Estimation de la température de surface a partir de l'imagerie satellitale; validation sur une zone côtière d'Algérie

Aicha Benmecheta

▶ **To cite this version:**

Aicha Benmecheta. Estimation de la température de surface a partir de l'imagerie satellitale; validation sur une zone côtière d'Algérie. Architecture, aménagement de l'espace. Université Paris-Est, 2016. Français. NNT : 2016PESC1171 . tel-01565894

HAL Id: tel-01565894
https://theses.hal.science/tel-01565894

Submitted on 20 Jul 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Paris-Est Créteil Val de Marne
Ecole doctorale Ville, Transport et Territoires

Laboratoire Lab'URBA

Thèse de doctorat

Discipline : Géographie

Estimation de la température de surface à partir de l'imagerie satellitale; validation sur une zone côtière d'Algérie

Par

Aicha BENMECHETA

Soutenue publiquement le 5 novembre 2016 devant le jury composé de :

Zhao-Liang LI, Directeur de recherche CNRS Strasbourg, rapporteur externe
Jose Antonio SOBRINO, Professeur Université Valencia, rapporteur externe
Abdelkarim BENSAID, Maître de conférences Université d'Orléans, examinateur
Benoit DEFFONTAINES, Professeur UPEM, examinateur
Abdelkader ABDELLAOUI, MCHC, UPEC, directeur de thèse
Jean Paul RUDANT, Professeur UPEM, examinateur

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse, Prof. Abdelkader Abdellaoui, pour avoir accepté de diriger cette thèse, pour la confiance qu'il m'a accordée, pour ses conseils, son support et ses remarques qui ont permis de faire aboutir ce travail.

J'adresse également mes remerciements à tous les membres du jury, Prof. *Jean Paul Rudant,* Prof. Jose Antonio Sobrino, *Prof.* Zhao-Liang Li, *Prof. Benoit Deffontaines, et également* à *Karim Bensaid* qui ont accepté d'en faire partie.

Je suis très reconnaissante à Mr. Amine Gacemi, chercheur au centre national des techniques spatiales en Algérie pour sa contribution et son support.

Je remercie aussi Dr. Lahouari Bounoua, chercheur au laboratoire des sciences biosphériques de la NASA (NASA Goddard Space Flight center) pour ses encouragements et ses conseils.

Je suis également reconnaissante envers mon époux, Prof. Lotfi Belkhir, pour les remarques et les conseils qu'il m'a prodigués et qui m'ont permis de gagner en rigueur.

Une pensée particulière est adressée à mes parents, mes frères et sœurs, pour leur confiance et leur soutien.

RESUME

Résumé

Les techniques de la télédétection thermique (TIR) ont été appliquées dans les études environnementales spécialement pour l'extraction de la température de surface. Ces techniques constituent la seule approche possible pour l'extraction de la température de surface (Coll et al., 2005). De nombreux auteurs ont étudié ce paramètre et ont proposé des algorithmes spécifiques pour son extraction à partir de l'image satellitale. (Abdellaoui A. , 1985a) propose un modèle de la relation température de surface-température de l'air près du sol en vue de l'extension spatiale des modèles d'analyse des paramètres de surface ; (Abdellaoui et al., 1986) proposent un modèle global d'analyse du bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère qui permet d'extraire l'évolution quotidienne de la température de surface et de l'évapotranspiration ainsi qu'une valeur moyenne de l'inertie thermique; (Becker et Li, 1990) ont appliqué la méthode split-window en prenant en considération l'émissivité de surface. (Sobrino et al., 1996) ont développé un algorithme split-window pour l'estimation de la température de surface en donnant des coefficients de split-window adapté au capteur ATSR. (Gillespie et al., 1998) ont appliqué la méthode TES qui utilise une approche de séparation de la température et de l'émissivité pour retrouver la température de surface. (Qin et al., 2001a) ont trouvé utile de s'intéresser à une seule bande thermique en développant un algorithme mono-window pour l'extraction de la température de surface à partir des données Landsat TM6.

Certains logiciels de traitement d'images classiques tels que ENVI, IDRISSI, ERDAS intègrent un module de génération d'une image température de surface en utilisant des paramètres de calibration et d'ajustement. Notre objectif principal dans ce travail est double : i) présenter une revue des méthodes d'extraction de la température de surface en mettant en évidence les contraintes et particularités des algorithmes et ii) élaborer un outil d'extraction et de traitement de la température de surface et son exploitation dans le suivi de l'évolution du paysage. Les algorithmes traités dans le présent travail utilisent un certain nombre de méthodes de calcul de la température de surface à partir des données satellitales ; ces algorithmes sont intégrés dans un module spécifique et accessible à partir d'une interface qui permet à l'utilisateur de choisir la méthode d'extraction la mieux adaptée à son étude. Ce travail est réalisé en programmation sous IDL

Mots clés : Température de surface, Télédétection IR, Programmation IDL.

ABSTRACT

Land surface temperature estimation from satellite imaging Validation on a coastal area of Algeria

Abstract

The techniques of thermal remote sensing (TIR) were applied in environmental studies especially for the extraction of the surface temperature. These techniques are the only available methods for the extraction of the surface temperature (Coll et al., 2005). Many authors have studied this parameter and proposed specific algorithms for its extraction from satellite imaging. (Abdellaoui A. , 1985a) proposed a model for the relationship of the air temperature near the ground for the spatial extension of surface-based parameters models; (Abdellaoui et al., 1986) proposed a global analysis model of energy balance at the soil-atmosphere interface that extracts the daily changes in surface temperature and evapo-transpiration and an average value of thermal inertia; (Becker et Li, 1990) applied the split-window method on the earth's surface by taking into consideration the surface emissivity; (Sobrino et al., 1996) have developed a split-window algorithm for estimating the surface temperature by providing split-window coefficients adapted to ATSR sensor. (Gillespie et al., 1998) applied the TES method that uses a separation approach of the temperature and emissivity to find the surface temperature. (Qin et al., 2001a) have found it useful to focus on a single thermal band by developing a single-window algorithm for extracting the surface temperature from Landsat TM6 Data.

Some conventional image processing software such as ENVI, IDRISSI, ERDAS incorporate a module for generating a surface temperature image using the calibration and adjustment parameters. Our main objective in this work is two-pronged: i) to present a review of the main Ts extraction methods, highlighting their algorithmic particularities, respective parameters, and constraints, and ii) to develop an extraction and processing tool for the surface temperature and its use for the monitoring of the landscape evolution. The algorithms discussed in this thesis employ a number of methods to calculate the surface temperature based on satellite data; the interface allows a user-friendly selection of the most suitable extraction method for the user’s study. This work is accomplished using IDL programming language.

Keywords: Surface temperature, IR remote sensing, IDL programming.

Table des matières

I. **LA TEMPERATURE DE SURFACE – UN PARAMETRE CLE POUR DE NOMBREUSES APPLICATIONS**... 12

II. **LE CALCUL DE LA TEMPERATURE DE SURFACE** 17

III. **PRESENTATION DU DOCUMENT** 22

Chapitre I.....**Techniques d'extraction de la Température de surface (Ts)**..... 24

I.1. **Presentation des méthodes 25**

I.1.1. Contexte théorique 25

I.2. **Les différentes méthodes de calcul de Ts 26**

I.2.1. La méthode du canal unique..... 26

I.2.2. La méthode split- window..... 29

I.2.3. La méthode TES..... 34

I.3. **Détermination des paramètres..... 39**

I.3.1. Calcul de l'émissivité 39

I.3.2. Calcul de la température atmosphérique moyenne..... 43

I.3.3. Calcul des fonctions atmosphériques AFs..... 43

I.3.4. Calcul de la vapeur d'eau atmosphérique 46

A. La méthode SWCVR 46

B. La méthode LASTR..... 47

C. L'approche de Li (Li et al., 2003)..... 47

D. L'approche de Sobrino (Sobrino et al., 2003) 47

E. L'approche de Kaufman (Kaufman Gao, 1992)..... 48

I.3.5. Détermination de la transmittance atmosphérique..... 48

Chapitre II.....**Développement de l'interface de calcul** 55

II.1. **Introduction..... 56**

II.2. **Analyse des algorithmes retenus pour le développement de notre outil 57**

II.2.1. La méthode du canal unique..... 57

II.2.2 La méthode Split-Window 58

II.2.3. La méthode TES..... 58

II.3. **Les paramètres dépendants et indépendants dans les algorithmes 58**

II.3.1. L'algorithme QkB..... 58

II.3.2. L'algorithme SCJMS..... 59

II.3.3. L'algorithme Split-Window 59

II.3.4. L'algorithme TES 59
II.4. **Présentation de l'interface 61**
II.4.1. Impératifs et contraintes 63
II.5. Structure générale de l'interface 63
II.6. **La programmation 64**
II.6.1. Choix d'un langage de programmation 64
II.6.2. Choix d'une plateforme 65
II.6.3. Développement et implémentation 66
II.7. **Exploitation 67**
II.7.1. Présentation de l'interface utilisateur réalisée 68
II.7.2. Chargement des paramètres d'entrée et connexion à des bases de données externes 68
II.8. **Traitements 69**
II.8.1. Calcul de la Radiance et de la Température au niveau du capteur 69
II.8.2. Calcul du NDVI 70
II.8.3. Calcul de l'émissivité 71
II.8.4. Calcul de la vapeur d'eau atmosphérique 74
II.8.5. Calcul de la transmittance atmosphérique 75
II.8.6. Le module de calcul de la température de surface LST 76
Chapitre III……**Résultats et interprétations** 79
III.1. **La zone d'étude 80**
III.2. **Les données disponibles 80**
III.3. **Comparaisons des résultats et justification 81**
III.3.1. Résultat de la radiance au niveau du capteur L_{sensor} 81
III.3.2. Résultat de la température au niveau du capteur 85
III.3.3. Résultat du NDVI 88
III.3.4. Résultat de l'émissivité 91
III.3.5. Résultat de la température au niveau du sol et interprétation 93
A. L'algorithme du canal unique 93
B. L'Algorithme split-window 96
C. L'algorithme TES 97

CONCLUSION

BIBLIOGRAPHIE

Liste des figures

Figure 1 : Diagramme de l'algorithme TES (Gillespie et al., 1998). 38
Figure 2 : Schéma général des algorithmes d'estimation de la température de surface. 56
Figure 3 : Schéma général de la démarche pour la réalisation de l'outil d'estimation de Ts. 62
Figure 4 : Interface de l'application utilisateur. 68
Figure 5: Chargement des paramètres d'entrée de l'interface réalisée. 68
Figure 6 : Module de calcul de la radiance et la température au niveau du capteur. 69
Figure 7: Interface de l'application pour le calcul de la radiance au niveau du capteur. 69
Figure 8: Interface de l'application pour le calcul de la Température au niveau du capteur. 70
Figure 9: Copie écran de la fenêtre de calcul du l'NDVI. 71
Figure 10: Module des méthodes de calcul de l'émissivité. 71
Figure 11: Interface de calcul de l'émissivité basée sur le fichier de classification. 72
Figure 12: L'interface de calcul de l'émissivité basée sur des classes d'NDVI. 72
Figure 13 : Interface de calcul basée sur la valeur du rapport de la végétation et du sol nu. 73
Figure 14: Interface de calcul de l'émissivité basée sur le seuil de NDVI. 73
Figure 15: Organigramme des méthodes de calcul de la teneur en vapeur d'eau atmosphérique w 74
Figure 16: Interface de calcul de la vapeur d'eau atmosphérique. 75
Figure 17: Interface de calcul de la transmittance atmosphérique. 75
Figure 18 : L'algorithme QKB. 76
Figure 19: L'algorithme Jimenez Munoz et Sobrino (JMS) 77
Figure 20: Interface de l'application pour l'algorithme Split-Window JMS, 2008. 77
Figure 21: Interface de l'application pour l'algorithme TES. 78
Figure 22 : La zone d'étude, une région semi-aride. 80
Figure 23: Résultat de comparaison de la radiance de l'image Landsat ETM+ du 12 février 2002 issue du programme et celle trouvée par ENVI. 81
Figure 24: Histogramme de la Radiance issue du programme et celle de l'ENVI de l'image Landsat 82
Figure 25: Résultat de comparaison de la radiance de l'image ASTER du 25 Mai 2001 issue du programme et celle trouvée par l'ENVI. 83
Figure 26: Histogramme de la Radiance issue du programme et celle de l'ENVI de l'image ASTER du 25-05-2001. 84
Figure 27: Résultat de comparaison entre la Température au niveau du capteur de l'image Landsat 12-02-2002 issue du programme et celle obtenue par ENVI. 86
Figure 28: Résultat de comparaison de la Température au niveau du capteur Tsen issue du programme et celle du produit ASTER_04 de l'image du 25-05-2001. 87
Figure 29 : Comparaison du NDVI de l'image ASTER issue du programme et celui issue de ENVI pour l'image ASTER du 25-05-2001. 88
Figure 30: Histogramme du NDVI issu du programme et celui de l'ENVI de l'image ASTER du 25-05-2001 89
Figure 31: Comparaison de L'NDVI de Landsat du 09-05-2007 issue du programme et celui issue de l'ENVI. 90
Figure 32: Répartition des échantillons pour la comparaison de l'émissivité. 93
Figure 33: Comparaison de la température au sol issue des algorithmes du canal unique de l'image Landsat du 12-02-2002 94
Figure 34: Comparaison de l'algorithme TES et le produit AST_08. 97
Figure 35: Corrélation AST_08 Tsol_TES 98

Figure 36: Corrélation du produit AST_08 avec Tsol (SC-JMS SW-JMSTES). 98
Figure 37: Distribution de la température de surface de la zone d'étude. 101
Figure 38: Résultat de Tsol -JMS, 2008MOD11_L2 du 25-05-2001. 102

Sigles et Acronymes

Ts : Température de surface

TES : Température Emissivité Séparation

SW : Split Window

SC : Single Channel

TC : Two Channels

JMS : Jiménez Munoz et Sobrino

LSE: Land Surface Emissivity

AFs: Fonctions Atmospheriques

QKB : Qin; Karnieli; Berliner

SC^{JMS}: Single Channel Jiménez Munoz et Sobrino

IDL : Interactive Data Language

NDVI : Normalised Difference Vegetation Index

P_v : Proportion de la végétation

Ta : Température atmosphérique moyenne

W: vapeur d'eau atmosphérique

WMO : World Meteorological Organisation

SWCVR: Split-Window Covariance-Variance Ratio

NDVIv: NDVI de vegetation

NDVIbs : NDVI du sol nu

Liste des symboles

Symboles	Description	unité
I_λ	Radiance spectrale au niveau du capteur	$Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$
λ	Longueur d'onde	µm
R_λ	Radiance spectrale au niveau du sol	$Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$
σ_λ	Transmittance spectrale totale de l'atmosphère	-
$R_{at\,\lambda\uparrow}$	Radiance spectrale atmosphérique ascendante	
ε_λ	Emissivité spectrale	-
$B_\lambda(T)$	Fonction de Planck	
$R_{at\,\lambda\downarrow}$	Radiance atmosphérique descendante	
C_1	$= 1.191\times10^{8}$	$W\mu m^4 sr^{-1}\ m^{-2}$
C_2	$= 1.439\times10^{4}$	µm·K
h	Constante de Planck= $6.63x10^{-34}$	$W\ s^2$
C	Vitesse de lumière=$2.99x10^{8}$	ms^{-1}
K	Constante de Boltzmann= $1.38x10^{-23}$	WsK^{-1}
K_1	Constante de radiation	$Wm^{-2}sr^{-1}\ \mu m^{-1}$
K_2	Constante de radiation	°K
C_6	Constante	
D_6	Constante	
a_6	= -67.355351	
b_6	= 0.458606	
T_a	Température atmosphérique moyenne	
Ψ_1, Ψ_2, Ψ_3	Fonctions atmosphériques	-
γ	Constante	
δ	Constante	

Liste des tableaux

Tableau 1: Constantes de radiation utilisées (Zhang et al., 2006), (Jiménez-Muñoz Sobrino, 2010). 28
Tableau 2 : Les coefficients split-window des différents capteurs TIR de basse résolution qui comprend les longueurs d'onde des deux bandes thermiques considérées dans l'algorithme split-window (λi et λj), les coefficients split-window (c_0-c_6) le coefficient de corrélation de Pearson (r), la contribution de l'erreur totale des différents termes (δalg, δNEΔT, δε, et δW), et l'erreur totale dans Ts e(T_s) (Sobrino et al., 2008). 32
Tableau 3: Coefficients de l'algorithme split-window pour les différentes combinaisons des bandes TIR ASTER. 33
Tableau 4: Différents algorithmes Split-window selon leurs auteurs. 34
Tableau 5: Expressions de $NDVI^{THM}$ adaptés aux différents capteurs des satellites Opérationnels avec ρ*i* est la réflectance du canal rouge, (Sobrino et al., 2008). 43
Tableau 6: Coefficients des fonctions atmosphériques. Les valeurs sont obtenues en utilisant différentes bases de données atmosphériques pour la bande 6 de Landsat 4, 5 et 7. 44
Tableau 7 : Base de données du sondage atmosphérique dans la procédure de simulation en utilisant le code MODTRAN. Abréviations des modèles atmosphériques: 45
Tableau 8: Coefficients des fonctions atmosphériques suivant la matrice de notation. Les valeurs sont obtenues en utilisant des bases de données de sondage atmosphérique pour les bandes 13 et 14 d'ASTER. 45
Tableau 9 : Estimation de la transmittance atmosphérique pour Landsat TM et NOAA- AVHRR (Qin et al., 2001a), (Qin et al., 2001b). 49
Tableau 10: Les paramètres utilisés pour implémenter les algorithmes d'estimation de T_s 60
Tableau 11: Les paramètres de détermination des algorithmes d'estimation de T_s (Benmecheta et al., 2013). 60
Tableau 12: Corrélation entre les deux bandes Lsen-B62-Prog et Lsen-B62-ENVI de l'image Landsat du 12-02-2002. 81
Tableau 13: Corrélation entre les deux bandes Lsen-B13-Prog et Lsen-B13-ENVI de l'image ASTER du 25-05-2001. 83
Tableau 14: Résultats de comparaison de la radiance au niveau du capteur. 85
Tableau 15: Corrélation de Tsen-Lsen61-Prog et Tsen_Rad-ENVI de l'image Landsat du 12-02-2002. 86
Tableau 16: Corrélation entre Tsen-B13-Prog et AST_04 de l'image ASTER du 25-05-2001... 87
Tableau 17: Résultat de comparaison de la température au niveau du capteur Tsen. 88
Tableau 18: Corrélation entre NDVI-Prog et NDVI-ENVI de l'image ASTER du 25-05-2001. 89
Tableau 19: Corrélation entre NDVI-Prog et NDVI-ENVI de l'image Landsat du 09-05-2007. 90
Tableau 20: Résultats de la comparaison du NDVI issue du programme et celui de L'ENVI..... 91
Tableau 21: Corrélation des méthodes de calcul de l'émissivité de Landsat du 09-05-2007..... 91
Tableau 22: Comparaison de l'émissivité issue du programme (Emis-Class) et celle du produit ASTER_05 de l'image du 25-05-2001. 92
Tableau 23: Valeurs de Tsol issue des algorithmes du canal unique de l'image Landsat utilisée. 94
Tableau 24: Valeurs de Tsol issue des deux algorithmes du canal unique des images Landsat utilisées. 95
Tableau 25: Comparaison des Valeurs de Tsol issue de l'algorithme SC_JMS en utilisant l'émissivité (Emis_05) et (Emis_Class) de l'image ASTER du 25-05-2001. 95

Tableau 26: Comparaison de Tsol de AST_08 avec Tsol SC_JMS et Tsol SW_JMS, 2008 de l'image ASTER du 25-05-2001 96
Tableau 27: Comparaison de Tsol de AST_08 et TES de l'image ASTER du 25-05-2001. 99
Tableau 28: Valeurs de Tsol suivant les occupations du sol choisies sur les images résultat des méthodes de traitement et du produit AST_08. 100
Tableau 29: Valeurs de Tsol_SW-JMS, 2008 MOD11_L2. 102
Tableau 30: Corrélation de MOD-11_L2SW-JMS, 2008 de l'image MODIS du 25-05-2001. . 103

Introduction

I. LA TEMPERATURE DE SURFACE – UN PARAMETRE CLE POUR DE NOMBREUSES APPLICATIONS

Au cours de la dernière décennie, beaucoup d'efforts ont été consacrés à l'extraction de la température de surface (Ts) à partir des données de télédétection. Les capteurs thermiques, à bord de satellites et d'avions, offrent la possibilité d'obtenir des données Ts distribuées spatialement. Les plates-formes d'orbite polaires tels que NOAA-AVHRR, Landsat TM / ETM+, Terra/Aqua Terra MODIS et ASTER fournissent des images à différentes échelles pour des applications dans les processus de la surface terrestre (Zhou et al., 2012). Le sujet de température de surface a intéressé plusieurs auteurs ((Barton I. J., 1992); (Lagouarde et al., 1995) (Qin Karnieli, 1999); (Dash et al., 2002); (Schmugge et al., 2002); (Li et al., 2013); (Zhou et al., 2012)). La demande extensive de la température de surface pour les études environnementales et les activités de gestion des ressources terrestres a fait de la télédétection de la température de surface un sujet académique important durant les deux dernières décennies (Qin Karnieli, 1999). Elle est le paramètre clé dans la physique des processus terrestres à cause du rôle qu'elle joue dans l'énergie et le bilan d'eau entre l'atmosphère et la surface terrestre (Coll et al., 2005). C'est un des paramètres les plus importants dans toutes les interactions terre-atmosphère et les flux d'énergie entre le sol et l'atmosphère, ainsi qu'un bon indicateur de l'équilibre énergétique à la surface de la Terre (Abdellaoui et al., 1984), (Abdellaoui A. , 1985a), (Abdellaoui A. , 1985b), (Abdellaoui et al., 1986). Ainsi, l'information de la température de surface (Ts) est importante pour une grande variété d'applications climatiques, hydrologiques, écologiques, agricoles et biogéochimiques (Barton I.J., 1992); (Qin et Karnieli, 1999); (Dash et al., 2002); (Caselles Sobrino, 1989) ; (Vining et Blad, 1992); (Kimura et Shimiru, 1994); (Hénon, 2008) ; (Coudert, 2006). Elle est également essentielle pour de nombreux modèles environnementaux tels la prévision numérique du temps et la prévision du climat (Valor et Caselles, 1996). La température de surface (Ts), y compris la température de surface de la mer (SST), est une variable géo-biophysique principale à récupérer à partir des données de télédétection infrarouge thermique TIR, puisque la plupart de l'énergie détectée par le capteur dans cette région spectrale est directement émise par la surface terrestre

(Jimenez Munoz et Sobrino, 2008). La température de surface est aussi l'un des paramètres clés de la physique des processus de surface à l'échelle régionale et globale, combinant les résultats de toutes les interactions de l'atmosphère et la surface et les flux d'énergie entre l'atmosphère et le sol (Mannstein, 1987), (Sellers et al., 1988).

Par ailleurs, les simulations du modèle global climatique indiquent que les fortes moussons d'été sont liées aux fortes températures de surface (Meehl, 1994). La température de la canopée peut aussi être utilisée pour évaluer les besoins en eau du blé (Jackson et al., 1977) et déterminer les gelées dans les orangeraies (Caselles et Sobrino, 1989).

Cependant, pour que la température de surface issue de la télédétection soit utile et à un certain point se substituer à des mesures au sol, il est nécessaire de pouvoir l'estimer avec une précision adéquate, de l'ordre de moins de 2° K pour les flux d'énergie et de 0,3° K pour la détection des changements climatiques (Barton I.J., 1992). À cette fin, il est nécessaire de résoudre les problèmes d'estimation Ts, telles que l'étalonnage des capteurs thermiques, la détection des nuages, la définition des paramètres efficaces et principalement, les corrections atmosphériques et de l'émissivité (Sobrino et al., 2004).

Au cours des dernières années, plusieurs travaux sont publiés pour retrouver les techniques de l'extraction de la température de surface, sa précision, et ses applications à l'étude des phénomènes. Des progrès récents dans les algorithmes de SST (Barton et al., 1989), (Sobrino et al., 1993) fournissent également des informations utiles pour le développement des algorithmes de Ts.

Bien qu'étudiée depuis longtemps, la température de surface continue à intéresser la communauté scientifique ; ainsi, un certain nombre de méthodes ont été développées ces dernières années, pour extraire la température de surface de la terre et celle de la mer (Ts et SST) pour un ciel clair à partir des radiances. L'estimation de la température de surface Ts est beaucoup plus difficile que celle de la mer SST, en raison d'une part de l'émissivité de surface qui est en dessous de 1 et, d'autre part, au fait que la variation spatiale est forte et peut avoir des variations spectrales (Lyon, 1965) ; (Labed et Stoll, 1991). Par ailleurs, la Ts varie fortement sur de petites distances (même au sein d'un seul pixel) conduisant à une procédure difficile de calcul de la moyenne et à certains problèmes liés aux définitions même de Ts. En outre, la différence entre la température de l'air et de surface peut être beaucoup plus grande sur la terre que sur les océans, ce qui réduit la précision de certaines approximations couramment utilisées pour la détermination de SST à partir de

l'espace (Sobrino et al., 1996). Ainsi, les erreurs de ± 2-3° K sont fréquentes (Price J. , 1983), et sont loin d'approcher l'erreur de 1° K requise pour les études de la surface terrestre (Sobrino et al., 1996). Le programme international TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) a précisé que SST doit être précise à 0.3° K pour les modèles numériques globaux de climat (Price J., 1983); (Susskind et al., 1984). En raison des difficultés dans la correction de l'absorption atmosphérique, les émissions atmosphériques et de l'émissivité de surface (Watts et al., 1996), le développement d'algorithmes Ts précis n'est pas une tâche facile.

En effet, la difficulté d'extraction de la température de surface est liée à l'influence de l'atmosphère sur la transmission des radiations infrarouges, le couplage température et émissivité de surface, ainsi qu'à la performance du capteur du satellite (Liu et al., 2009). Selon (Dash et al., 2002), pour obtenir la température de surface Ts à partir de la radiométrie, trois effets principaux doivent être examinés et corrigés : (i) l'effet atmosphérique, (ii) l'effet angulaire et (iii) l'effet de l'émissivité. Les trois effets majeurs de l'atmosphère sont l'absorption, l'émission atmosphérique ascendante, et l'irradiance atmosphérique descendante réfléchie par la surface (França Cracknell, 1994). Dans la région infrarouge (8-12µm), l'absorption des aérosols et la diffusion sont négligeables et généralement ignorées (Prata et al., 1995); la vapeur d'eau est principalement responsable des effets atmosphériques. D'autres gaz, par exemple, l'O_3 ionosphérique et le CO_2 ont également une influence sur la transmission atmosphérique mais, contrairement à la vapeur d'eau, l'O_3 et le CO_2 varient lentement. En outre, le CO_2 est réparti uniformément dans l'atmosphère, alors que l'O_3 troposphérique est d'une importance locale. Ainsi, la vapeur d'eau, mal mélangée et variant sur des échelles courtes de temps, est le gaz le plus pertinent. En conséquence, les informations fréquentes sur l'état de l'atmosphère, en particulier la température et les profils de vapeur d'eau, sont essentielles.

Une revue bibliographique des travaux en relation avec la température de surface nous a permis de noter que plusieurs études ont porté sur l'utilisation des canaux thermiques pour retrouver ce paramètre, alors que d'autres se sont intéressés à l'utilisation des données satellitaires dans la détection du changement de la température de surface en liaison avec la présence de certains polluants. Différentes approches ont été publiées pour l'extraction de la température de surface en utilisant la télédétection thermique. Une revue de ces méthodes peut être trouvée dans (Sobrino et al., 2002a), (Dash et al., 2002), (Kerr et al., 2004), (Li et al., 2013) entre autres. Certains algorithmes ont été développés pour récupérer Ts à partir des données issues des capteurs et

auxiliaires. L'estimation de Ts avec des mesures de radiance dans un seul canal infra-rouge (IR) est le principal avantage de la méthode du canal unique. Elle peut être appliquée à des capteurs avec un seul canal IR comme Landsat TM ou Meteosat-MVIRI. (Qin et al., 2001a) ont développé un algorithme appelé mono-window à partir des données de la bande thermique unique de Landsat TM6. La validation des données de simulation pour différentes situations des sept atmosphères typiques indique que l'algorithme est capable de fournir une température de surface Ts extraite à partir des données TM6. La différence entre les températures retrouvées et simulées est moins de 0,4°C pour la plupart des situations. (Jimenez - Munoz Sobrino, 2003) ont proposé une méthode générale du canal unique pour retrouver la température de surface à partir des données de télédétection.

La technique de la fenêtre multiple d'abord proposé par (Anding et Kauth, 1969), et entièrement mise au point comme une technique split-window par (McMillin L. , 1971), tire son nom du fait que la fenêtre atmosphérique nominale dans la région 11µm est divisée en deux canaux tels que l'un est plus sensible à la vapeur d'eau atmosphérique que l'autre. Elle utilise l'absorption différentielle dans deux bandes adjacentes thermiques pour corriger les effets atmosphériques (Price J.C., 1984) ; (Becker et Li, 1990); (Sobrino et al., 1991); (VIDAL, 1991); (Kerr et al., 1992); (Otlle et Stoll, 1993); (Prata A., 1994); (Wan et Dozier, 1996) ; (Qin et al., 2001b). Cette approche introduite par (McMillin L. , 1975) est maintenant largement utilisée dans la pratique avec quelques améliorations variant d'une étude à l'autre. Les algorithmes d'extraction de la température de surface de la mer (SST) sont bâtis sur le même principe que ceux concernant la température de surface du sol (Ts). Cependant le calcul des paramètres de modélisation ou d'ajustement est différent. La méthode split-window est considérée comme une des méthodes d'estimation de la température de surface les plus utilisées. (Sobrino et al., 1991) ont développé une méthodologie pour les corrections atmosphériques et de l'émissivité en faisant intervenir la transmittance atmosphérique, la teneur en eau de l'atmosphère et l'absorption atmosphérique.

(Li et Becker,1993) ont proposé une méthode pour estimer à la fois l'émissivité et la température de surface et en utilisant des paires d'images AVHRR jour/nuit enregistrées. Ils utilisent un indice spectral indépendant de température (TISI) en bandes infrarouges thermiques et supposent la connaissance de TIR BRDF de surface (fonction de distribution de réflectance bidirectionnel) et des profils atmosphériques. (Harris et al., 1992) et (Sobrino et al., 1993) montrent que l'intégration de la colonne de vapeur d'eau dans l'algorithme de Split-Window améliore la

précision de SST. (Wan et Dozier, 1996) ont proposé un algorithme général split-window, qui considère l'angle de prise de vue et obtient une grande précision de l'extraction de Ts, mais nécessite encore la connaissance préalable de la teneur en vapeur d'eau atmosphérique. Bien que la précision de la plupart des algorithmes SW soit très élevée, une connaissance préalable des paramètres atmosphériques (teneur en eau en particulier) est néanmoins nécessaire. (França Cracknell, 1994) ont établi deux modèles de correction atmosphérique pour obtenir la température de surface. La teneur en eau et les paramètres atmosphériques sont également nécessaires dans cet algorithme. (Stroeve et al., 1996) ont développé une technique split-window qui est sensible uniquement à l'effet de la vapeur d'eau atmosphérique et non pas aux autres gaz ou aérosols.

(Barton I., 1991) a étudié la possibilité de calculer les coefficients d'absorption de la vapeur d'eau à partir des données (TIR).

Les coefficients de l'algorithme split-window dépendent des émissivités de surface terrestres, des coefficients d'absorption atmosphérique et la teneur en vapeur d'eau (Xue et al., 2005). Il est toujours difficile d'obtenir des coefficients locaux split-window de la surface terrestre. (Jimenez Munoz et Sobrino, 2008) présentent des coefficients pour les capteurs thermiques les plus populaires utilisés pour le calcul de Ts à partir de cette méthode. L'article publié en 2008 (Jimenez Munoz Sobrino, 2008), présente les coefficients Split-Window des capteurs thermiques les plus fréquemment utilisés pour calculer la température de surface à partir de l'algorithme Split-Window. (Dousset et al., 2011) ont utilisé des images NOAA pour étudier les variations de température de la surface urbaine : exemples des villes de Marseille et de Paris.

Pour fabriquer des produits Ts des capteurs tels qu'AVHRR, MODIS et VIIRS (Visible/Infrared Imager Radiometer Suite), en général, les algorithmes split-window sont utilisés (Yu et al., 2008). Cet algorithme a réussi dans l'estimation de la température de surface de la mer et sa précision d'extraction peut atteindre 0,5 ° K (He et al., 2009).

La précision des corrections atmosphériques est limitée par celle des méthodes de transfert radiatif, les incertitudes dans les coefficients d'absorption moléculaire atmosphérique (en particulier la teneur en vapeur d'eau) et les coefficients d'absorption/diffusion des aérosols, et des incertitudes dans les profils atmosphériques (Wan et Dozier, 1996). Une revue des mesures de l'absorption de la vapeur d'eau dans la fenêtre atmosphérique 8-13 μm au cours des 20 dernières années révèle des variations considérables dans son ampleur (Grant, 1990). Des codes de transmittance

atmosphérique LOWTRAN6 (Kneizys et al., 1983), LOWTRAN7 (Kneizys et al., 1988), et MODTRAN (Berk et al., 1989) ont été largement utilisés dans le développement d'algorithmes de SST et de Ts.

L'algorithme TES (Temperature Emissivity Separation) repose sur une relation empirique entre le contraste spectral et l'émissivité minimale, déterminée à partir des spectres d'émissivité du laboratoire et de terrain pour égaliser le nombre d'inconnues et des mesures afin que l'ensemble des équations de Planck des radiances thermiques mesurées puisse être inversé (Gillespie et al., 1998). Cette méthode est utilisée pour élaborer des produits standards de température de surface et l'émissivité à partir des données ASTER. La disponibilité des capteurs avec des capacités multi-spectrales dans l'infrarouge thermique a également favorisé le développement de méthodes pour l'extraction de Ts, qui utilisent plusieurs bandes thermiques, comme la méthode de séparation température et émissivité (TES), développée par (Gillespie et al., 1998) qui fournit également l'émissivité de surface conjointement avec la température.

II. LE CALCUL DE LA TEMPERATURE DE SURFACE

La revue de la littérature spécialisée précédente nous a montré que la température de surface a intéressé depuis de nombreuses années la communauté scientifique ; elle continue à susciter encore de l'intérêt puisque des travaux sont toujours publiés dans ce domaine. Cela veut dire aussi que toutes les questions n'ont pas trouvé de solution définitive satisfaisante. Ceci veut dire également qu'il y a de nombreuses solutions et donc de nombreux algorithmes. Par ailleurs, il est apparu que les auteurs introduisent des paramètres de modélisation ou d'ajustement communs ou spécifiques pour faire tourner les algorithmes. Les utilisateurs non-initiés aux principes physiques peuvent alors être pour le moins désorientés quant aux choix d'algorithmes à utiliser dans leurs applications thématiques particulières.

De manière générale, le développement d'algorithmes de la température de surface terrestre (Ts) n'est pas une tâche facile, en raison des difficultés dans la correction de l'absorption atmosphérique, les émissions atmosphériques et l'émissivité de surface (Watts et al., 1996). Les échanges entre le sol et la couche d'atmosphère près du sol compliquent également les équations de bilan d'énergie comme le montrent (Abdellaoui et al, 1985).

Les méthodes du canal unique

L'estimation de la température de surface avec les mesures de radiance utilisant un seul canal IR est l'avantage principal des méthodes du canal unique. Cette méthode nécessite un code de radiance/transmittance de haute qualité pour estimer les quantités atmosphériques, une bonne connaissance de l'émissivité de surface et d'un profil atmosphérique précis, ainsi qu'une considération des effets de la topographie (Sobrino et al., 2004). Des études ont démontré qu'une erreur de 1% sur l'émissivité de surface LSE peut donner lieu à une erreur sur la température de surface Ts allant de 0,3 K pour une atmosphère chaude et humide à 0,7° K pour une atmosphère froide et sèche (Dash et al., 2002). Les profils atmosphériques sont généralement obtenus soit à partir des radiosondages atmosphériques au sol, à partir de sondeurs verticaux de satellites ou à partir de modèles de prévision météorologiques.

Afin de réduire la dépendance sur les données de radiosondage, plusieurs algorithmes de canal unique ont été proposés dans la dernière décennie pour estimer Ts à partir de données satellitaires en supposant que l'émissivité de surface LSE est connue. (Qin et al., 2001a) ont proposé une méthode pour estimer Ts spécifiquement à partir de données de Landsat-5 (Thematic Mapper canal 6, TM6) en utilisant uniquement la température de l'air près de la surface et de la vapeur d'eau au lieu des profils atmosphériques à l'aide des relations empiriques linéaires entre la transmittance atmosphérique et la teneur en vapeur d'eau et entre la température moyenne entre l'atmosphère et la température de l'air près de la surface.

(Jimenez-Munoz et Sobrino, 2003) et (Jiménez-Muñoz J. C., 2009) ont développé un algorithme de canal unique généralisé pour extraire Ts de n'importe quel canal TIR avec une FWHM (full-width-at-half-maximum) d'environ 1µm, à condition que l'émissivité de surface LSE et la teneur en vapeur d'eau atmosphérique totale soient connues. (Cristóbal et al., 2009) ont constaté que l'inclusion de la température de l'air près de la surface en même temps que la teneur en vapeur d'eau dans la méthode du canal unique améliore la récupération de Ts notamment sous des conditions de teneur en vapeur d'eau haute et intermédiaire. (Sobrino et al., 2004), (Sobrino Jiménez-Muñoz, 2005) et (Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2010) ont analysé et comparé les algorithmes mentionnés ci-dessus et ont souligné que tous les algorithmes du canal unique qui utilisent des relations empiriques fournissent des résultats médiocres à haute teneur en vapeur d'eau atmosphérique parce que les relations incluses dans les algorithmes deviennent instables à de fortes concentrations de vapeur d'eau (Li et al., 2013).

L'utilisation de la méthode du canal unique exige que LSE soit connue a priori pour chaque pixel ainsi qu'une précision de model de transfert radiative (RTM) et la connaissance précise des profils atmosphériques au-dessus de la zone d'étude au passage du satellite. Ces exigences sont difficiles, voire impossibles à satisfaire dans la plupart des situations pratiques.

Méthodes de deux canaux

La méthode TC (méthode des deux canaux) appelée aussi Spilt-Window (SW), limitée au domaine spectral 10-12µm, est basée sur le concept de l'absorption différentielle pour estimer la contribution atmosphérique du signal. La base de cette technique est que l'atténuation atmosphérique subie par le rayonnement émis par la surface est proportionnelle à la différence entre les luminances mesurées par le capteur simultanément dans deux canaux thermiques différents (McMillin L., 1975). Selon (Becker et Li, 1990), la méthode est plus simple et est basée sur l'absorption différentielle dans deux fenêtres spectrales adjacentes, centrée à 10.5µm et 11.5µm. Elle n'exige aucune information sur les profils atmosphériques au moment de l'acquisition. Les algorithmes TC ont été développés pour les données du canal infrarouge thermique de l'image ASTER (Arai, 2000) essentiellement pour estimer la température de surface de la mer. Ces algorithmes sont utilisés par plusieurs auteurs (Deschamps et Phulpin, 1980), (McClain et al., 1985), (Sobrino et al., 1993), (Price J. C., 1984), (Becker et Li, 1990), (Sobrino et al., 1991), (Prata A., 1993), (Sobrino et al., 1994), etc.). Cette méthode, initialement proposée pour NOAA/AVHRR 4/5 a plusieurs avantages, en particulier il n'est pas nécessaire de disposer de profil de la vapeur d'eau atmosphérique. Par ailleurs les effets atmosphériques sont corrigés en se basant sur l'absorption différentielle dans les bandes infrarouges thermiques adjacentes et non sur la transmission atmosphérique absolue en une seule bande, de sorte qu'elle est moins sensible aux incertitudes sur les propriétés optiques de l'atmosphère (Wan Dozier, 1996). Cette technique est utilisée pour la température de surface de la mer SST avec une précision d'extraction de 0.77°K (Mao et al., 2005). Une revue des différentes méthodes publiées pour obtenir la température de surface peut être trouvée dans (Kerr et al., 2004).

Il a été démontré par (Prabhakara et al., 1974), (Deschamps et Phulpin, 1980), (Sidran, 1980), (Becker F. , 1982), (Maul, 1983), (Price J. C., 1984), (Singh, 1984), (McClain et al., 1985), (Ho et al., 1986), (Malkevich et Gorodetsky, 1988) que la température de surface de la mer SST peut être obtenue par une combinaison linéaire de deux températures de brillance, T_1 et T_2 mesurées dans deux canaux infrarouge adjacents cela donne alors : $T_S = A_0 + A_1T_1 + A_2T_2$. Différentes

méthodes ont été proposées pour obtenir les coefficients A_0, A_1, A_2. Les valeurs données par (McClain et al., 1985) sont maintenant appliquées aux données du satellite NOAA pour générer les produits SST. La précision des algorithmes de McClain est de ±0.65°K et l'erreur quadratique moyenne est d'environ 0.02°K (Becker et Li, 1990).

Jusqu'à présent au moins 18 algorithmes Split-window ont été publiés (Mao et al., 2005). La forme de ces algorithmes est la même que la forme générale qui est $T_s = T_4 + A(T_4 - T_5) + B$, mais le calcul des paramètres A et B est différent. (Coll et al., 1994) considèrent l'observation zénithale θ du satellite et l'émissivité de surface ε de la bande *i* dans l'équation du transfert radiatif et modifient l'algorithme SW dans une nouvelle forme en conséquence $T_s = T_4 + [1.29 + 0.28(T_4 - T_5)](T_4 - T_5) + 45(1 - \varepsilon_4) - 40\Delta\varepsilon$. (Sobrino et al., 1991) ont développé une méthode pour la correction de la transmission atmosphérique et de l'émissivité. L'émissivité du sol, la transmission atmosphérique et deux autres paramètres (teneur en eau de l'atmosphère et le paramètre indiquant l'absorption atmosphérique) sont impliqués dans leur algorithme.

(Wan et Dozier, 1996) proposent un algorithme général Split-Window ; cet algorithme considère l'angle de vision et obtient une haute précision de l'extraction de Ts, qui a toujours besoin de la connaissance préalable de l'atmosphère. (Wan et Li, 1997) proposent un algorithme multi-bandes pour récupérer l'émissivité de surface et de Ts à partir de (EOS / MODIS), qui est uniquement influencé par les propriétés optiques de surface et les variations des conditions atmosphériques. La précision de ces deux algorithmes est en dessous de 1°C (Wan et al., 2002) (Wan et al., 2004). (Gillespie et al., 1998) proposent un algorithme pour extraire la température et l'émissivité à partir des images ASTER. La précision de cet algorithme dans l'extraction des images de l'émissivité et de la température résultantes dépend de la relation empirique entre les valeurs de l'émissivité et du contraste spectral, la compensation due à l'irradiance réfléchie par le ciel, la précision de l'image ASTER, et enfin la calibration et la compensation atmosphérique.

La précision de la plupart des algorithmes est très élevée, mais elle reste basée sur des estimations des valeurs de certaines données atmosphériques (surtout la teneur en vapeur d'eau).

(Qin et al., 2001b) ont fait quelques simplifications raisonnables pour l'équation de transfert radiatif et ont proposé un algorithme de SW, qui n'a besoin que de deux paramètres (l'émissivité et la transmittance) donnant une précision de récupération de Ts inférieure à 2°K. Ils ont développé une méthode pour calculer la transmittance à partir de la teneur en eau de l'atmosphère, qui nécessite la connaissance préalable de la teneur en eau extraite des stations de météorologie (Mao et al., 2005). Les algorithmes de (Sobrino et al., 1991), (França et Cracknell, 1994) et (Prata A.,

1993) ont généralement une plus grande précision, mais impliquent certains paramètres qui ne sont pas faciles à estimer lors de leur application à des situations du monde réel (Qin et al., 2001b). Une étude réalisée par (Jae-Dong et al., 2004) consiste dans le développement d'une méthode optimale split-window pour le sud du Québec. Dans cette étude comparative entre cinq différents algorithmes split-window, les coefficients de corrélation entre les algorithmes sont au-delà de 0.97 ; par ailleurs, les algorithmes de (Ulivieri et al., 1992) et de (Prata et Platt, 1991) sont fortement corrélés. Dans les tests des sensibilités aux effets atmosphériques, la température de surface extraite de l'algorithme de (Coll et al., 1994) est beaucoup moins influencée par l'absorption de vapeur d'eau et a été calibrée pour la région de mid-latitude (Jae-Dong et al., 2004).

Les images MODIS

MODIS possède 36 bandes ; les images MODIS sont particulièrement utiles en raison de la couverture globale, la résolution radiométrique et une calibration précise dans plusieurs bandes infrarouges thermiques conçues pour l'extraction de SST, Ts et les propriétés atmosphériques. Pourtant, à l'heure actuelle, seuls deux algorithmes proposés par (Wan et Dozier, 1996), (Wan Li, 1997) ont été publiés sur ce sujet et certaines applications utilisent la technique Split-Window développée pour NOAA/AVHRR pour extraire Ts. Afin d'utiliser pleinement l'avantage des caractères de bande qui se développent pour la surveillance terrestre, marine et aérienne, (Mao et al., 2005) ont proposé une méthode Split-Window basée sur l'algorithme proposé par (Qin et al., 2001b) pour récupérer la température de surface Ts à partir de données MODIS.

La méthode TES

La méthode TES (Temperature-Emissivity-Separation) repose sur une relation empirique entre le contraste spectral et l'émissivité minimale, déterminée à partir des spectres d'émissivité en laboratoire et à partir du terrain pour égaliser le nombre d'inconnues et les mesures afin que l'ensemble des équations de Planck pour les radiances thermiques mesurées puisse être inversé (Gillespie et al., 1998). Cette méthode est utilisée pour donner des produits standards de température de surface et de l'émissivité à partir des données ASTER.

III. PRESENTATION DU DOCUMENT

Des analyses précédentes, nous constatons que la température de surface (T_s) intervient dans de nombreux phénomènes concernant la « surface de la terre » et de façon particulière les phénomènes ayant pour siège l'interface sol-atmosphère ; cela induit de multiples applications et donc de nombreux utilisateurs de spécialités très variées souvent très éloignées des sciences dures (physique). Nous notons également la complexité du calcul de T_s ou de son extraction de manière indirecte à partir de paramètres aussi difficiles à appréhender ou à mesurer à grandes échelles. Ceci a conduit au développement d'un grand nombre d'algorithmes et de stratégies de calculs dont certains s'appuient sur des simplifications de la description, et donc de la modélisation et des phénomènes à l'interface sol-atmosphère. L'usager (non physicien) qui a besoin d'estimer la température de surface pour des applications thématiques précises se retrouve du coup confronté au problème de choix d'algorithme adéquat pour son étude particulière mais également de compréhension des conditions d'application d'algorithme et d'estimation des erreurs de calculs induites. La revue des logiciels disponibles en traitement d'images satellitales, notamment sur le chapitre de la température de surface, montre par ailleurs que l'extraction de T_s demeure sommaire et nécessite des développements propres. Ceci nous a conduit à nous intéresser à la mise au point d'un outil d'extraction de T_s s'appuyant sur les algorithmes de calculs développés par divers auteurs et non encore intégrés dans les logiciels. Il s'agit notamment de :

- L'Algorithme du canal unique
- L'algorithme de deux canaux se basant sur la technique split-window.
- L'algorithme de séparation de l'émissivité et de la température (TES).

Dans un premier chapitre nous présentons une revue détaillée des algorithmes d'estimation de la température de surface Ts les plus utilisées. Elle fournit un examen approfondi, néanmoins concis, ainsi qu'un aperçu de l'état de l'art des méthodes et des algorithmes pour l'extraction de Ts en utilisant la télédétection, tout en ciblant l'utilisateur intéressé dans ce domaine, qu'il ait ou pas une expérience antérieure avec ces méthodes. Elle clarifie également les différences, ainsi que les points forts et les limitations de chaque méthode tout en unifiant, à travers des tableaux de références, tous les paramètres d'entrée et de sortie des algorithmes. En outre, ces tableaux permettent à l'utilisateur de repérer rapidement les paramètres d'entrée requis par chaque méthode, et par conséquent l'utilité et l'applicabilité contextuelle de cette méthode pour l'extraction de Ts pour des besoins particuliers. Nous nous concentrons sur la comparaison entre les algorithmes cités

pour l'estimation de Ts. Notre objectif principal est d'analyser et de comparer la performance des divers algorithmes appliqués en utilisant les images des différents capteurs tout en soulignant l'importance des paramètres d'entrée ainsi que la précision de calcul de la méthode. Une étude comparative entre les résultats des algorithmes et les observations est intégrée à ce travail.

Le second chapitre est consacré au développement de l'outil «interface de calcul de la température de surface» sous IDL.

Enfin dans le chapitre 3 nous présentons l'exploitation de l'outil pour une zone particulière et l'interprétation des résultats obtenus.

Chapitre I

Techniques d'extraction de la Température de surface (Ts)

I.1. Presentation des méthodes

I.1.1. Contexte théorique

Sur la base de l'équation de transfert radiatif, la radiance spectrale I_λ détectée à partir de l'espace à la longueur d'onde λ pour une atmosphère sans nuage sous un équilibre thermodynamique local peut être écrite sous la forme suivante (Becker et Li, 1990):

$$\boldsymbol{I_\lambda = R_\lambda \sigma_\lambda + R_{at\,\lambda\uparrow}} \qquad \textbf{(Eq. 1)}$$

σ_λ est la transmission spectrale totale de l'atmosphère,

$R_{at\,\lambda\uparrow}$ est la radiance atmosphérique ascendante, et R_λ la radiance spectrale observée à la surface terrestre ; elle est donnée par :

$$\boldsymbol{R_\lambda = \varepsilon_\lambda B_\lambda(T_S) + (1-\varepsilon_\lambda) R_{at\,\lambda\downarrow}} \qquad \textbf{(Eq. 2)}$$

Où ε_λ est l'émissivité spectrale, T_S la température de surface, $R_{at\,\lambda\downarrow}$ la radiance atmosphérique descendante au niveau du sol, et $B_\lambda(T)$ la fonction de Planck.

$B_i(T_S)$ est la radiance du canal qui serait mesurée, à la température T_s par la loi de Planck, si la surface était un corps noir $\varepsilon = 1$. Cette dernière suppose que le corps noir soit Lambertien (sa luminance ne dépend pas des angles d'observation, ou d'éclairement) et que la luminance soit indépendante de la nature du corps, et que seule sa température intervient.

Selon (Gillespie et al., 1999), la radiance à partir d'un émetteur parfait (corps noir pour lequel $\varepsilon = 1$) est liée à la température par la loi de Planck :

$$\boldsymbol{B_i(Ts) = \frac{2hc^2}{\pi\lambda_i^5\left[exp\left(\frac{hc}{\lambda_i k T_s}\right)-1\right]} = \frac{C_1}{\pi\lambda^5}\left(\frac{1}{(exp\frac{C_2}{\lambda T})-1}\right)} \qquad \textbf{(Eq. 3)}$$

B = radiance du corps noir (W m^{-2} sr^{-1} µm^{-1}) λ = longueur d'onde (µm)

$C_1 = 1.19104\text{x}10^8$ wµm^{4}m^{-2}sr^{-1}, 1^{ere} constante de radiation) T = température (°K)

h = 6.63x10^{-34} W s^2 (1^{ere} constante de Planck) ; c = 2.99x10^8 m s^{-1} (vitesse de lumière)

$C_2 = \frac{hc}{K}$ (1.44x10^4 µm °K; 2ème constante de radiation) k =1.38x10^{-23} W.s.k^{-1} (constante de Boltzmann).

Les températures de brillance sont donc calculées en inversant la fonction de Planck

$$Ts = \frac{C_2}{\lambda_i ln(1+\frac{C_1}{\pi\lambda_i^5 B_i(Ts)})} \qquad \textbf{(Eq. 4)}$$

Pour obtenir des estimations relativement précises de la température de surface, différents algorithmes ont été développés à partir des données infrarouges thermiques. La plupart d'entre eux sont basés sur l'équation du transfert radiatif.

Dans le cadre du présent travail, nous nous basons sur trois méthodes qui utilisent un ou deux canaux thermiques:

- L'Algorithme du canal unique [exp. (Qin et al., 2001a), (Jimenez - Munoz Sobrino, 2003)],
- L'algorithme des deux canaux utilisant la technique split-window,
- L'algorithme de séparation de l'émissivité et de la température (TES).

Une brève description de chaque méthode utilisée pour calculer la température de surface est donnée ci-après.

I.2. Les différentes méthodes de calcul de Ts

I.2.1. La méthode du canal unique

Le but principal de la méthode du canal unique est d'obtenir un algorithme pour l'extraction de la température de surface à partir d'un seul canal thermique du capteur. On mesure la radiance mesurée par le capteur du satellite dans un seul canal, généralement choisie dans une fenêtre atmosphérique, et la corriger des absorptions résiduelles avec un modèle radiatif dans lequel la description de l'état de l'atmosphère (les profils atmosphériques de la pression, la température et l'humidité relative) doit être donnée soit par des sondeurs verticaux du satellite, des données climatologiques, ou par des radiosondages atmosphériques ((Scott et Chedin, 1981), (Kneizys et al., 1988), (Price J., 1983), (Susskind et al., 1984), (Chedin et al., 1985), (Paccagnella et al., 1985), (Djavadi et Anderson, 1987). (Li et al., 1988) ont utilisé cette méthode pour évaluer la température de surface de la mer SST utilisant uniquement la pression atmosphérique connue, la température et l'humidité relative au niveau du sol. Ils ont souligné que SST est en accord avec les mesures in-situ avec une erreur quadratique moyenne de 1°C.

Pour notre part, nous nous sommes intéressés à deux variantes de cette méthode.

i) L'algorithme QkB

Partant de l'équation de transfert radiatif et l'approximation linéaire de la loi de Planck, il est possible d'estimer la température de surface Ts à partir des canaux thermique en utilisant l'algorithme suivant initialement développé pour Landsat TM-6 (Qin et al., 2001a).

$$\boldsymbol{T_s = \frac{1}{C_6}\{a_6(1 - C_6 - D_6) + [b_6(1 - C_6 - D_6) + C_6 + D_6]T_6 - D_6T_a\},} \qquad \textbf{\textit{(Eq. 5)}}$$

Où T_a est la température atmosphérique moyenne (en °K) approximativement estimée à partir des équations linéaires pour les quatre atmosphères standards (Eq. 63). T_6 est la température effective de brillance du canal TIR TM6 enregistrée par le capteur en °K, aussi communément appelé T_{sen}, $C_6 = \varepsilon_6\tau_6$ et $D_6 = (1- \tau_6)\,[1 + (1-\varepsilon_6)\,\tau_6]$.

Pour Landsat TM6, pour la gamme de température possible de 0 à 70 ° C (273-343 ° K), les valeurs numériques des coefficients a_6 = -67,355351 et b_6 = 0,458606 sont utilisées dans la plupart des cas.

En définitive, il y a trois paramètres critiques dans l'algorithme du canal unique (l'émissivité, la transmittance et la température atmosphérique moyenne) pour retrouver la température de surface. Si ces trois paramètres sont donnés, il est facile d'utiliser cet algorithme pour l'estimation de la température de surface Ts à partir des données LANDSAT TM6. Le principe de l'algorithme peut aussi être étendu pour d'autres sources de données d'un seul canal thermique pour obtenir Ts.

La méthode du canal unique nécessite un bon modèle de transfert radiatif et de profils atmosphériques obtenus soit par satellite soit par des radiosondes conventionnelles (Price J. , 1983), (Susskind et al., 1984).

ii) L'algorithme de Jiménez-Muñoz and Sobrino SC[JMS]

L'absorbeur dominant dans l'atmosphère dans la zone de l'infrarouge thermique est la vapeur d'eau, et les effets atmosphériques peuvent être paramétrés comme des modèles de régression de la teneur en vapeur d'eau atmosphérique. Sur la base de cette hypothèse, (Jimenez - Munoz Sobrino, 2003) ont développé un algorithme dans lequel l'expression de la température de surface est :

$$\boldsymbol{T_s = \gamma(\lambda, T_0)\left\{\varepsilon_\lambda^{-1}[\psi_1(\lambda, w)L_\lambda^{at-sensor} + \psi_2(\lambda, w)] + \psi_3(\lambda, w)\right\} + \delta(\lambda, T_0)} \quad \textbf{(Eq. 6)}$$

$$\boldsymbol{T_s = \gamma\left\{\varepsilon_\lambda^{-1}[\psi_1 L_{sen} + \psi_2] + \psi_3\right\} + \delta} \quad \textbf{(Eq. 7)}$$

Où ε est l'émissivité de surface; γ et δ sont deux paramètres dépendant sur la fonction de Planck et ψ_1, ψ_2, et ψ_3 sont considérés comme des fonctions atmosphériques (AFs). Ces paramètres sont donnés par :

$$\psi_j = c_{j1}w^2 + c_{j2}w + c_{j3}\ ,\ \text{Où}\ \ j = 1\text{à}3 \qquad \textbf{(Eq. 8)}$$

Par souci de simplicité, les notations spectrales sont omises (Jiménez-Muñoz J. C., 2009)

$$\gamma = \frac{1}{\beta},\quad \delta = -\frac{\alpha}{\beta} \qquad \textbf{(Eq. 9)}$$

$$\alpha = B(T_0)\left[1 - \frac{C_2}{T_0}\left(\frac{\lambda^4}{C_1}B(T_0) + \frac{1}{\lambda}\right)\right] \qquad \textbf{(Eq. 10)}$$

$$\beta = \frac{C_2 B(T_0)}{T_0^2}\left[\left(\frac{\lambda^4}{C_1}B(T_0) + \frac{1}{\lambda}\right)\right] \qquad \textbf{(Eq. 11)}$$

Les paramètres γ et δ dépendent explicitement de T_0 et $B(T_0)$. Selon le travail de (Jimenez - Munoz Sobrino, 2003) T_0 peut être choisie comme la température au niveau du capteur Tsen définie comme : $L_{sen} \equiv B(T_{sen})$. Ainsi, Tsen peut être obtenue à partir de l'inversion de l'équation de Planck selon :

$$T_{sen} = \frac{C_2}{\lambda \ln\left(\frac{C_1}{\lambda^5 L_{sen}} + 1\right)} \qquad \textbf{(Eq. 12)}$$

$$C_1 = 1.19104\text{x}10^8\ \text{w}\mu\text{m}^4\text{m}^{-2}\text{sr}^{-1},\ C_2 = 14387.7\ \mu\text{m.K} \qquad \textbf{(Eq. 13)}$$

Une approximation couramment utilisée de la loi de Planck est

$$T_{sen} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{sen}} + 1\right)}\ ,\ K_2 = {}^{C_2}/_{\lambda}\ et\ K_1 = C_1 / \lambda^5 \qquad \textbf{(Eq. 14)}$$

Ces valeurs peuvent être données pour l'image Landsat (Jiménez-Muñoz J. C., 2009) et ASTER (Jiménez-Muñoz Sobrino, 2010). Le tableau 1 donne ces constantes :

Tableau 1: Constantes de radiation utilisées (Zhang et al., 2006), (Jiménez-Muñoz Sobrino, 2010).

Constantes	*L4B6*	*L5B6*	*L7B6*	*ASTER13*	*ASTER14*
K_1 ($W.m^{-2}.sr^{-1}\mu m^{-1}$)	671.62	607.76	666.09	865.65	649.6
K_2 (° K)	1284.3	1260.56	1282.71	1349.82	1274.49

Dans ce cas, γ **et** δ peuvent être réécrites comme :

$$\gamma = \left\{\frac{c_2 L_{sen}}{T_{sen}^2}\left[\frac{\lambda^4}{c_1}L_{sen} + \frac{1}{\lambda}\right]\right\}^{-1} \qquad \textbf{(Eq. 15)}$$

$$\delta = -\gamma L_{sen} + T_{sen} \qquad \textbf{(Eq. 16)}$$

Le paramètre γ peut aussi être défini par :

$$\boldsymbol{\gamma} = \frac{\boldsymbol{T_{sen}^2}}{\boldsymbol{a_\gamma L_{sen}^2 + b_\gamma L_{sen}}} \quad \textbf{(Eq. 17)}$$

Où

$$\boldsymbol{a_\gamma} \equiv \frac{\boldsymbol{c_2 \lambda^4}}{\boldsymbol{c_1}} \quad \textbf{(Eq. 18)}$$

$$\boldsymbol{b_\gamma} \equiv \frac{\boldsymbol{c_2}}{\boldsymbol{\lambda}} \quad \textbf{(Eq. 19)}$$

$\boldsymbol{a_\gamma} \ll \boldsymbol{b_\gamma}$ et $\boldsymbol{a_\gamma L_{sen}^2} \ll \boldsymbol{b_\gamma L_{sen}}$ donc $\boldsymbol{\gamma}$ et $\boldsymbol{\delta}$ peuvent finalement être définis comme

$$\boldsymbol{\gamma} \approx \frac{\boldsymbol{T_{sen}^2}}{\boldsymbol{b_\gamma L_{sen}}} \quad \textbf{(Eq. 20)}$$

$$\boldsymbol{\delta} \approx \boldsymbol{T_{sen}} - \frac{\boldsymbol{T_{sen}^2}}{\boldsymbol{b_\gamma}} \quad \textbf{(Eq. 21)}$$

I.2.2. La méthode split- window

L'algorithme split-window utilise les propriétés spectrales d'absorption différentielle de l'atmosphère dans deux canaux TIR différents. Un certain nombre d'algorithmes split-window pour la récupération de Ts à partir des canaux TIR ont été proposées dans les dernières décennies. De nombreux auteurs ont développé des approches particulières pour estimer la température de surface. Ces approches sont semblables dans la formulation. Plusieurs sont directement inspirées de la formule de (Becker et Li, 1990) ou par des formules empiriques à partir des données de terrain. Un bon exemple de l'approche empirique est donné par (Prata et Platt, 1991). Plusieurs auteurs ont développé des algorithmes modifiés, notamment (Sobrino et al., 1994).

- **Becker et Li (1990)**

Ont proposé un algorithme Split-Window pour des angles de prise de vue jusqu'à 46° par rapport au nadir sous forme de

$$\boldsymbol{T_s} = \boldsymbol{A_0} + \boldsymbol{P}\left(\frac{\boldsymbol{T_4 + T_5}}{\boldsymbol{2}}\right) + \boldsymbol{M}\frac{\boldsymbol{(T_4 - T_5)}}{\boldsymbol{2}} \quad \textbf{(Eq. 22)}$$

Pour NOAA-11 AVHRR, les coefficients sont (Wan Dozier, 1996):

$$\boldsymbol{A_0} = \boldsymbol{1.274} \quad \textbf{(Eq. 23)}$$

$$\boldsymbol{P} = \boldsymbol{1 + 0.15616}\frac{\boldsymbol{(1-\varepsilon)}}{\boldsymbol{\varepsilon}} - \boldsymbol{0.482}\frac{\boldsymbol{\Delta\varepsilon}}{\boldsymbol{\varepsilon^2}} \quad \textbf{(Eq. 24)}$$

$$\boldsymbol{M} = \boldsymbol{6.26 + 3.98}\frac{\boldsymbol{(1-\varepsilon)}}{\boldsymbol{\varepsilon}} + \boldsymbol{38.33}\frac{\boldsymbol{\Delta\varepsilon}}{\boldsymbol{\varepsilon^2}} \quad \textbf{(Eq. 25)}$$

$$Où \quad \varepsilon = \frac{(\varepsilon_4+\varepsilon_5)}{2} \; et \; \Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5 \qquad \textbf{(Eq. 26)}$$

- **(Sobrino et al., 1996)**

Sobrino a présenté un algorithme Split-window pour ATSR dont l'équation est donnée par :

$$T_s = T_i + A(T_i - T_j) - B_0 + (1-\varepsilon)B_1 - \Delta\varepsilon B_2 \qquad \textbf{(Eq. 27)}$$

T_i et T_j sont respectivement la température de brillance mesurée en canal i et j,

$$\varepsilon = (\varepsilon_i + \varepsilon_j)/2, \;\; \Delta\varepsilon = (\varepsilon_i - \varepsilon_j), \qquad \textbf{(Eq. 28)}$$

$$A = \alpha_0, \; B_0 = A(1-\sigma_j)(T_{ai} - T_{aj}), B_1 = \alpha_1(T_i - T_j) + \beta_1 L_i \; et \; B_2 = \sigma_j A B_1 \qquad \textbf{(Eq. 29)}$$

T_{ai} et T_{aj} sont les températures atmosphériques moyennes du canal *i* et *j* respectivement, et α_0 $\alpha_1$et β_1 sont trois coefficients qui peuvent être obtenus par :

$$\alpha_0 = \frac{1-\sigma_i}{\sigma_i - \sigma_j} \qquad \textbf{(Eq.30)}$$

$$\alpha_1 = \frac{1-\sigma_i\sigma_{53}}{\sigma_i - \sigma_j} \qquad \textbf{(Eq. 31)}$$

$$\alpha_2 = \alpha_0\alpha_1 \, \sigma_J, \beta_1 = \sigma_{53} \qquad \textbf{(Eq. 32)}$$

- **(Sobrino et Raissouni, 2000)**

L'équation split-window proposée par (Sobrino et al., 1996) a été appliquée à l'image AVHRR canaux 4 et 5, Où T_4 et T_5 sont les températures de brillance des canaux 4 et 5 d'AVHRR,

$$\varepsilon = \frac{(\varepsilon_4+\varepsilon_5)}{2}, \Delta\varepsilon = (\varepsilon_4 - \varepsilon_5) \qquad \textbf{(Eq. 33)}$$

A, B_0 B_1et B_2 sont les coefficients de Split-Window donnés par :

$$A = \frac{1-\sigma_4(\theta)}{\sigma_4(\theta) - \sigma_5(\theta)} \qquad \textbf{(Eq. 34)}$$

$$B_0 = A[1 - \sigma_5(\theta)](T_{a4} - T_{a5}) \qquad \textbf{(Eq. 35)}$$

$$B_1 = \frac{1 - \sigma_4(\theta)\sigma_4(53)}{\sigma_4(\theta) - \sigma_5(\theta)} (T_4 - T_5) + \sigma_4(53)\frac{T_4}{4.667} \qquad \textbf{(Eq. 36)}$$

$$B_2 = \sigma_5(\theta) A B_1 \qquad \textbf{(Eq. 37)}$$

$\sigma_4(\theta)$, $\sigma_5(\theta)$ et $\sigma_4(53)$ sont les transmittances atmosphériques dans les canaux 4 et 5 respectivement à l'angle zénithal θ et dans la direction d'observation de 53°. Cette équation nécessite la connaissance de l'émissivité de surface, la température atmosphérique et les transmittances de la zone d'étude. Pour résoudre cet inconvénient, Sobrino a proposé un algorithme split-window opérationnel pour rapprocher la température de surface à partir de l'image NOAA AVHRR.

- **(Jimenez Munoz et Sobrino, 2008)**

L'expression de T_s dans cet algorithme est donnée par l'équation 38 :

$$T_s = T_i + c_1(T_i - T_j) + c_2(T_i - T_j)^2 + c_0 + (c_3 + c_4 w)(1 - \varepsilon) + (c_5 + c_6 w)\Delta\varepsilon \quad \textbf{(Eq. 38)}$$

Où T_i et T_j sont les températures de brillance au niveau du capteur pour les deux canaux i et j, en degré Kelvin, ε est l'émissivité moyenne :

$$\varepsilon = 0.5(\varepsilon_i + \varepsilon_j),\ \Delta\varepsilon = (\varepsilon_i - \varepsilon_j) \quad \textbf{(Eq. 39)}$$

w est la vapeur d'eau atmosphérique totale (en g/cm^2), et c_0-c_6 sont des coefficients d'ajustement de l'algorithme split-window à déterminer à partir des données de simulation. Cet algorithme est inspiré de celui proposé par (Sobrino et al., 1996) modifié plus tard par (Sobrino Raissouni, 2000). Le tableau 2 résume les résultats des coefficients split-window pour les différents capteurs (Jimenez Munoz Sobrino, 2008).

Tableau 2 : Les coefficients split-window des différents capteurs TIR de basse résolution qui comprend les longueurs d'onde des deux bandes thermiques considérées dans l'algorithme split-window (λi et λj), les coefficients split-window (c_0-c_6) le coefficient de corrélation de Pearson (r), la contribution de l'erreur totale des différents termes (δalg, δNEΔT, δε, et δW), et l'erreur totale dans Ts e(T_s) (Sobrino et al., 2008).

Platforme-capteur	**λi ; λj (µm)**	**c_0 (K)**	**c_1 (-)**	**c_2 (K^{-1})**	**c_3 (K)**	**c_4 (Kcm^2g^{-1})**	**c_5 (K)**	**c_6 (Kcm^2g^{-1})**	**r**
ERS-ATSR2	10.94 ; 12.07	-0.151	1.064	0.342	37.1	1.81	-131	15.7	0.97
ENVISAT-AATSR	10.86 ; 12.05	-0.172	1.016	0.299	39.7	0.97	-124	14.8	0.971
TERRA-MODIS	11.02 ; 12.04	-0.004	2.625	0.424	41.4	0.04	-201	26.6	0.981
AQUA-MODIS	11.03 ; 12.04	0.012	2.601	0.424	41.3	0.14	-199	26.3	0.980
NOAA07-AVHRR	10.81 ; 11.92	-0.060	1.752	0.326	45.2	-0.88	-152	18.9	0.979
NOAA09-AVHRR	10.78 ; 11.86	-0.003	2.054	0.333	47.3	-164	-164	20.6	0.981
NOAA11-AVHRR	10.80 ; 11.90	-0.037	1.897	0.329	46.3	-130	-158	19.7	0.980
NOAA12-AVHRR	10.89 ; 11.97	0.027	1.602	0.352	42.5	0.04	-147	18.1	0.976
NOAA14-AVHRR	10.79 ; 12.00	0.025	1.458	0.273	44.0	-0.47	-133	16.4	0.977
NOAA15-AVHRR	10.83 ; 11.93	-0.031	1.826	0.327	44.7	-0.71	-155	19.3	0.979
NOAA16-AVHRR	10.88 ; 12.02	-0.110	1.277	0.321	40.1	0.86	-134	16.3	0.973
NOAA17-AVHRR	10.81 ; 11.93	-0.032	1.783	0.311	45.1	-0.87	-151	18.9	0.979
NOAA18-AVHRR	10.81 ; 12.02	-0.098	1.281	0.276	42.0	0.18	-129	15.7	0.975
METOP-AVHRR	10.82 ; 11.97	-0.045	1.733	0.307	44.3	-0.61	-150	18.7	0.978
GOES8-IMG	10.72 ; 11.99	0.048	1.447	0.244	45.4	-0.97	-129	15.8	0.977
GOES9-IMG	10.73 ; 12.02	-0.011	1.335	0.236	44.2	-0.53	-124	15.3	0.976
GOES10-IMG	10.70 ; 12.06	-0.111	1.083	0.219	43.0	-0.21	-114	13.9	0.974
GOES11-IMG	10.75 ; 12.03	-0.030	1.275	0.245	43.0	-0.15	-123	15.1	0.975
GOES12-IMG	10.74 ; 13.33	1.815	-0.311	0.020	-46.3	27.26	-50	7.6	0.769
GOES13-IMG	10.69 ; 13.30	1.833	-0.311	0.022	-40.7	25.64	-51	7.9	0.783
MSG1-SEVIRI	10.79 ; 11.94	0.006	1.736	0.297	45.3	-0.97	-147	18.3	0.979
MSG2-SEVIRI	10.78 ; 11.99	-0.021	1.503	0.273	44.2	-0.58	-135	16.7	0.977

De même le travail de (Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2007), donne ces coefficients pour l'image ASTER (voir tableau 3):

Tableau 3: Coefficients de l'algorithme split-window pour les différentes combinaisons des bandes TIR ASTER.

Algobandes	c_0 (K)	c_1 (K)	c_2 (K)	c_3 (K)	c_4 (K)	c_5 (K)	c_6 (K)	R (K)
$TC_{\varepsilon\text{-}w}$ 10-11	0.7495	-3.3293	0.0860	48.43	-1.02	101.48	-10.09	0.98
$TC_{\varepsilon\text{-}w}$ 10-12	0.4502	-2.0028	0.0399	52.56	-1.61	58.04	-4.47	0.98
$TC_{\varepsilon\text{-}w}$ 10-13	-0.3041	-1.5831	0.0212	44.86	12.26	48.94	2.41	0.93
$TC_{\varepsilon\text{-}w}$ 10-14	0.0221	-1.6373	0.0044	32.15	26.14	41.08	8.37	0.89
$TC_{\varepsilon\text{-}w}$ 11-12	0.2263	-3.7480	0.0386	55.67	-1.76	147.27	-13.97	0.96
$TC_{\varepsilon\text{-}w}$ 11-13	0.2492	-1.6496	-0.0004	27.64	24.69	39.15	10.11	0.86
$TC_{\varepsilon\text{-}w}$ 11-14	1.9207	-0.6246	0.0537	3.14	41.51	5.29	19.41	0.80
$TC_{\varepsilon\text{-}w}$ 12-13	2.2479	0.0390	0.0496	13.59	30.61	-19.47	18.62	0.86
$TC_{\varepsilon\text{-}w}$ 12-14	2.7340	0.6678	0.0593	10.83	27.45	-42.96	16.46	0.88
$TC_{\varepsilon\text{-}w}$ 13-14	0.2665	4.8257	0.5816	35.01	1.33	-282.25	33.77	0.96

Le tableau 4 suivant résume ces différentes formules suivant leurs auteurs avec les définitions suivantes :

T_4 et T_5 sont les températures de brillance des canaux 4 et 5 de AVHRR, T_0 = 273.15 (K), W la teneur de la vapeur d'eau atmosphérique totale.

$\varepsilon = \frac{\varepsilon_4+\varepsilon_5}{2}$, $\Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5$,

$$\varepsilon_{1bl} = \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon}, \quad \textbf{(Eq. 40)}$$

$$\varepsilon_{2bl} = \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2}, \quad \textbf{(Eq. 41)}$$

$$\varepsilon_{3v} = \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon}, \quad \textbf{(Eq. 42)}$$

$$P_v = \frac{NDVI-NDVI_{bs}}{NDVI_v-NDVI_{bs}}, \quad \textbf{(Eq. 43)}$$

$NDVI_{bs}$ est la valeur minimale d'NDVI du sol nu

$NDVI_v$ correspond à la plus haute valeur de l'NDVI pour un pixel végétalisé.

***Tableau 4*:** Différents algorithmes Split-window selon leurs auteurs.

Auteurs	Equations
(Price J. C., 1984)	$T_p = \left[T_4 + 3.33(T_4 - T_5)\frac{5.5-\varepsilon_4}{4.5} + 0.75T_5\Delta\varepsilon \right]$
(Becker et Li, 1990)	$T_{bl} = \left[1.274 + \left[\frac{T_4+T_5}{2}(1 + 0.1561\varepsilon_{1bl} - 0.482\varepsilon_{2bl}) + \frac{T_4-T_5}{2}(6.26 + 3.98\varepsilon_{1bl} + 38.33\varepsilon_{2bl}) \right] \right]$
(Prata et Platt, 1991)	$T_{pp} = \left(3.45\frac{T_4-T_0}{\varepsilon_4} - 2.45\frac{T_5-T_0}{\varepsilon_5} + 40\frac{1-\varepsilon_4}{\varepsilon_4} + T_0 \right)$
(VIDAL, 1991)	$T_{av} = [T_4 + 2.78(T_4 - T_5) + 50\varepsilon_{1bl} - 300\varepsilon_{3v}]$
(Ulivieri et al., 1992)	$T_u = [T_4 + 1.8(T_4 - T_5) + 48(1-\varepsilon) - 75\Delta\varepsilon]$
(Kerr et al., 1992)	$T_{Kerr} = P_v T_v + (1-P_v)T_{bs}, T_v = T_4 + 2.6(T_4 - T_5) - 2.4, T_{bs} = T_4 + 2.1(T_4 - T_5) - 3.1,$
(Sobrino et al., 1993)	$T_{so} = [T_4 + 1.06(T_4 - T_5) + 0.46[(T_4 - T_5)(T_4 - T_5)] + 53(1-\varepsilon_4) - 53(\varepsilon_4 - \varepsilon_5)]$
(Price J. C., 1984)	$T_{ps} = \left[[T_4 + 2.79(T_4 - T_5)]\frac{7.6-\varepsilon_4}{6.6} + 0.26T_5\Delta\varepsilon \right]$
(Becker et Li, 1990) modifié par (Sobrino et al., 1994)	$T_{bls} = \left[1.737 + \left[\frac{T_4+T_5}{2}(1 + 0.00305\varepsilon_{1bl} - 0.376\varepsilon_{2bl}) + \frac{T_4-T_5}{2}(5.17 + 21.44\varepsilon_{1bl} + 30.67\varepsilon_{2bl}) \right] \right]$
(Prata et Platt, 1991) modifié par (Sobrino et al., 1994))	$T_{pps} = \left(3.56\frac{T_4-T_0}{\varepsilon_4} - 2.61\frac{T_5-T_0}{\varepsilon_5} + 30.7\frac{1-\varepsilon_4}{\varepsilon_4} + T_0 \right)$
(Ulivieri et al., 1992) modifié par (Sobrino et al., 1994)	$T_{us} = [T_4 + 2.76(T_4 - T_5) + 38.6(1-\varepsilon) - 96.0\Delta\varepsilon]$
(Prata et Platt, 1991) modifié par (Caselles et al., 1997)	$T_{ppc} = \left(\frac{3.45}{\varepsilon}T_4 - \frac{2.46}{\varepsilon}T_5 + 40\frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} \right)$
(Coll et al., 1997)	$T_c = [T_4 + 2.13(T_4 - T_5) + 0.18 + 50(1-\varepsilon_4)] - 200\Delta\varepsilon$
(Sobrino et Raissouni, 2000)	$T_{SR} = T_i + 1.40(T_i - T_j) + 0.32(T_i - T_j)^2 + 0.83 + (57 + 5w)(1-\varepsilon) - (161 + 30w)\Delta\varepsilon$
(Jimenez Munoz Sobrino, 2008)	$T_{JS} = T_i + C_1(T_i - T_j) + C_2(T_i - T_j)^2 + C_0 + (C_3 + C_4 w)(1-\varepsilon) + (C_5 + C_6 w)\Delta\varepsilon$

I.2.3. La méthode TES

(Gillespie et al., 1998), ont proposé pour le satellite Terra-ASTER une technique température émissivité séparation (TES). Sur la base de la simulation numérique la méthode TES permet de calculer correctement Ts avec une erreur de ± 1.5°K et l'émissivité avec ±0.015 (Gillespie et al., 1998).

La méthode TES tente de compenser l'irradiance descendante réfléchie et d'estimer l'émissivité spectrale absolue (Dash et al., 2002). L'algorithme repose sur une relation empirique entre le

contraste spectral et l'émissivité minimale, déterminée à partir du laboratoire et l'émissivité du terrain pour équilibrer le nombre d'inconnues avec les mesures afin que l'ensemble des équations de Planck pour les radiances thermiques mesurées puisse être inversées. Le problème de base dans l'estimation de la température de surface T_s et l'émissivité ε, réside dans le fait que le calcul des données est non-déterministe ; il y a plus d'inconnues que de mesures parce qu'il y a une émissivité ε pour chaque bande en plus de la température T_s et les paramètres atmosphériques. Dans le cas d'un capteur avec N canaux, on a N équations (une pour chaque canal) pour résoudre le problème avec N+1 inconnues (les N émissivités plus la température de surface).

Les radiances thermiques TIR varient à la fois avec la température T et l'émissivité ε qui doivent être récupérées à partir des mesures. Les températures de surface sont indépendantes de la longueur d'onde et peuvent être récupérées à partir d'une seule bande des données de radiance à condition que les caractéristiques atmosphériques puissent être spécifiées et que l'émissivité de surface soit connue. L'inversion de T et ε produit donc des valeurs sous-estimées. La séparation des données de T et ε à partir des radiances mesurées nécessite donc des informations supplémentaires déterminées indépendamment. La contrainte supplémentaire dans cet algorithme provient de la régression de l'émissivité minimale en fonction du contraste spectral calculée à partir des spectres de laboratoire. Au moins trois ou quatre bandes spectrales sont nécessaires pour mesurer le contraste dans les images. Donc il est nécessaire de faire des mesures multispectrales pour déterminer la température de surface.

La méthode utilise des données corrigées des effets atmosphériques (la radiance qui quitte le sol et l'irradiance atmosphérique descendante) et une relation semi empirique déterminée à partir des spectres du laboratoire, entre l'émissivité minimum (ε_{min}) et le contraste spectral (maximum–minimum différence, MMD). La relation semi-empirique entre ε_{min} et MMD a été initialement calculée pour le capteur ASTER, avec 5 bandes thermiques dans la région entre 8 et 12µm, utilisant 86 spectres (Salisbury, 1995).

Les avantages principaux de cette méthode sont les suivants:

- Elle fournit simultanément la température et l'émissivité de surface
- Elle est à priori applicable à tout type de surface naturelle (également applicable à des données de haute résolution spatiale pour la cartographie minérale).

D'autre part, les principaux inconvénients sont les suivants:

- Des corrections atmosphériques précises sont nécessaires et certains problèmes ont été trouvés grâce à la classification entre les pixels de contraste spectral faible ou élevé, ce qui provoque des discontinuités artéfacts dans les produits d'émissivité (Sobrino et al., 2008).

L'algorithme TES n'est pas applicable à la plupart des capteurs opérationnels, car il nécessite au moins quatre bandes TIR situées dans les fenêtres atmosphériques.

La méthode TES utilise trois modules successifs pour estimer Ts et LSE (Land-Surface d'émissivité) dans 5 canaux TIR d'ASTER (10 à 14). Elle repose sur l'équation de transfert radiatif appliquée à des données thermiques (Eq.1).

La radiance quittant le sol est définie par la somme d'une quantité émise dans le sol et d'une autre réfléchie (Eq.2).

De l'équation 1 on obtient

$$\boldsymbol{LLR_i = \frac{L_{sen} - R_{at\,i\uparrow}}{\sigma_i}} \qquad \textbf{(Eq. 44)}$$

i) Le module NEM (Normalized Emissivity Method)

Une émissivité constante pour les 5 canaux est supposée initialement pour calculer les températures au sol T_b (b = 1-5, nombre de canaux). C'est la base de la méthode NEM proposée par (Gillespie A. , 1995), qui est utilisée comme un module séparé dans l'algorithme de TES. Le maximum de ces 5 températures pour chaque pixel est considéré comme le $T_s = Max(T_b)$ et ensuite à son tour utilisé pour estimer les émissivités pour les autres canaux. Essentiellement, une valeur pour l'émissivité locale maximale ε_{max} est supposée (généralement $\varepsilon_{max} = 0.99$) pour calculer une température ainsi que les autres émissivités. Si le NEM a un faible contraste, il est probable que l'hypothèse de départ est presque correcte et un processus sur une base empirique est utilisé pour affiner ε_{max}. Par contre si le contraste est élevé, la surface est probablement roche ou sol, et une valeur plus basse de $\varepsilon_{max} = 0.96$, caractéristique de ces matériaux, est supposée et le traitement est redémarré. Pour roche et sol, cette valeur inférieure par défaut ne peut pas être affinée. Pour tous les matériaux dans la bibliothèque spectrale d'ASTER, l'émissivité est dans l'intervalle $[0.94\ ;\ 1]$: $0.94 < \varepsilon_{max} < 1$. Par conséquent, les températures cinétiques estimées doivent être de ±3°K à 340°K et ±2°K à 273°K (Gillespie et al., 1998).

ii) Le module Ratio

La température du module NEM est utilisée pour calculer des ratios d'émissivité (β). Les émissivités relatives sont obtenues en divisant les radiances corrigées des effets atmosphériques par la moyenne des canaux.

$$\boldsymbol{\beta_i = \frac{R_i \overline{B(T)}}{\overline{R} B_i(T)}} \quad \textbf{(Eq. 45)}$$

$$\boldsymbol{\overline{R} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} R_i \ et\ \overline{B(T)} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} B_i(T)} \quad \textbf{(Eq. 46)}$$

$$\boldsymbol{\beta_{bi} = 5\varepsilon_b[\sum \varepsilon_{bi}]^{-1},\ bi = 10-14} \quad (\textbf{10 et 14 numero du canal}) \quad \textbf{(Eq. 47)}$$

iii) Le module MMD (Maximum- Minimum-Difference)

Le maximum–minimum différence entre les ratios d'émissivités est donné par :

$$\mathbf{MMD = max\ (\beta_{bi}) - \ min\ (\beta_{bi}), b = 10-14} \quad \textbf{(Eq. 48)}$$

Une relation empirique entre l'émissivité minimale et MMD est (Gillespie et al., 1998) :

$$\boldsymbol{\varepsilon_{min} = 0.994 - 0.687(MMD)^{0.737}} \quad \textbf{(Eq. 49)}$$

Les émissivités des canaux sont calculées pixel par pixel par :

$$\boldsymbol{\varepsilon_b = \beta_b\left(\frac{\varepsilon_{min}}{min(\beta_b)}\right)} \quad \textbf{(Eq. 50)}$$

Le module MMD calcule la température et l'émissivité de surface Ts et LES avec une plus grande précision que le module NEM (Dash et al., 2002).

(Gillespie et al., 1998) présentent une architecture de cet algorithme illustré par la figure suivante :

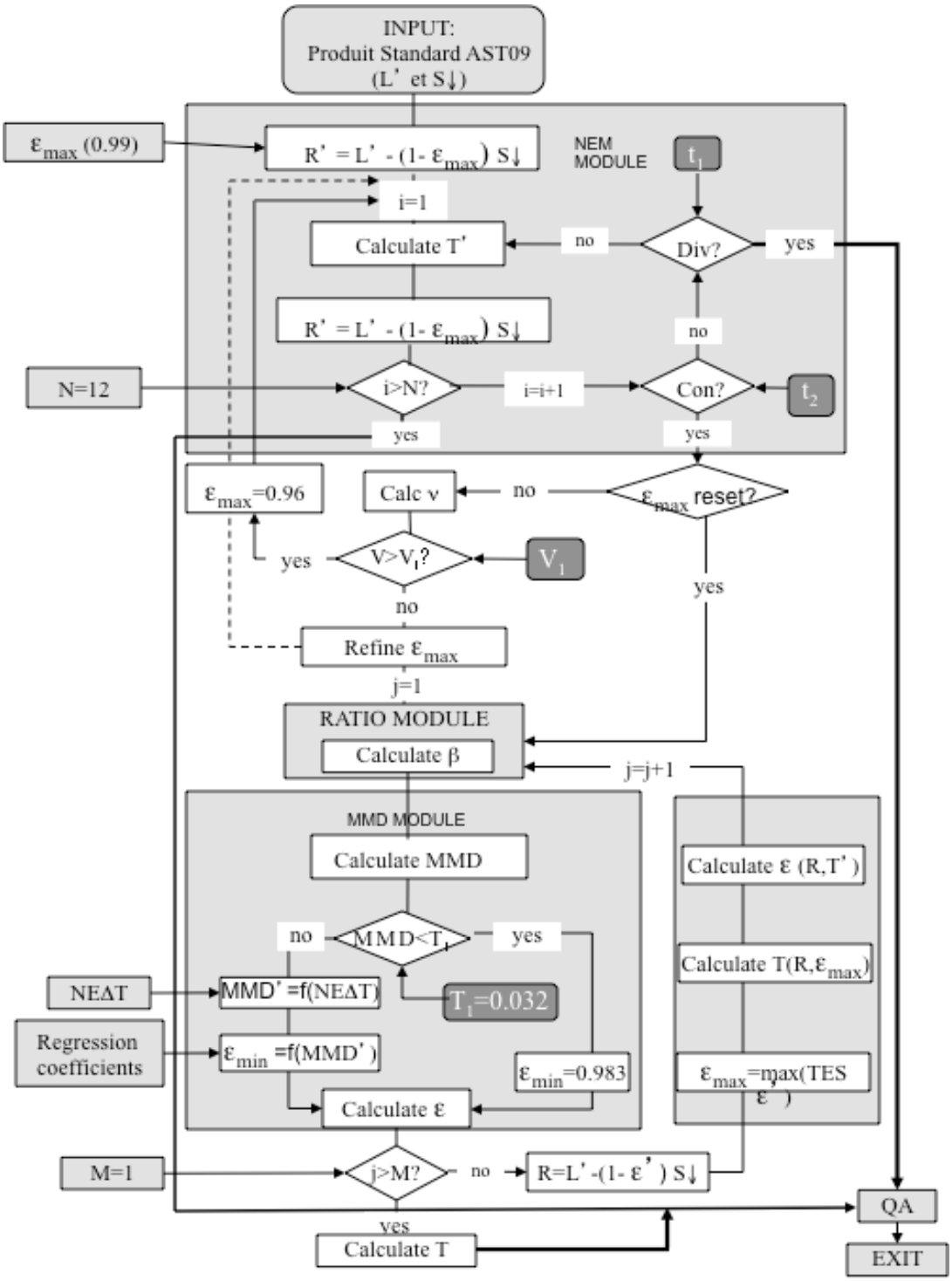


Figure 1 : Diagramme de l'algorithme TES (Gillespie et al., 1998).

Le digramme ci-dessus présente l'organigramme simplifié de l'algorithme de TES.

L'=LLRi=εB(T) + $R_{ati\downarrow}$ = R_i + ρS↓, où *R'suivant le diagramme* est la valeur initiale estimée de la radiance émise de surface, et nominalement corrigée pour S↓(S↓=$R_{atmi\downarrow}$) ; R est la valeur finale corrigée. Les tests de divergence (Div) et de convergence (Con) aident à déterminer si la correction

de $S\downarrow$ est valide. Div correspond à $|\Delta^2 R/\Delta i^2| > t_1$; Con à $|\Delta R/\Delta i| < t_2$ avec $\Delta R/\Delta i = R'_{i+1} - R'_i$. Les paramètres t_1 et t_2 sont des valeurs de seuil ajustables et i est l'index d'itération. La valeur nominale de ε_{max} dans le module NEM est raffinée si la variance spectrale est assez faible. La valeur ε_{min} trouvée par le module MMD est compensée pour l'erreur de mesure. Enfin, les données TES sont utilisées pour améliorer la valeur de R et celle de T dans le module NEM. L'assurance de qualité (QA) est spécifique au projet ASTER et consiste à calculer la performance TES ainsi que les caractéristiques du produit et à les coder dans les tables de données qui leur sont réservées.

I.3. Détermination des paramètres

La détermination des algorithmes d'estimations de la température de surface est basée sur un ensemble de paramètres ; certains peuvent être calculés suivant des méthodes à savoir :

I.3.1. Calcul de l'émissivité

L'émissivité de la surface terrestre (ε) est un paramètre important aussi bien pour la caractérisation des surfaces et pour des méthodes de correction atmosphérique. Dans ce sens, ε doit être connue afin d'estimer avec précision la température de surface Ts à partir de mesures de radiance.

L'estimation de la température de surface T_s à partir des données de télédétection nécessite la connaissance de l'émissivité de surface. L'absence de l'information sur cette dernière peut introduire une erreur sur T_s de 0.2 à 1.4 pour $\varepsilon = 0.98$ et une hauteur par rapport au sol de 0 km, et une erreur rangée de 0.8°K a 4.8 pour une émissivité de $\varepsilon = 0.93$ en appliquant la méthode du canal unique (Dash et al., 2002). L'estimation de l'émissivité de surface doit avoir une précision de ± 0.005 pour obtenir une erreur de T_s en dessous de 0.4°K (Sobrino et al., 1991).

Ce paramètre peut être mesuré directement ou estimé par divers algorithmes. Il y a un certain nombre de techniques de mesure d'émissivité pour des données thermiques multi-bandes, telles que les méthodes NEM (Normalized Emissivity Method) (Gillespie A. , 1995), Thermal Spectral Indices (Becker Li, 1990), Spectral Ratio (Watson, 1992), Alpha residual (Kealy et Gabell, 1990); (Hook et al., 1992), classification-based Estimation (Snyder et Wan, 1998), Temperature Emissivity Separation (Gillespie et al., 1998) et celles basées sur le NDVI (Van de Griend et Owe, 1993); (Valor et Caselles, 1996).

a) Méthode basée sur la classification de l'image

C'est la méthode la plus simple, qui se réfère à l'information (land use/cover) et attribue une valeur d'émissivité pour chaque catégorie d'occupation de sol de la classification. Le pixel est classé comme l'un des quatorze classes d'émissivité basées sur la classification conventionnelle. Il semble plus approprié de corriger l'effet de l'émissivité sur T_s dérivée de l'image thermique en attribuant une valeur d'émissivité à chaque catégorie d'occupation de sol de l'image classifiée (Snyder et Wan, 1998). Selon les études antérieures, la valeur d'émissivité de chaque catégorie d'occupation de sol varie de 0,95 à 0,99 (Lillesand et Kiefer, 1994); (Nichol, 1994); (Snyder et Wan, 1998).

b) Méthode basée sur l'image NDVI

Il est important de procéder à la correction atmosphérique avant de calculer l'image NDVI pour l'estimation de l'émissivité en raison des effets atmosphérique contaminant le signal NDVI (Song et al., 2001). Une analyse de régression dérive une relation empirique entre l'émissivité et l'NDVI peut être exprimée selon (Van de Griend et Owe, 1993) par :

$$\boldsymbol{\varepsilon = 1.0094 + 0.047 \ln(NDVI), \quad pour \quad NDVI \in [0.2 - 0.7]} \qquad \textbf{(Eq. 51)}$$

c) Méthode basée sur le rapport végétation/sol nu

Selon (Valor et Caselles, 1996) des analyses ont été effectuées sur les méthodes de calcul d'émissivité basées sur l'NDVI et le rapport végétation/sol nu. La valeur d'émissivité est donnée par:

$$\boldsymbol{\varepsilon = \varepsilon_v * p_v + \varepsilon_s * (1 - p_v) + 4 < d\varepsilon > p_v * (1 - p_v)} \qquad \textbf{(Eq. 52)}$$

Où $\boldsymbol{\varepsilon_v}$ et $\boldsymbol{\varepsilon_s}$ sont les émissivités de la végétation et du sol nu, $\boldsymbol{p_v}$ est la fraction de couverture de végétation $< d\varepsilon >$ est la valeur maximum de la moyenne des structures de la végétation.

Le terme <dε> ne peut pas être négligé en général, car il peut prendre des valeurs de 0.02 et plus et induire une erreur excessive dans la détermination de l'émissivité. Si ce terme n'est pas pris en considération, l'erreur faite sur la température est de l'ordre de 1.2°K en atmosphère sèche (Valor et Caselles, 1996).

(Valor et Caselles, 1996) indiquent qu'il faut analyser chaque zone étudiée (y compris son type de l'atmosphère) et estimer s'il est important d'inclure ou non la correction de dε. A travers cette même étude les auteurs ont pris le cas où on n'a pas de connaissance de terrain sur la zone d'étude, à l'exception de l'image satellitaire. Utilisant les valeurs moyennes de l'émissivité de végétation

et du sol nu respectivement $\varepsilon_v = 0.985 \pm 0.007$ et $\varepsilon_s = 0.960 \pm 0.010$, ils ont calculé le terme $d\varepsilon$ des structures de la végétation et ont obtenu comme valeur moyenne $\langle d\varepsilon \rangle = 0.015 \pm 0.008$. On obtient donc :

$$\boldsymbol{\varepsilon = 0.985 * p_v + 0.960 * (1 - p_v) + 0.06 * p_v * (1 - p_v)} \qquad \textbf{(Eq. 53)}$$

d) Méthode basée sur le seuil de l'indice normalisé de végétation (NDVI)

Différentes approches ont été utilisées pour prévoir l'émissivité de surface à partir des valeurs de NDVI (Van de Griend et Owe, 1993), (Valor et Caselles, 1996). La méthode du seuil de NDVI ($NDVI^{THM}$) a été introduite la première fois par (Sobrino et Raissouni, 2000) pour des données AVHRR, puis comparée avec d'autres méthodes et adaptée à d'autres capteurs. Cette méthode utilise certaines valeurs de NDVI (les limites) pour distinguer entre les pixels du sol (NDVI<NDVIbs), les pixels de végétation (NDVI >$NDVI_v$) et des pixels mixtes (NDVIbs <NDVI< NDVIv).

Les valeurs de NDVIv et NDVIbs sont extraites à partir de l'histogramme NDVI. Les valeurs NDVIv = 0.5 et NDVIbs = 0.2 ont été proposés par (Sobrino et Raissouni, 2000) pour appliquer la méthode dans les conditions générales.

Pour les pixels composés de sol et de végétation (pixels mixtes, NDVIbs ≤NDVI≤ NDVIv), la méthode utilise l'équation simplifiée suivante :

$$\boldsymbol{\varepsilon_\lambda = \varepsilon_{v\lambda} p_v + \varepsilon_{s\lambda}(1 - p_v) + C_\lambda} \qquad \textbf{(Eq. 54)}$$

Où ε_s et ε_v se réfèrent à l'émissivité du sol et de la végétation. $\boldsymbol{p_v}$ est la fraction de la végétation (également appelée couverture de végétation fractionnelle, FVC), et C un terme qui prend en considération l'effet de cavité due à la rugosité de la surface (C=0 pour la surface plane). Pour obtenir des valeurs consistantes de FVC, il doit être mis à zéro pour les pixels avec NDVI<NDVIbs et fixé à un pour les pixels avec NDVI>NDVIv.

Utilisant le modèle proposé par (Sobrino et al., 1990), le terme de cavité pour une zone mixte est donnée par :

$$\boldsymbol{C_\lambda = (1 - \varepsilon_{s\lambda})\varepsilon_{v\lambda} F'(1 - Pv)} \qquad \textbf{(Eq. 55)}$$

Cette équation est valide uniquement pour les zones mixtes, elle ne reflète pas l'effet de cavité produit dans une zone rugueuse mais dans une zone homogène.

F' est le facteur géométrique dont la valeur est comprise entre 0 et 1 ; il dépend de la distribution géométrique de la surface. Puisque F' ne peut pas être estimé à partir des données de télédétection VNIR/TIR, une valeur moyenne est généralement choisie (Sobrino et Raissouni, 2000).

L'émissivité de surface peut être obtenue en utilisant la méthode de l'indice de végétation de différence normalisé simplifié (SNDVI^{THM})

$$\varepsilon = \begin{cases} \varepsilon_{s\lambda} \quad pour \quad NDVI < NDVIbs \\ \varepsilon = \varepsilon_{s\lambda}(1 - Pv) + \varepsilon_{v\lambda} Pv \qquad si \quad NDVIbs < NDVI < NDVIv \\ \varepsilon_{v\lambda} \; pour \; NDVI > NDVIv \end{cases} \qquad \textbf{(Eq. 56)}$$

$$Pv = \left[\frac{NDVI - NDVIbs}{NDVIv - NDVIbs}\right]^2 \qquad \textbf{(Eq. 57)}$$

Où $NDVI_{bs}$ et $NDVI_v$ sont les NDVI du sol et de la végétation respectivement.

Le travail de (Sobrino et al., 2008) présente un tableau de calcul d'émissivité (tableau 5) pour les capteurs AVHRR, AATSR, SEVIRI, MODIS et TM5. Les capteurs AVHRR, AATSR ou TM5 ont une seule bande TIR donc n'ont pas la capacité d'appliquer l'algorithme TES. MODIS et SEVIRI ont a priori plus de bandes TIR pour appliquer l'algorithme TES, mais pas toutes situées dans la bonne région spectrale, car l'algorithme TES demande au moins quatre bandes TIR dans des fenêtres atmosphériques pour obtenir de bons résultats.

Tableau 5: Expressions de NDVI^{THM} adaptés aux différents capteurs des satellites Opérationnels avec $\boldsymbol{\rho_i}$ est la réflectance du canal rouge, (Sobrino et al., 2008).

Capteurs	NDVI < 0.2	0.2 ≤ NDVI ≤ 0.5	NDVI > 0.5
AVHRR (Sobrino Raissouni, 2000)	$\varepsilon_4 = 0.979 - 0.057\rho_1$ $\varepsilon_5 = 0.982 - 0.028\rho_1$	$\varepsilon_4 = 0.968 + 0.021p_v$ $\varepsilon_5 = 0.974 + 0.015p_v$	$\varepsilon_4 = 0.99$ $\varepsilon_4 = 0.99$
AATSR	$\varepsilon_{11} = 0.981 - 0.061\rho_1$ $\varepsilon_{12} = 0.985 - 0.042\rho_1$	$\varepsilon_{11} = 0.970 + 0.012p_v$ $\varepsilon_{12} = 0.977 + 0.008p_v$	$\varepsilon_{11} = 0.99$ $\varepsilon_{12} = 0.99$
SEVIRI	$\varepsilon_{8.7} = 0.985 - 0.291\rho_{vis0.6}$ $\varepsilon_{9.7} = 0.974 - 0.155\rho_{vis0.6}$ $\varepsilon_{10.8} = 0.977 - 0.048\rho_{vis0.6}$ $\varepsilon_{12} = 0.981 - 0.026\rho_{vis0.6}$ $\varepsilon_{13.4} = 0.986 - 0.040\rho_{vis0.6}$	$\varepsilon_{8.7} = 0.931 + 0.059p_v$ $\varepsilon_{9.7} = 0.945 + 0.046p_v$ $\varepsilon_{10.8} = 0.968 + 0.021p_v$ $\varepsilon_{12} = 0.976 + 0.015p_v$ $\varepsilon_{13.4} = 0.978 + 0.014p_v$	$\varepsilon_{8.7} = 0.99$ $\varepsilon_{9.7} = 0.99$ $\varepsilon_{10.8} = 0.99$ $\varepsilon_{12} = 0.99$ $\varepsilon_{13.4} = 0.99$
MODIS (Sobrino et al., 2003)	$\varepsilon_{31} = 0.984 - 0.088\rho_1$ $\varepsilon_{32} = 0.982 - 0.028\rho_1$	$\varepsilon_{31} = 0.974 + 0.015p_v$ $\varepsilon_{32} = 0.968 + 0.021p_v$	$\varepsilon_{31} = 0.99$ $\varepsilon_{32} = 0.99$
TM (Sobrino et al., 2004)	$\varepsilon_{TM6} = 0.979 - 0.035\rho_{TM3}$	$\varepsilon_{TM6} = 0.986 + 0.004p_v$	$\varepsilon_{TM6} = 0.99$

I.3.2. Calcul de la température atmosphérique moyenne

Une relation linéaire pour une approximation de T_a à partir de T_0 est dérivée pour les quatre atmosphères standard, où T_0 est la température de l'air au sol (à environ 2m de hauteur). Ces formules supposent que, dans les distributions de l'atmosphère standard (ciel clair et sans grande turbulence), la température atmosphérique moyenne effective T_a est une fonction linéaire de la température de l'air proche de surface T_0 (Qin et al., 2001a):

$$\boldsymbol{T_a = 25.9396 + 0.88045\, T_0 \ (\text{USA 1976})},$$
$$\boldsymbol{T_a = 17.9769 + 0.91715\, T_0 \ (\text{Tropical})},$$
$$\boldsymbol{T_a = 16.0110 + 0.92621\, T_0 \ (\text{mi} - \text{latitude été})},$$
$$\boldsymbol{T_a = 19.2704 + 0.91118\, T_0 \ (\text{mi} - \text{latitude hiver})}.$$

(Eq. 58)

I.3.3. Calcul des fonctions atmosphériques AFs

Ces fonctions atmosphériques peuvent être calculées de différentes façons (Jiménez-Muñoz et al., 2010). L'approche pratique proposée dans l'algorithme SC^{JMS} consiste dans l'approximation des fonctions AFs définies ci-dessous en fonction de la teneur en vapeur d'eau atmosphérique à partir d'une régression polynômiale du second degré. Dans la matrice de notation, cette approximation peut être exprimée comme (Jiménez-Muñoz J. C., 2009).

$$\begin{bmatrix}\psi_1\\ \psi_2\\ \psi_3\end{bmatrix} = \begin{bmatrix}C11 & C12 & C13\\ C21 & C22 & C23\\ C31 & C32 & C33\end{bmatrix}\begin{bmatrix}w^2\\ w\\ 1\end{bmatrix}$$

Où les coefficients C_{ij} sont obtenus à partir des données de simulation construites à partir des profils atmosphériques inclus dans différentes bases de données et le code de transfert radiatif MODTRAN4 pour calculer les valeurs de transmittance τ, la radiance atmosphérique ascendante $\boldsymbol{R_{at\,i}}\uparrow L\uparrow$, et est la radiance atmosphérique descendante $\boldsymbol{R_{at\,i}}\downarrow$. Cinq bases de données différentes des profils atmosphériques sont utilisées dans le travail de (Jiménez-Muñoz J. C., 2009) ainsi qu'une mise à jour des coefficients C_{ij} (voir tableau 6 suivant).

Tableau 6: Coefficients des fonctions atmosphériques. Les valeurs sont obtenues en utilisant différentes bases de données atmosphériques pour la bande 6 de Landsat 4, 5 et 7.

Base de données	capteurs	C_{ij}	i=1	i=2	i=3
STD66	L4B6	j=1 j=2 j=3	0.08767 -0.70317 -0.02518	-0.09665 -0.61239 1.51142	1.09023 -0.12239 -0.48763
TIGR61	L4B6	j=1 j=2 j=3	0.07247 -0.60283 0.01999	-0.06968 -0.68176 1.43469	1.0788 -0.13311 -0.46157
TIGR1761	L4B6	j=1 j=2 j=3	0.06240 -0.52383 -0.00960	0.00373 -1.19361 1.33393	1.02425 0.12908 -0.25891
TIGR2311	L4B6	j=1 j=2 j=3	0.06674 -0.50095 -0.04732	-0.03447 -1.15652 1.50453	1.04483 0.09812 -0.34405
SAFREE402	L4B6	j=1 j=2 j=3	0.04399 -0.32119 -0.0554	0.05765 -2.09785 1.67195	1.00499 0.59914 -0.49334
STD66	L5B6	j=1 j=2 j=3	0.1062 -0.81365 -0.04421	-0.13016 -0.47596 1.61507	1.11576 -0.29139 -0.48656
TIGR61	L5B6	j=1 j=2 j=3	0.08735 -0.69188 -0.03724	-0.09553 -0.58185 1.53065	1.10188 -0.29887 -0.45476
TIGR1761	L5B6	j=1 j=2 j=3	0.07518 -0.59600 -0.02767	-0.00492 -1.22554 1.43740	1.03189 0.08104 -0.25844
TIGR2311	L5B6	j=1 j=2 j=3	0.08158 -0.58853 -0.06201	-0.05707 -1.08536 1.59086	1.05991 -0.00448 -0.33513
SAFREE402	L5B6	j=1 j=2 j=3	0.05261 -0.36368 -0.07237	0.05933 -2.20569 1.76355	1.01123 0.55116 -0.47457
STD66	L7B6	j=1 j=2 j=3	0.09172 -0.71656 -0.03503	-0.09894 -0.64218 1.54063	1.09659 -0.17183 -0.46434
TIGR61	L7B6	j=1 j=2 j=3	0.07593 -0.61438 -0.02892	-0.07132 -0.70916 1.46051	1.08565 -0.19379 -0.43199
TIGR1761	L7B6	j=1 j=2	0.06518 -0.53003	0.00683 -1.25866	1.02717 0.10490

		j=3	-0.01965	1.36947	-0.24310
TIGR2311	L7B6	j=1 j=2 j=3	0.06982 -0.51041 -0.05457	-0.03366 -1.20026 1.52631	1.04896 0.06297 -0.32136
SAFREE402	L7B6	j=1 j=2 j=3	0.04597 -0.32297 -0.06397	0.06269 -2.16801 1.69324	1.00818 0.55698 -0.45747

Les caractéristiques de ces bases de données atmosphériques sont résumées dans le tableau 7 suivant :

Tableau 7 : Base de données du sondage atmosphérique dans la procédure de simulation en utilisant le code MODTRAN. Abréviations des modèles atmosphériques:
TRO = Tropical, MLS =Mid-Latitude SUMMER, MLW= Mid-Latitude Winter, SAS = Surbartic Summer, SAW= Surbartic Winter, USS = U.S. Standard.

Base de données notation	**Base de données originale**	**Nombre de profiles atmosphériques**	**Modèle atmosphérique**
TIGR61	TIGR1	61	28 TRO 12 MLS 12 SAW 9 USS 322 TRO 388 MLS
TIGR1761	TIGR2	1761	354 MLW 104 SAS 593 SAW 872 TRO 388 MLS
TIGR2311	TIGR3	2311	354 MLW 104 SAS 593 SAW Non spécifié
SAFREE402	SAFREE	402	(conditions maritimes)
STD66	Les atmosphères STANDARD inclus en MODTRAN	66	11 TRO 11 MLS 11 MLW 11 SAS 11 SAW 11 USS

Le travail de (Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2010) s'est focalisé sur les bases de données TIGR61 et STD66, qui ont un nombre réduit de cas atmosphériques appropriés pour les conditions globales ; ceci a également pour effet de diminuer le temps de calcul.

Le tableau 8 montre les coefficients obtenus pour ces deux bases de données et pour les bandes TIR, 13 et 14 d'ASTER :

Tableau 8: Coefficients des fonctions atmosphériques suivant la matrice de notation. Les valeurs sont obtenues en utilisant des bases de données de sondage atmosphérique pour les bandes 13 et 14 d'ASTER.

Base de données	Capteurs	Cij	i=1	i=2	i=3
STD66	13	j=1	0.06524	-0.05878	1.06576
		j=2	-0.55835	-0.75881	0.00327
		j=3	-0.00284	1.35633	-0.43020
STD66	14	j=1	0.10062	-0.13563	1.10559
		j=2	-0.79740	-0.39414	-0.17664
		j=3	-0.03091	1.60094	-0.56515
TIGR61	13	j=1	0.05327	-0.03937	1.05742
		j=2	-0.48444	-0.74611	-0.03015
		j=3	0.00764	1.24532	-0.39461
TIGR61	14	j=1	0.07965	-0.09580	1.08983
		j=2	-0.66528	-0.48582	-0.17029
		j=3	-0.01578	1.46358	-0.52486

I.3.4. Calcul de la vapeur d'eau atmosphérique

La connaissance de la teneur en vapeur d'eau atmosphérique w dans le développement des algorithmes de calcul de la température de surface Ts est importante pour comprendre le cycle hydrologique, les interactions biosphère-atmosphère, le bilan énergétique, ainsi que pour surveiller le changement climatique dû aux gaz à effet de serre (Sobrino et al., 2003).

La vapeur d'eau atmosphérique peut être déterminée par des mesures au sol, des sondages atmosphériques ou par des modèles à partir des produits MODIS ou AVHRR. Selon (Sobrino et al., 2003), des modèles de la teneur en vapeur d'eau ont été développés ces dernières années en utilisant des données fournies par des capteurs type AVHRR (Sobrino et al., 1999) ou MODIS ((Gao et Goetz, 1990), (Kaufman et Gao, 1992)).

A. La méthode SWCVR

Selon (Sobrino et al., 1994), la technique qui estime la quantité de vapeur d'eau atmosphérique w à partir des données satellitales est la méthode SWCVR (Split-Window Covariance-Variance Ratio). L'algorithme opérationnel proposé pour les données NOAA/AVHRR est (Sobrino et Raissouni, 2000):

$$w = 0.26 - 14.253(\cos\theta \ln R_{54}) - 11.649(\cos\theta \ln R_{54})^2 \qquad \textbf{(Eq. 59)}$$

Où θ est l'angle d'observation du satellite, et R_{54} est le rapport de la covariance et la variance des températures de brillance des canaux split-window 4 et 5 de l'image AVHRR. Cette relation est obtenue avec l'hypothèse que l'atmosphère est identique sur N pixels voisins où la température et l'émissivité de surface sont différentes.

$$R_{54} = \frac{\sum_{k=1}^{N}(T_{4k}-T_{40})(T_{5k}-T_{50})}{\sum_{k=1}^{N}(T_{4k}-T_{40})^2} \quad \textbf{(Eq. 60)}$$

T_{40} et T_{50} sont les températures moyennes des N pixels considérés dans chaque canal.

Cette technique ne fonctionne pas dans la plupart des cas des surfaces marines ; pour résoudre ce problème (Sobrino et al., 2002b) proposent une technique simplifiée, appelée LASTR (relation linéaire température de surface-atmosphère).

B. La méthode LASTR

Basée sur une corrélation linéaire entre la température atmosphérique effective dans le canal 4 d'AVHRR et la température de surface de la mer (SST) (Sobrino et al., 2002b), cette méthode estime la quantité totale de la vapeur d'eau atmosphérique des surfaces de la mer en utilisant les canaux 4 et 5 d'AVHRR.

$$w_{path} = -7.17\tau_4 + 7.41 \quad \textbf{(Eq. 61)}$$

Où τ_4 est la transmittance atmosphérique dans le canal 4.

C. L'approche de Li (Li et al., 2003)

Un algorithme opérationnel a été développé pour trouver w pour ATSR2 en utilisant deux vues nadir et d'avant (Forward).

Vue Nadir (Nadir view) (θ≈10°)

$$w = 13.73 - 13.662\,{}^{\tau_{12}}/_{\tau_{11}} \quad \textbf{(Eq. 62)}$$

Vue d'avant (Forward view) (θ≈53°)

$$w = 10.02 - 9.971\,{}^{\tau_{12}}/_{\tau_{11}} \quad \textbf{(Eq. 63)}$$

τ_{12}/τ_{11} est le rapport de transmittance des canaux 11µm et12µm.

D. L'approche de Sobrino (Sobrino et al., 2003)

Sobrino et al. (Sobrino et al., 2003) s'appuient sur la méthode d'absorption différentielle, qui suppose que la transmission dans un canal d'absorption de vapeur d'eau peut être estimée par le rapport des radiances mesurées dans le canal d'absorption et au moins une fenêtre du canal. La transmission est alors liée à la teneur en vapeur d'eau.

$$G_{17} = \frac{L_{17}}{L_2}\ , G_{18} = \frac{L_{18}}{L_2},\ G_{19} = \frac{L_{19}}{L_2} \quad \textbf{(Eq. 64)}$$

L_i sont les radiances des canaux 2, 17, 18, et 19 de MODIS

W_{17}, w_{18}, et w_{19} sont les valeurs de vapeur d'eau des canaux 17, 18 et 19 de MODIS

$$w_{17} = 26.314 - 54.434\, G_{17} + 28.449\, G_{17}^2 \quad \textbf{(Eq. 65)}$$

$$w_{18} = 5.012 - 23.017\, G_{18} + 27.884\, G_{18}^2 \quad \textbf{(Eq. 66)}$$

$$w_{19} = 9.446 - 26.887\, G_{19} + 19.914\, G_{19}^2 \quad \textbf{(Eq. 67)}$$

La vapeur d'eau totale à partir de MODIS est donc :

$$w = 0.192 w_{17} + 0.454\, w_{18} + 0.355\, w_{19} \quad \textbf{(Eq. 68)}$$

E. L'approche de Kaufman et Gao (Kaufman et Gao, 1992)

Pour les images MODIS, Kaufman et Gao (1992) utilisent pour un terrain complexe l'expression suivante :

$$\tau_w = e^{(\alpha - \beta\sqrt{w})}, \quad R^2 = 0.999 \quad \textbf{(Eq. 69)}$$

Où α = 0.02, β = 0.651,

La vapeur d'eau est donc:

$$w = \left(\frac{\alpha - ln\tau_w}{\beta}\right)^2 \quad \textbf{(Eq. 70)}$$

Où σ_w est la transmittance.

I.3.5. Détermination de la transmittance atmosphérique

En règle générale, le changement de la transmittance atmosphérique est principalement tributaire de la variation de la teneur en vapeur d'eau (Qin et al., 2001a). Elle est fortement sensible à l'absorption de la vapeur d'eau atmosphérique ((Price J. , 1983); (Dash et al., 2002)). Cette caractéristique a été largement utilisée pour déterminer la transmittance atmosphérique à travers la simulation avec des programmes tels que LOWTRAN ou MODTRAN.

Sur la base des résultats de simulation avec LOWTRAN 7, les équations d'estimation de la transmittance ont été établies à partir de la teneur en vapeur d'eau dans la gamme 0,4 à 3 g.cm $^{-2}$ pour Landsat-TM6 et NOAA-AVHRR, et pour deux valeurs de température atmosphérique près du sol, correspondant à 35°C et 18°C pour les profils de haute température et basse température respectivement.

On évalue la précision des équations d'estimation de la transmittance en fonction de la teneur en vapeur d'eau sur la base du carré du coefficient de corrélation (R^2) entre les données de transmittance el les valeurs prédites par ces équations. On trouve que les équations d'estimation figurant dans le tableau 9 ont un R^2 très élevé de plus 0.995 et une erreur standard faible de l'ordre

de 0.003. Ceci signifie que les équations empiriques d'estimation de la transmittance en fonction de la teneur en vapeur d'eau sont précises.

Tableau 9 : Estimation de la transmittance atmosphérique pour Landsat TM et NOAA- AVHRR (Qin et al., 2001a), (Qin et al., 2001b).

Profils	**vapeur d'eau (w) ($g.cm^{-2}$)**	**Equation D'estimation De la Transmittance**		**Corrélation R^2**		**L'erreur Standard**	
		Landsat TM	NOAA-AVHRR	TM	AVHRR	TM	AVHRR
Température d'air haute	0.4-1.6	τ_6= 0.974290 – 0.08007w	τ_4 = 0.979160 – 0.062918 w τ_5 = 0.968144 – 0.098942 w	0.99611	0.99425 0.99716	0.002368	0.002266 0.002501
	1.6-3.0	τ_6= 1.031412 – 0.11536w	τ_4 =1.0.35378 – 0.097514 w τ_5 = 1.026468 – 0.135133 w	0.99827	0.99746 0.99879	0.002539	0.002602 0.002486
Température d'air basse	0.4-1.6	τ_6= 0.982007 – 0.09611w	τ_4 = 0.983311 – 0.072444 w τ_5 = 0.981868 – 0.121979 w	0.99463	0.99469 0.99679	0.003340	0.002215 0.002896
	1.6-3.0	τ_6= 1.053710 – 0.14142w	τ_4 = 1.058059 – 0.121354 w τ_5 = 1.048364 – 0.163678 w	0.99899	0.99817 0.99948	0.002375	0.002749 0.001973

Les résultats de l'analyse de sensibilité de l'algorithme de QKB indique que l'erreur de l'estimation de Ts probable δT due à l'erreur d'émissivité du sol $\delta\varepsilon_6$ est beaucoup plus faible que celle due à l'erreur de transmittance $\delta\tau_6$ et l'erreur de température atmosphérique δT_a. En moyenne, δT probable est inférieure à 0.12°C pour $\delta\varepsilon_6$<0.01 et 0.24°C pour $\delta\varepsilon_6$<0.02. En outre, l'erreur Ts change légèrement avec l'émissivité pour la même erreur $\delta\varepsilon_6$. D'autre part, l'erreur Ts est sensible à l'erreur de transmittance et à l'erreur sur la température atmosphérique moyenne. Par conséquent, une transmittance élevée due à la vapeur d'eau dans le profil atmosphérique est la meilleure condition pour une estimation précise de Ts des données Landsat TM6.

(Mao et al., 2005) calculent la transmittance de MODIS31/32 par :

$$\tau_{31} = 2.89798 - 1.88366e^{-(w/-21.22704)} \quad \textbf{(Eq. 71)}$$

$$\tau_{32} = -3.59289 + 4.60414e^{(w/-32.70639)} \quad \textbf{(Eq. 72)}$$

Alors que (Zhang et al., 2008), donnent la relation entre la transmittance de AATSR11/12 et la vapeur d'eau atmosphérique par :

$$\tau_{11} = -0.1134\, w + 0.9553 \quad \textbf{(Eq. 73)}$$

$$\tau_{12} = -0.1397 w + 0.24 \quad \textbf{(Eq. 74)}$$

CONCLUSION

Nous avons présenté dans ce chapitre une revue des principaux algorithmes pour l'extraction de Ts et avons décrit leur applicabilité générale en fonction de la situation donnée. Nous avons également présenté sous forme de tableaux la liste des paramètres dépendants et indépendants nécessaires à la mise en œuvre de chaque algorithme afin de faciliter à l'utilisateur la sélection et la mise en œuvre de ces algorithmes en fonction de l'image particulière et un ensemble de paramètres accessibles à l'utilisateur. Ci-après, nous donnons un résumé des avantages et des inconvénients des différentes méthodes et leur domaine d'application.

Les méthodes

D'après les résultats des différentes études antérieures centrées sur la température de surface, nous constatons que le principal avantage de l'algorithme SC^{JMS}, en comparaison avec d'autres méthodes de canal unique, est le fait de dépendre d'un seul paramètre (w), alors que l'algorithme QKB dépend de deux paramètres (w, T_0).

Pour les algorithmes du canal unique, la meilleure longueur d'onde afin de récupérer Ts dépend de la vapeur d'eau atmosphérique et varie de 11 μm à 10.5 μm lorsque la vapeur d'eau varie de 1 à 4 g/cm^2 (Sobrino et Jiménez-Muñoz, 2005). De plus, l'algorithme de SC^{JMS} peut être appliqué à n'importe quel canal thermique avec une FWHM (full-width half-maximum), près de 1 μm, comme expliqué par (Jimenez - Munoz Sobrino, 2003).

L'algorithme SC^{JMS} s'appuie sur l'estimation des fonctions atmosphériques (AFS), qui ont été supposées ne dépendre que de *w*. Par conséquent, en ce qui concerne son application pratique à l'image Landsat-5, le principal avantage est que seule la connaissance de *w* est nécessaire. SC^{JMS} est totalement opérationnel et peut être adapté à une bande thermique. Les erreurs attendues sont comprises entre 1° et 2° K pour les valeurs de *w* entre 0.5 et 2 g/cm^{-2} (Jiménez-Muñoz J. C., 2009).

Par ailleurs, les algorithmes de QkB et SC^{JMS} évitent la dépendance à l'égard des données de radiosondage par le biais de relations empiriques et donnent des résultats similaires, à l'exception des valeurs de *w* très faibles (entre 0 et 0,5 $g.cm^{-2}$), pour les quelles SC^{JMS} sous-estime la valeur

de la température de surface Ts. Cependant, pour des valeurs de *w* très faibles et des surfaces avec une émissivité élevée, la correction atmosphérique est négligeable ; les algorithmes d'estimation de Ts ne sont pas nécessaires ; la température de surface Ts peut alors être calculée directement à partir de l'équation de transfert radiatif (RTE) (Sobrino et Jiménez-Muñoz, 2005).

Capteurs et canaux d'observation

Selon (Jimenez – Munoz et Sobrino, 2003), des capteurs de longueurs d'onde efficaces près de 11μm sont plus adéquats pour récupérer Ts avec la méthode du canal unique que des capteurs de longueurs d'onde efficaces voisine de 12 μm. Bien que Ts doit être théoriquement la même pour les différentes longueurs d'onde, la valeur d'absorption la plus élevée à la longueur d'onde proche de 12 μm, en comparaison avec les longueurs d'onde voisines de 11 μm, présente plus d'erreurs sur la récupération de Ts. De la même manière, on obtient de plus fortes valeurs d'erreurs lorsque la teneur en vapeur d'eau atmosphérique est élevée (Jimenez - Munoz et Sobrino, 2003).

Pour les images ASTER, l'algorithme SC^{JMS} peut être appliqué à n'importe quelle bande TIR, mais de préférence à la bande 13 (10.659 μm) ou 14 (11.289 μm) (Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2010). Pour une zone agricole l'utilisateur dispose d'une alternative à l'estimation de l'émissivité de surface en utilisant l'approche NDVI (Jimenez-Munoz et Sobrino, 2006) et au moins deux alternatives pour l'extraction de Ts à partir des données ASTER : (i) la technique split-window de (Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2007)($SW^{JMS,\ 2007}$) et (ii) l'algorithme SC (Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2010). L'algorithme split-window et celui du canal unique SC peuvent être appliqués à d'autres surfaces autres que les surfaces agricoles, tels que l'eau, les roches, ou même les zones urbaines. Cependant, dans ces cas, les émissivités d'entrée doivent être estimées à partir d'approches différentes de celle basées sur l'NDVI.

L'avantage principal des algorithmes Split-window de Jiménez-Muñoz Sobrino ($SW^{JMS,\ 2008}$) provient du fait qu'ils performent la correction atmosphérique en utilisant des données enregistrées au niveau du capteur. L'inconvénient principal est que ces algorithmes nécessitent la connaissance de ε et *w*, mais ces paramètres peuvent être estimés à partir des données de télédétection. La précision attendue des extractions de Ts est inférieure à 2°K, avec la contribution majeure à l'erreur totale sur ε, supposée être de 1% (Jimenez Munoz et Sobrino, 2008).

Des erreurs plus élevées ont été trouvées pour le capteur imageur embarqué sur les plates-formes GOES12 et GOES13, étant donné que la bande située à 12 μm a été déplacée à 13,3 μm. L'algorithme $SW^{JMS,\ 2007}$ est applicable à la fois aux surfaces terrestres et marines. Pour la récupération de SST, les valeurs $\varepsilon = 1$ et $\Delta\varepsilon = 0$ peuvent être considérés comme une première

approximation. Les coefficients SW[JMS, 2007] calculés pour les capteurs TIR les plus utilisées fournissent des tableaux de référence utiles pour l'estimation de la température de surface Ts à l'échelle mondiale (Jimenez Munoz et Sobrino, 2008). Quant à la technique split-window, les meilleurs résultats de la simulation ont été obtenus pour des combinaisons de longueur d'onde proche de 11μm et 12 microns (Sobrino et Jiménez-Muñoz, 2005).

Entre les méthodes du canal unique et split-window, au moins deux canaux thermiques sont nécessaires afin de récupérer Ts avec suffisamment de précision à l'échelle mondiale, car la méthode du canal unique donne des résultats médiocres pour les valeurs de teneur en vapeur d'eau atmosphérique. Ce dernier résultat est commun à toutes les méthodes du canal unique qui utilisent des relations empiriques entre la vapeur d'eau et les paramètres atmosphériques, de sorte que ces relations deviennent instables pour des valeurs élevées de vapeur d'eau (Sobrino et Jiménez-Muñoz, 2005). Les algorithmes des deux canaux (TC) fournissent une alternative à l'algorithme TES pour récupérer Ts à partir de bandes TIR ASTER, au moins sur les surfaces à contraste spectral bas ou des valeurs élevées d'émissivité, telles que les zones agricoles.

L'avantage principal de ces algorithmes est que la correction atmosphérique est incluse dans l'algorithme lui-même. Toutefois, il convient de noter que les algorithmes TC nécessitent une connaissance a priori des émissivités de surface, alors que l'algorithme TES estime à la fois les émissivités de surface et la température.

L'algorithme TES est préféré pour estimer la température et l'émissivité de surface à partir des données ASTER, car il exploite les caractéristiques TIR multispectrales d'ASTER, et fournit des estimations de l'émissivité dans une base pixel par pixel en résolvant l'équation RTE. Pour cette raison, les émissivités TES sont révélateurs de changements de la couverture terrestre, contrairement aux émissivités récupérées à partir des approches basées sur l' NDVI, qui ne répondent pas à des changements dans la densité du couvert de la végétation et des changements dans les propriétés de surface du sol (French et al., 2008). Cependant, les approches NDVI fournissent des cartes d'émissivité de qualité meilleures que l'approche TES sur les zones agricoles, où les surfaces ont un faible contraste spectral et les pixels sont composés par un mélange de sol et de végétation (Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2010). Ces approches sont également faciles à appliquer pour les utilisateurs non expérimentés et peuvent être utilisés comme entrée pour d'autres algorithmes simples de récupération Ts tels que Split-window ou canal unique.

Emissivité et vapeur d'eau

Pour les méthodes d'extraction de l'émissivité de surface LSE, l'approche basée sur l'NDVI demande quelques conditions spécifiques (Valor et Caselles, 1996), comme la connaissance de l'émissivité du sol nu, le sol et la végétation ainsi que la distribution et la structure de la végétation. Selon (Zhang et al., 2006), la méthode basée sur le rapport des valeurs de végétation et de sol nu est recommandée.

Pour la récupération de la teneur en vapeur d'eau, la technique SWCVR estime la teneur en vapeur d'eau à partir des données NOAA. Elle fournit une amélioration de l'estimation de la vapeur d'eau atmosphérique totale à partir des données AVHRR sur la terre, dont la précision peut être suffisante pour différentes applications, notamment pour améliorer la récupération de Ts à partir des algorithmes split-window. La vapeur d'eau provenant des données ATSR2 en utilisant la méthode proposée par (Li et al., 2003) est suffisamment précise dans la plupart des cas pour la température de surface déterminée par la technique split-window et pour les corrections atmosphériques dans les canaux du visible et du proche infrarouge du ASTR2 (Li et al., 2003). L'avantage de l'algorithme donné par (Sobrino et al., 2003) est sa simplicité car la vapeur d'eau est directement dérivée de mesures de radiance. La technique LASTR évalue w à partir des données de surface de la mer.

Chapitre II

Développement de l'interface de calcul

II.1. Introduction

La température de surface (plus exactement la température à l'interface sol-atmosphère communément appelée température de surface), étudié pourtant depuis plusieurs années, reste un paramètre difficile à extraire et à mesurer directement sur le terrain ; l'une des raisons principales est la difficulté de définir justement la surface. Cette complexité a poussé les équipes à créer leurs propres algorithmes qui ne sont pas toujours implémentés dans les logiciels de traitement numériques d'images satellitales. De ce fait, un utilisateur ne possédant pas forcément les bases physiques et devant utiliser la température de surface pour des thématiques concernant le territoire se trouve démuni. Notre objectif principal dans ce travail est d'élaborer un outil pratique d'extraction de la température de surface, à partir d'images satellitales, et son exploitation dans le suivi de l'évolution du paysage. L'outil software à développer utilise un certain nombre d'algorithmes de calcul de la température de surface à partir des données satellitales.

Les différents algorithmes nécessitent de disposer d'un certain nombre de paramètres d'entrée (paramètres indépendants) pas toujours facile à déterminer et souvent non disponibles pour toute zone d'étude. Ils permettent par ailleurs d'obtenir en sortie d'autres paramètres (paramètres dépendants) pour calculer la température de surface. Tous ces algorithmes se présentent globalement sous la forme suivante:

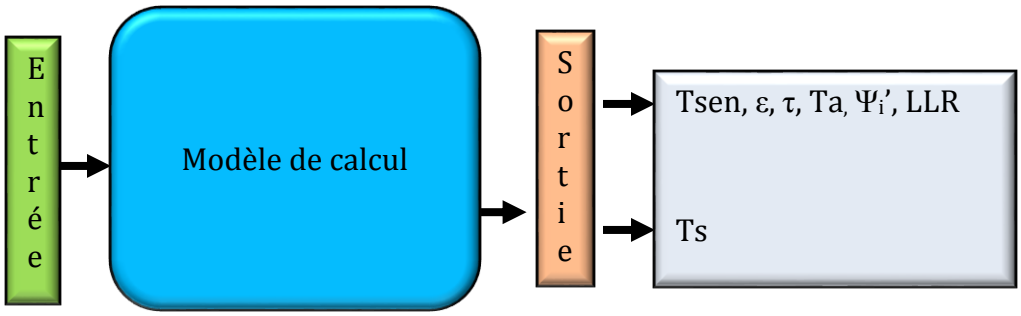


Figure 2 : Schéma général des algorithmes d'estimation de la température de surface.

Pour aboutir à ce résultat deux stratégies de développement de cet outil sont envisageables.

- Créer un outil autonome complet qui dispose d'outils de traitement et d'analyse d'images pour traiter les images quel que soit leur format. Un tel projet nécessiterait le développement d'un logiciel complet, pointu et performant de traitement d'images satellitales ; chose qui demanderait une compétence de plusieurs spécialistes de traitement d'images et une période relativement longue de développement.

- Utiliser les ressources des logiciels qui existent déjà, (ENVI, ERDAS, IDRISI) et développer une interface avec des modules additionnels (plugins) de traitement ; nous avons opté pour cette deuxième stratégie. En fait, dans l'intérêt de développer, tester et valider notre outil durant le temps limite d'une thèse de doctorat, nous avons consciemment choisi de limiter notre interface pour les images de format "tif".

Le choix d'un algorithme d'estimation de la température de surface est basé sur un certain nombre de critères à savoir :

i) La disponibilité des paramètres d'entrée exigés par chaque algorithme
ii) La complexité éventuelle des algorithmes pour lesquels les paramètres d'entrée sont disponibles en optant initialement pour le moins complexe
iii) L'existence de paramètres d'ajustement dans l'algorithme nécessitant une expérimentation en choisissant l'algorithme qui minimise ces paramètres d'ajustement.

II.2. Analyse des algorithmes retenus pour le développement de notre outil

Les algorithmes retenus correspondent au schéma de la figure 2. Chaque algorithme utilise une série de données d'entrée pour déterminer les paramètres de sortie nécessaire au calcul de la température de surface T_s.

Ces algorithmes ont été développés, en s'appuyant sur des méthodes de calculs monocanale, multicanale ou split-window ainsi que l'algorithme TES (Temperature Emissivity Separation).

II.2.1. La méthode du canal unique

La méthode du canal unique regroupe deux algorithmes, largement utilisés par les chercheurs pour estimer la température de surface en utilisant un seul canal.

- **L'algorithme QkB**

Cet algorithme fournit la température de surface T_s par l'équation 5 page 25 :

- **L'algorithme de Jiménez-Muñoz and Sobrino's SC^{JMS}**

Cet algorithme fournit la température de surface T_s par la formule (75) suivante :

$$\boldsymbol{T_s = \gamma\left\{\varepsilon_\lambda^{-1}[\psi_1 L_{sen} + \psi_2] + \psi_3\right\} + \delta,} \qquad \textbf{(Eq. 75)}$$

Où ε est l'émissivité de surface; γ et δ sont deux paramètres dépendants sur la fonction de Planck et ψ_1, ψ_2, ψ_3 sont considérés comme des fonctions atmosphériques (AFs).

II.2.2 La méthode Split-Window

Elle se base sur l'utilisation de deux canaux pour estimer la température de surface en utilisant un certain nombre de paramètres. Plusieurs auteurs ont établi leurs propres algorithmes connus par leurs noms. La température de surface de l'algorithme de (Jimenez Munoz et Sobrino, 2008), comme exemple se calcule par l'équation (76) :

$$T_s = T_i + c_1(T_i - T_j) + c_2(T_i - T_j)^2 + c_0 + (c_3 + c_4 w)(1 - \varepsilon) + (c_5 + c_6 w)\Delta\varepsilon \qquad \textbf{(Eq. 76)}$$

Où T_i et T_j sont les températures de brillance au niveau du capteur pour les deux canaux i et j, en degré Kelvin, ε est l'émissivité moyenne, W est la vapeur d'eau atmosphérique totale (en g/cm^2), et c_0-c_6 sont des coefficients numériques de l'algorithme split-window à déterminer à partir des données de simulation.

II.2.3. La méthode TES

L'algorithme TES utilise trois modules successifs pour estimer la température de surface T_s et l'émissivité de surface LSE (Land-Surface-emissivity) dans tous les 5 canaux TIR d'ASTER (10 à 14).

II.3. Les paramètres dépendants et indépendants dans les algorithmes

Le travail de (Benmecheta et al., 2013), analyse les paramètres d'entrée (indépendants) et de sortie (dépendant) des modèles utilisés nécessaires pour le calcul de T_s à partir des différentes méthodes présentées. A partir de cette analyse de chaque algorithme on peut dire que :

II.3.1. L'algorithme Qin et al.2001

Pour calculer la température de surface T_s en utilisant Landsat TM6 l'algorithme de (Qin et al., 2001a) nécessite les paramètres suivants:

- La radiance au niveau du capteur (Lsen),
- La température au niveau du capteur (Tsen),
- L'émissivité (ε),
- La transmittance (τ),
- La teneur en vapeur d'eau (W),
- La température moyenne atmosphérique (Ta),
- La température de l'air (T_0).

La mise en œuvre de l'algorithme d'estimation de Ts à partir des données Landsat TM6 est donc relativement simple. La transmittance atmosphérique τ et la température moyenne atmosphérique T_a peuvent être extraites à partir des profils atmosphériques. Ainsi, (Qin et al., 2001a) ont utilisé

des données simulées calculées avec le code LOWTRAN-7 (Kneizys et al., 1988) pour ajuster τ par rapport à la teneur en vapeur d'eau atmosphérique (w) et T_a par rapport à la température de l'air proche de la surface T_0 comme des données en entrée. De cette façon, l'algorithme utilise w et T_0 comme données d'entrée. Cependant, les relations entre τ et w dépendent des valeurs de température de l'air ''hautes'' et ''basses'' grossièrement définies, alors que les relations entre T_a et T_0 sont données pour certaines atmosphères standard. Ainsi, la teneur en vapeur d'eau et la température de l'air ne sont pas des entrées de paramètres idéaux, et ne devraient donc être utilisés que lorsque le facteur de transmission atmosphérique (τ) et la température moyenne atmosphérique (T_a) ne sont pas connus.

II.3.2. L'algorithme SC^{JMS}

Cet algorithme nécessite des paramètres suivants:

- La radiance au niveau du capteur (Lsen),
- La température au niveau du capteur (Tsen),
- L'émissivité (ε),
- L'NDVI,
- La teneur en vapeur d'eau (W),
- Les fonctions atmosphériques (Ψ_i's).

II.3.3. L'algorithme Split-Window

Se base sur la connaissance des paramètres suivants :

- La radiance au niveau du capteur (L_{sen}),
- La température au niveau du capteur (T_{sen}),
- L'émissivité (ε),
- L'NDVI,
- La teneur en vapeur d'eau (w).

II.3.4. L'algorithme TES

Cet algorithme nécessite

- La radiance au niveau du capteur (L_{sen}),
- La température au niveau du capteur (T_{sen}),
- L'émissivité (ε),
- La transmittance (τ),
- La radiance au niveau du sol (LLR),
- La radiance descendante ($L_i^{\downarrow}$),
- la radiance ascendante ($L_i^{\uparrow}$).

Les paramètres utilisés pour implémenter ces algorithmes sont repris dans le tableau 10 suivant :

Tableau 10: Les paramètres utilisés pour implémenter les algorithmes d'estimation de T_s (Benmecheta et al., 2013).

Méthodes		L_{sen}	T_{sen}	Emis. (ε)	NDVI	Trans. Atm. (τ)	Water vap. content (w)	Mean Atm. Temp (T_a)	Air Temp (T_0)	AFs (Ψ_i's)	Land Leav. Rad (LLR)	$L^{\downarrow}$	$L^{\uparrow}$
Canal unique	QKB	O	⊙ (T_6)	⊙		⊙	O	⊙	O				
	SC^{JMS}	O	⊙	⊙	O		O			⊙			
Deux canaux	Split window	O	⊙	⊙	O		O						
TES		⊙ (R)	⊙	⊙		O					⊙	O	O

O: Paramètres indépendants ou la valeur numérique est a priori connue.
⊙: Paramètres dépendants calculés à partir des paramètres indépendants.

Ces différents paramètres peuvent être obtenus en utilisant les méthodes résumées dans le tableau 11 suivant pour chaque méthode d'estimation de la température de surface T_s.

Tableau 11: Les paramètres de détermination des algorithmes d'estimation de T_s (Benmecheta et al., 2013).

Paramètres	Méthodes			
	Canal Unique		Deux Cannaux	T.E.S
	QkB	SC^{JMS}	SW-JMS-08	
NDVI	N/A			N/A
Emissivité (ε)	0.95–0.98 (*)	$NDVI^{THM}$	$NDVI^{THM}$	Itération commençant par 0.99
T_a	$T_a = f(T_0)$	N/A	N/A	N/A
T_0	Données Météo.			N/A
Fonctions Atmosphériques (AFs)	N/A	AFs = f(w) AFs = f (τ, $L\uparrow$, $L\downarrow$)	N/A	N/A

Radiance au sol (LLR)	N/A	N/A	N/A	LLR=f($L_{sen}, L_i^{\uparrow}, \tau_i$)
Teneur en vapeur d'eau atmosphérique (w) (g.cm^{-2})	0.4 -1.6	Sondage Atmos. LOWTRAN	Plusieurs méthodes de récupération	N/A
transmittance Atmosphérique (τ)	τ = f (w)	Sondages Atmos., MODTRAN	N/A	Sondages Atmos. MODTRAN, LOWTRAN.
Radiance Atmosphérique descendante L↓	N/A	Sondages Atmos. , MODTRAN	N/A	Sondages Atmos. MODTRAN, LOWTRAN.
Radiance Atmosphérique ascendante $L^{\uparrow}$	N/A	Sondages Atmos, MODTRAN	N/A	Sondages Atmos. MODTRAN, LOWTRAN.

Dans le tableau 11 :

* les surfaces naturelles possèdent généralement une émissivité de 0.95-0.98 dans l'intervalle thermique 10-13 µm ((Price J. C., 1984); (Sutherland, 1986); (Takashima et Masuda, 1987)).

Note: N/A dénote les paramètres qui ne sont pas nécessaires ou utilisés par l'algorithme correspondant.

II.4. Présentation de l'interface

L'interface doit prendre en charge quatre grands types de fonctions:

1. Le chargement de l'image : nous avons convenu précédemment que nous nous intéressons uniquement aux images sous format <<tif>>,
2. Le calcul de l'émissivité à partir de l'indice de végétation ou de la classification multibande,
3. Le groupe des algorithmes canal unique, split-window et TES
4. L'affichage de l'image température de surface.

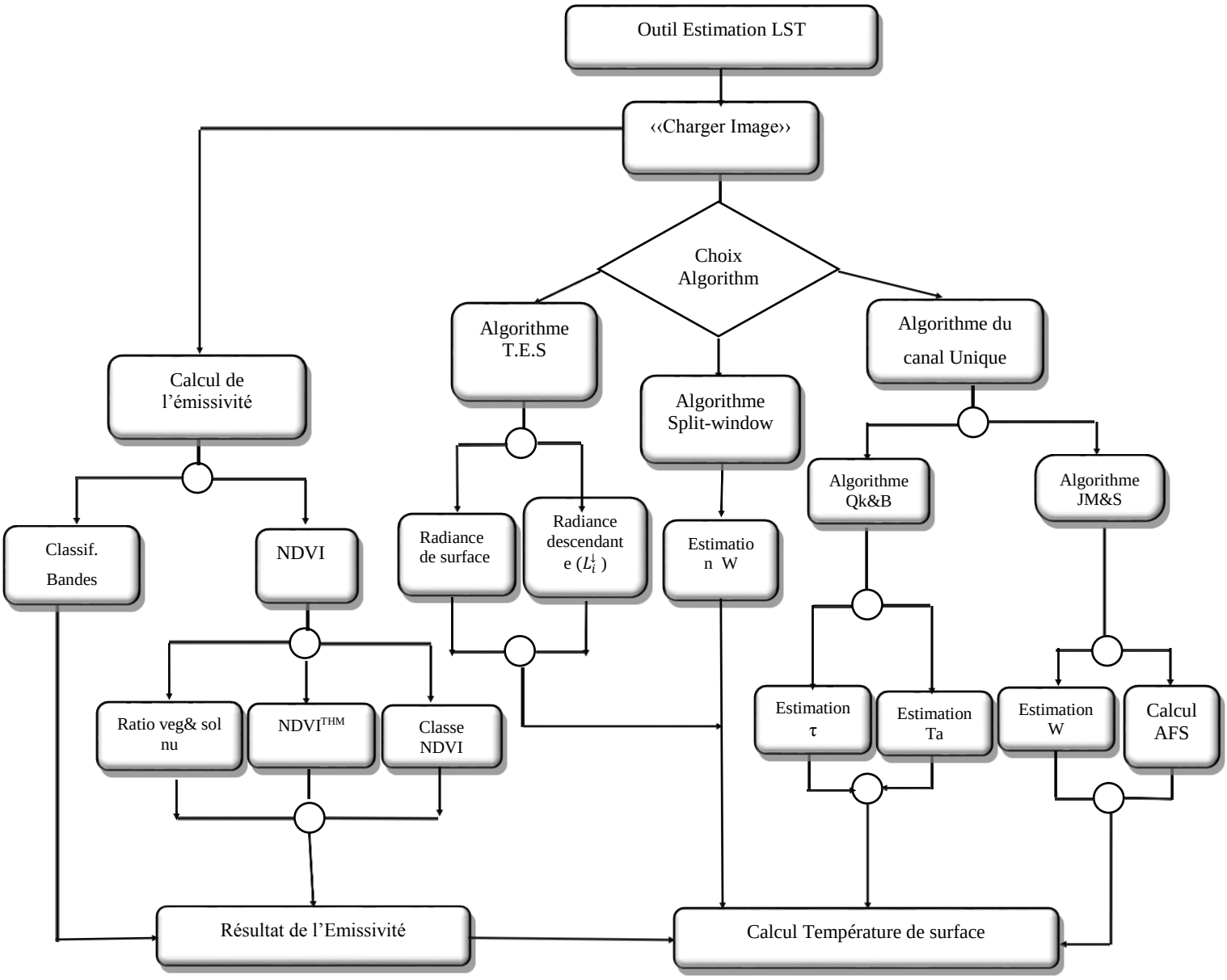


Figure 3 : Schéma général de la démarche pour la réalisation de l'outil d'estimation de Ts.

L'algorithme de la figure 3 détaille les différentes séquences de l'outil à réaliser. L'exploitation débute par le chargement de l'image ; l'utilisateur possède la possibilité de choisir l'algorithme d'estimation de la température de surface en fonction des données dont il dispose. Nous nous sommes intéressés à trois algorithmes à savoir : i) l'algorithme du canal unique qui regroupe les deux méthodes de Jiménez Munoz et Sobrino (SC^{JMS}) et celui de QKB et nécessite une seule bande spectrale, ii) celui des deux canaux ou split window, nous nous sommes basés sur l'algorithme Jiménez Munoz et Sobrino , 2008 et enfin iii) l'algorithme TES qui utilise 5 bandes spectrales.

Après le choix de l'algorithme, il y'a lieu de calculer les données d'entrée. L'émissivité est une donnée requise pour chaque algorithme. Nous nous sommes basés sur la classification de l'image des bandes (VNIR) et sur l'image NDVI. Cette dernière regroupe la méthode de classification d'NDVI, sur le seuil NDVI et sur le rapport végétation/sol nu.

II.4.1. Impératifs et contraintes

Au cours de la réalisation de l'outil, nous étions confrontés à différents impératifs et contraintes:

- La plateforme ENVI est indispensable pour l'exécution de nos modules dans l'état actuel, en particulier dans l'étape de définition de la région d'intérêt de l'image et dans la lecture, la visualisation et l'analyse des résultats de calcul. Il est donc important que nous œuvrions dans le futur à développer une application « standalone » qui dispensera l'utilisateur du besoin de la plateforme ENVI. Notre objectif est que cette application soit directement accessible et exécutable online.
- Le type d'image ainsi que leur format qui est actuellement limité au format TIFF. Nous avons l'intention d'étendre notre application à accepter d'autres formats tels que HDF, JPG, etc.
- Certaines données d'entrée pour chaque méthode, bien que nécessaires, sont parfois difficiles à obtenir et même complètement indisponibles. Tel est le cas par exemple de la vapeur d'eau. Nous avons adressé ce problème par fournir des algorithmes de calcul de ces données manquantes. Toutefois, ces algorithmes ne sont pas toujours applicables à tous les types d'images.
- Le mécanisme de gestion des exceptions dans le programme est très limité. Plusieurs emplacements doivent être vérifiés pour chercher une faute
- L'assurance de la cohérence du programme résultant et ses différentes parties
- La validation des différentes méthodes et des résultats obtenus par chacune de ces méthodes.

II.5. Structure générale de l'interface

L'interface principale de l'application est une fenêtre avec un menu, les sous-menus mènent vers des formes (fenêtres), ou chaque forme fait des taches bien précises. Elle est structurée en un certain nombre de modules, chaque module est accessible à partir d'onglets ou de sous onglets.

Le menu principal est organisé comme suit :

Une classe regroupe les sous menus pour la préparation des données du capteur, une autre pour les données d'entrée du programme, une pour le calcul de la température de surface Ts et enfin le Help.

Les différents modules de cette interface sont donc :

1. Calcul des données au niveau du capteur (Lsen, Tsen),
2. Les paramètres d'entrée des algorithmes (NDVI, l'émissivité, la vapeur d'eau atmosphérique, la transmittance),
3. Algorithmes de calcul de T_s,
4. Help

II.6. La programmation

Cette étape peut être réalisée en utilisant divers langages de programmation, disponibles sur le marché ; ces solutions peuvent être propriétaires (payantes) ou libres (gratuites).

Pour la réalisation des différentes interfaces et routines de calcul et implémentation des modèles d'estimation de la température de surface Ts, il nous a fallu choisir un langage de programmation et le type de licence pour cet environnement, solution propriétaire ou l'existence de <<Open source>>.

II.6.1. Choix d'un langage de programmation

Le choix du langage est fortement lié à l'aptitude à manier des images, c'est à dire de disposer d'une bibliothèque de formats d'image, ceux utilisés dans de domaine de la télédétection qui intègrent une information de localisation. Cette information est : i) soit incluse dans le fichier image c'est à dire qu'elle est dans la structure de l'image ; c'est le cas des images de type: GEOTIFF, NAT, JP2, etc… ; ii) soit mise dans un fichier séparé mais dans le même workspace ; c'est le cas des images HDF ou le format natif d'ENVI (logiciel de traitement d'image de RSI).

Au début nous avons concentrés nos efforts vers une solution libre, comme Java ou QT(C++), mais nous avons rencontrés quelques problèmes techniques, à titre d'exemple : la gestion des formats des images géoréférencées (geotiff, jpeg2000). Ces langages peuvent facilement gérer des formats d'image de type standard, c'est à dire des images non géoreférencées et non géocodées, mais exige une bibliothèque spéciale pour leur gestion. Notre choix s'est porté sur le langage IDL (Interactive Data Language) qui est un langage de programmation propriétaire développé à la fin des années 1970 au Laboratoire de Physique Atmosphérique et de l'espace (LASP) à l'Université du Colorado à Boulder *;* il est rapidement monté en puissance dans le domaine de la télédétection, de l'astronomie et du médical. Il offre des capacités intégrées de traitement d'images et de visualisation avec une interface graphique conviviale (IDL, 1999). C'est un langage vectoriel de traitement de données et de visualisation très répandu dans l'industrie et dans la recherche

actuellement détenu par EXELIS (Visual Information Solutions). Il offre un cheminement simple et rapide des données aux résultats. C'est un langage très concis qui manipule les images 2D ou 3D aussi simplement que des scalaires. Il dispose d'une bibliothèque très riche concernant la manipulation et le traitement des images que ce soit satellitaires ou médicales. Cette bibliothèque lit la majorité des formats de données (images) qui existent sur le marché (TIF, HDF, Dat, JPG, BPM, JPG2000.etc…). Il dispose aussi d'une bibliothèque spéciale de fonctions prédéfinies couvrant la majorité des fonctions de gestion et de calcul matriciel.

IDL n'est pas puissant dans le design des interfaces homme-machine(IHM), mais il est suffisant pour créer des interfaces de communication avec les utilisateurs avec ce qu'il contient comme composantes visuelles (forme, bouton, radio bouton, menu, combo box, onglet). Il est aussi rapide dans l'exécution des programmes et ne nécessite pas un grand temps de compilation.

Les arguments majeurs en faveur d'IDL sont :

- Une bibliothèque assez riche de manipulation des données images et des fonctions préfinies dans le traitement des données et des matrices, par exemple pour faire le produit de deux matrices a et b: Il suffit d'écrire : c=a*b, sans avoir recours à faire des itérations sur chaque élément de la matrice.
- Une syntaxe claire et un apprentissage très rapide s'inspirant des langages Pascal, Fortran, CamL ou C
- Une rapidité de programmation
- La main sur les données (la commande HELP donnant accès à toutes les variables connues)
- Manipulation de la majorité de types de données existant sur le marché
- La portabilité: les programmes compilés sur IDL sont multiplateforme ; ils fonctionnent sous windows, linux, OS etc…

II.6.2. Choix d'une plateforme

L'IDL supporte les systèmes d'exploitation les plus couramment utilisés, tel que: Windows, Mac OS X, UNIX ou Solaris. La plateforme choisie pour notre interface est Windows.

Les programmes et les applications peuvent être compilés et exécutés sur différentes machines en distribuant la machine virtuelle (IDL) ou en l'intégrant dans un sous-menu dans le logiciel ENVI ; la seule condition est de disposer d'une licence (IDL ou ENVI).

II.6.3. Développement et implémentation

Le style de programmation utilisé dans la réalisation de notre interface de calcul est la programmation événementielle, c'est-à-dire que les calculs ne se font que par déclenchement d'événement, soit par souris, ou clavier, ou déclenchement interne par programmation.

Dans notre application nous avons choisi de ne pas utiliser les API (Application Program Interface) d'ENVI ; c'est à dire nous n'avons pas fait appel à des fonctionnalités d'ENVI.

Si nous devons faire ce type d'appel pour calculer le NDVI par exemple, voici la ligne de programme correspondante:

```
e = ENVI()
; Ouvrir le fichier
File = "c:\tempsol\data\Image.tif
Raster = e.OpenRaster(File)
; Determiner le fichier de sortie
OutFile = e.GetTemporaryFilename()
; Retoutner un identifiant
fid = ENVIRasterToFID(Raster)
ENVI_File_Query, fid, DIMS=dims
ENVI_Doit, 'NDVI_Doit',FID = fid, DIMS = dims, POS = [3,4], /CHECK, OUT_DT =
4,  OUT_NAME = OutFile
```

Dans cet exemple qui fait appel à la fonction ENVI_DOIT, l'image doit être multi-bande par contre dans notre programme nous avons choisi de calculer l'NDVI en introduisant les bandes IR et NIR séparément.

Et voici le code:

```
B3_file=READ_TIFF(Bande3file,GEOTIFF=geokey)
B4_file=READ_TIFF(Bande4file,GEOTIFF=geokey)
imageSize = SIZE(B3_file,/DIMENSIONS)
Nbre_col=imagesize[0]
Nbre_ligne=imagesize[1]
data = fltarr(Nbre_Col,Nbre_ligne)
  FOR i=0,Nbre_Col-1 DO Begin
    For j=0,Nbre_Ligne-1 DO BEGIN
      CN3=1.0*B3_file[i,j]
      CN4=1.0*B4_file[i,j]
        if (CN3 EQ 0)(CN4 EQ 0) then  Begin
            data[i,j]=-1
         ENDIF ELSE BEGIN
          data[i,j]=1.0*(CN4-CN3)/(CN3 + CN4)
;         print, data[i,j]
         ENDELSE
    ENDFOR
  ENDFOR
  WRITE_TIFF,NDVIOutFile ,data,/float,GEOTIFF=geokey
```

L'un des grands avantages du langage IDL est sa grande capacité à traiter les matrices de façon très rapide ; dès l'ouverture d'une image elle sera copiée automatiquement dans une variable ; par

la suite la manipulation devient aisée en introduisant les indices pour parcourir cette matrice et effectuer les différents calculs.

Ainsi, nous avons choisi d'organiser les routines et les fonctions de telle manière à accéder séparément et facilement aux fonctions de calculs des différents modèles Ts et aux interfaces graphiques ; il sera alors très aisé de vérifier les erreurs syntaxiques et logiques dans le programme.

Par exemple pour la fonction de calcul de la température avec la méthode JMS ; nous avons les lignes de code :

```
pro ValToVCL, st,valeur
  data = fltarr(Nbre_Col,Nbre_ligne)
                FOR i=0,Nbre_Col-1 DO Begin
                For j=0,Nbre_Ligne-1 DO BEGIN
                Tsens1=1.0*Tsens1_file[i,j]
                Tsens2=1.0*Tsens2_file[i,j]
                Emis1=1.0*Emis1_file[i,j]
                Emis2=1.0*Emis2_file[i,j]

Data[i,j]=sw_jms_2008(Tsens1,Tsens2,Emis1,Emis2,float(c0),
float(c1),float(c2),float(c3),float(c4),float(c5),float(c6),float
(W))
                endfor
                endfor
                WRITE_TIFF,FileTempOut
,data,/float,GEOTIFF=geokey
```

```
function sw_jms_2008,
Tsens1,Tsens2,Emis1,Emis2,c0,c1,c2,c3,c4,c5,c6,w
Emis=0.5*(Emis1+Emis2)
deltaEmis=(Emis1-Emis2)
return, Tsens1+c1*(Tsens1-Tsens2)+c2*(Tsens1-
Tsens2)^2+c0+(c3+c4*w)*(1-
Emis)+(c5+c6*w)*deltaEmis
end
```

Afin d'éviter l'encombrement dans l'affichage et faciliter l'utilisation de l'outil, nous avons préféré l'affichage par onglet, chaque onglet représente une méthode ou traitement spécifique. Chaque étape de conversion de l'image brute vers le résultat final est mise sur un onglet à part pour laisser le choix à l'utilisateur de lancer l'opération de conversion et éviter de lancer à chaque fois toute la chaine de calculs qui pourrait prendre un temps important avec les images de grande taille.

Notre outil permet à l'utilisateur d'arrêter ou continuer à tout moment les traitements pour éviter d'avoir des chaines de traitement longues et complexes. A titre d'exemple, pour calculer la température au sol à partir d'une image Landsat 7, nous devrons passer par plusieurs étapes : conversion de compte numérique vers température de brillance, puis choisir un modèle de calcul (SC, TES, Split Windows, ...) pour arriver à la température au sol ; l'utilisateur peut effectuer chaque étape séparément à différents moments sans qu'il soit obligé d'exécuter toutes les taches une fois qu'il a commencé.

II.7. Exploitation

II.7.1. Présentation de l'interface utilisateur réalisée

L'interface assure le dialogue entre l'utilisateur et l'application. L'architecture générale de l'interface réalisée est illustrée par la figure suivante. Elle dispose de modules accessibles à partir d'onglets et de sous onglet. L'interface de premier niveau comprend :

- Sensor Data : permet d'accéder aux données satellitales, à savoir la radiance et la température au niveau du capteur.
- Input Parameters : assure le calcul de NDVI, de l'émissivité, de la vapeur d'eau atmosphérique et de la transmittance.
- LST Calculation : réalise le calcul de la température de surface avec les différents algorithmes.
- Help

Figure 4 : Interface de l'application utilisateur.

II.7.2. Chargement des paramètres d'entrée et connexion à des bases de données externes

La figure 5 donne un aperçu des modules développés et constituant l'application réalisée. Elle montre en particulier :

i) L'accès à la plateforme d'images
ii) Le chargement des paramètres d'entrée
iii) Les modules de calculs.

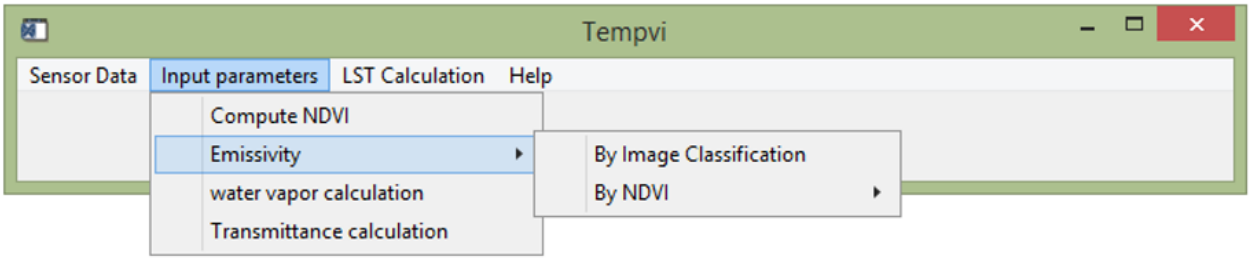


Figure 5: Chargement des paramètres d'entrée de l'interface réalisée.

II.8. Traitements

Les calculs se font en mémoire et les résultats sont stockés en forme d'image GeoTIF (*.tif) qui ont les mêmes dimensions que les données d'entrées. C'est l'utilisateur qui choisit le répertoire de sortie. Pour estimer la température de surface, plusieurs paramètres doivent être déterminés au préalable comme le montre les figures suivantes.

II.8.1. Calcul de la Radiance et de la Température au niveau du capteur

Le module de calcul des données au niveau du capteur regroupe le calcul de la radiance ainsi que la température au niveau du capteur. Certaines images comme le type ASTER et MODIS donnent la radiance sous forme de produits ; qui sont des données déjà traitées et enregistrées sous forme de radiance, par contre pour Landsat, le produit de la radiance n'est pas disponible. La température au niveau du capteur connue sous le nom de température de brillance peut aussi être disponible sous forme de produit pour certain capteur comme ASTER. L'accès au module de calcul de ces deux paramètres est illustré dans la figure 6 suivante :

Figure 6 : Module de calcul de la radiance et la température au niveau du capteur.

Les figures 7, 8 suivantes montrent la fenêtre de calcul de la radiance au niveau du capteur ainsi que la température de brillance.

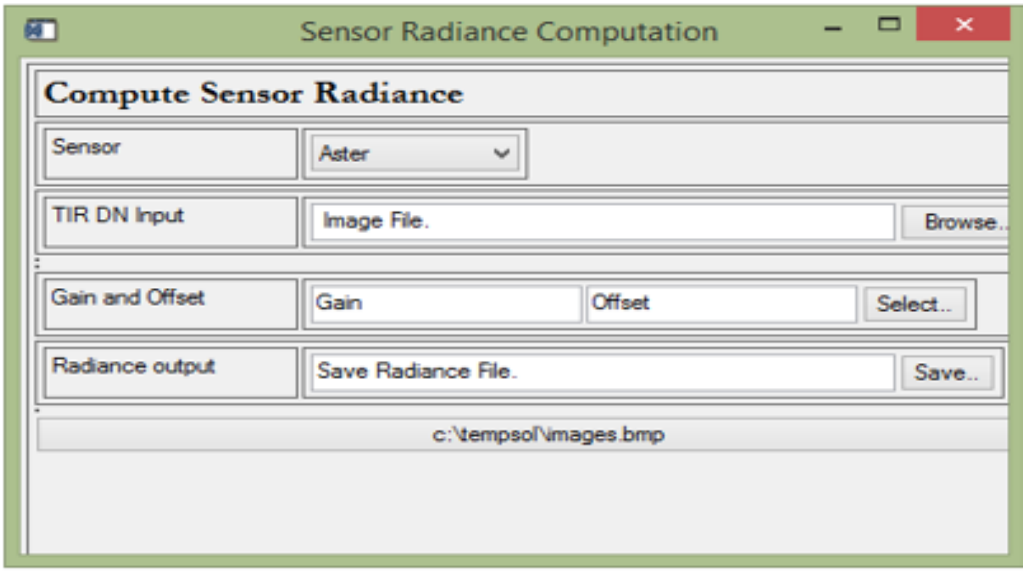


Figure 7: Interface de l'application pour le calcul de la radiance au niveau du capteur.

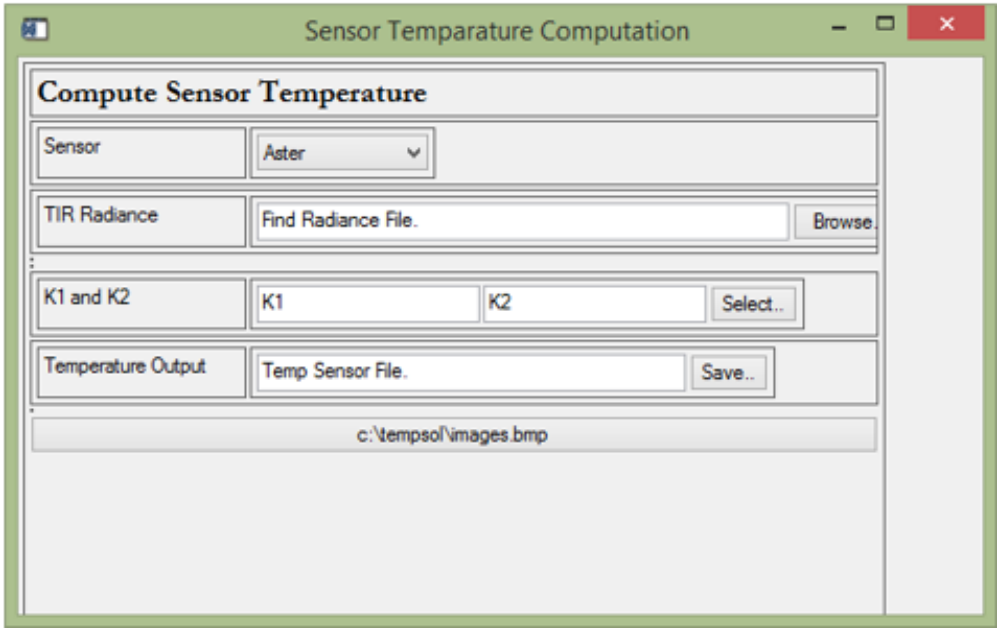


Figure 8: Interface de l'application pour le calcul de la Température au niveau du capteur.

II.8.2. Calcul du NDVI

Les radiations visibles du rouge (630-690 nm) sont absorbées par la chlorophylle tandis que les radiations du proche infrarouge (760-900 nm) sont fortement réfléchies par la structure cellulaire. La réponse spectrale de la végétation dans le rouge est fortement corrélée avec la concentration en chlorophylle et la réponse spectrale dans le proche Infrarouge l'est avec l'indice foliaire et la densité de la végétation verte (Major et al., 1990).

Un très grand nombre d'indices plus ou moins sophistiqués ont été développés spécifiquement pour l'analyse des données de télédétection (Bannari et al., 1995). Un des plus connus est l'indice normalisé de végétation NDVI (**Normalised Difference Vegetation Index**). Dans sa forme la plus utilisée, il se calcule suivant la formule classique suivante :

$$NDVI = \frac{NIR-RED}{NIR+RED} \qquad \textbf{(Eq.77)}$$

Avec **NIR**: valeur du pixel dans le canal proche infrarouge et **RED**: valeur du pixel dans le canal rouge.

Le dénominateur de la formule sert à diminuer l'effet de l'éclairement différentiel : la signature spectrale d'un même objet garde globalement la même allure, mais est décalée vers le haut lorsque l'objet est mieux éclairé.

A partir de notre interface de calcul, l'utilisateur charge les bandes rouge et infrarouge à partir de ses emplacements spécifiques et exécute le calcul du NDVI (figure 9).

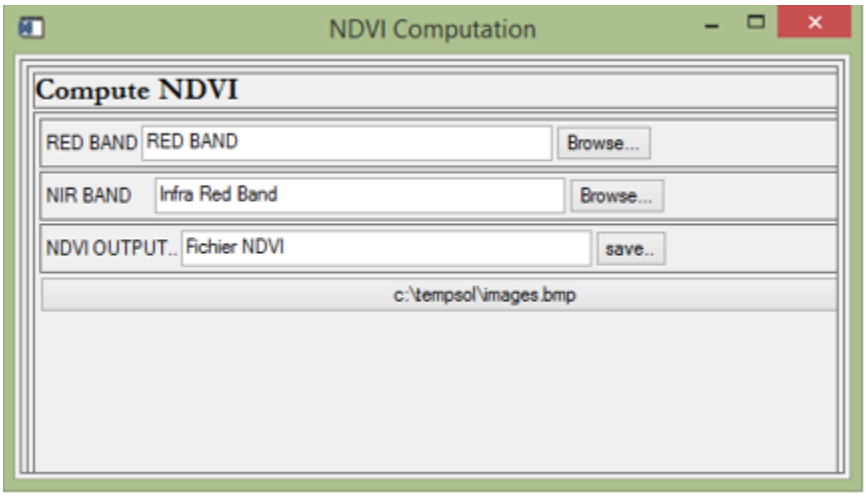


Figure 9: Copie écran de la fenêtre de calcul du l'NDVI.

II.8.3. Calcul de l'émissivité

L'émissivité est l'un des paramètres clé dans les algorithmes d'estimation de la température de surface. Dans notre démarche, son calcul se base sur la classification des différents objets contenus dans l'image ainsi que sur l'NDVI.

La figure 10 nous présente le module de calcul des différentes méthodes utilisées pour obtenir l'émissivité :

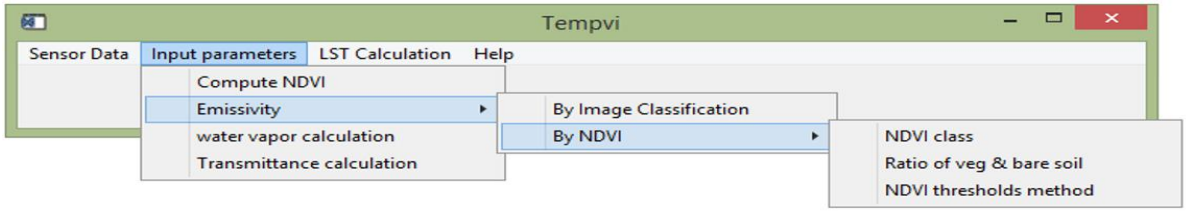


Figure 10: Module des méthodes de calcul de l'émissivité.

- **Calcul de l'émissivité basé sur la classification de l'image**

La figure 11 montre l'interface de l'utilisation du fichier de la classification créé par un algorithme comme le maximum likelihood ou la méthode K-means. La commande pour exécuter cette procédure apparaît dans le menu de l'émissivité. La première étape consiste à classer l'image en zones homogènes par thème d'usage ou de couverture : sol nu, végétation, forêts, roche, etc puis de remplacer chaque thème par une émissivité propre. Un maximum de quatorze classes peut être

utilisé ; ceci est suffisant pour une résolution spatiale des données de TM/ETM+ (Zhang et al., 2006).

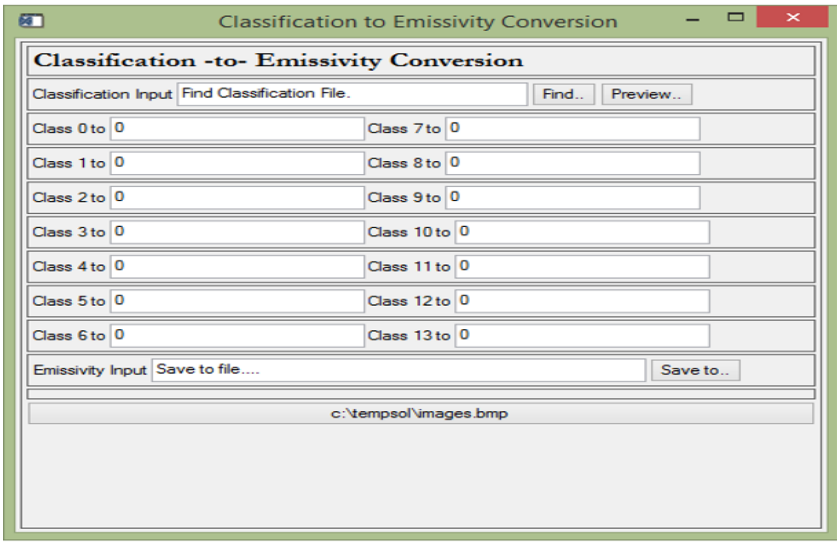


Figure 11: Interface de calcul de l'émissivité basée sur le fichier de classification.

- **Calcul de l'émissivité basé sur l'image des classes de NDVI**

La figure 12 représente l'interface de calcul de l'émissivité basée sur l'NDVI. Cette application se base sur trois étapes, à savoir l'intégration du fichier NDVI, la division du l'NDVI en six intervalles définis par l'utilisateur. Quand la valeur de l'NDVI est entre 0.157 et 0.727, l'émissivité est calculée suivant une équation définie en chapitre 2. Pour les autres intervalles d'NDVI des valeurs fixes de l'émissivité leur sont accordées. La dernière étape consiste à préciser le nom du fichier de sortie.

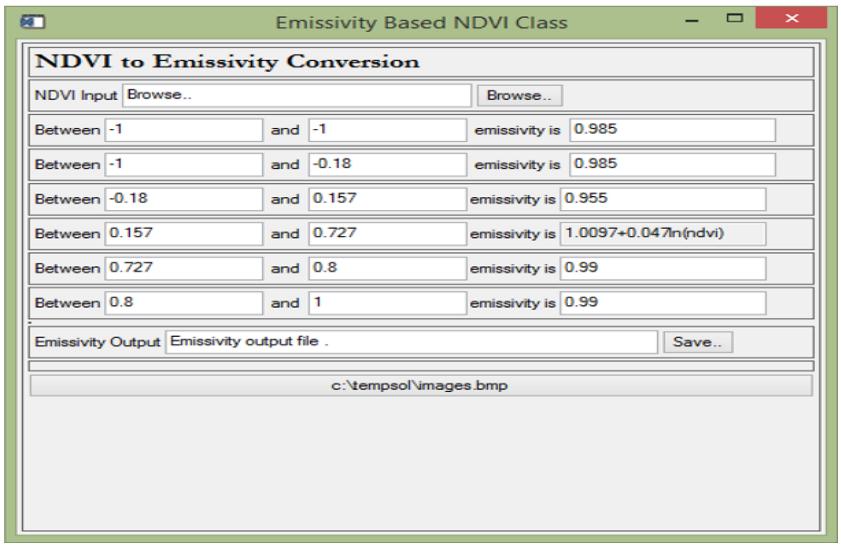


Figure 12: L'interface de calcul de l'émissivité basée sur des classes d'NDVI.

- **Calcul de l'émissivité basé sur le rapport végétation/sol nu**

Cette interface de l'application se base sur la valeur du rapport de la végétation et du sol nu comme le montre la figure 13. Les valeurs d'émissivité de la végétation et du sol nu ainsi que leurs valeurs d'NDVI sont introduites manuellement.

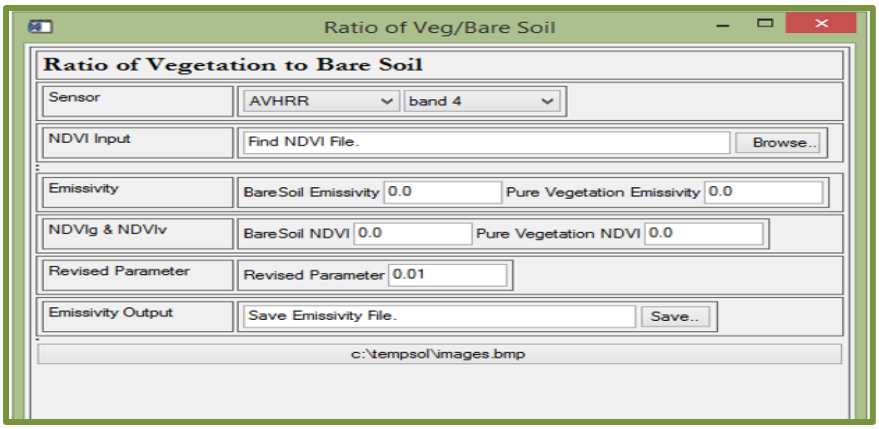
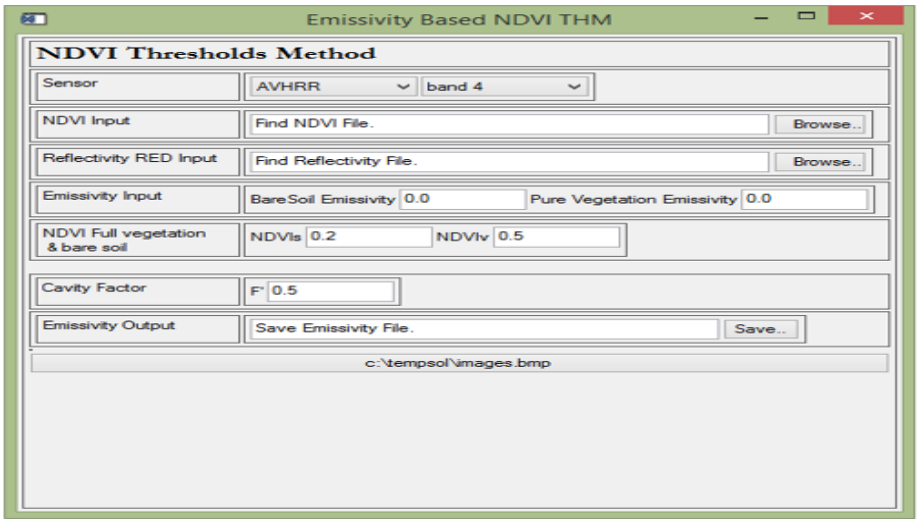


Figure 13 : Interface de calcul basée sur la valeur du rapport de la végétation et du sol nu.

- **Calcul de l'émissivité basé sur le seuil de NDVI**

Se basant sur les valeurs seuil de l'NDVI pour distinguer entre les valeurs des pixels sol nu et végétation, la figure 14, illustre les différents paramètres d'entrée, à savoir l'NDVI et l'émissivité du sol nu et de la végétation, la réflectance du canal rouge ainsi que le facteur de cavité détaillé au chapitre 2.

Figure 14: Interface de calcul de l'émissivité basée sur le seuil de NDVI.



II.8.4. Calcul de la vapeur d'eau atmosphérique

Le calcul est basé sur un certain nombre de méthode détaillé dans le chapitre I. Chaque méthode se base sur certains paramètres. Le choix de la plate-forme des différentes images nous dirige vers la méthode appropriée d'où les paramètres d'entrée à utiliser. A titre d'exemple le choix de la plateforme NOAA nous dirige directement vers la méthode SWCVR qui est applicable uniquement pour le type de données AVHRR., l'organigramme suivant nous explique ce cheminement :

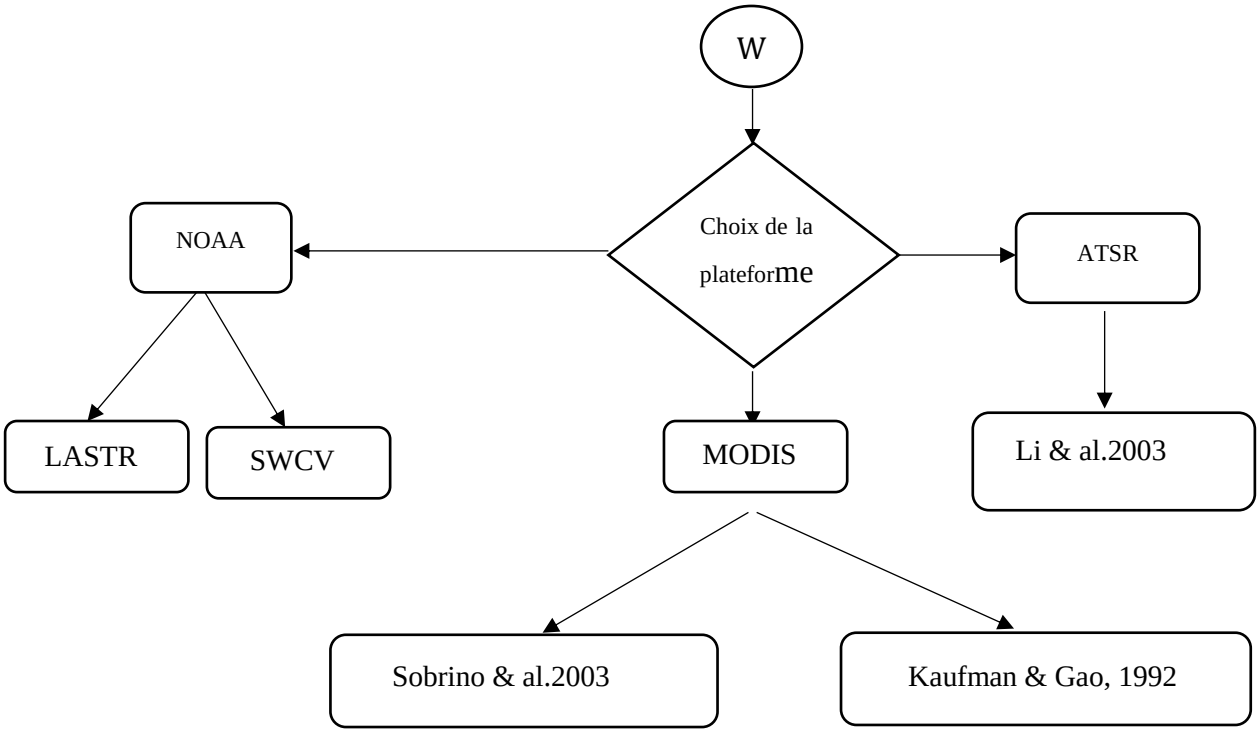


Figure 15: Organigramme des méthodes de calcul de la teneur en vapeur d'eau atmosphérique w

La figure 16 suivante illustre ces différentes méthodes :

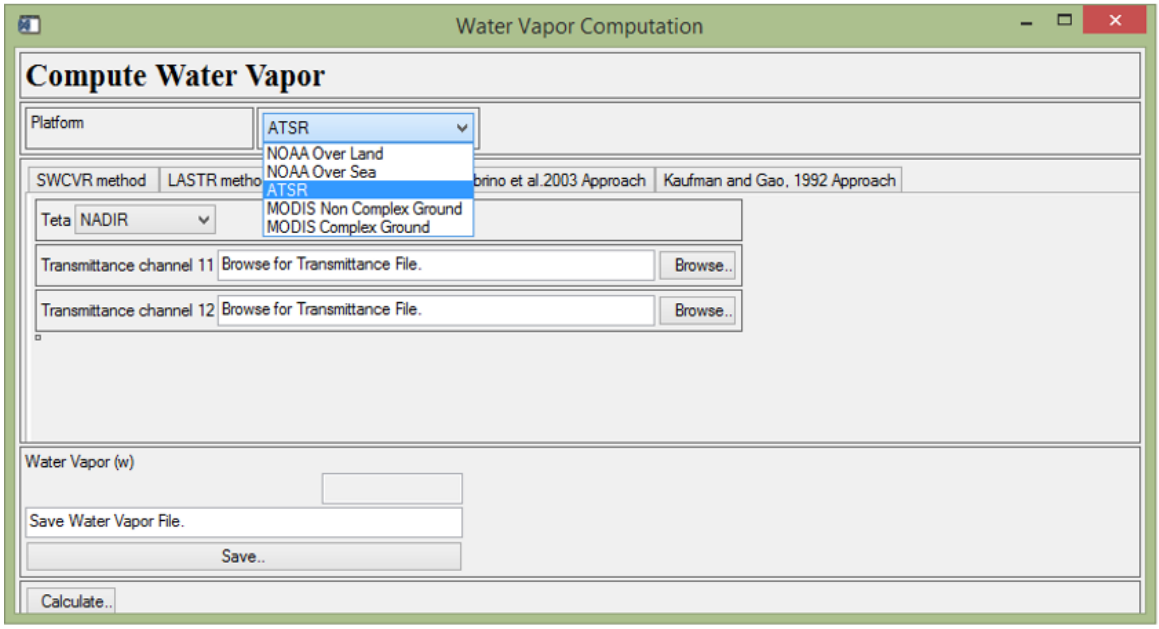


Figure 16: Interface de calcul de la vapeur d'eau atmosphérique.

II.8.5. Calcul de la transmittance atmosphérique

Son calcul est très similaire à celui utilisée pour la vapeur d'eau atmosphérique. En se basant sur les méthodes de calcul de ce paramètre détaillées dans le chapitre I, il suffit de choisir le type d'image pour nous guider vers la méthode appropriée (figure 17).

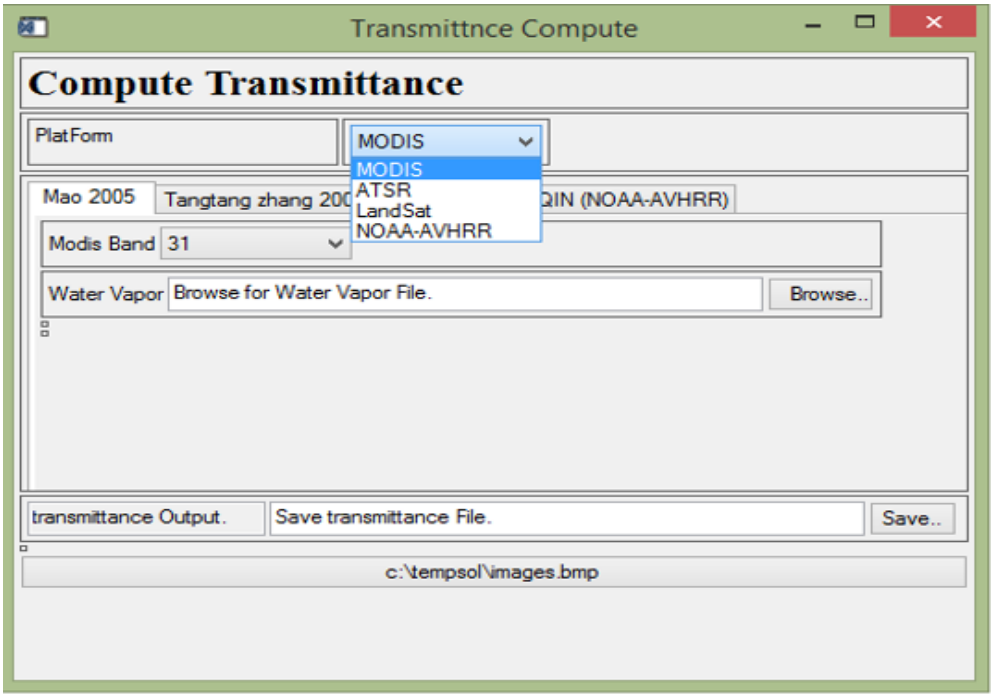


Figure 17: Interface de calcul de la transmittance atmosphérique.

II.8.6. Le module de calcul de la température de surface Ts

Ce module concerne les différentes algorithmes de calcul de la température de surface, l'algorithme du canal unique, split-window et l'algorithme température émissivité séparation (TES).

A. L'algorithme du canal unique QKB

La figure 18 détaille les paramètres d'entrée utilisés dans l'algorithme QKB. cette méthode utilise uniquement l'image de type Landsat. La température atmosphérique peut être introduite directement si sa valeur est connue, sinon elle peut être calculée selon une relation linéaire dérivée pour les quatre atmosphères standard voir chapitre *I*.

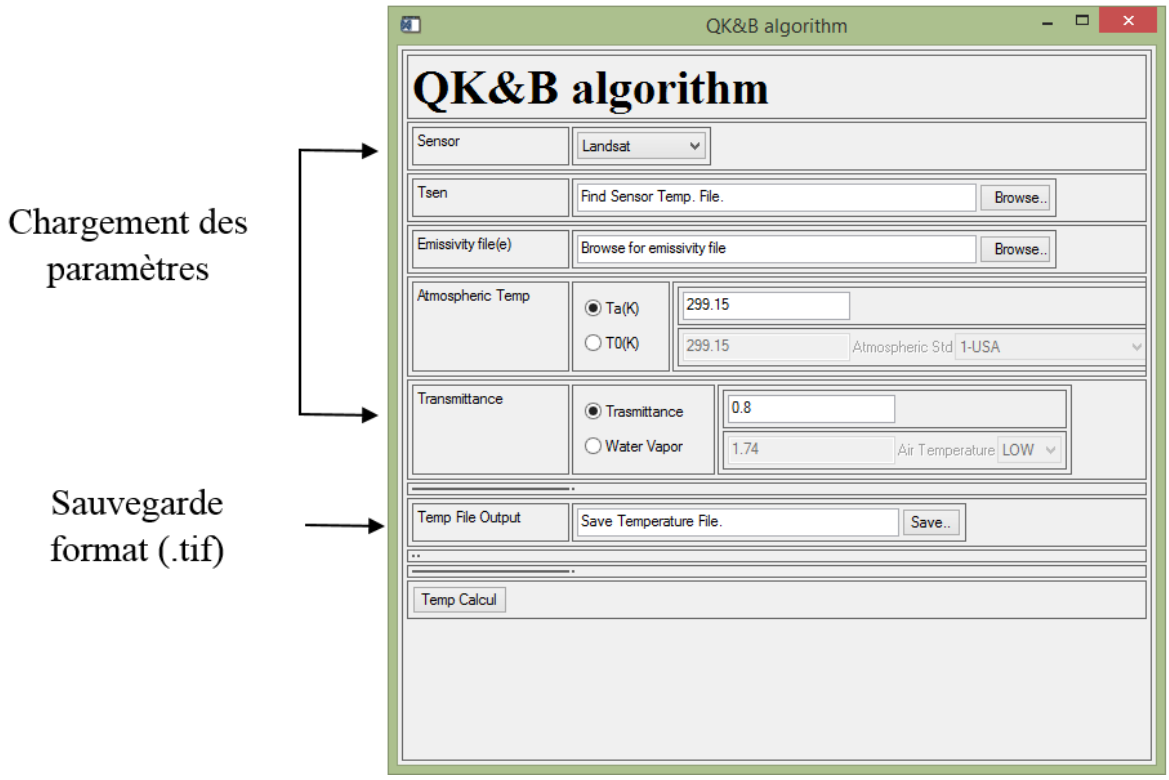


Figure 18 : L'algorithme QKB.

B. L'algorithme du canal unique JMS

Les images de type Landsat et ASTER peuvent être utilisées dans cet algorithme. Les fonctions atmosphériques se calculent par différentes méthodes détaillées dans le chapitre I. La figure 19 présente cette interface de calcul.

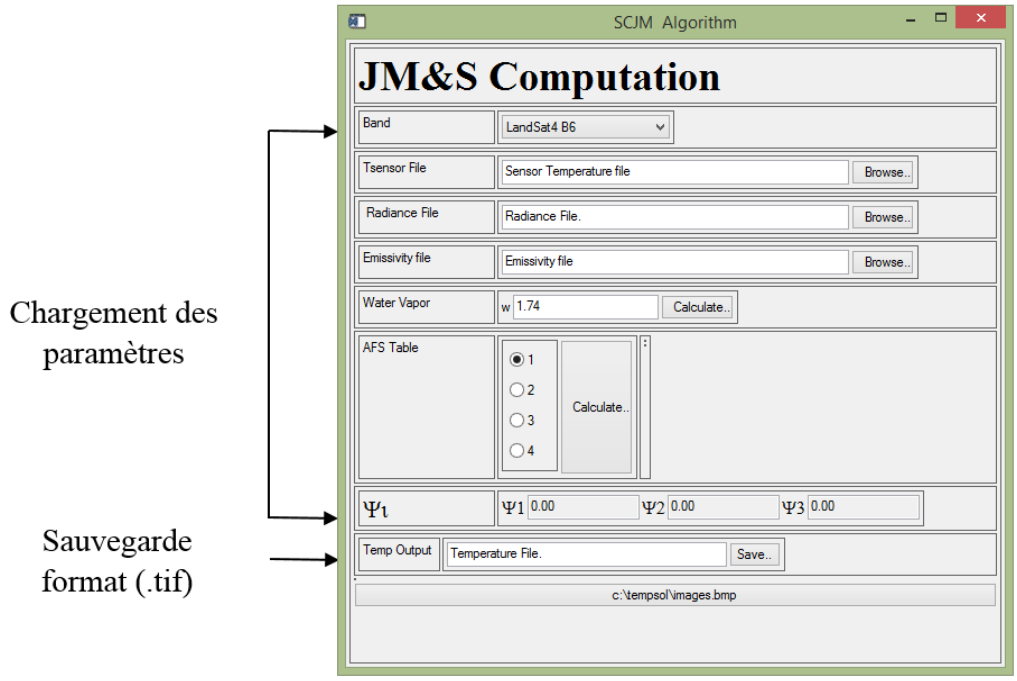


Figure 19: L'algorithme Jimenez Munoz et Sobrino (JMS)

C. L'algorithme Split-Window

Plusieurs algorithmes de calcul de la température de surface ont été développés dans le chapitre I. La figure 20 montre le module concernant la méthode de (Jimenez Munoz et Sobrino, 2008). Le choix de la plate-forme ainsi que le capteur conduit directement aux coefficients correspondants C_0-C_6 utilisés dans l'équation de calcul de la température de surface (figure 20).

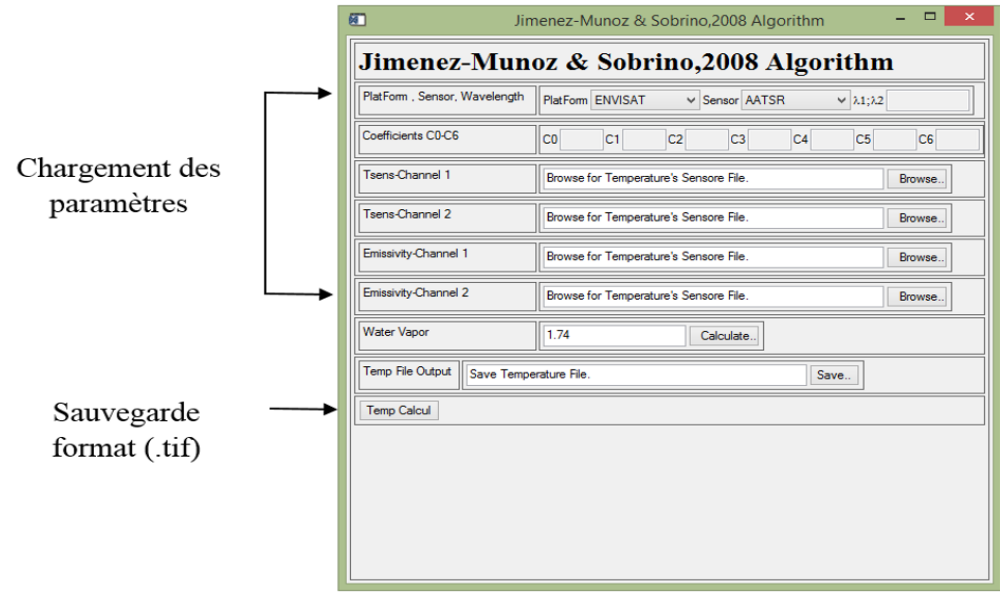


Figure 20: Interface de l'application pour l'algorithme Split-Window JMS, 2008.

D. L'algorithme TES

Cet algorithme utilise les images de type ASTER, il nécessite d'avoir au moins quatre bandes TIR avec leur radiance au niveau du sol ainsi que leur radiance atmosphérique descendante qui sont régénérées à partir du produit de l'image AST_09T (figure 21).

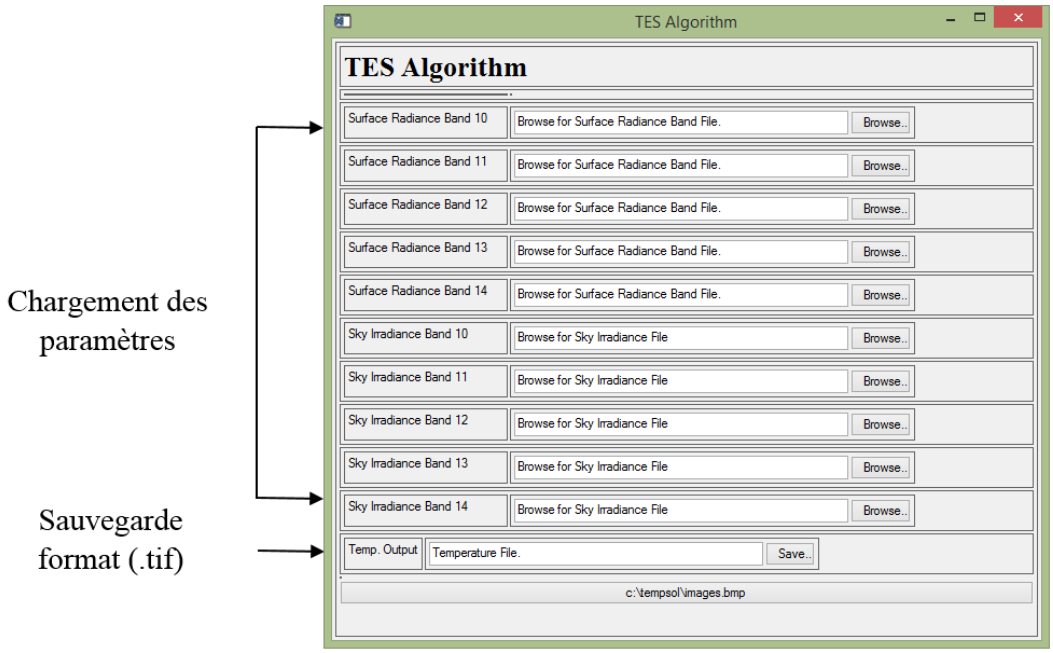


Figure 21: Interface de l'application pour l'algorithme TES.

Chapitre III

Résultats et interprétations

III.1. La zone d'étude

La zone d'étude est située dans la partie ouest de l'Algérie, localisée dans une région semi-aride. Son climat est caractérisé par un hiver modéré et un été sec et humide. La moyenne annuelle des précipitations est inférieure à 400mm, et les températures moyennes sont comprises entre 5° et 15°C en hiver et entre 15° et 30°C en été (WMO). La région comporte le golfe d'Arzew situé dans la région oranaise à environ 350 km à l'Ouest d'Alger et à 40 Km à l'Est de la ville d'Oran. Le détroit de Gibraltar à proximité favorise les courants atlantiques et la dynamique océanographique et biologique détermine la distribution temporelle et spatiale de la température et de la salinité.

Figure 22 : La zone d'étude, une région semi-aride.

III.2. Les données disponibles

L'utilisation de notre interface d'estimation de la température de surface nécessite de disposer de l'émissivité, de données atmosphériques, et des images satellitales. Pour nos tests nous avons utilisé les images :

1. ASTER de date 25-05-2001,13-08-2007, leurs produits de température de brillance AST_04, l'émissivité de surface AST_05, la réflectance AST_07, le produit de température de surface AST_08 ainsi que la radiance de surface TIR AST_09T avec l'irradiante du ciel (sky irradiance),
2. Landsat ETM+ aux dates 12-02-2002 et 09-05-2007,
3. l'image MODIS du 25-05-2001, le produit MOD11_L2 ainsi que le produit des émissivités des deux canaux 31 et 32.

III.3. Comparaisons des résultats et justification

III.3.1. Résultat de la radiance au niveau du capteur L_{sensor}

La radiance au niveau du capteur a été calculée pour l'image Landsat ETM+ du 12 février 2002 en utilisant ENVI et notre programme. Par comparaison des deux méthodes, on obtient la figure 23 suivante :

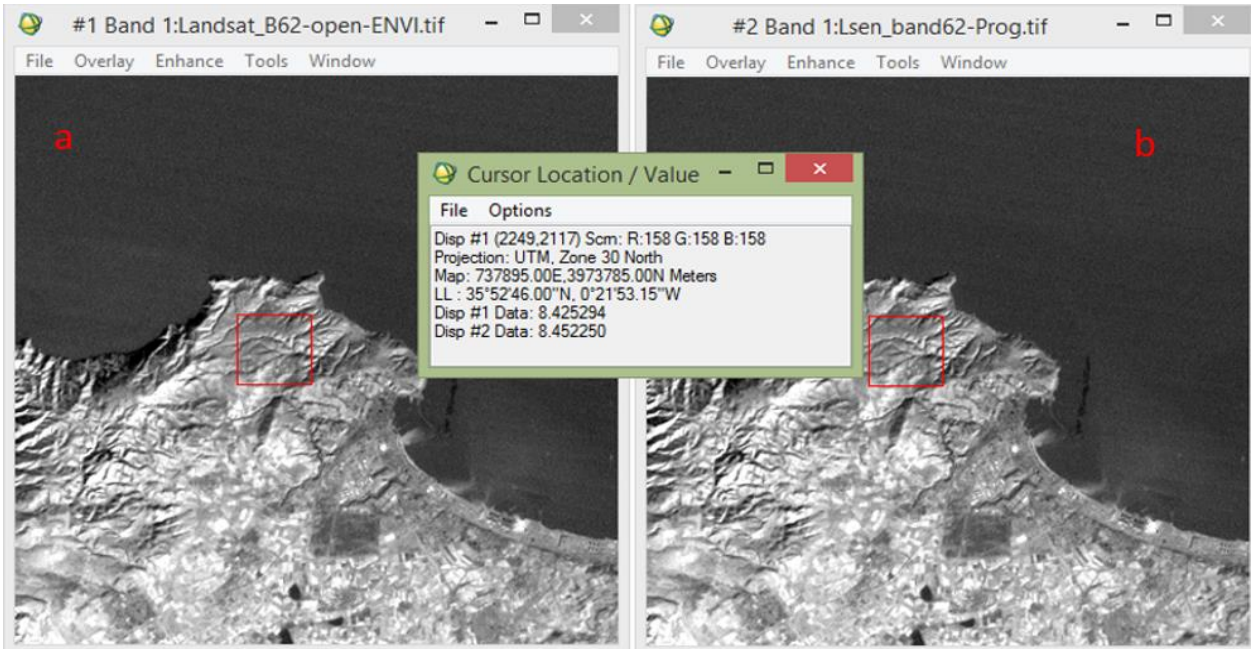


Figure 23: Résultat de comparaison de la radiance de l'image Landsat ETM+ du 12 février 2002 issue du programme et celle trouvée par ENVI.

La figure de gauche (a) est la radiance issue de l'ENVI, celle de droite (b) est obtenue en utilisant notre programme. La fenêtre du milieu nous présente un exemple des valeurs de radiance pour un pixel de cordonnées (35°52'46" N, 0°21'53.15" W).

Pour l'ensemble des pixels des deux images résultantes, et par utilisation de l'ENVI, une forte corrélation est obtenue entre les radiances des pixels des deux images trouvées en utilisant notre programme et l'ENVI, ce qui est représenté dans le tableau 12 suivant :

Tableau 12: Corrélation entre les deux bandes Lsen-B62-Prog et Lsen-B62-ENVI de l'image Landsat du 12-02-2002.

Correlation	**Lsen-B62-Prog**	**Lsen-B62-ENVI**
Lsen-B62-Prog	1.000	1.000
Lsen-B62-ENVI	1.000	1.000

La figure suivante montre aussi cette forte corrélation des deux radiances issue de ENVI Rad_ENVI et celle du programme Lsen_Prog en utilisant un histogramme bidirectionnel.

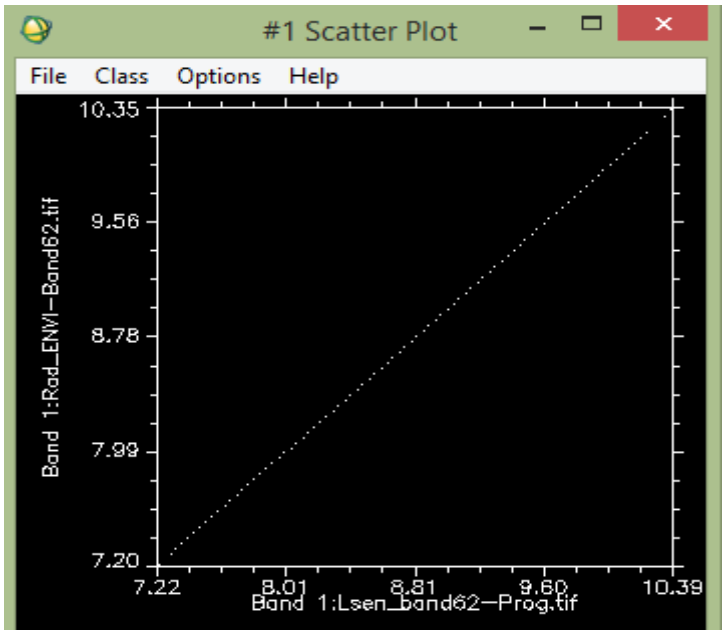


Figure 24: Histogramme bidimensionnel (Radiance issue du programme /calcul par ENVI) sur l'image Landsat du 12-02-2002.

De même pour l'image ASTER L1B du 25 Mai 2001, la bande 13 a été utilisée pour calculer la radiance au niveau du capteur de l'image Lsen. Tout d'abord on a introduit les valeurs DN de l'image pour calculer Lsen en utilisant notre programme (figure b), ensuite on les a comparées avec les valeurs de radiance issue de l'ENVI (figure a) d'où l'écart relatif est de 0. La figure 25 suivante, permet de comparer les deux valeurs :

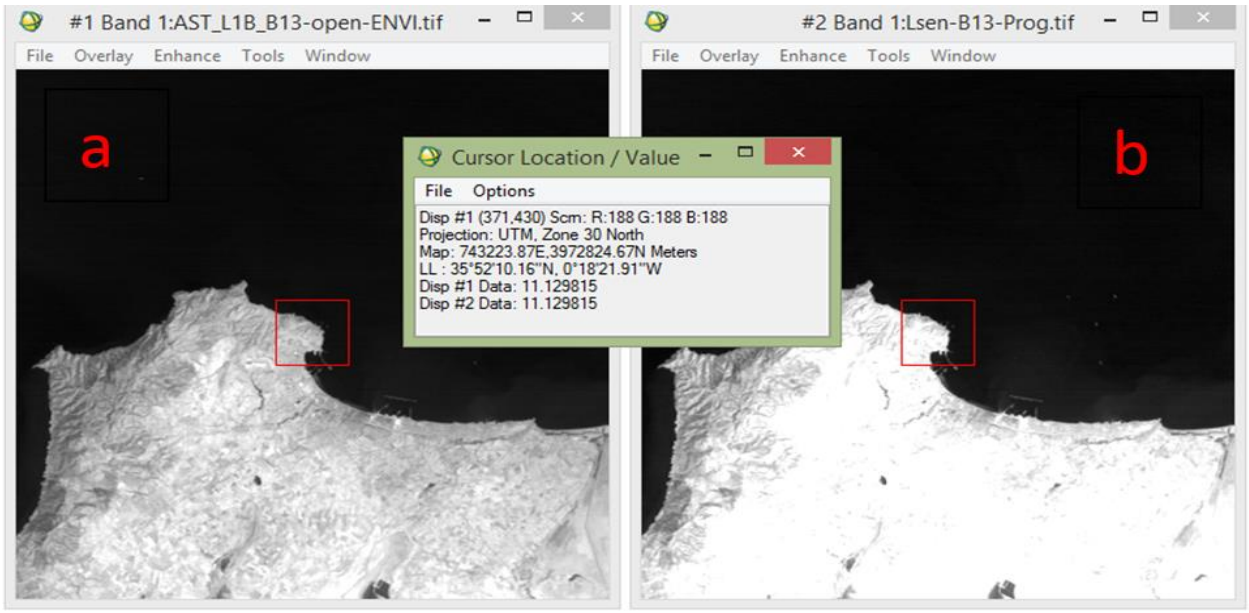


Figure 25: Résultat de comparaison de la radiance de l'image ASTER du 25 Mai 2001 issue du programme et celle trouvée par l'ENVI.

La corrélation entre les deux images résultantes du calcul de la radiance au niveau du capteur Lsen issue de notre outil et celui de l'ENVI se résume dans le tableau 13 suivant :

Tableau 13: Corrélation entre les deux bandes Lsen-B13-Prog et Lsen-B13-ENVI de l'image ASTER du 25-05-2001.

Corrélation	**Lsen-B13-Prog**	**Lsen-B13-ENVI**
Lsen-B13-Prog	1.000	1.000
Lsen-B13-ENVI	1.000	1.000

La figure 26 suivante montre cette corrélation en utilisant un histogramme entre les deux types de radiances Lsen-Prog et Lsen-ENVI.

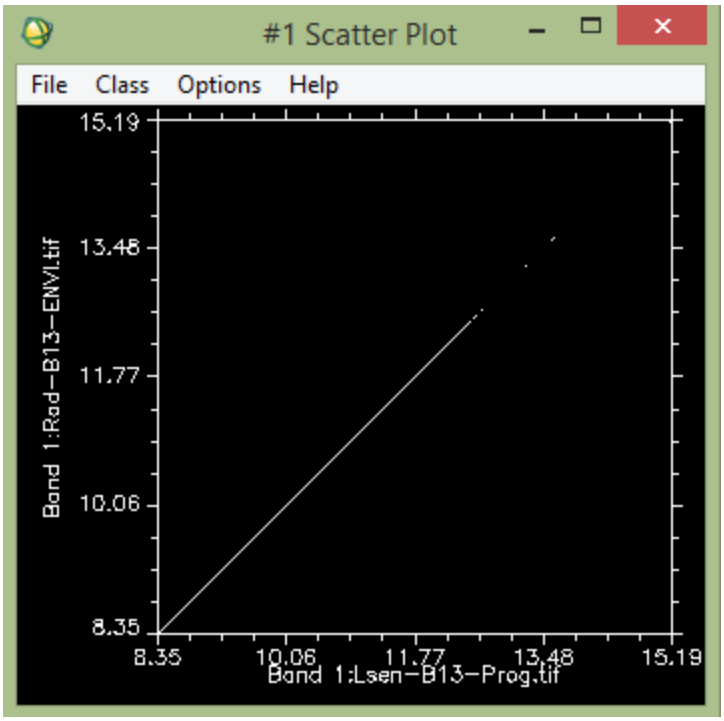


Figure 26: Histogramme bidimensionnel (Radiance issue du programme /calcul par ENVI) sur l'image ASTER du 25-05-2001.

On remarque d'après le résultat de ce tableau ainsi que la présente figure 26 que les valeurs des radiances issues des deux approches (Prog&ENVI) sont fortement corrélées.

Le tableau 14 donne les résultats des calculs de radiance au niveau du capteur obtenu par notre outil et par ENVI des deux images. L'écart relatif entre les deux est très faible ; ce qui constitue une validation de l'outil proposé.

Tableau 14: Résultats de comparaison de la radiance au niveau du capteur.

Images satellitales	**Image Landsat 12-02-2002** **Moyenne**	**Image ASTER 25-05-2001** **Moyenne**
Résultat de Lsen issue du programme (Lsen-prog) **($w.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$)**	8.19	9.51
Résultat de Lsen issue de l'ENVI (Lsen-open ENVI) **($w.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$)**	8.16	9.51
Ecart relatif = $\frac{L_{open-ENVI}-L_{sen-prog}}{L_{sen-open-ENVI}} X100$	0.36	0

III.3.2. Résultat de la température au niveau du capteur

Le calcul de la température au niveau du capteur Tsen pour l'image Landsat du 12 février 2012, se base sur la radiance au niveau du capteur. Comme on a calculé deux types de radiance, celle issue de ENVI (figure a) et celle de notre outil (figure b), on peut donc comparer deux types de résultats. On peut remarquer clairement que le même résultat est obtenu pour les deux types de calcul (figure 27).

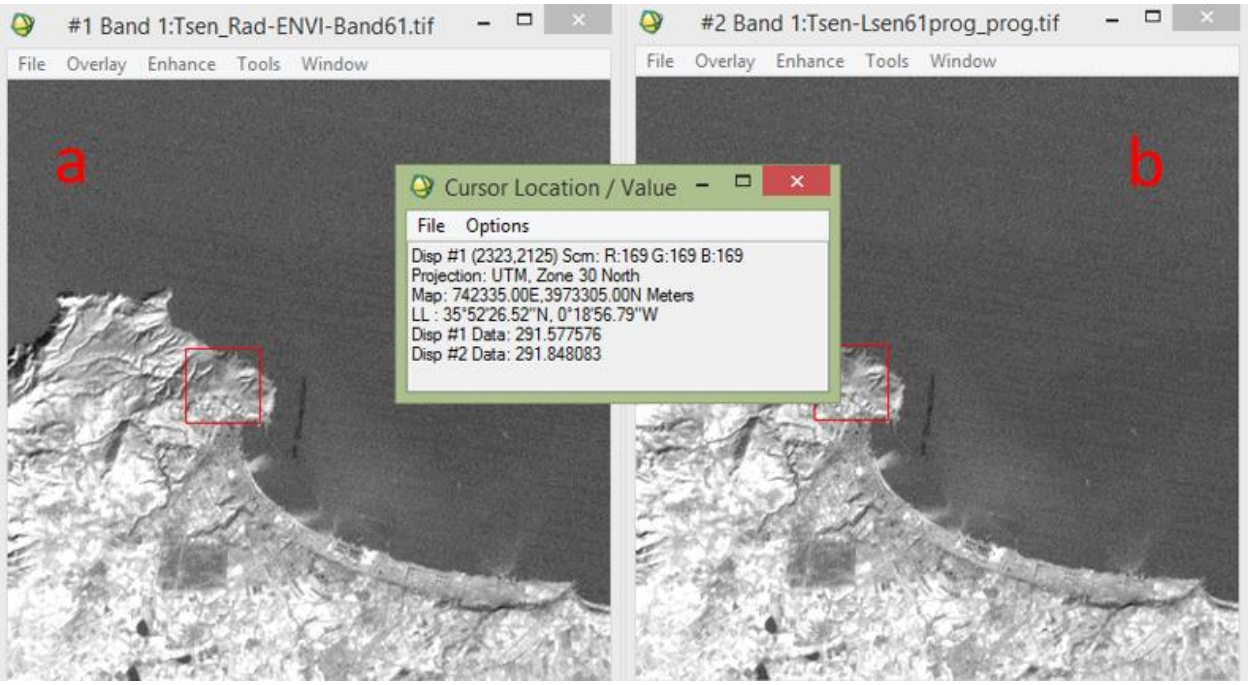


Figure 27: Résultat de comparaison entre la Température au niveau du capteur de l'image Landsat 12-02-2002 issue du programme et celle obtenue par ENVI.

Le tableau 15 suivant décèle cette bonne corrélation entre les températures au niveau du capteur issue de l'ENVI (Tsen_Rad-ENVI) avec la radiance issue de notre outil (Tsen-Lsen-prog) pour la bande 61 de l'image Landsat ETM+ du 12-02-2002.

Tableau 15: Corrélation de Tsen-Lsen61-Prog et Tsen_Rad-ENVI de l'image Landsat du 12-02-2002.

Correlation	**Tsen-Lsen61prog-Prog**	**Tsen_Rad-ENVI-Band61**
Tsen-Lsen61prog-Prog	1.000	1.000
Tsen_Rad-ENVI-Band61	1.000	1.000

Pour l'image ASTER du 25 mai 2001, Le produit AST_04 (figure a) a été utilisé et comparé à la temperature au niveau du capteur issue du programme (figure b). Les valeurs DN issues du produit de ASTER (ASTER_04) ne peuvent pas etre utilisées directement elles doivent etre diviser par 100 puis convertir en kelvin (figure 28).

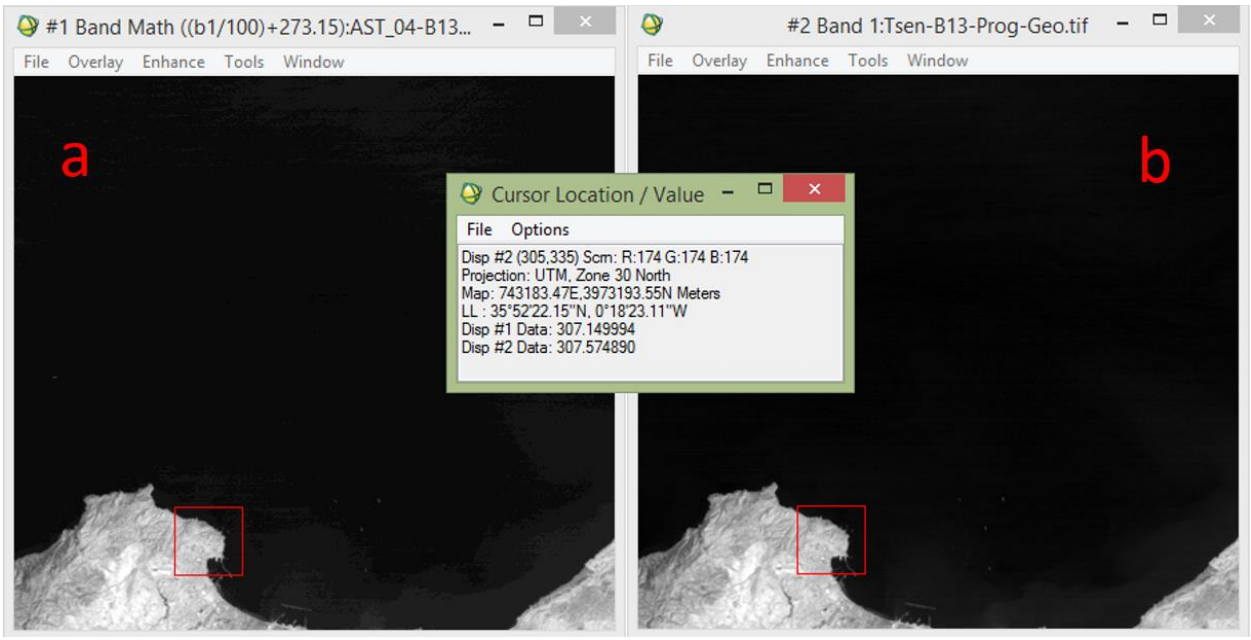


Figure 28: Résultat de comparaison de la Température au niveau du capteur Tsen issue du programme et celle du produit ASTER_04 de l'image du 25-05-2001.

La corrélation entre les deux résultats est exprimée dans le tableau 16 suivant, qui montre une forte corrélation entre la température au niveau du capteur issue de l'image ASTER du 25-05-2001 suivant les deux méthodes de calcul :

Tableau 16: Corrélation entre Tsen-B13-Prog et AST_04 de l'image ASTER du 25-05-2001.

Correlation	**Tsen-B13-Prog**	**AST_04-B13**
Tsen-B13-Prog	1.000	0.979
AST_04-B13	0.979	1.000

Le tableau 17 suivant résume le résultat obtenu de la température au niveau du capteur Tsen pour les images Landsat et ASTER obtenues à partir des deux approches de calcul :

Tableau 17: Résultat de comparaison de la température au niveau du capteur Tsen.

Images satellitales	**Image Landsat 12-02-2002** **(35°52'26.52"N 0°18'56.79"W)**	**Image ASTER 25-05-2001** **(35°52'22.15"N 0°18'23.11"W)**
Résultat de Tsen issue du programme	291.848	307.574
Résultat de Tsen issue de l'ENVI	291.577	307.1499[1]
Ecart relatif = $\frac{T_{sen-ENVI}-T_{sen-prog}}{T_{sen-ENVI}} X100$	0.092	0.13

III.3.3. Résultat du NDVI

Pour l'image ASTER on a utilisé le produit 07 de l'image ASTER de date 25-05-2001 qui est la réflectance de surface pour calculer l'NDVI. La figure de droite (a) est le résultat issu de l'ENVI, celle de gauche (b) est obtenue par notre outil. Un exemple du pixel de coordonnées (35°53'16.98"N, 0°20' 12.28"W) pris sur une image de taille 64.000.000 bytes de nombre de lignes et de colonnes (4000x4000) est illustré dans la figure 29 suivante :

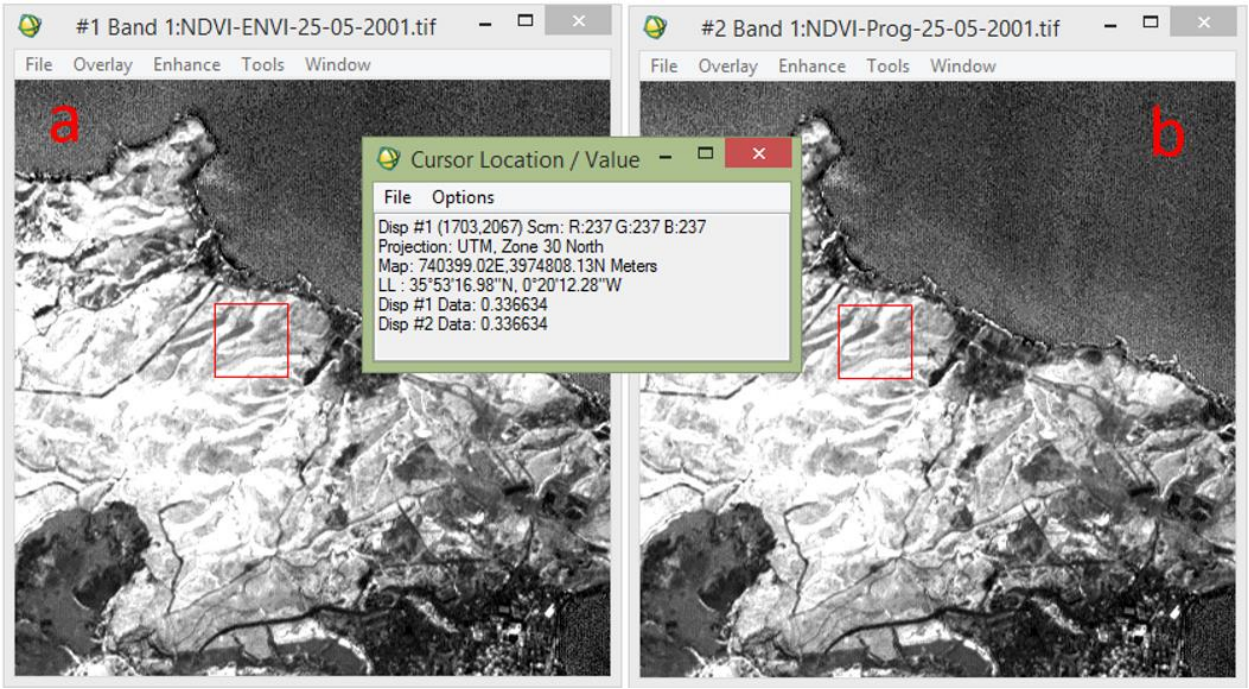


Figure 29 : Comparaison du NDVI de l'image ASTER issue du programme et celui issue de ENVI pour l'image ASTER du 25-05-2001.

[1] Cette valeur est issue du produit AST_04

Suivant le calcul statistique du résultat obtenu sur l'enseble de l'image, on remarque que les valeurs du NDVI obtenues par les deux approches (ENVIProg) sur l'ensemble de l'image terre et mer sont fortement corrélées avec un coefficient de corrélation de 0.918908.

Tableau 18: Corrélation entre NDVI-Prog et NDVI-ENVI de l'image ASTER du 25-05-2001.

ASTER 25-05-2001 / Correlation	Min	Max	Mean	NDVI-Prog	NDVI-ENVI
NDVI-Prog	-0.365	0.750	0.149	1.000	1.000
NDVI-ENVI	-0.365	0.750	0.149	1.000	1.000

La figure 30 suivante confirme aussi cette corrélation sur l'ensemble de l'image considérée.

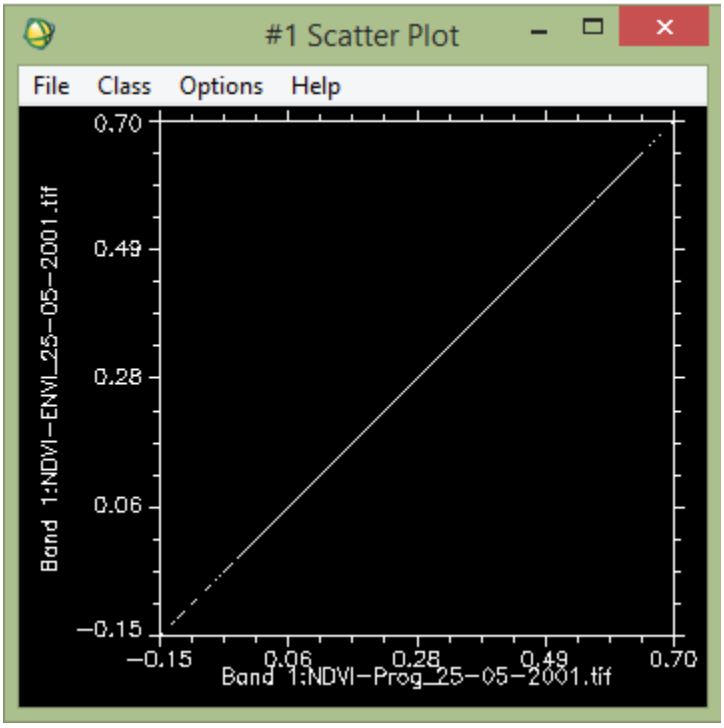


Figure 30: Histogramme bidimensionnel (Radiance issue du programme /calcul par ENVI) sur l'image ASTER du 25-05-2001.

La réflectance issue de la correction atmosphérique de l'image Landsat du 09-05-2007, en utilisant le module Flash de l'ENVI, a été utilisée pour calculer l'NDVI. La figure de gauche (a) est celle obtenue en utilisant le logiciel ENVI, celle de droite (b) est obtenue par notre outil. La figure 31 montre ce résultat pour un pixel de coordonnées (35°50'52.53"N, 0°19'59.74") :

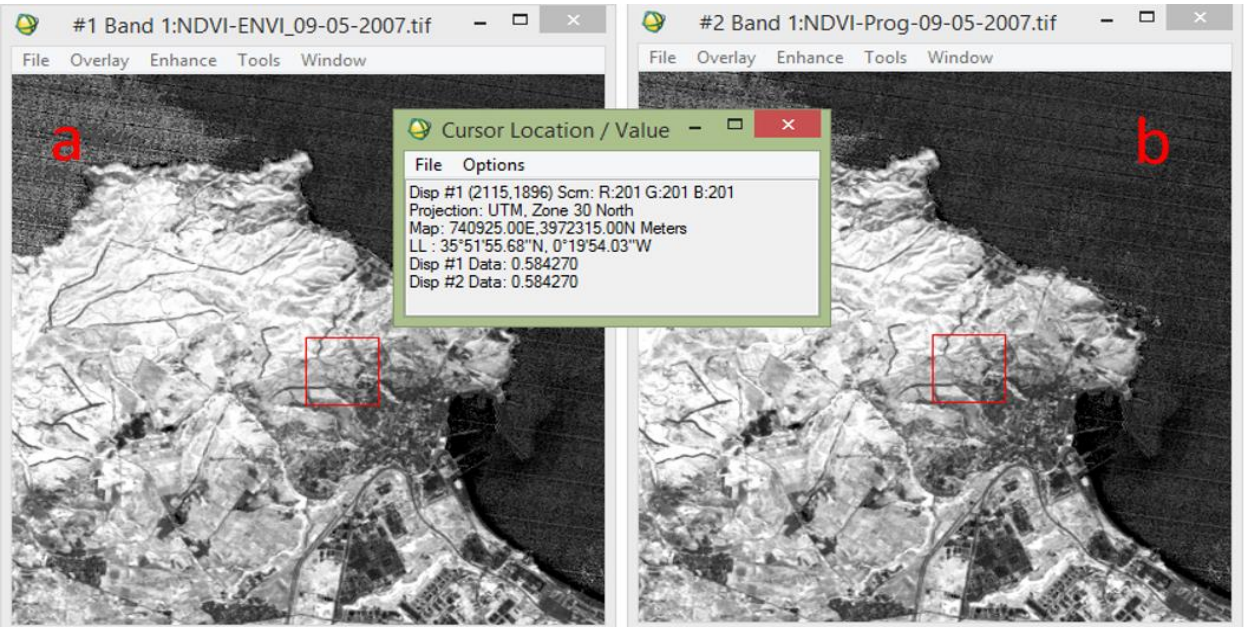


Figure 31: Comparaison de L'NDVI de Landsat du 09-05-2007 issue du programme et celui issue de l'ENVI.

Le calcul statistique de l'ensemble de l'image NDVI de Landsat du 09-05-2007 en utilisant ENVI et notre outil nous montre la forte corrélation des valeurs d'NDVI issues des deux approches sur l'ensemble des pixels des images résultantes, le tableau 19 suivant le montre:

Tableau 19: Corrélation entre NDVI-Prog et NDVI-ENVI de l'image Landsat du 09-05-2007.

Image Landsat 09-05-2007 / Correlation	Min	Max	Mean	NDVI-Prog	NDVI-ENVI
NDVI-Prog	-1.000	1.000	0.354	1.000	0.999
NDVI-ENVI	-1.000	1.000	0.354	0.999	1.000

Pour des pixels de coordonnées présentées dans le tableau 20 suivant, on remarque que pour l'image ASTER et Landsat les valeurs du NDVI obtenues par les deux approches (Prog&ENVI) sont proches.

Tableau 20: Résultats de la comparaison du NDVI issue du programme et celui de L'ENVI

Images satellitales	**Image Landsat 09-05-2007 (35°51'55.68"N, 0°19'54.03")**	**Image ASTER 25-05-2001 (35°53'16.98"N, 0°20' 12.28"W)**
Résultat de l'NDVI issue du programme	0.584	0.336
Résultat de l'NDVI issue de l'ENVI	0.584	0.336
Ecart relatif = $\frac{NDVI_{ENVI}-NDVI_{prog}}{NDVI_{ENVI}} X100$	0	0

A travers ce calcul il faut noter que le programme calcule aussi l'NDVI et diffère de l'ENVI, qui demande d'avoir une image constituée au moins de deux bandes (R et IR). Notre outil accepte des bandes séparées.

III.3.4. Résultat de l'émissivité

L'interface réalisée permet à l'utilisateur de choisir un algorithme de calcul (parmi une série proposée) puis de déterminer le paramètre « émissivité ».

A titre illustratif nous montrons la comparaison des algorithmes pour deux types d'images : Landsat et ASTER.

- Image Landsat

Par utilisation de l'image Landsat du 09-05-2007 de taille 64.000.000 bytes, le tableau 21 suivant nous présente les valeurs de corrélation des méthodes utilisées obtenues par analyse statistique sur l'ensemble de l'image:

Tableau 21: Corrélation des méthodes de calcul de l'émissivité de Landsat du 09-05-2007.

Landsat 09-05-2007 / Corrélation	**Min**	**Max**	**Mean**	**Emis-Class**	**Emis-Ratio**	**Emis-THM**
Emis- Class	0.922	0.994	0.960	1.000	0.847	0.061
Emis- Ratio	0.767	1.020	0.939	0.847	1.000	0.055
Emis-THM	0	0.986	0.532	0.061	0.055	1.000

On remarque que le coefficient de corrélation entre l'émissivité basée sur la classification de l'NDVI (Emis-Class) et celle basée sur le rapport vegSol nu (Emis-Ratio) est de 0.847. Il est de 0.061 avec la méthode du seuil de l'NDVI (Emis-THM). Les valeurs d'émissivités entre ces deux méthodes (Emis-Class Emis-Ratio) sont très proches ; cela signifie que l'un ou l'autre des algorithmes peut être appliqué indifféremment. La corrélation est très faible avec l'algorithme basé sur le seuil du NDVI ; cette comparaison réduit ainsi l'intervalle de choix mais ne permet pas, à elle seule, de finaliser le choix d'algorithme.

- Image ASTER

Une comparaison des résultats issus de notre programme et celui issue du produit de l'émissivité de surface (AST_05) de l'image ASTER du 25-05-2001 a été effectué.

Un calcul statistique que reporte le tableau 22, nous permet de voir les valeurs des polygones échantillon crées sur l'image résultat de l'émissivité de la classification NDVI (Emis-Class) et le produit d'émissivité AST_05 de la bande 13.

Tableau 22: Comparaison de l'émissivité issue du programme (Emis-Class) et celle du produit ASTER_05 de l'image du 25-05-2001.

Classes	Emissivité	Min	Max	Moy	DevSd	Emissivité littérature
Forêt dense	AST_05	0.965	1.005	0.994	0.009	0.99
	Emis-Class	0.938	0.988	0.971	0.008	
Végétation	AST_05	0.961	1.004	0.990	0.013	0.98
	Emis-Class	0.922	0.977	0.948	0.014	
Sol nu	AST_05	0.958	1.003	0.979	0.018	0.93
	Emis-Class	0.922	0.965	0.936	0.010	
Bâti	AST_05	0.967	1.005	0.996	0.006	0.94
	Emis-Class	0.922	0.986	0.951	0.011	

On constate d'après le résultat du tableau 22 ci-dessus, que les valeurs de l'écart type de différentes cibles choisies sur l'image du produit AST_05 et l'image d'émissivité basée sur la classification d'NDVI sont proches. L'émissivité trouvée en littérature est proche de celle trouvée par les deux approches (AST_05Emis-class) pour la forêt dense, elle est plus proche de l'émissivité class que AST_05 dans le cas du sol nu et le bâti.

La figure 32 suivante montre la répartition de ces polygones échantillons:

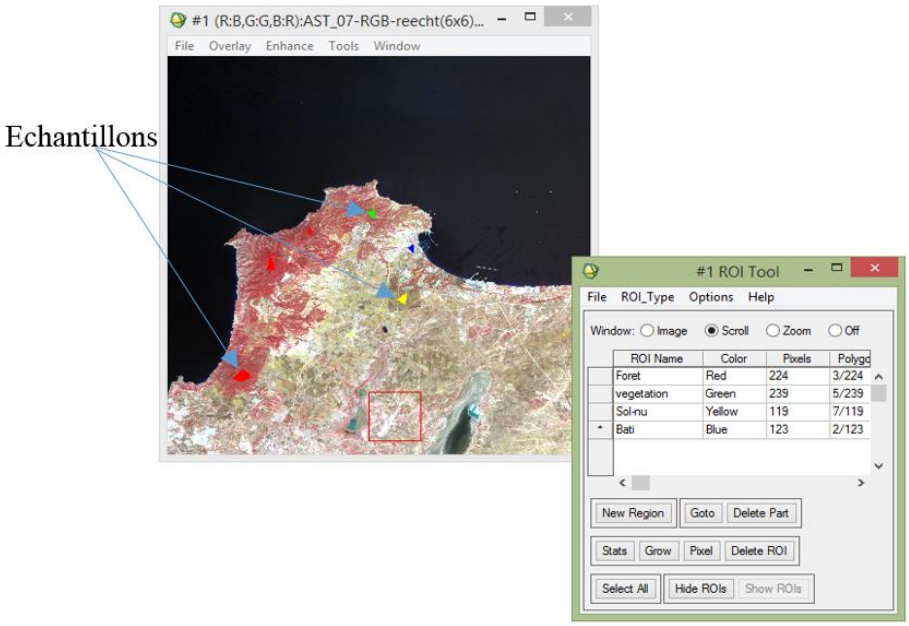


Figure 32: Répartition des échantillons pour la comparaison de l'émissivité.

III.3.5. Résultat de la température au niveau du sol et interprétation

Cette étape du travail consiste à analyser les différents résultats issus des algorithmes de calcul de Tsol par utilisation des images disponibles. La présence des produits de températures de surface des images utilisées (ASTER et MODIS) nous a permis de mieux affiner cette comparaison. L'objectif était donc de présenter nos premiers résultats de calcul obtenus. L'enjeu est aussi de mettre en avant les intérêts et limites de notre approche et de proposer des perspectives d'amélioration et de comparaison future afin de mieux l'évaluer. Nous comparons dans ce qui suit les résultats obtenus pour la température au niveau du sol à partir des trois algorithmes : canal unique, split- window et TES.

A. L'algorithme du canal unique

Le calcul de la température au sol par utilisation de l'algorithme du canal unique s'est effectué en utilisant les images Landsat et ASTER.

- Image Landsat

Pour l'image Landsat, les algorithmes QKB et JMS ont été appliqués en prenant les mêmes paramètres d'entrée commun comme la vapeur d'eau atmosphérique w et l'émissivité ε (l'émissivité appliquée pour les deux algorithmes est celle basée sur la classification d'NDVI). La figure 33 suivante est le résultat obtenu par utilisation des deux algorithmes, la figure de gauche (a) est le résultat de l'algorithme QKB celui de droite est de l'algorithme JMS.

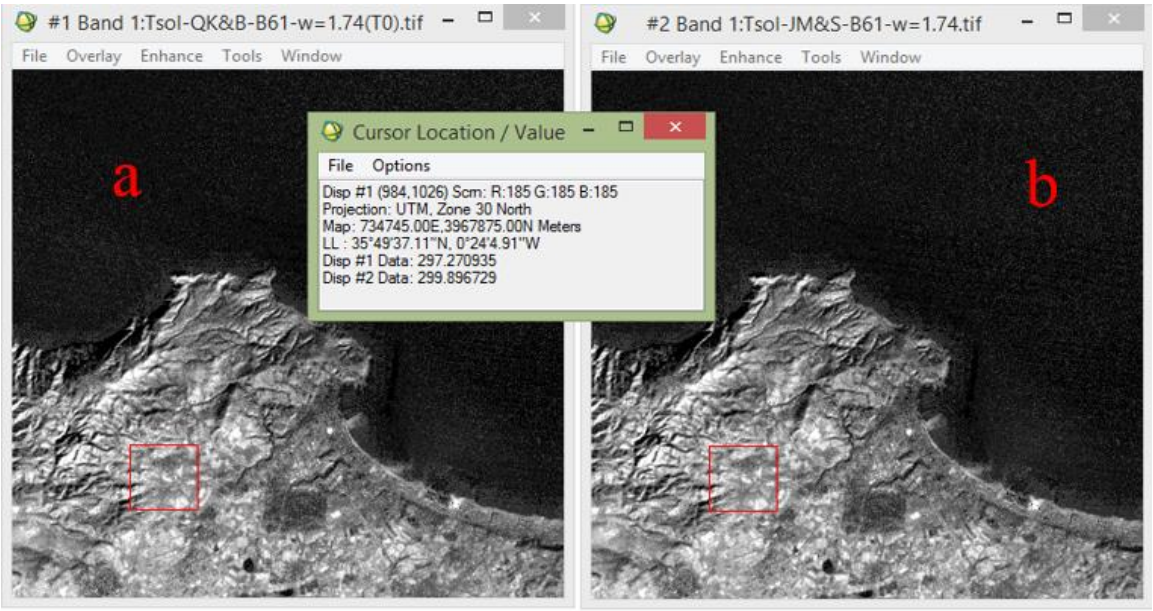


Figure 33: Comparaison de la température au sol issue des algorithmes du canal unique de l'image Landsat du 12-02-2002.

Le calcul statistique présenté dans le tableau 23 suivant, montre que les valeurs de température au sol pour les deux méthodes se rapprochent.

Tableau 23: Valeurs de Tsol issue des algorithmes du canal unique de l'image Landsat utilisée.

Image Landsat-B61 12-02-2002 / Correlation	Min	Max	Mean	Stdev
Tsol_QKB	269.387	354.170	291.260	4.400
Tsol_JMS	273.100	353.063	294.181	4.188

Les valeurs de température du sol obtenues par les deux algorithmes du canal unique appliquées à la bande 61 de l'image Landsat du 12-02-2002 sont proches. La valeur de la déviation standard est minime qui montre que la plupart des valeurs sont proches de la moyenne.

- La matrice de test

Pour valider nos résultats un test a été effectué basé sur une matrice de test. Pour les images Landsat de date du 12-02-2002 et celle du 09-05-2007 on a appliqué l'algorithme du canal unique QKB et celui de JMS. Les valeurs de Tsol de la station d'Oran (ST.ORAN) de coordonnées (35°41' N, 0°36' W) sont représentées dans le tableau 24 suivant :

***Tableau 24**:* Valeurs de Tsol issue des deux algorithmes du canal unique des images Landsat utilisées.

Image satellite	Région	Heure acquisition	Algorithme utilisé	Tsol
Landsat 12-02-2002	ST.ORAN	10:27:08	QKB	24.30
			JMS	24.54
Landsat 09-05-2007	ST.ORAN	10:32	QKB	38.73
			JMS	38.76

On remarque d'après le résultat que les valeurs de température estimées à travers les deux algorithmes du canal unique se rapprochent. La différence entre les deux algorithmes est comprise entre $0.03 \leq |\text{Tsol JM}S - Tsol_QKB| \leq 0.24$.

- Image ASTER

Pour l'image ASTER du 25-05-2001, nous avons utilisé la méthode du canal unique JMS. Le produit d'émissivité, est aussi introduit comme donnée d'entrée pour estimer la température de surface en utilisant l'algorithme du canal unique SC_JMS. On a donc fait intervenir la température basée sur cet algorithme en utilisant d'une part l'émissivité basée sur la classification d'NDVI (Emis-Class), et celle sur le produit d'émissivité Emis-AST_05. De même le produit de la température de surface AST_08 a été utilisé. La bande 13 d'ASTER est le résultat que propose le tableau 25 suivant :

Tableau 25: Comparaison des Valeurs de Tsol issue de l'algorithme SC_JMS en utilisant l'émissivité (Emis_05) et (Emis_Class) de l'image ASTER du 25-05-2001.

Image **ASTER-B13** **25-05-2001** / **Correlation**	**Min.**	**Max.**	**Moy.**
AST_08	290.399	374.600	304.252
Tsol (°K) Algorithme SC_JMS Emis-05	292.214	383.522	305.674
Tsol (°K) Algorithme SC_JMS_Emis-class	292.480	343.484	301.644

D'après ce résultat on remarque que les températures trouvées par l'algorithme du canal unique (SC_JMS) en utilisant les deux types d'émissivité (Emis-Class Emis_05) se rapprochent avec le

produit de température AST_08. L'utilisation de l'émissivité issue du produit d'émissivité (Emis-05) donne une moyenne de température au sol de 305.674 K proche de celle issue du produit AST_08 qui est de 304.252. La corrélation entre le produit AST_08 et le résultat obtenu en utilisant l'émissivité Emis _05 est meilleure que celle obtenue par Emis-Class. Néanmoins la corrélation entre les deux résultats obtenus par les deux émissivités est élevée aussi. On peut conclure que pour l'image ASTER du 25-05-2001, le calcul de température ne diffère pas beaucoup du produit (AST_08) en utilisant l'algorithme du canal unique SC_JMS avec l'émissivité Emis_05. L'émissivité basée sur la classification du NDVI (Emis class) donne aussi des valeurs de température de surface proches de celle obtenues par le produit d'émissivité AST_05.

B. L'Algorithme split-window

- L'image ASTER du 25-05-2001

Les bandes 13 et 14 d'ASTER dans l'intervalle 10-12 µm nous permettent d'utiliser l'algorithme split-window (Jimenez Munoz Sobrino, 2008). Un calcul de la température de surface suivant cet algorithme a été obtenu.

Afin d'analyser le résultat issu des deux algorithmes de calcul (canal unique split-window) sur l'image ASTER du 25-05-2001 ainsi que son produit (AST_08), une comparaison avec la méthode du canal unique est effectuée. Le tableau 26 suivant nous présente ces valeurs :

Tableau 26: Comparaison de Tsol de AST_08 avec Tsol SC_JMS et Tsol SW_JMS, 2008 de l'image ASTER du 25-05-2001

ASTER image 25-05-2001	Min.	Max.	Moy.	Dev.St.	Tsol_AST_08 (°K)	Tsol (°K) Algorithme SC_JMS	Tsol (°K) Algorithme SW_JMS, 2008
Tsol_AST_08 (°K)	290.399	374.600	304.252	12.082	1.000	0.996	0.951
Tsol (°K) Algorithme SC_JMS	292.214	383.522	305.647	11.767	0.996	1.000	0.999
Tsol (°K) Algorithme SW_JMS, 2008	292.148	334.388	301.644	9.977	0.951	0.999	1.000

On constate que la moyenne du résultat de température de surface de l'algorithme SC_JMS diffère seulement de 1.39°K par rapport aux données du produit AST_08. Les valeurs obtenues avec la méthode basée sur l'algorithme SW_JMS pour l'image de 2008 diffèrent de celles du produit

AST_08 de 2.6 °K. On remarque que le coefficient de corrélation entre les deux algorithmes SC-JMS et SW-JMS, 2008 est de 0.99 qui confirme que ces deux derniers se convergent. Ce coefficient est de 0.95 avec le produit AST_08.

C. L'algorithme TES

Cet algorithme est utilisé dans la génération du produit de l'image ASTER (AST_08). Une comparaison est faite en utilisant le résultat de cet algorithme ainsi que celui issue du produit (AST_08). La figure 34 suivante nous exprime le résultat de cette comparaison, la figure de gauche est celle issue du produit AST_08 tandis que la figure de droite est le résultat de notre outil :

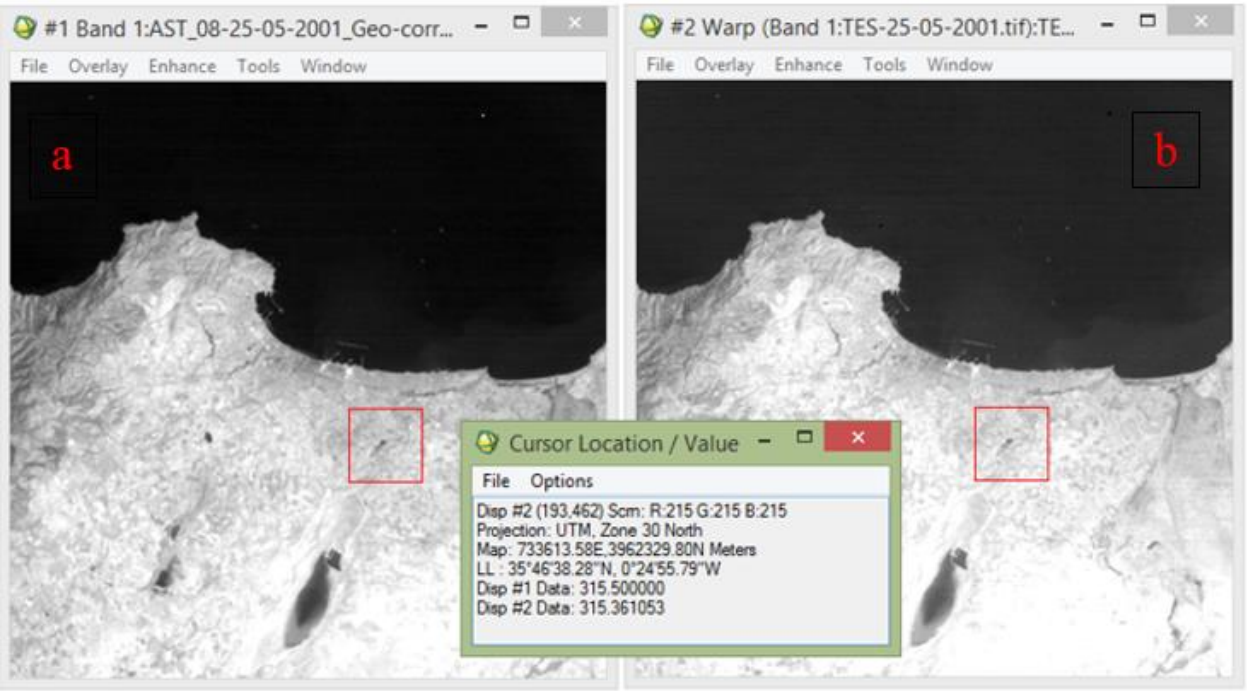


Figure 34: Comparaison de l'algorithme TES et le produit AST_08.

Le résultat montre que les deux valeurs se rapprochent. Pour mieux analyser ce résultat un essai a été effectué sur un ensemble de pixels situé sur les deux images en question. Ceci est représenté dans le graphe de la figure 35 suivante :

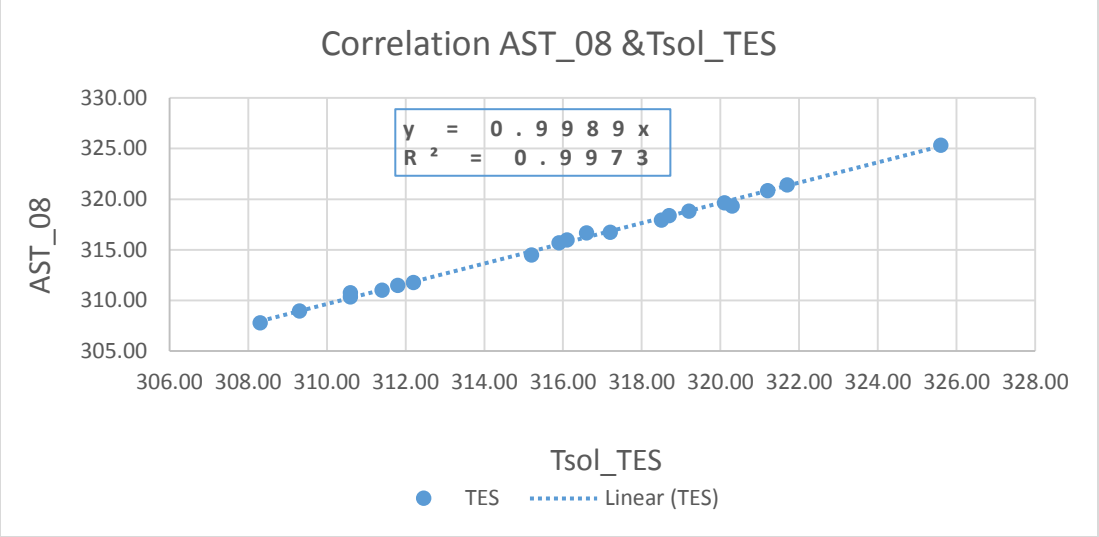


Figure 35: Corrélation AST_08 /Tsol_TES.

Le résultat nous montre l'existence d'une forte corrélation entre le produit de l'image ASTER ainsi que le résultat issu de l'utilisation de l'algorithme TES. Notons que ce dernier est utilisé pour l'estimation du produit AST_08.

Un test de corrélation a été effectué sur un ensemble de pixels entre l'image de température du sol produit AST_08, l'image issue de la méthode du canal unique (SC_JMS) celle de la méthode Spilt-window (SW_JMS) et celle de l'algorithme TES. La figure 36 suivante nous présente le résultat :

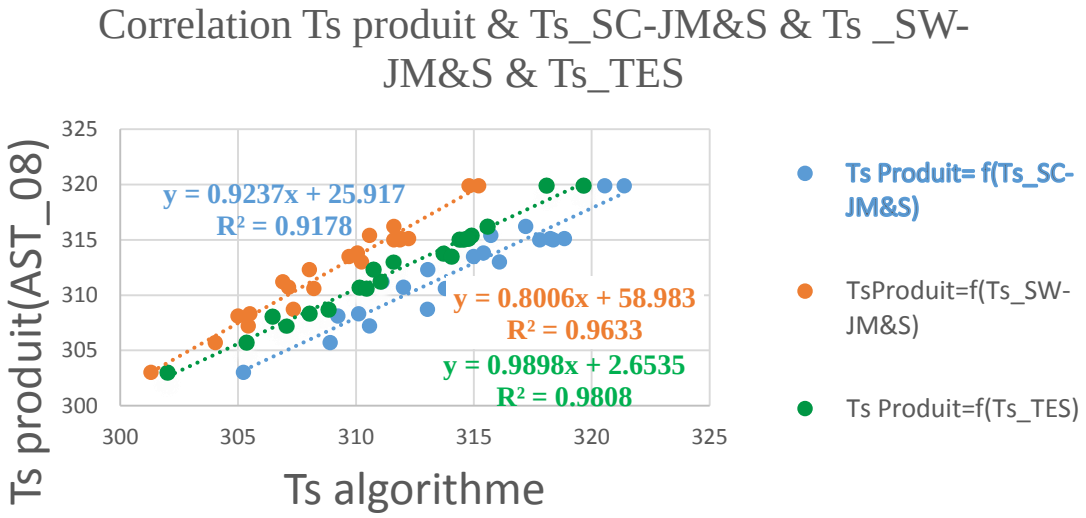


Figure 36: Corrélation du produit AST_08 avec Tsol (SC-JMS SW-JMSTES).

D'après ce graphe on remarque que le facteur de corrélation entre AST_08 et l'algorithme TES est de 0.98, plus élevé que celui de SC_JMS qui est de 0.91 ; toutefois on remarque que l'algorithme SW_JMS achève un facteur de corrélation de 0.96 qui est plus élevé que celui de SC_JMS.

L'analyse statistique de l'ensemble des images de température de surface résultantes des méthodes de calcul utilisées et celle du produit AST_08 se résume dans le tableau 27 suivant :

Tableau 27: Comparaison de Tsol de AST_08 et TES de l'image ASTER du 25-05-2001.

ASTER image	Tsol_AST_08 (°K)	Tsol (°K) Algorithme SC_JMS	Tsol (°K) Algorithme SW_JMS, 2008	Tsol (°K) Algorithme TES
Tsol_AST_08 (°K)	1.0000	0.950	0.951	0.985
Tsol (°K) Algorithme SC_JMS	0.950	1.000	0.999	0.949
Tsol (°K) Algorithme SW_JMS, 2008	0.951	0.999	1.000	0.951
Tsol (°K) Algorithme TES	0.985	0.949	0.951	1.000

A travers cette analyse on remarque une forte corrélation entre l'algorithme SC_JMS et SW_JMS, 2008. Le résultat issu de l'algorithme TES est fortement corrélé avec le produit AST_08 avec un coefficient de 0.98. Ce dernier est de 0.95 avec les deux algorithmes SC_JMS et SW_JMS, 2008. On peut conclure que la méthode basée sur l'algorithme TES donne des résultats très proches du produit AST_08. On suggère donc que la précision de l'algorithme TES est meilleure que celle du canal unique SC_JMS et SW_JMS.

- Résultats de classification

Un essai de classification a été réalisé sur une variété d'occupations du sol. Le tableau 28 suivant, montre les valeurs de Tsol calculées suivant les algorithmes de traitements (Tsol SC_JMS), (Tsol SW_JMS, 2008) et Tsol_TES ainsi que celle issue du produit AST_08 pour les différentes cibles choisies à savoir la forêt, la végétation, le sol nu et le bâti.

Tableau 28: Valeurs de Tsol suivant les occupations du sol choisies sur les images résultat des méthodes de traitement et du produit AST_08.

Classes	AST_08		Tsol SC_JMS		Tsol SW_JMS		Tsol _TES	
	Moy.	Dev.St.	Moy.	Dev.St.	Moy.	Dev.St.	Moy.	Dev.St.
Forêt	310.931	2.484	311.039	3.911	306.047	3.305	310.29	2.72
végétation	313.053	3.190	314.077	6.604	308.748	5.583	313.07	3.25
Sol nu	318.450	1.976	318.577	2.524	312.592	2.081	317.01	1.68
Bâti	311.896	2.536	307.771	6.898	303.415	5.926	311.61	2.47

A travers ces résultats on remarque que la température moyenne de l'image obtenue par l'algorithme TES et celui du canal unique SC_JMS pour les différentes cibles choisies est proche des valeurs obtenues par le produit AST_08. L'algorithme SW_JMS, 2008 donne des valeurs qui diffèrent de ceux obtenues par le produit AST_08.

Une classification thématique a été effectuée en utilisant l'image issue de l'algorithme SC_JMS. Nous avons choisi la classification monocanale (Density slice) qui est une technique de classification simple appliquée à une seule bande d'une image.

Le résultat de cette classification est représenté sur une fenêtre de superficie de 2.896.195 KM^2 par la figure 37 suivante :

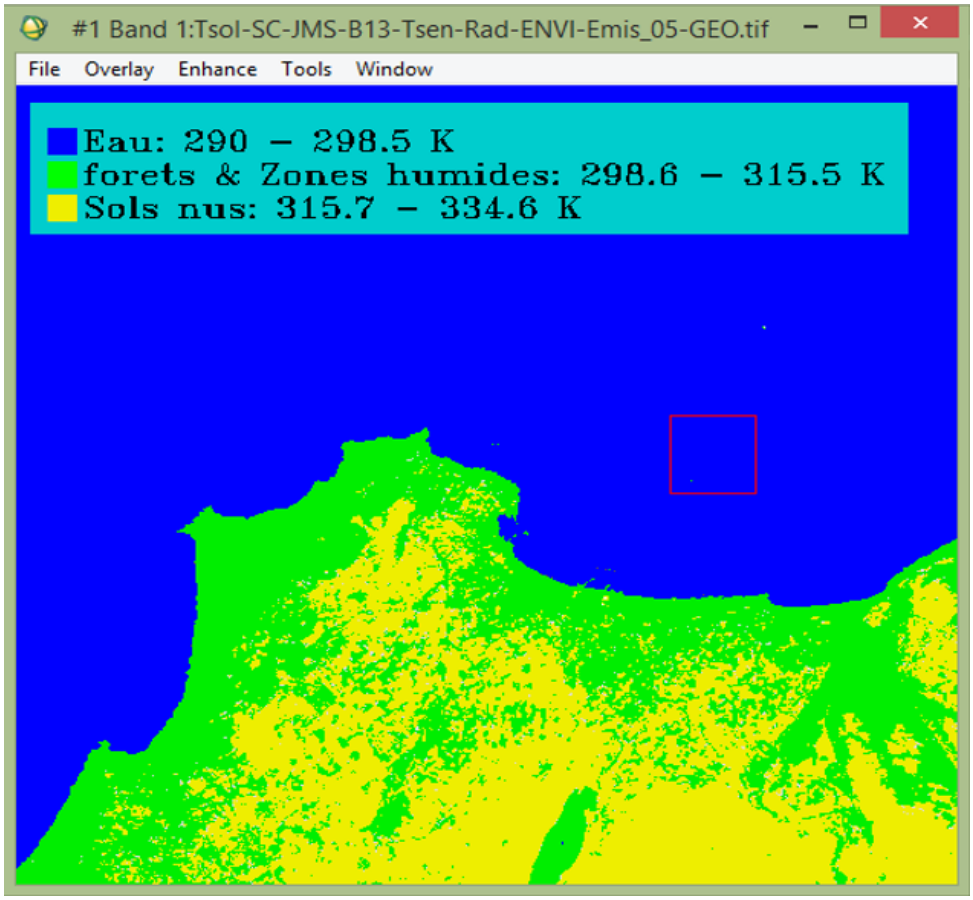


Figure 37: Distribution de la température de surface de la zone d'étude.

La figure 37 nous montre une palette de couleur de température de surface en comparaison avec les types de couvertures du sol. Trois classes peuvent être distinguées à savoir l'eau, les forêts et les zones humides ainsi que les sols nus. La température moyenne de l'intervalle de la mer choisie est de 21.1°C est inférieure à celle des forêts et des zones humides de 33.9°C, qui est aussi inférieure à celle des sols nus qui est de 52°C.

- L'image MODIS

L'algorithme Split-window de JMS, 2008 a été utilisé sur l'image MODIS du 25-05-2001. La température de surface produit de cette image, MOD 11-L2 ainsi que les deux émissivités produit des bandes 31 et 32 qui lui sont associées ont été obtenues. La comparaison de la température (MOD11_L2) avec celle issue de l'algorithme Split-window de JMS, 2008 nous a donné le résultat illustré dans la figure 38 suivante :

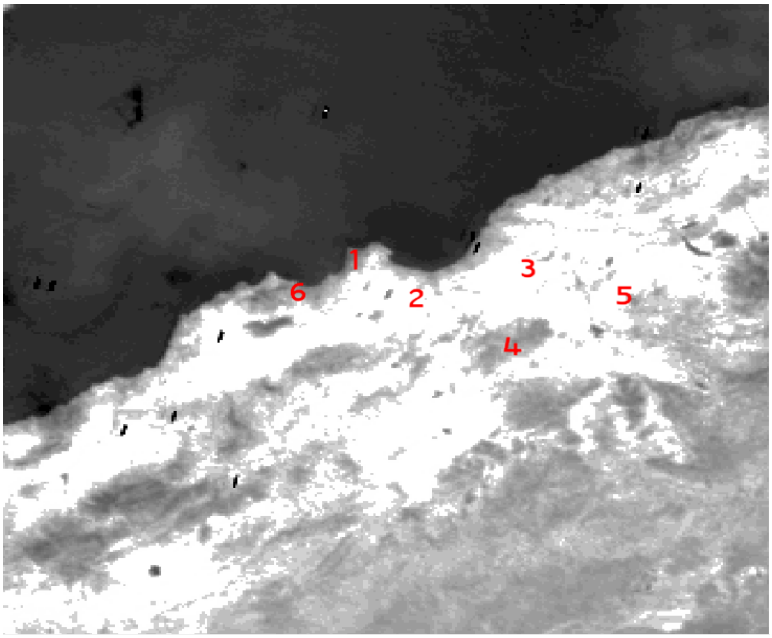


Figure 38: Résultat de Tsol -JMS, 2008MOD11_L2 du 25-05-2001.

Pour mieux visualiser ces résultats, une comparaison est faite sur un ensemble de points. Le tableau 29 suivant nous présente ces valeurs :

Tableau 29: Valeurs de Tsol_SW-JMS, 2008 MOD11_L2.

X		y	Tsol_SW-JMS	MOD11_L2
1	35°49'39.53"	0°26'49.46"	308.493	308.72
2	35°40'21.48"	0°10'24.60"	324.730	323.100
3	35°48'22.17"	0°18'21.90"	323.300	320.579
4	35°28'47.99"	0°14'57.53"	315.288	313
5	35°42'14.37"	0°43'17.16"	323.877	321.019
6	35°14'1.97"	0°14'6.59"	314.494	313.199

La figure 39 suivante illustre la corrélation entre les valeurs de Tsol_SW-JMS ainsi que Tsol produit de MODIS, (MOD11_L2).

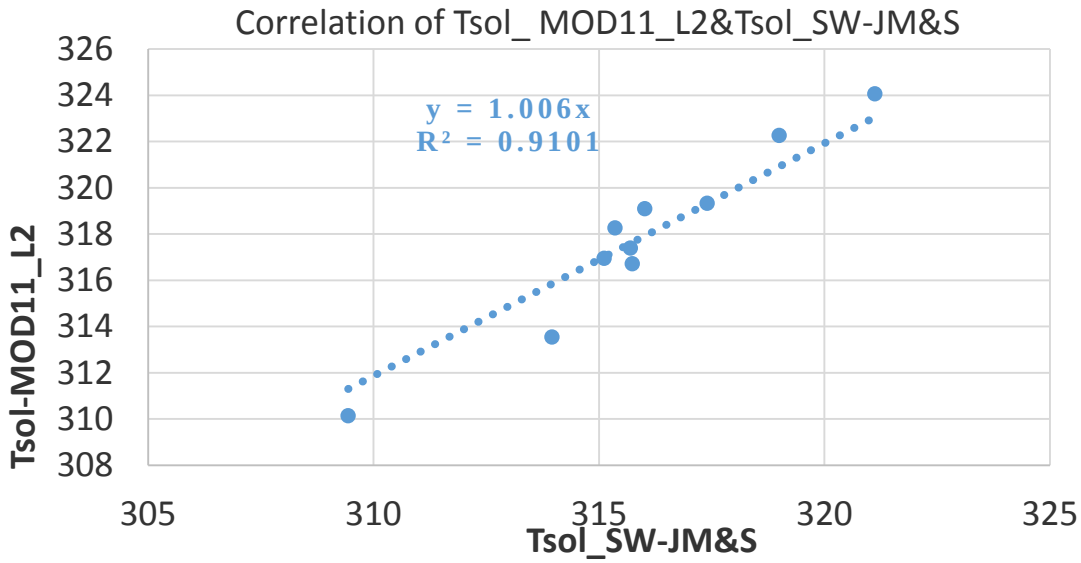


Figure 39: Corrélation de Tsol_SW-JMS, 2008MOD11_L2.

Le graphe nous montre la corrélation entre les valeurs de Tsol issue de l'algorithme split-window de l'image MODIS ainsi que les valeurs obtenues du produit MOD-11_L2. Le coefficient de corrélation est de 0.91 montre cette bonne corrélation.

Le calcul statistique du résultat de la température de surface de l'ensemble des pixels des images MOD11_L2 et Tsol_SW-JMS, 2008 montre la bonne corrélation entre le produit MOD11_L2 et le résultat de l'algorithme SW_JMS, 2008 de l'image MODIS utilisée. Ceci est détaillé dans le tableau 30 suivant :

Tableau 30: Corrélation de MOD-11_L2SW-JMS, 2008 de l'image MODIS du 25-05-2001.

Image MODIS 25-05-2001 / **Correlation**	**MOD-11_L2**	**Tsol (°K) Algorithme SW_JMS, 2008**
MOD-11_L2	1.000	0.974
Tsol (°K) Algorithme SW_JMS, 2008	0.974	1.000

On constate d'après ce résultat qu'il existe une bonne corrélation entre le produit MOD-11_L2 et le résultat issu de l'algorithme SW_JMS, 2008.

Conclusions et perspectives

Les principaux apports de cette thèse sont l'élaboration d'un outil pratique d'extraction de la température de surface, à partir d'images satellitales, et son exploitation dans le suivi de l'évolution des paramètres terrain (en particulier température de surface, émissivité). Nous avons développé un outil software qui utilise des algorithmes de calcul de la température de surface à partir des données satellitales à savoir la méthode du canal unique, split-window et TES.

L'outil software intègre aussi des méthodes de calcul des différents paramètres d'entrée (paramètres indépendants) qui ne sont pas toujours facile à déterminer; et peuvent ne pas être disponibles pour toute zone d'étude. De même pour les paramètres de sortie (paramètres dépendants) permettant de calculer la température de surface par le biais de ces différents algorithmes.

Nous avons mis à la disposition de l'utilisateur intéressé à la température de surface, une méthode de choisir l'algorithme d'estimation ainsi que les différentes données d'entrée. L'outil software offre les principales caractéristiques suivantes :

- Facilité de mise en œuvre,
- Facilité de repérer rapidement les paramètres d'entrée requis par chaque algorithme d'estimation,
- Facilité d'analyser et de comparer la performance de ces différents algorithmes qui ont été appliqué pour les différents capteurs à bord du satellite.

Les résultats obtenus avec notre outil (radiance au niveau du capteur Lsen ainsi que la température de surface Tsen) à partir des images Landsat ETM+ et ASTER sont comparables à ceux issus des algorithmes ENVI, à la différence près que notre outil permet à l'utilisateur d'effectuer soi-même des choix méthodologiques adaptés à ses propres conditions de travail (notamment la disponibilité de données d'entrée).

De même le calcul de NDVI pour l'image ASTER et Landsat donne un résultat identique quand on utilise notre outil et ENVI. De plus, le programme calcule aussi NDVI et diffère de ENVI qui demande d'avoir une image constituée au moins de deux bandes (R et IR). Notre outil accepte des bandes séparées.

Pour le résultat de l'émissivité de surface, pour l'image Landsat les valeurs d'émissivités entre les deux méthodes (Emis-Class Emis-Ratio) sont bien corrélées ; cela signifie que l'un ou l'autre des

algorithmes peut être appliqué indifféremment. La corrélation est très faible avec l'algorithme basé sur le seuil du NDVI ; cette comparaison réduit ainsi l'intervalle de choix mais ne permet pas, à elle seule, de finaliser le choix d'algorithme.

Nous avons analysés le résultat de température de surface pour le même type d'image en utilisant les deux algorithmes du canal unique (QKB et JMS). Pour l'image Landsat les valeurs de température du sol obtenues par les deux algorithmes du canal unique appliquées à la bande 61 de l'image Landsat du 12-02-2002 sont fortement corrélées avec un coefficient de corrélation de 0.99.

Pour l'image ASTER, les températures trouvées par l'algorithme du canal unique (SC-JMS) en utilisant les deux types d'émissivité (Emis-Class Emis_05) se rapprochent avec le produit de température AST_08. La corrélation entre le produit AST_08 et le résultat obtenu en utilisant l'émissivité Emis _05 est meilleure que celle obtenue par Emis-Class. On peut conclure que pour l'image ASTER du 25-05-2001, le calcul de température ne diffère pas beaucoup du produit (AST_08) en utilisant l'algorithme du canal unique SC-JMS avec l'émissivité Emis_05. L'émissivité basée sur la classification du NDVI (Emis class) donne aussi des valeurs de température de surface très proches de celle obtenues par le produit d'émissivité AST_05.

Il s'avère à travers cette étude que l'utilisation de la méthode du canal unique avec les deux algorithmes JMS et QKB donne de résultats acceptables pour les deux types d'image ASTER et Landsat. La validation avec des données in situ serait intéressante mais n'a pas été possible dans le cadre de ce travail en raison de l'absence de données à des dates (ou sous des conditions) voisines de celles de l'acquisition des images satellitales. Ceci fait partie de nos préoccupations et perspectives futures.

Pour la méthode split-window utilisée (SW_JMS, 2008), le résultat montre que cet algorithme est utilisable pour les images de type ASTER et MODIS.
Pour l'image ASTER, On remarque que le coefficient de corrélation entre les deux algorithmes SC-JMS et SW-JMS, 2008 est de 0.99 qui confirme que ces deux derniers se convergent. Ce coefficient est de 0.95 avec le produit AST_08. Aussi pour l'image MODIS, on constate d'après le résultat qu'il existe une bonne corrélation entre le produit MOD-11_L2 et le résultat issu de l'algorithme SW-JMS, 2008, avec un coefficient de corrélation de 0.97.

La validation avec les données in-situ restera une des principales tâches à achever.

Pour la méthode TES, le résultat obtenue en utilisant l'image ASTER du 25-05-2001, montre une forte corrélation entre notre outil et le produit AST_08.

La comparaison des résultats des algorithmes utilisés montre l'existence d'une forte corrélation entre l'algorithme SC-JMS et SW-JMS, 2008. Le résultat issu de l'algorithme TES est fortement corrélé avec le produit AST_08 avec un coefficient de 0.98. Ce dernier est de 0.95 avec les deux algorithmes SC-JMS et SW-JMS, 2008. Nous pouvons alors conclure que la méthode basée sur l'algorithme TES donne des résultats très proches du produit AST_08. A ce stade de comparaison, nous pouvons suggérer que la précision de l'algorithme TES est meilleure que celle du canal unique SC-JMS et SW-JMS.

La validation de nos algorithmes de calcul sur d'autres types d'images fera partie de nos perspectives à long terme. Aussi la validation des différents algorithmes split-window introduit dans notre programme de calcul est l'une des tâches à long terme.

La température de surface et les types de couverture terrestre peuvent être directement dérivés des données de télédétection, qui fournissent un moyen puissant pour surveiller l'environnement urbain et les activités humaines. Cette information améliore notre compréhension de l'environnement urbain et peut encore être utilisé pour améliorer la qualité de l'environnement et les stratégies de planification pour la réduction des ilots de chaleur.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abdellaoui, A. 1985b. The fundamental problems for the energy balance study by satellite imagery. *Proc.ISLSCP Conference, Roma (Italy).*

Abdellaoui, A., Becker F., Olory Hevhinger, E. Raffy M. 1983. Influence des conditions de mesure sur l'estimation de l'inertie thermique et de l'évapotranspiration à partir des données Météosat. *Proc. du Iième Colloque Intern. Signatures spectrales d'objets en télédétection , Bordeaux (France) ; 12-16 sept. 1983 ; éd. INRA ; les colloques de l'INRA.* INRA. 475-484.

Abdellaoui, A., Becker F., OloryHechinger, E. 1986. Use of METEOSAT for mapping thermal inertia and evapotranspiration over a limited region of Mali. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25 (11): 1489-1506.

Abdellaoui, A. 1985a. Modélisation de la relation température de l'air – température de surface en vue de l'extension spatiale des modèles d'analyse des paramètres de surface. *Proc. Of the 3rd Intern. Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing ; Les Arcs (France) , ESA SP-247.* 171-174.

Achard, V. 1991. Trois Problèmes Clés de L'analyse Tridimensionelle de la Structure thermodynamique de L'atmosphère par Satellite: Measure du Contenu en Ozone, Classification des Masses D'air, Modélisation Hyper-Rapide du Transfert Radiatif. Ph.D. dissertation, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France,.

Aires, F. Chédin, A.Scott, N. A. and Rossow, W. B. 2002. A regularized neural net approach for retrieval of atmospheric and surface temperatures with the IASI instrument. *J. Appl. Meteorol.* 41 (2): 144-159.

Anding, D., Kauth, R. 1969. Atmospheric modeling in the infrared spectral region: Atmospheric effects on multispectral sensing of sea surface temperature form space. Rep. 2676-1-P, Willow Run Lab., Inst. Sci. Technol., University of Michigan.

Arai, K. 2000. Sea surface temperature (SST) estimation accuracy assessment for ASTER/TIR—An effectiveness of 8.3 μm of water vapour absorption band for SST retrieval. *Can. J. Remote Sens.* 26 (6): 576-579.

Aurélien, Hénon. 2008. Températures mesurées, modélisées et observes par télédétection infrarouge dans la canopée urbaine : modélisation aéro-thermo-radiative des flux de chaleur urbains. Thèse de doctorat en dynamique des fluides et des transferts. Université de Nantes.

Barsi, J.A., Schott, J. R., Palluconi, F. D., Helder, D. L. Hook, S. J., Markham, B. L. Chander, G. O'Donnell, E.M. 2003. Landsat TM and ETM+ thermal band calibration. *Can. J. Rem. Sens.* 29 (2): 141-153.

Barton, I. J., Zavody, A. M., O'Brien, D. M., Cutten,D. R., Saunders, R. W.,D. T., Llewellyn Jones, 1989. Theoretical algorithms for satellite derived sea surface temperatures.» *J. Geophys. Res.* 94 (D3): 3365-3375.

Barton, I.J. 1992. Satellite-derived sea surface temperatures: A comparison between operational, theoretical and experimental algorithms. *J. Appl. Meteorol.* 31: 432–442.

Barton, I.J. 1991. Infrared continuum water vapor absorption coefficients derived from satellite data. *Applied Optics* 30: 2929–2934.

Becker, F., Li, Z.L. 1990. Towards a local split window method over land surfaces. *International Journal of Remote Sensing.* 11: 369-394.

Becker, F. 1982. Absolute sea surface temperature measurement by remote sensing and atmospheric corrections differential radiometry. *In Processing in Marine Remote Sensing, edited by F. J. Vernberg and F. P. Diemer (Columbia: University of South Carolina Press).* 151-174.

Bénédicte Dousset, Françoise Gourmelon, Karine Laaidi, Abdelkrim Zeghnoun, Emmanuel Giraudet, Philippe Bretin, Elena Mauri, Stéphanie Vandentorren. 2011. Satellite monitoring of summer heat waves in the Paris metropolitan area. *International Journal of Climatology* 31 (2): 313-323.

Benmecheta, A., Abdellaoui, A., Hamou, A. 2013. A comparative study of land surface temperature retrieval methods from remote sensing data. *Can. J. Remote Sensing* 39 (1): 59-73.

Berk, A., Bemstein, L.S., Robertson, D.C. 1989. MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN 7," Spectral Sciences, Inc., Burlington, MA, Rep. GL-TR-89-0122.

Caselles, V., Coll, C.,Valor, E.1997. Land surface temperature determination in the whole Hapex Sahell area from AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.* 18 (5): 1009-1027.

Caselles, V., Sobrino, J.A. 1989. Determination of frosts in orange groves from NOAA-9 AVHRR data. Remote Sensing of Environment. 29: 135–146.

Chedin, A., Scott, N. A., Wahiche, C., Moulinier, P. 1985. The improved initialization inversion method: a high resolution physical method for temperature retrievals from the Tiros-N series. *Journal ofClimate and Applied Meteorology* 24: 124-143.

Chevallier, F. Chéruy, N. A. Scott, and A. Chédin, A. 1998. A neural network approach for a fast and accurate computation of a longwave radiative budget. *J. Appl. Meteorol.* 37 (11): 1385-1397.

Coll, C. Caselles, V. Galve, J.M. 2005. Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data. *Rem.Sens.Environ.* 97: 288-300.

Coll, C., Casselles, V., Sobrino, A., Valor, E. 1994. On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature. *Remote Sensing of environment* 27: 105-122.

Coll, C.,Valor,E.,Schmugge,T., Caselles,V. 1997. A procedure for estimating the land surface emissivity difference in the AVHRR channels 4 and 5, Remote Sensing Application to the Valencian Area, Spain.

Coudert, B. 2006. Apport des mesures de température de surface par télédétection infrarouge thermique pour la modélisation des échanges d'énergie et d'eau à l'interface sol végétation atmosphère. Thèse de doctorat en méthodes physiques en télédétection, Université de Versailles saint Quentin.

Cristóbal, J., Jiménez Muñoz, J.C., Sobrino, J.A., Ninyerola, M., Pons, X. 2009. Improvements in land surface temperature retrieval from the Landsat series thermal band using water vapor and air temperature. *J. of Geophysical Research* 114 (D08103). doi:10.1029/2008JD010616.

Dash, P., Göttsche, F. M., Olesen, F. S., Fischer, H. 2002. Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: Theory and practice—current trends. *Inter. J. of Remote Sensing* 23 (13): 2563−2594.

Deschamps, P.Y., Phulpin, T. 1980. Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7. 11 , and 12 µm. *Boundary Layer Meteorol.* 18(2): 131-143.

Djavadi, D., Anderson, J.M. 1987. Atmospheric correction of thermal infrared data using multi-height data acquisition. *International Journal of Remote Sensing* 8 (12): 1879-1884.

Escobar, J. 1993. Base de Données pour la Restitution de Paramètres Atmosphériques À L'échelle Globale; Étude Sur L'Inversion par Réseaux de Neurones des Données des Sondeurs Verticaux Atmosphériques Satellitaires Présents et à Venir. Ph.D. dissertation, Université Denis Diderot, paris, France.

França, G.B., Cracknell, A.P. 1994. Retrieval of land and sea surface temperature using NOAA-11 AVHRR data in northeastern Brazil. *International Journal of Remote Sensing* 15: 1695–1712.

François, C.,Brisson, A.,Le Borgne, P., Marsouin,A. 2002. Definition of a radiosounding database for sea surface brightness temperature simulations: Application to sea surface temperature retrieval algorithm determination. *Remote Sens. Environ.*, 81 (2/3): 309-326.

French, A. N . Schmugge, T. J., Ritchie, J.C., Hsu, A., Jacob, F. Ogawa, K. 2008. Detecting land cover change at the Jornada experimental range, New Mexico with ASTER emissivities. *Remote Sens. Environ.* 112 (4): 1730-1748.

Gao, B. C., Goetz, F.H. 1990. Column atmospheric water vapour and vegetationliquid water retrievals from airborne imaging spectrometer data. *Journal of Geophysical Research* 95: 3549-3564.

Gillespie, A. 1995. Lithologic mapping of silicate rocks using TIMS, in TIMS Data Users'. *Workshop. Pasadena, CA: Jet Propul. Lab.* JPL Publication 86-38. 29-44.

Gillespie, A. R. Rokugawa, S. Hook, S.J. Matsunaga, T., Kahle, A. B. 1999. Temperature/emissivity separation algorithm theoretical basis document (Version 2.4). Algorithm Theoretical Basis Document.

Gillespie, A.R., Rokugawa, S., Matsunaga, T. 1998. A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images. *IEEE Trans. Geoscience and Res* 36: 1113–1126.

Grant, W. B. 1990. Water vapor absorption coefficients in the 8-13-pm spectral region: A critical review. *Appl. Opt.* 29 (4): 451A62.

Haixia He, Bing Zhang, Bo Liu , Wenjuan Zhang, Ru Li. 2009. Temperature and emissivity separation from ASTER data based on the urban land cover classification. *Urban Remote Sensing Event.*

Harris, A.R., MASON, I.M. 1992. An extension to the split-window technique giving improved atmospheric correction and total water vapour. *International Journal of Remote Sensing* 13: 881–892.

Hénon, A. 2008. Températures mesurées, modélisées et observees par télédétection infrarouge dans la canopée urbaine : modélisation aéro-thermo-radiative des flux de chaleur urbains. thèse de doctorat en dynamique des fluides et des transferts, Université de Nantes .

Ho, D., ASEM, A.,DESCHAMPS, P. Y. 1986. Atmospheric correction for sea surface temperature using NOAA-7 AVHRR and METEOSAT 2 infrared data. *International Journal of Remote Sensing* 7: 1323-1333.

Hook, S.J., Gabell, A.R., Green, A.A., Kealy, S. 1992. A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal infrared data for geologic studies. *Res. Environ.* 42: 123–135.

IDL. 1999. User's Guide, 1999. Research Systems, Inc., 1200pp.

Jackson, R. D., Reginato,R. J., Idso,S. B. 1977. Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. *Water Resour. Res* 13: 651-656.

Jae-Dong, Jang, Alain A Viau, Francois Anctil, 2004. Comparaion of split-window algorithms for the retrieval of surface temperatures from AVHRR data in southern Quebec. *Can. J. Remote Sensing* 30 (2): 216-220.

Jimenez Munoz, J.C., Sobrino,J.A. 2008. Split-Window Coefficients for Land Surface Temperature Retrieval From Low-Resolution Thermal Infrared Sensors. *IEEE Geosci. Res., Letters* 5 (4): 806-809.

Jiménez-Muñoz, J. C., Cristóbal, J., Sobrino, J.A., Sòria, G., Ninyerola, M., Pons, X. 2009. Revision of the single-channel algorithm for land surface temperature retrieval from Landsat thermal-infrared data. *IEEE Trans.Geosci. Res.* 47 (1): 339–34.

Jiménez-Muñoz, J. C., Sobrino,J.A. 2007. Feasibility of Retrieving Land-Surface Temperature From ASTER TIR Bands Using Two-Channel Algorithms: A Case Study of Agricultural Areas. *IEEE GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING LETTERS.*

JimenezMunoz, J.C., Sobrino,J.A. 2003. A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *J. Geophys. Res.* 108 (D22): 4688. doi:10.1029/2003JD003480.

Jimenez-Munoz, J.C., Sobrino,J.A. 2006. Error sources on the land surface temperature retrieved from thermal. *International Journal of Remote Sensing* 27 (5): 999-1014.

Jiménez-Muñoz, J. C., Sobrino,J.A. 2010. A single channel algorithm for land –surface temperature retrieval from ASTER data. *IEEE.Geosci. Remote Sens* 7 (1): 176-179.

Jiménez-Muñoz, J.C., Sobrino, J.A., Mattar, C., Franch B. 2010. Atmospheric correction of optical Imagery from MODIS and Reanalysis atmospheric products. *Rem.Sens.of Environ.* 114: 2195-2210.

Kaufman, Y. J., Gao,B.C. 1992. Remote sensing of water vapour in the near IR from EOS/MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 30: 1-27.

Kealy, P.S., Gabell, A.R. 1990. Estimation of emissivity and temperature using alpha coefficients . *Proc. 2nd TIMS Workshop. Pasadena, CA: Jet Propul. Lab.* JPL Publication. 90-55.

Kerr, Y.H., Lagouarde, J.P., IMBERNON, J. 1992. Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm. *Remote Sen.of Environment,* 41: 197–209.

Kerr, Y.H., Lagouarde, J.P., Nerry, F., Ottlé, C. 2004. Land surface temperature retrieval techniques and applications: Case of the AVHRR. Dans *Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes*, de D.A., Luvall, J.C., Quattrochi, 33-109. Eds. Boca Raton, FL: CRC Press.

Kimura, F., Shimiru, A.P. 1994. Estimation of sensible and latent heat fluxes from soil surface temperature using a linear air land heat transfer model. *J. Appl. Meteor* 33 (4): 477-489

Kneizys, F. X., SHETTLE, E. P., GALLERY, W.O., CHETWYNDS, J. H., JR., ABREU, L. W., SELBY, J. E. A., CLOUGH, S. A., and FENN, R. W. 1983. Atmospheric transmittance/radiance: computer code Lowtran 6. Technical Report AFGL-TR-83-0187, Optical Physics Divi.

Kneizys, F. X., Shettle, E.P., Abreu, L.W., Chetwynd, J.H., Anderson, G.P., Gallery, W.O., Selby, J. E. A., Clough, S. A. 1988. Users guide to LOWTRAN 7, Air Force Geophys. Lab., Bedford, MA, Rep. AFGL-TR-88-0177.

Labed, J., Stoll, M.P. 1991. Spatial variability of land surface emissivity in the thermal infrared band: spectral signature and effective surface temperature. *Rem.Sens.of Environment* 38: 1-17.

Lagouarde, J.P., Kerr, Y. H., Brunet, Y. 1995. An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils, Agric. *Forest Meteorol* 77: 167–190.

Li, Z. L., Jia, L., Su, Z., Wan, Z., Zhang, R.H. 2003. A new approach for retrieving precipitable water from ATSR2 split-window channel data over land area. *Int. J. Remote Sensing* 24 (24): 5059-5117.

Li, Z., Zhirong, R., McDonnell, M.J. 1988. Atmospheric correction of thermal infrared images. *Int. J. Remote Sensing* 9 (1): 1879-1884.

Li, Z.L., Becker, F. 1993. Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data. *Remote Sensing Environ* 43: 67-85.

Li, Z.L., Tang, B., Wu, H. 2013. Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives. *Remote Sensing of Environment* 131: 14 - 37.

Lillesand, T.M., Kiefer, R.W. 1994. *Remote Sensing and Image Interpretation.* third ed. Wiley, New York.

Liu, H. Xu, L. Ding, J. X. Deng, X. and Liu, Z. 2009. A new atmospheric correction and land surface temperature retrieval method". *The 2nd International Conference on Earth Observation for Global Changes (EOGC2009), Chengdu, China.* 374-380.

Lyon, R.J.P. 1965. Analysis of rocks by spectral infrared emission (8 to 25/lm). *Economic Geology* 60: 715-736.

Major, D. J., Baret, F., Guyot, G. 1990. A ratio vegetation index adjusted for soil brightness. *International journal of remote sensing* VOL 11 (5): 727-740.

Malkevich, M. S., Gorodetsky, A.K. 1988. Determination of ocean surface temperature taking account of atmospheric effects by measurements of angular IR-radiation distribution of the "ocean-atmosphere" system made from the satellite "Cosmos-1151. *Remote Sensing Reviews* 3: 137-161.

Mannstein, H. 1987. Surface energy budget, surface temperature, and thermal inertia. *in Remote Sensing Applications in Meteorology and Climatology, R. A. Vaughan and D. Reidel, Eds. Dordrecht: NetherlandsNATO AS1 Ser. C: Math. Phys. Sci.* 201.

Mao, K., Qin, Z., Shi, J., Gong, P. 2005. A practical split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from MODIS data. *International Journal of Remote Sens* 26 (15): 3181–3204.

Maul, G. A. 1983. Zenith angle effects in multichannel infrared sea surface remote sensing. *Remote Sensing of Environment* 13: 439-451.

McClain, E. P., Pichel, W. G., WALTON, C.C. 1985. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research* 20: 11587-11601.

McMillin, L.M. 1971. A method of determining surface temperatures from measurements of spectral radiance at two wavelengths. Ph.D. dissertation, Iowa State University. (Available from University Microfilms International, P. O. Box 1764, Ann-Arbor, MI 48.

McMillin, L.M. 1975. Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *J. of Geophysical Research* 36: 5113-5117.

Meehl, G. A. 1994. Influence of the land surface in the Asian summer monsoon: external conditions versus internal feedbacks. *J. Climate* 7: 1033-1049.

Nichol, J.E. 1994. A GIS-based approach to microclimate monitoring in Singapore's high-rise housing estates. *Photogrammetric Engineering and Rem. Sens.* 60 (10): 1225-1232.

Otlle, C., Stoll, M. 1993. Effect of atmospheric absorption and surface emissivity on the determination of land temperature from infrared satellite data. 14, pp. *Inter. J. of Rem. Sens.* 14: 2025–2037.

Paccagnella, T., Tomasi, C. Vitale, Y. 1985. Satellite remote sensing measurements in the 10.5-12.5µm spectral region: The atmospheric error made in estimating the surface temperature. *II Nuovo Cimento C* (Kluwer Academic Publishers) 80 (6): 782-792. doi:10.1007/BF02558010.

Prabhakara, C, DALu, G., KUNDE, V. G. 1974. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the l l-to-Hjim window region. *Journal of Geophysical Research* 79: 5039-5044.

Prata, A. J., Caselles, V., Coll, C., Sobrino, J. A., Ottle', C. 1995. Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites: current status and future prospects. *Remote Sensing Reviews* 12: 175–224.

Prata, A. J., Platt, C.M.R. 1991. Land surface temperature measurements from the AVHRR. *Proceeding of the 5th AVHRR Data Users' Meeting, 25–28 June 1991, Tromso, Norway. EUMETSAT P-09, EUMETSAT, Darmstadt, Germany.* 433-438.

Prata, A.J. 1994. Land surface temperatures derived from the advanced very high resolution radiometer and the along-track scanning radiometer 2. Experimental results and validation of AVHRR algorithms. *J. of Geophysical Research,* 99: 13,025–13,058.

Prata, A.J. 1993. Land surface temperatures derived from the AVHRR and ATSR, 1, theory. *Journal of Geophysical Research* 89 (D9): 16689-16702.

Price, J. C. 1984. Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 AVHRR. *Journal of Geophysical Research* 89: 7231-7237.

Price, J.C. 1983. Estimating land surface temperature from satellite thermal infrared data: A simple formulation for the atmospheric effect. *Rem. Sens. of Environ.* 13: 353-361.

Qin, Z., Karnieli, A. 1999. Progress in remote sensing of land surface temperature and ground emissivity using NOAA-AVHRR data. *Inter. J. of Rem. Sens* 20: 2367–2393.

Qin, Z., Karnieli, A., Berliner, P. 2001a. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. *Int. J. Remote Sens.* 22 (18): 3719–3746.

Qin, Z.H., Giorgio, D.O., Arnon, K. 2001b. Derivation of split window algorithm and its sensitivity analysis for retrieving land surface temperature from NOAA-advanced very high resolution radiometer data. *J. Geophys. Res* 106.

Rubio, E., Caselles, V., and Badenas, C. 1997. Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14µm waveband: Analysis of two field methods. *Remote Sens. Environ.* 59 (3): 490–521.

Salisbury, J.W. 1995. «personal communication.»

Schmugge, T., French, A., Ritchie, J.C., Rango, A., Pelgrum, H. 2002. Temperature and emissivity separation from multispectral thermal infrared observations. *Remote Sensing of Environment* 79: 189–198.

Scott, N. A., Chedin, A. 1981. A fast line by line method for atmospheric absorption computations: The automatized atmospheric absorption atlas. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 20: 801-812.

Sellers, P. J., Hall, F. G., Asrar, G., Strebel,D. E., Murphy,R. E. 1988. The first ISLSCP Field Experiment (FIFE). *J. Bull. Amer. Meteor. Soc.* 69 (1): 22-27.

Sidran, M. 1980. Infrared sensing of sea surface temperature from space. *Remote Sensing of Remote Sensing of Environment* 10: 101-114.

Singh, S. M. 1984. Removal of atmospheric effects on a pixel by pixel basis from the thermal infrared data from instruments on satellites AYHRR. *International Journal of Remote Sensing* 5: 161-183.

Snyder, W. C., Wan, Z. 1998. BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36: 214- 225.

Sobrino, J. A., Coli, C., Casselles, V. 1991. Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-II AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sensing of Environment* 38: 19-34.

Sobrino, J. A., Raissouni, N. 2000. Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco. *Int. J. Remote Sens.* 21 (2): 353–366.

Sobrino, J. A., Li, Z. L., Stoll, M.P., Becker, F. 1994. Improvements in the split window technique for the land surface temperature determination. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* 243-253.

Sobrino, J.A., Caselles, V., Becker, F. 1990. Significance of the remotely sensed thermal infrared measurements obtained over a citrus orchard. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 44: 343-354.

Sobrino, J.A., ELKHARRAZ, J. Li, Z.L. 2003. Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data. *Int. J. of Remote Sens.* 24: 5161-5182.

Sobrino, J.A., Jiménez-Muñoz, J.C. 2005. Land surface temperature retrieval from thermal infrared data: An assessment in the context of the Surface Processes and Ecosystem Changes Through Response Analysis (SPECTRA) mission. *J. GEOPHY. RESEARCH,* 110 (D1610). doi:10.1029/2004JD005588.

Sobrino, J.A., Jiménez-Muñoz, J. C., Sòria, G. Romaguera, M., Guanter, L., Moreno, J., Plaza, A., Martínez, P. 2008. Land surface emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensors. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 46 (2): 316-327.

Sobrino, J.A., Jiménez-Muñoz, J.C., Paolini, L. 2004. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM5. *Remote Sens. Environ.* 90 (4): 434–440.

Sobrino, J.A., Jiménez-Muñoz, J.C., Raissouni, N., Soria, G. 2002b. A Simplified Method for Estimating the Total Water Vapor Content Over Sea Surfaces Using NOAA-AVHRR Channels 4 and 5. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing* 40 (2): 357-361.

Sobrino, J.A., Li, Z.L., Soria, G., Jimenez. J.C. 2002a. Land surface temperature and emissivity retrieval from remote sensing data. *Recent Research Developments in Geophysics* 4: 21-44.

Sobrino, J.A., Li, Z.L., Stoll, M.P., Becker, F. 1996. Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. *Int. J. Remote Sens.* 17 (11): 2089–2114.

Sobrino, J.A., Li, Z.L., Stoll, M.P. 1993. Impact of the atmospheric transmittance and total water vapor content in the algorithms for estimating satellite sea surface temperatures. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 31 (5): 946–952.

Sobrino, J.A., Raissouni, N., Simarro, J., Nerry, F., Francois, P. 1999. Atmospheric water vapour content over land surfaces derived from the AVHRR data. Application to the Iberian Peninsula. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 37: 1425-1434.

Song, C., Curtis, E., Woodcock, K. 2001. Classification and change detection using Landsat TM data: when and how to correct atmospheric effects. *Rem. Sens. Environ.* 75: 230-244.

Stroeve, J., Haefliger, M., Steffen, K. 1996. Surface temperature from ERS-1 ATSR infrared thermal satellite data in polar regions. *J. Appl. Meteor.* 35 (8): 1231-1239.

Susskind, J., Rosenfield, J., Renter, D., and Chahine, M. T. 1984. Remote sensing of weather and climate parameters from HIRS2/MSu on TIROS-N. *Journal of Geophysical Research* 89: 4677-4697.

Sutherland, R.A. 1986. Broadband and spectral (2-18 pm) emissivity of some natural soils and vegetation. *J. Atmos. Ocean. Technol.,* 3: 199-202.

Takashima, T., Masuda, K. 1987. Emissivities of quartz and Sahara dust powders in the infrared region (7-17 μm). *Remote Sensing Environ.* 23: 51-63.

Ulivieri, C., Castronouvo, M.M., Francioni, R., Cardillo, A. 1992. A split-window algorithm for estimating land surface temperature from satellites. *Advances in Space Research* 14 (3): 59-65.

Valor, E., Caselles, V. 1996. Mapping land surface emissivity from NDVI: Applicationto European, African, and South American areas. *Remote Sensing of Environment* 57: 167–184.

Van de Griend, A.A., Owe, M. 1993. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *Int. J. Remote Sens.* 14 (6): 1119-1131.

VIDAL, A. 1991. Atmosphere and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite data. *International Journal of Remote Sensing* 12: 2449–2460.

Vining, R. C., Blad, B.L. 1992. Estimation of sensible heat flux from remotely sensed canopy temperatures, J. Geophys. Res., 97(17), pp: 18951-18954.

Wan, Z. Zhang,Y., Zhang, Q., Li,Z. L. 2004. Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. *Int. J. Remote Sens.* 25: 261-274.

Wan, Z., Jeff Dozier, J. 1996. A Generalized Split-Window Algorithm for Retrieving Land-Surface Temperature from Space. *IEEE Tans. Geosci. Remote sensing* 34 (4): 892-905.

Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q., Li, Z.L. 2002. Validation of the land surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment* 83: 163-180.

Wan, Z., Li, Z.L. 1997. Physics-based algorithm fo r retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data. *IEEE Trans.Geosci. Remote Sens.* 135: 980–996.

Watson, K. 1992. Two-temperature method for measuring emissivity. *Rem.Sens. Environ.* 42: 117-121.

Watts, P.D., Allen, M.R., Nightingalet, J.1996. Wind speed effects on sea surface emission and reflection for the Along Track Scanning Radiometer. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology* 13: 126-141.

Xue, Y. Guoyin Cai, Guan, Y.N., Cracknell, A.P., JIAKUI TANG. 2005. Iterative self-consistent approach for Earth surface temperature determination. *Inter. J. Rem. Sens.* 26 (1): 185–192.

Yu, Yunyue, Privette,Jeffrey L. Pinheiro, Ana C. 2008. Evaluation of Split-Window Land Surface Temperature Algorithms for GeneratingClimate Data Records. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 46 (1): 179–192.

Zhang, J., Wang,Y. Lib, Y. 2006. A C++ program for retrieving land surface temperature from the data of Landsat TM/ETM+ band6. *Computers Geosciences.* 1796–1805.

Zhang, T., Wen, J., van der Velde, R., Meng, X., Li, Z., Liu, Y., Liu, R. 2008. Estimation of the total atmospheric water vapor content and land surface temperature based on AATSR thermal data. *Sensors* 8 (3): 1832–1845. doi: doi:10.3390/s8031832.

Zhou, J., LI, J., Zhang, Li., Hu, D., Zhan, W. 2012. Intercomparaison of methods for estimating land surface temperature from Landsat-5 TM image in a arid region with low water vapour in the atmosphere. *International Journal of Remote Sensing* 33 (8). 2582–2602.