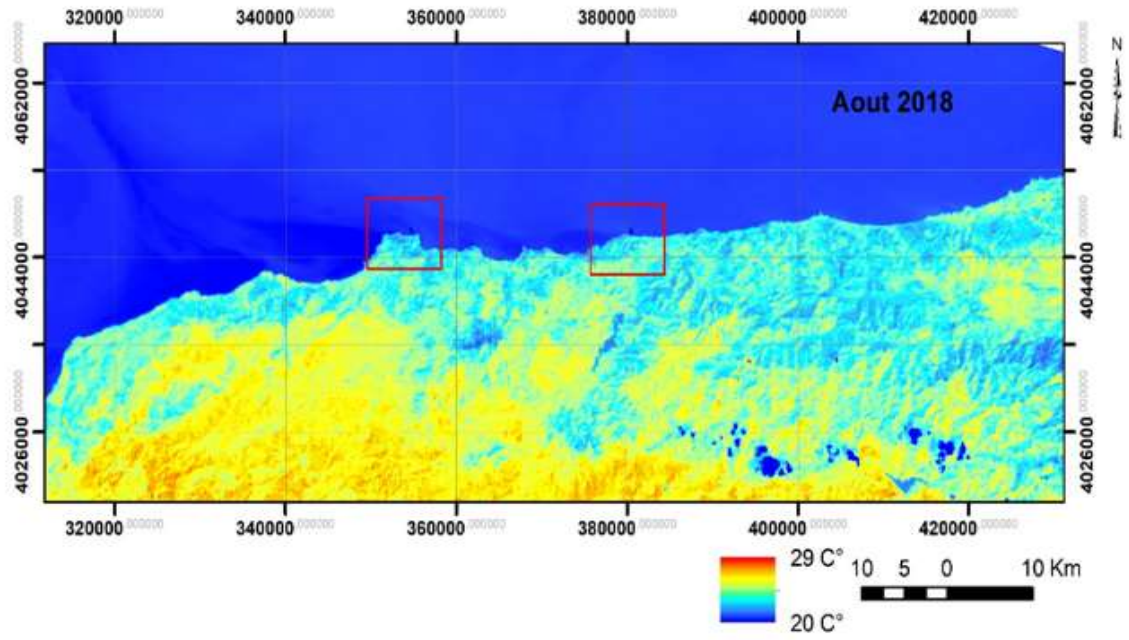
une température élevée ou basse par rapport aux zones environnantes où aucune décharge ne se produit, ce qui a produit un jeu de contraste thermique formant un panache visuel. Il s'est avéré qu'il existe quatre zones qui présentent d'éventuels points de décharge d'eau souterraine (sources sub-marines) :

- Le Nord du Cap de Ténès près de Sidi Merouane 355381.66 m E, 4048901.40 m N
- Entre la plage de Beni Haoua et celle de Rmilia 370800 mE,4045600 Mn
- Prés de la plage Damous Tax (388 400 mE, 4047 200 mN)
- Au Nord de Messelmoun plage (410422.91 m E, 4050793.00 m N



Chapitre 4 : Résultats et discussions





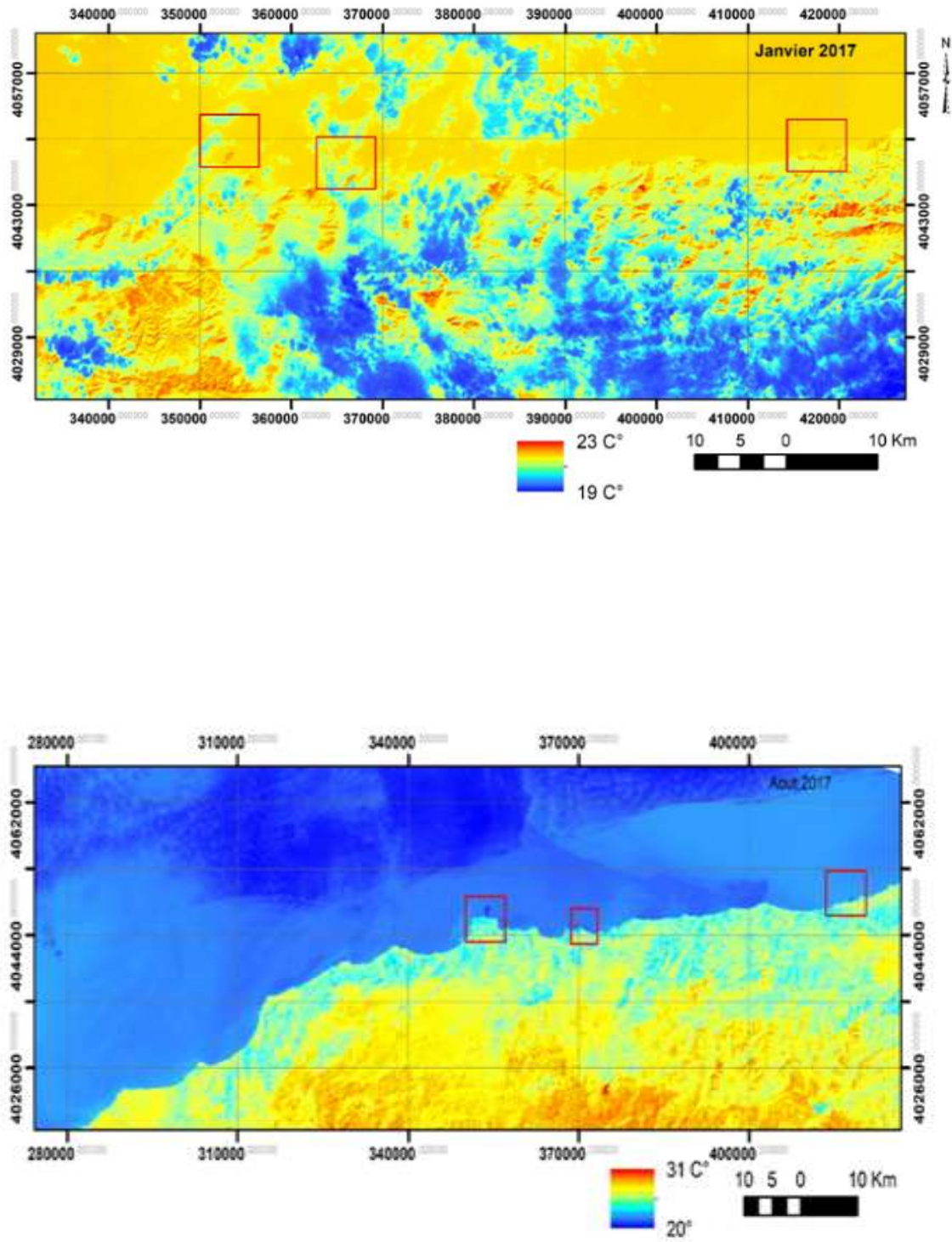


Figure 19. SST images (degré Celsius) obtenue via les bandes 10 et 11 de Landsat 8 OLI/TIRS de la région de Ténès à Cherchell (littoral algérien central) des années 2017 ;2018,2020, et 2021 des mois d'aout et janvier

Chapitre 4 : Résultats et discussions

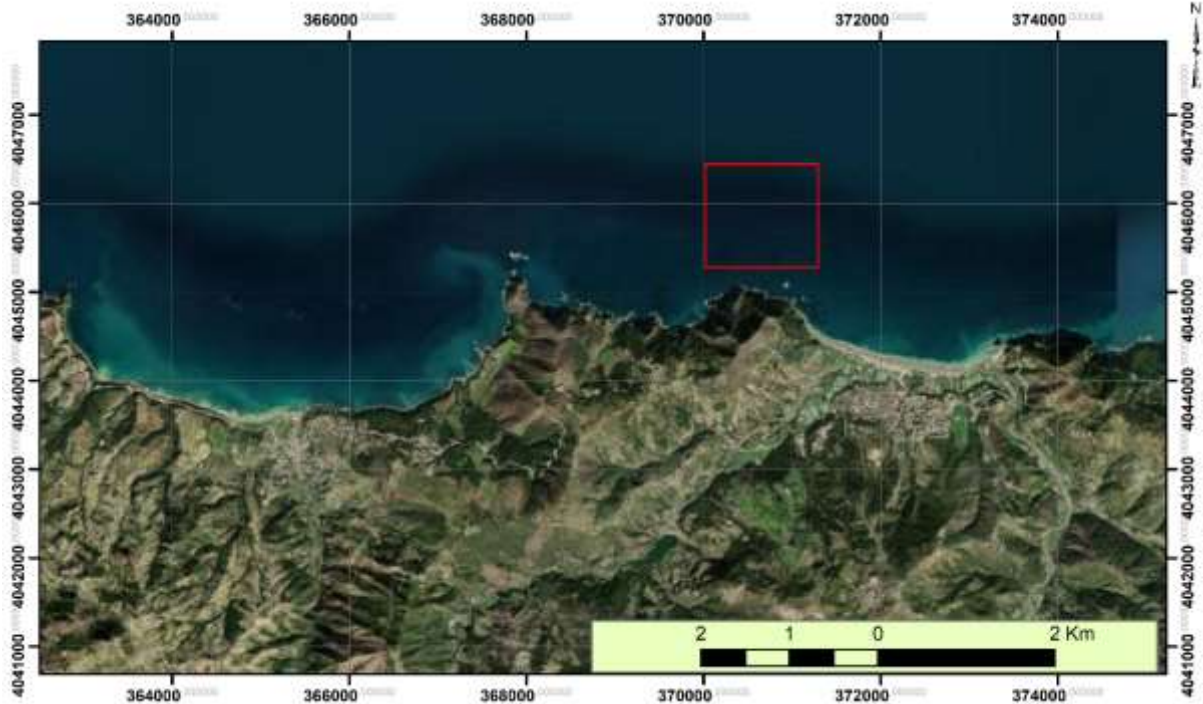
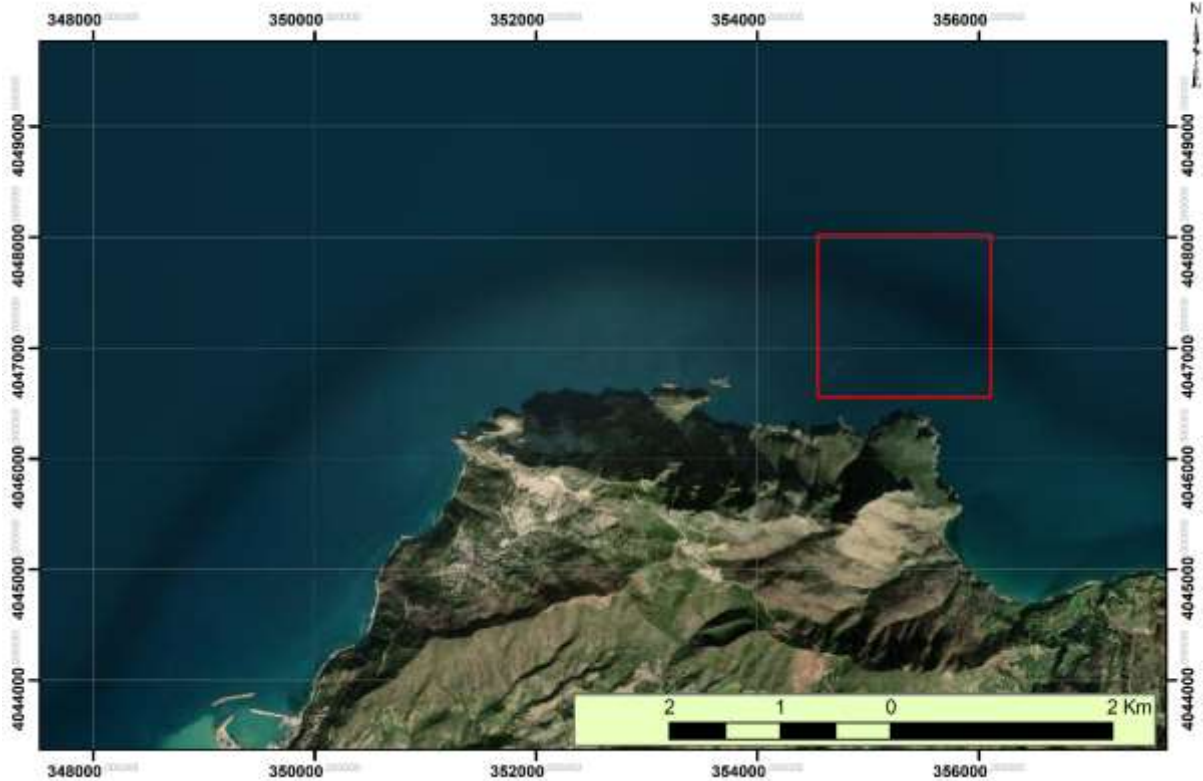
Dans cette étude sur le littoral du Dahra central, entre Cherchell et le Cap de Ténès, l'identification des sources sous-marines d'eau souterraine par imagerie infrarouge thermique a été utilisée comme indicateur pour déterminer les caractéristiques thermiques de la présence de ces sources. Les signaux thermiques indiquent que la température du panache d'eau souterraine se situe entre 20 C° et 19 C° pour le mois de janvier et oscille au environ de 20 °C pour le mois d'Aout. Bien sûr, ces températures ne reflètent pas exactement la température de l'eau de source. Il n'a été utilisé qu'à titre d'indicateur. On pense que la zone indiquée sur les figures contient des sources sous-marines. Ceci est soutenu par la présence d'oueds majeurs déversant de l'eau dans la mer à la fois en surface et en sous-sol, cas de Messelmoune plage et à la présence de quelques formations géologiques susceptibles d'être de bons aquifères, comme celui du calcaire fracturé et karstifié du Cap de Ténès.

Les images Landsat 8-TIRS prises dans le littoral central algérien, connu par son nom « littoral du Dahra algérois » dans le bassin de la mer Méditerranée sont utilisées, des images thermiques sont générées, analysées et traitées tout au long des années 2017-2018-2019-2020-2021, les résultats sont présentés dans la figure 19.

En général, un panache d'anomalies thermiques est observé dans plusieurs des images, une des images de janvier 2020 est mieux prononcée, ces anomalies se produisant près et perpendiculairement au littoral, reflétant le déversement éventuel continu des eaux souterraines. Étant donné qu'une image satellite fournit la température de surface de la mer (SST) du premier millimètre d'eau de mer, le contraste thermique dû à la SGD peut être observée lorsque l'eau douce souterraine coule dans l'eau de mer. En raison de sa densité plus faible (c.-à-d. salinité plus faible ; [Wilson et Rocha, 2012](#)). Le contraste thermique est plus identifiable dans la saison hivernale qu'estival suite à la quantité d'eau déversée, mais les meilleures observations de panache thermique ont été identifiées pour le mois de janvier.

Tableau 5. Tableau montrant le contraste thermique identifié lors du traitement et l'analyse des images Landsat TIRS

Année/Température	2021		2020		2018		2017	
Date d'image	2021/08/12 2021/01/18		2020/01/14 2020/08/25		2018/01/10 2018/08/04_		2017/01/05 2017/08/17	
Mois	Janvier	Aout	Janvier	Aout	Janvier	Aout	Janvier	Aout
TC° eau Souterraine	20-22 C°	21 C°	21 C°	20°C	19°C	/	22°C	20°C
T C° eau surface de mer	20°C	24°C	19-20 C°	22-23 C°	20 C°	/	20°C	22°C



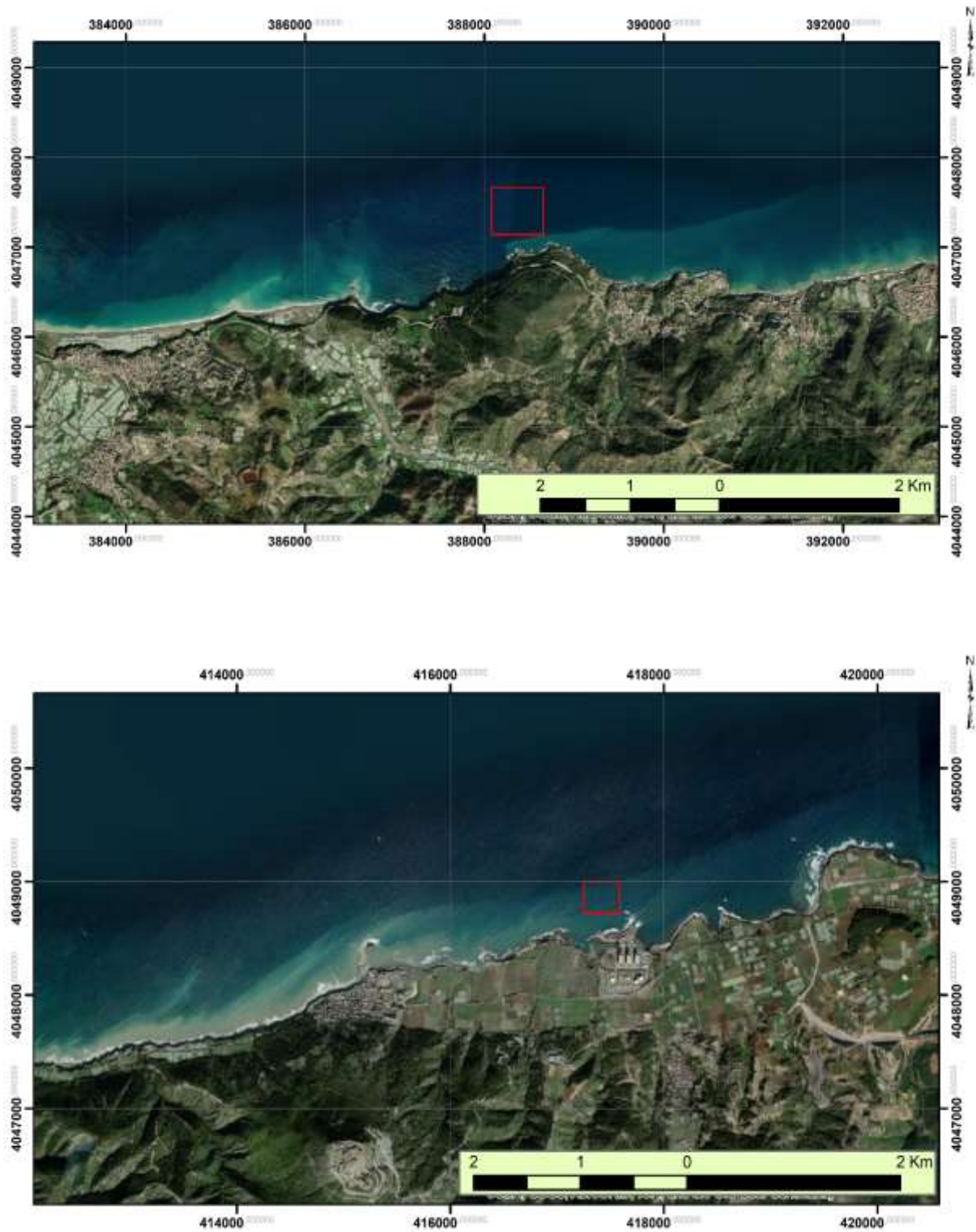


Figure 20. Localisation spatiale d'éventuelles sources sous-marines identifiées par imagerie infrarouge thermique.

4.1. Facteurs d'influences à apprendre en compte dans l'identification des SGB (Sources sous-marines d'eau souterraine)

L'analyse des images de la côte méditerranéenne du littoral central algérois obtenues par Landsat 8 TIRS entre 2017 et 2021 n'a pas identifiée de sources sous-marines dans toutes les images analysées. Ainsi, l'identification des sources SGD à l'aide de Landsat 8 TIRS présente certaines limites, le taux de réussite étant légèrement inférieur vu la géo diversité du littoral étudié. Les limitations potentielles sont discutées dans la littérature dans certaines zones d'étude locales : seules les informations thermiques pour les premiers centimètres de la colonne d'eau de mer sont disponibles par imagerie thermique infrarouge (Donlon et al., 2002 ; Wloczyk et al., 2006), la résolution spatiale (Wilson et Rocha, 2012), période de l'année (Bayari et Kurtta, 2002 ; Wilson et Rocha, 2012 ; Xing et al., 2016), les résultats dépendent fortement de la température atmosphérique, des courants marins, de la vitesse et de la direction du vent, des effets de la surface de la mer (Kelly et al., 2013) et la couverture nuageuse, et le besoin de connaissances spécialisées pour convertir les données en informations accessibles et visualisées (McCaul et al., 2016).

Compte tenu des limitations susmentionnées, nous proposons un cadre conceptuel de facteurs représentant les limitations techniques afin d'évaluer les questions qui doivent être prises en compte lors de l'application du TIR-RS à l'étude de SGD. Ces facteurs de limitation technique peuvent être regroupés comme suit : (1) limitations techniques, (2) caractéristiques géologiques et hydrogéologiques, (3) conditions environnementales et marines, (4) géomorphologie côtière et (5) sources anthropiques.

4.1.1. Facteurs de limitation technique

Certaines des principales limitations de la technique sont liées à la temporalité d'obtention des images, la résolution spatiale, la disponibilité des images dans la période souhaitée et les conditions atmosphériques lors de la capture d'image. Chaque satellite a une résolution spatiale et temporelle d'acquisition d'image, et par conséquent, les résultats sont soumis à ces conditions préétablies. Pour Landsat 8 TIRS, la résolution temporelle est de 2 semaines et la résolution spatiale est de 100 m rééchantillonnée à 30 m, de sorte qu'un panache d'anomalie thermique plus petit que celui produit par une source karstique SGD ne sera pas identifié. La disponibilité des images satellite dépend, dans certains cas, de problèmes techniques rencontrés par le satellite lors de la collecte d'images, ce qui implique qu'il existe des séries annuelles d'images avec quelques images manquantes. D'autres

limitations importantes liées à la technique incluent les conditions atmosphériques au moment de la capture d'image. Les nuages et les ombres des nuages modifient les informations radiométriques réfléchies par la surface de la mer et empêchent une analyse correcte des images. Ainsi, les nuages sont le principal facteur limitant l'identification des sources SGD, cas de janvier 2019. La présence de nuages est plus élevée en hiver qu'en été ; par conséquent, les mois les plus chauds sont bien meilleurs pour identifier les sources SGD en mer Méditerranée. Cependant, dans au moins 20% des images sans nuages. Par conséquent, une analyse détaillée de l'imagerie sans nuages est nécessaire pour confirmer les conditions optimales de localisation des sources SGD dans la zone d'intérêt.

4.1.2. Facteurs limitatifs géologiques et hydrogéologiques

Les caractéristiques des aquifères côtiers et les différentes forces motrices qui permettent le rejet des eaux souterraines dans la mer sont d'autres facteurs qui peuvent limiter l'identification des sources d'eau souterraine sous-marines.

Pour les sources sous-marines des aquifères côtiers, des facteurs géologiques tels que la lithologie (par exemple, le type de roche, le degré de karstification, la présence de failles et/ou de fractures, etc.) détermine les propriétés hydrauliques qui influencent fortement l'écoulement des eaux souterraines qui se déversent dans la mer (Brunner et al., 2007 ; Edet et al., 1998). Un autre aspect à considérer est la connectivité de l'aquifère avec la mer. Les aquifères côtiers peuvent être totalement ou partiellement reliés hydrauliquement à la mer, en fonction de plusieurs facteurs tels que la structure géologique de l'aquifère et du fond marin, ainsi que les propriétés hydrauliques des formations géologiques terrestres. De plus, la quantité de SGD dépend du bilan hydrique de l'aquifère, ce qui produit des variations dans le débit d'évacuation saisonnier des eaux souterraines. Les principaux facteurs qui influencent ce bilan sont les variations naturelles de la recharge à différentes échelles temporelles (événements pluviométriques, saisonnalité et changements interannuels) et les prélèvements d'eau souterraine, qui peuvent réduire le débit de la composante eau douce souterraine du SGD, voire induire intrusion d'eau de mer dans l'aquifère côtier.

Dans la présente étude, les informations sur les types d'aquifère côtiers ne sont disponibles que micro-localement par manque de prospection hydrogéologique. Parmi ceux-ci, le système de type karstique, caractérisé par une karstification peu développée mais très fracturée (cas du calcaire du Cap de Ténès, qui a été identifié avec succès. A l'inverse, de faibles débits d'eaux souterraines rejetées peuvent limiter l'identification d'anomalies

thermiques car ils pourraient atténuer l'anomalie thermique produite par le SGD. Par conséquent, il est peu probable que de faibles volumes d'eau rejetés soient identifiés à l'aide de cette technique, Les informations sur le débit n'étaient pas disponibles.

Dans la littérature, En ce qui concerne les conditions hydrogéologiques dans le bassin de la mer Méditerranée, il était prévu que les meilleures saisons pour identifier les sources SGD-sources sous-marines d'eau souterraine à l'aide du satellite TIR-RS seraient lorsque les précipitations sont plus élevées, et par conséquent, un débit de décharge plus élevé est attendu. Cependant, les résultats ont montré que la fin du printemps et l'été étaient les meilleures saisons pour identifier les sources SGD, ce qui justifie notre choix sur les mois Janvier et Aout.

4.1.3. Conditions environnementales et marines

D'autres aspects qui pourraient affecter le contraste thermique entre le panache d'eau souterraine et l'eau de mer comprennent les conditions environnementales et marines. Ces deux facteurs peuvent rendre l'identification des SGD difficile car ils provoquent le mélange de l'eau de mer avec les eaux souterraines de décharge, réduisant le contraste thermique entre elles et modifiant la température de surface de la mer.

La principale condition environnementale pouvant affectée l'identification de SGD est l'action du vent, qui peut mélanger les premiers millimètres de l'eau de surface de la mer, limitant l'identification des sources de SGD à l'aide de techniques de télédétection. De même, les conditions marines peuvent affecter l'identification des SGD si elles réduisent le contraste thermique entre le panache d'eau souterraine et l'eau de mer. Ces conditions marines sont essentiellement réduites aux conditions hydrodynamiques des eaux côtières qui peuvent être affectées par des processus tels que l'influence des marées ou des courants côtiers, la formation d'une pycnocline dans l'eau de mer de surface ou le fetch dû à l'action du vent.

Les marées, les courants côtiers et le fetch génèrent des mouvements d'eau de mer et mélangent les eaux souterraines à l'eau de mer, provoquant une atténuation du contraste thermique, comme la mer Méditerranée, les eaux côtières développent souvent une pycnocline pendant les mois d'été, car les températures élevées augmentent l'évaporation de l'eau de mer, générant une augmentation de la salinité et donc de la densité de l'eau. Cet effet fait couler des eaux souterraines froides et fraîches sur de l'eau de mer salée et dense, générant une couche de SGD à la surface de la mer. La température de la mer Méditerranée oscille de façon

saisonnaire, tandis que la température des eaux souterraines reste relativement constante dans le temps, ce qui implique un plus grand contraste entre l'été et l'hiver.

Pour cette raison, les zones où l'influence de divers facteurs marins tels que les marées, les courants côtiers ou le fetch est faible sont idéales pour identifier les SGD car de tels facteurs induisent un mélange atténuant le contraste thermique nécessaire à l'identification des sources sous-marines d'eau souterraine. De même, dans la mer Méditerranée, il est plus facile d'identifier les sources SGD car les eaux côtières développent souvent une pycnocline pendant les mois d'été, ce qui entraîne moins de mélange vertical de la colonne d'eau et, par conséquent, une meilleure identification des sources SGD. Par conséquent, dans le bassin méditerranéen, les conditions environnementales et marines pendant les mois d'été sont beaucoup plus favorables à l'identification des sources côtières que pendant les mois d'hiver.

4.1.4. Facteurs de limitation de la morphologie côtière

Un autre aspect qui influence la visualisation du panache thermique SGD est la morphologie côtière ; selon ses caractéristiques, le temps de séjour de l'eau de mer dans la zone d'étude peut permettre la formation d'un panache thermique. Dans les zones semi-fermées, telles que les baies ou les criques, où le temps de séjour de l'eau rejetée dans la mer est de l'ordre de 1 à plusieurs jours ([Tamborski et al., 2020](#)), la formation de panaches thermiques de SGD peut facilement être détectée par satellite, en comparaison avec les zones de haute mer, où le temps de séjour de l'eau de mer est plus court (inférieur à 1 j), en raison de l'effet de facteurs marins ou météorologiques tels que les vagues, les courants côtiers ou le fetch. L'évacuation des eaux souterraines peut se produire sous le niveau de la mer, soit à faible profondeur (< 10 m), soit à de plus grandes profondeurs, directement sur le rivage ou à quelques mètres de celui-ci ([Zektser et al. 2006](#)). La morphologie du fond marin côtier combinée aux caractéristiques géologiques de l'aquifère (par exemple, le degré de karstification et le gradient hydraulique côtier) déterminent à la fois la profondeur et la distance au large du déversement des eaux souterraines.

Ces deux caractéristiques sont très importantes, car la localisation de la source SGD sur la côte est critique pour l'identification correcte du contraste thermique entre l'eau souterraine et l'eau de mer à l'aide d'images thermiques satellitaires. Alors que les rejets d'eau souterraine produits au niveau côtier ou à plusieurs mètres à l'intérieur des terres génèrent généralement des contrastes thermiques facilement détectables par satellite ([Mejías et al.](#)

2012), les sources sous-marines situées à plusieurs mètres de profondeur représentent souvent un défi pour la détection par satellite.

En effet, lorsque les eaux souterraines se déversent en dessous du niveau de la mer, elles remontent à la surface de la mer, générant une couche thermique flottante de plusieurs millimètres en raison de sa densité plus faible résultant de ses caractéristiques de température et de salinité.

Par conséquent, une plus grande profondeur de décharge nécessite plus de temps pour atteindre la surface de la mer, adaptant le signal thermique du SGD à la surface de la mer à la température de l'eau environnante. Ainsi, les facteurs marins peuvent avoir une plus grande influence dans l'équilibrage des températures de l'eau de mer et des eaux souterraines, empêchant la reconnaissance d'anomalies thermiques à la surface de la mer, comme l'ont indiqué [Mallast et al. \(2013\)](#).

Cependant, le temps nécessaire aux eaux souterraines pour atteindre la surface de la mer dépend non seulement de la profondeur du rejet sous le niveau de la mer, mais également de facteurs hydrogéologiques, tels que le débit de rejet. Ainsi, les sources SGD caractérisées par de faibles profondeurs et de grands débits favoriseront la détection des panaches thermiques induits par SGD à la surface de la mer, tandis que les zones profondes avec de petits débits peuvent être indétectables. Des situations intermédiaires, telles que des zones peu profondes avec de faibles débits ou des zones profondes avec des débits importants, peuvent être détectées, en fonction de l'importance relative des facteurs limitants environnementaux et/ou marins.

L'analyse des images obtenues par Landsat 8 TIRS, et compte tenu des données hydrogéologiques sur le littoral du Dahra algérois et sur presque une portée d'étude de 100 km, nous concluons que les rejets d'eaux souterraines qui se produisent à des profondeurs importantes (> 12mb.s.l.) sont peu susceptibles d'être identifiés par cette technique, probablement parce que l'anomalie thermique générée entre l'eau souterraine et l'eau de mer n'atteint pas la surface de la mer. C'est la raison probable de l'échec de l'identification d'autres sources ; très probablement, l'eau souterraine qui s'écoule ne produit pas suffisamment de contraste thermique pour être détectée par un capteur satellite. Dans certains cas, il n'y a pas un facteur unique affectant l'identification d'une source SGD mais plutôt une combinaison de plusieurs facteurs (débit, saison, morphologie côtière, etc.) qui rend difficile l'explication de la non-identification d'une source SGD. Dans certains cas, il n'y a pas un facteur unique

affectant l'identification d'une source SGD mais plutôt une combinaison de plusieurs facteurs (débit, saison, morphologie côtière, etc.) qui rend difficile l'explication de la non-identification d'une source SGD.

4.1.5. Anomalies thermiques des sources anthropiques

Lors de la recherche d'anomalies thermiques côtières à l'aide d'images satellitaires TIR, certaines anomalies peuvent être détectées qui ne sont pas nécessairement liées à SGD. Ces anomalies peuvent provenir de sources naturelles, telles que des rivières ou des ruisseaux, ou d'installations civiles telles que des ports, des centrales thermiques, des fermes piscicoles ou des usines de traitement des eaux usées. Ces anomalies thermiques peuvent mal identifier ou masquer certaines sources SGD lorsque la décharge se produit dans des zones peu profondes avec des temps de séjour élevés de l'eau de mer, c'est le cas d'anomalie de la centrale électrique de Hadjrett Enouss.

4.2. Identification de nouvelles sources SGD : enjeux et recommandations pour les futures études SGD

L'un des principaux objectifs de cette étude est de démontrer la grande utilité de l'imagerie satellitaire TIR à l'échelle locale et régionale, en identifiant des sources SGD non décrites auparavant dans la littérature algérienne hydrogéologique et hydrologique. Cela démontre que l'analyse d'images obtenues à partir de Landsat 8 TIRS permet l'identification de nouvelles sources SGD. Par conséquent, cette technique économique est très utile dans les zones inaccessibles. Pour cette raison, dans la conception des études SGD aux niveaux local et régional, il est recommandé que les températures des eaux côtières pour les anomalies thermiques soient d'abord examinées à l'aide des moyens techniques sur place (drones, thermomètres, surfer) car cela aidera à valider les résultats via un échantillonnage in-situ. Bien que l'étude des images thermiques au cours d'une seule année devrait être suffisante pour identifier les sources côtières potentielles, il est fortement conseillé d'analyser les images thermiques sur plusieurs années, car il peut y avoir un ou plusieurs facteurs (techniques, marins, environnementaux, hydrogéologiques, etc..) qui peuvent altérer le signal thermique du SGD. Bien que cette étude se soit concentrée sur le rejet des eaux souterraines des sources situées dans les aquifères du littoral du Dahra Algérois, l'étude des images satellitaires TIR-RS pourrait être extrapolée à d'autres types d'aquifères ou d'autre zone du littoral algérien.

Suggestions et Recommandation :

Le problème de l'utilisation de Landsat 8 pour une telle étude est la moyenne résolution de ses images. Cependant l'utilisation de ces images ainsi qu'une bonne connaissance de la géologie, de la topographie, la géomorphologie et de l'hydrologie de la région d'étude peuvent révéler une bonne possibilité de détection de sources sous-marines. Cela doit être couplé avec une enquête sur le terrain et une enquête TIR aéroportée (utilisation des drones à imagerie thermique de haute résolution. L'interception de l'eau douce avant qu'elle n'atteigne la mer est très importante pour des régions telles que le littoral du Dahra algérois, où cette région souffre d'un manque d'approvisionnement en eau douce. Par conséquent, des plans techniques à élaborer au futur pour construire des retenus afin d'intercepter l'eau avant qu'elle ne se déverse dans la mer, sera une bonne solution en dehors de la boîte.

Conclusion générale

Conclusion générale

Dans cette étude sur le littoral du Dahra central, entre Cherchell et le Cap de Ténès, l'identification des sources sous-marines d'eau souterraine par imagerie infrarouge thermique a été utilisée comme moyen technique pour déterminer les caractéristiques thermiques, signe de présence de ces sources. Les signaux thermiques indiquent que la température du panache d'eau souterraine se situe entre 20 °C et 19 °C pour le mois de janvier et oscille au environ de 20 °C pour le mois d'Aout. L'analyse de l'imagerie thermique infrarouge multi temporelle de la zone a indiqué la présence d'éventuelles sources sous-marines. Ceci est soutenu par la présence d'oueds majeurs déversant de l'eau dans la mer à la fois en surface et en sous-sol, cas de Messelmoune plage et à la présence de quelques formations géologiques susceptibles d'être de bons aquifères, comme celui du calcaire fracturé et karstifié du Cap de Ténès.

Les résultats de l'étude d'imagerie thermique indiquent qu'il existe des zones éventuelles de rejet saisonnier d'eau souterraine dans la mer. Ces zones sont caractérisées par une température élevée ou basse par rapport aux zones environnantes où aucune décharge ne se produit, ce qui a produit un jeu de contraste thermique formant un panache visuel. Il s'est avéré qu'il existe quatre zones qui présentent d'éventuels points de décharge d'eau souterraine des sources sous-marines : Le Nord du Cap de Ténès près de Sidi Merouane 355381.66 m E, 4048901.40 m N ; Entre la plage de Beni Haoua et celle de Rmilia ; 370800 mE, 4045600 Mn ; Prés de la plage Damous Tax (388 400 mE, 4047 200 mN) ; Au Nord de Messelmoun plage (410422.91 m E , 4050793.00 m N). Un panache d'anomalies thermiques est observé dans plusieurs des images, une des images de janvier 2020 est mieux prononcée, ces anomalies se produisant près et perpendiculairement au littoral, reflétant le déversement éventuel continu des eaux souterraines. Étant donné qu'une image satellite fournit la température de surface de la mer (SST) du premier millimètre d'eau de mer, le contraste thermique dû à la SGD peut être observé lorsque l'eau douce souterraine coule dans l'eau de mer. En raison de sa densité plus faible c.-à-d. salinité plus faible. Le contraste thermique est plus identifiable dans la saison hivernale qu'estival suite à la quantité d'eau déversée, mais les meilleures observations de panache thermique ont été identifiées pour le mois de janvier.

L'identification des sources sous-marines- SGD à l'aide de Landsat 8-TIRS présente certaines limites, le taux de réussite étant légèrement inférieur vu la géo-diversité hydrogéologique du littoral étudié. Ces limitations susmentionnées devront être prises en compte lors de l'application de la technologie TIRS-RS pour une bonne identification des SGD. Ces facteurs de limitation technique peuvent être regroupés comme suit : **(1)** limitations techniques, **(2)** caractéristiques géologiques et hydrogéologiques, **(3)** conditions environnementales et marines, **(4)** géomorphologique et **(5)** facteurs anthropiques.

Pour une utilisation plus étendue et opérationnelle des SST dérivés de Landsat 8 OLI/TIRS dans le but d'identifier des sources sous-marines, il est important de surveiller et de comprendre en permanence les caractéristiques d'erreur de la SST à l'aide de mesures in situ

Conclusion

des températures de la surface de la mer et en profondeurs moyenne, les études de validation seront menées pour de bons résultats satisfaisants.

Après cette étude on peut affirmer que la télédétection par satellite est un outil très important pour l'identification des sources côtières SGD dans les zones du littoral, tant au niveau local que régional.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

Akawwi, E., et al. (2008). ["Using thermal infrared imagery \(TIR\) for illustrating the submarine groundwater discharge into the eastern shoreline of the Dead Sea-Jordan."](#)

Al Bassam A. (2016). [Using Remote Sensing and Gis for Submarine Freshwater Springs Exploration As a Plausible Water Source in Saudi Arabia.](#) 7 International Conferences on Water Resources and Arid Environments (ICWRAE 7): 184-194th 4-6. December 2016, Riyadh, Saudi Arabia

Bayari, C. S. and Kurtta,s, T.: [Coastal and submarine karstic discharges in the Gökova Bay, SW Turkey, Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol., 35, 381–390, https://doi.org/10.1144/1470-9236/01034, 2002.](#)

Brunner, P., Hendricks Franssen, H. J., Kgotlhang, L., Bauer- Gottwein, P., and Kinzelbach, W.: [How can remote sensing contribute in groundwater modeling? Hydrogeol. J., 15, 5–18, https://doi.org/10.1007/s10040-006-0127-z, 2007.](#)

Cahyono, A. B., et al. (2017). [Estimation of sea surface temperature \(SST\) using split window methods for monitoring industrial activity in coastal area. Applied Mechanics and Materials, Trans Tech Publ.](#)

Campbell, J. B. and R. H. Wynne (2011). [Introduction to remote sensing](#), Guilford Press.

Comte JC, Banton O (2007) Cross-validation of geo-electrical and hydrogeological models to evaluate seawater intrusion in coastal aquifers. *Geophysical Research Letters* 34: L10402.

[Campbell and Wynne 2011. Campbell, J. B. and R. H. Wynne \(2011\). Introduction to remote sensing, Guilford Press.](#)

DESHAYES, M. and P. MAUREL (1990). ["L'image spatiale et son contenu." Options méditerranéennes. Série A \(4\) : 11-20.](#)

Donlon, C., et al. (2002). "Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research." [Journal of climate](#) 15(4): 353-369.

Edet, A. E., Okereke, C. S., Teme, S. C., and Esu, E. O.: [Application of remote-sensing data to groundwater exploration: A case study of the Cross River State, southeastern Nigeria, Hydrogeol. J., 6, 394–404, https://doi.org/10.1007/s100400050162, 1998.](#)

Jou-Claus, S., et al. (2021). "Applicability of Landsat 8 thermal infrared sensor for identifying submarine groundwater discharge springs in the Mediterranean Sea basin." [Hydrology and Earth System Sciences](#) 25(9): 4789-4805.

Kelly, J. L., Glenn, C. R., and Lucey, P. G.: [High-resolution aerial infrared mapping of groundwater discharge to the coastal ocean, Limnol. Oceanogr. Meth. 11, 262–277, https://doi.org/10.4319/lom.2013.11.262, 2013.](#)

Kuenzer, C. and S. Dech (2013). ["Thermal infrared remote sensing." Remote Sensing and Digital Image Processing.](#) doi 10(1007): 978-994.

Kuenzer, C. and S. Dech (2015). "Thermal infrared remote sensing: sensors, methods, applications." [Photogramm. Eng. Remote Sens](#) 81: 359-360.

Références bibliographiques

- Li, L., et al. (1999). "Submarine groundwater discharge and associated chemical input to a coastal sea". *Water Resources Research* 35(11):3253-3259.
- Lillesand, T., et al. (2015). Remote sensing and image interpretation, John Wiley & Sons.
- Mallast, U., Gloaguen, R., Friesen, J., Rödiger, T., Geyer, S., Merz, R., and Siebert, C.: How to identify groundwater-caused thermal anomalies in lakes based on multi-temporal satellite data in semi-arid regions, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 2773–2787, <https://doi.org/10.5194/hess-18-2773-2014>, 2014.
- McCaul, M., Barland, J., Cleary, J., Cahalane, C., McCarthy, T., and Diamond, D.: Combining remote temperature sensing with in-situ sensing to track marine/freshwater mixing dynamics, *Sensors*, 16, 1402, <https://doi.org/10.3390/s16091402>, 2016.
- Meijerink, A. M., et al. (2007). Remote sensing applications to groundwater, Unesco Paris.
- Mejías, M., Ballesteros, B. J., Antón-Pacheco, C., Domínguez, J. A., Garcia-Orellana, J., Garcia-Solsona, E., and Masqué, P.: Methodological study of submarine groundwater discharge from a karstic aquifer in the Western Mediterranean Sea, *J. Hydrol.*, 464–465, 27–40, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.020>, 2012.
- Moore, W.S., 2010. The Effect of Submarine Groundwater Discharge on the Ocean. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2, 59-88. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120308-081019>
- Prakash, A. (2000). "Thermal remote sensing: concepts, issues and applications." International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing**33**(B1; PART 1): 239-243.
- Short, N. M. (2003). "A Remote Sensing Tutorial." Online Journal of Space Communication**2**(3): 2.
- Tamborski, J. J., et al. (2015). "Identification and quantification of diffuse fresh submarine groundwater discharge via airborne thermal infrared remote sensing." Remote Sensing of Environment**171**: 202-217.
- Taniguchi, M., et al. (2002). "Investigation of submarine groundwater discharge." Hydrological Processes 16(11): 2115-2129.
- Taniguchi, M., et al. (2003). Assessment methodologies for submarine groundwater discharge. Land and Marine Hydrogeology. M. Taniguchi, K. Wang and T. Gamo. Amsterdam, Elsevier: 1-23.
- Taniguchi, M., et al. (2019). "Submarine groundwater discharge: updates on its measurement techniques, geophysical drivers, magnitudes, and effects." Frontiers in Environmental science**7**: 141.
- UNESCO, 2004. Submarine groundwater discharge: management implications, measurements and effects. UNESCO, Paris, France
- Waters, P., et al. (1990). "Applications of remote sensing to groundwater hydrology." Remote Sensing Reviews**4** (2): 223-264.

Références bibliographiques

Wilson, J. and C. Rocha (2012). "Regional scale assessment of Submarine Groundwater Discharge in Ireland combining medium resolution satellite imagery and geochemical tracing techniques." Remote Sensing of Environment 119: 21-34

Wloczyk, C., et al. (2006). "Sea and lake surface temperature retrieval from Landsat thermal data in Northern Germany." International Journal of Remote Sensing 27(12): 2489-2502.

Xing, Q., Braga, F., Tosi, L., Lou, M., Zaggia, L., Teatini, P., Gao, X., Yu, L., Wen, X., and Shi, P.: Detection of Low Salinity Groundwater Seeping into the Eastern Laizhou Bay (China) with the Aid of Landsat Thermal Data, J. Coast. Res., 74, 149–156, <https://doi.org/10.2112/si74-014.1>, 2016

Younger, P. L. (1996). "Submarine groundwater discharge." Nature 382(6587): 121-122.

Zektser, I. S. and L. G. Everett (2004). "Groundwater resources of the world and their use."

Zektser, I. S., Everett, L. G., and Dzhamalov, R. G.: Submarine Groundwater, CRC Press, Boca Raton, USA, 2006.

Zektser, I.S. (1996). Groundwater discharge into the seas and oceans: state of the art. In Groundwater Discharge in the Coastal Zone.