

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université MUSTAPHA Stambouli

Mascara



جامعة مصطفى أسطمبولي

معسكر

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie

Département des Sciences Agronomiques

Laboratoire de Recherche sur les Systèmes Biologiques et la Géomatique

THESE de DOCTORAT en SCIENCES

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Intitulée

Suivi spatio-temporel de l'évapotranspiration d'un couvert végétal par utilisation des données satellitaires à haute et à faible résolutions : Cas d'une région choisie dans la plaine de la Macta (Ouest Algérien)

Présentée par : NEHAL Laounia

Le : 05/12/2018

Devant le jury :

Président	BENARICHA Boumediene	MCA	Université de Mascara
Examineur	BENHASSAINI Hachemi	Professeur	Université de Sidi Bel Abbas
Examineur	HADDOUCHE Driss	Professeur	Université de Tlemcen
Examineur	ABABOU Adda	MCA	Université de Chlef
Encadreur	KHALDI Abdelkader	Professeur	Université de Mascara
Co-Encadreur	HAMIMED Abderrahmane	MCA	Université de Mascara

Année Universitaire : 2018-2019

REMERCIEMENTS

Mon travail de thèse touche enfin à sa fin et c'est avec une grande émotion que j'écris ces quelques lignes pour remercier toutes les personnes qui de près comme de loin ont contribué à sa réalisation.

Mes premiers remerciements s'adressent à mon directeur de thèse, Prof. KHALDI Abdelkader à la fois pour son suivi attentif (et ce malgré son emploi du temps très chargé) et ses conseils avisés. Je sais qu'il a pris sur son temps libre pour me recevoir bien des fois et m'orienter, ce qui ne peut qu'augmenter l'estime que je lui porte.

Bien entendu, mes plus vifs remerciements s'adressent à mon Co-directeur de thèse, HAMIMED Abderrahmane, à qui ce travail de recherche doit son existence, il a très largement contribué à la fois comme superviseur et coauteur. Grâce à lui j'ai eu la chance d'effectuer un travail exaltant et enrichissant, en m'initiant aux traitements d'image et à la modélisation. Je le remercie pour m'avoir transmis son savoir et ses compétences, pour toutes les discussions qui m'ont permis d'approfondir les concepts, sans parler de toute la biblio que j'ai trouvé à ses côtés. Il m'a prodigué un soutien et une amitié sans faille, qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Mes remerciements sont adressés également aux membres de jury pour le temps qu'ils ont pris pour examiner ce travail et les remarques constructives qu'ils ont pu formuler : BENARICHA Boumediene, qui a bien voulu accepter la présidence du jury, HADDOUCHE Driss, BENHASSAINI Hachemi et ABABOU Adda qui ont bien voulu accepter de siéger à mon jury.

Je remercie tous mes amis qui m'ont permis de tenir le coup dans les moments difficiles et plus particulièrement à Nadjet, Doaa, Naima, Malika, Moussa et Ali.

Enfin, un grand merci à tous les membres de ma famille qui m'ont guidé et soutenu moralement tout au long de ma thèse, et tout particulièrement à mes parents.

A tous ceux qui ont rendu « ça » finalement possible : je dis un grand merci

المتابعة المكانية و الزمنية للتبخر النتحي للغطاء النباتي باستخدام بيانات الأقمار الصناعية عالية ومنخفضة الدقة: حالة منطقة مختارة في سهل المقطع (غرب الجزائر)

الملخص:

التبخر النتحي هو العامل الرئيسي في التوازن المائي، لأنه يعبر عن تبادل الكتلة والطاقة بين النظام التربة، الغطاء النباتي والغلاف الجوي. لمعرفة دقيقة أمر ضروري في العديد من التطبيقات البيئية، مثل المناخ والهيدرولوجيا والهندسة الزراعية. يعتبر الاستشعار عن بعد أداة أساسية لتقييم التبخر النتحي، سواء في المكان أو الزمان. في هذا العمل، تم تطبيق نموذجين "مترك" و "تيم" لتقدير التبخر النتحي للنظام الايكولوجي الزراعي الشبه جاف الذي يقع في منطقة المقطع و منطقة مختارة من الأراضي المنخفضة لسهل غريس، بمعسكر (غرب الجزائر). تتكون جملة المعطيات المستعملة من نطاقات طيفية للتوابع "لانداستات" و "موديس" وقياسات ميدانية لبعض عوامل المناخ لحظة مرور هذه التوابع. يعتمد نموذج "مترك" على حل معادلة توازن الطاقة للسطح، حيث يقدر التبخر النتحي كنتاج للمعادلة بحيث يكون الإشعاع الصافي، تدفق الحرارة الحساس و التدفق الحراري للتربة معروفين. بينما يعتمد النموذج "تيم" على تقدير التبخر النتحي بالاستعمال المباشر لمعادلة بريستلي تايلور. و هو يعتمد على القليل من المتغيرات ومعاملات الإدخال، بما أنه يعتمد على طريقة رسومية بحتة تحدد عتبات درجات الحرارة المسجلة على الرسم البياني الذي يربط بين مؤشر الغطاء النباتي ودرجة حرارة سطح الأرض، لحساب معامل بريستلي تايلور. تم حساب عدة مؤشرات للرطوبة مستنبطة من التبخر النتحي: نسبة التبخر، معيار بريستلي-تايلور ومقاومة السطح للتبخر. سمحت لنا هذه المؤشرات بالتشخيص الكمي للحالة المائية للبيكسل. ثم قمنا بتقدير التبخر النتحي اليومي بواسطة نسبة التبخر التي تعد ثابتة على مدار اليوم. النتائج المتحصل عليها تظهر تقييم ومقارنة النماذج المستخدمة لتحليل التوزيع المكاني للتبخر النتحي. في الختام، أظهرت النتائج أن كلا النموذجين يعطي نتائج قابلة للمقارنة ويمكن اعتبارها قابلة للاستعمال لتقدير التبخر النتحي المكاني في المناطق التي توجد بها معلومات ميدانية نادرة أو من الصعب جمعها.

الكلمات المفتاحية: التبخر النتحي، الاستشعار عن بعد، توازن الطاقة، زمني، الغطاء النباتي، الجزائر.

Suivi spatio-temporel de l'évapotranspiration d'un couvert végétal par utilisation des données satellitaires à haute et à faible résolutions : Cas d'une région choisie dans la plaine de la Macta (Ouest Algérien)

Résumé :

L'évapotranspiration est une composante majeure du bilan hydrologique, car elle exprime les échanges de masse et d'énergie entre le système sol-eau-végétation et l'atmosphère. Sa connaissance précise est indispensable dans plusieurs applications environnementales, telles que la climatologie, l'hydrologie et l'agronomie. La télédétection est un outil incontournable pour l'évaluation de l'évapotranspiration, à la fois dans l'espace et dans le temps. Dans ce travail, deux modèles de spatialisation METRIC (*Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*) et TIM (*Trapezoid Interpolation Model*) sont appliqués pour l'estimation de l'évapotranspiration d'un agrosystème semi-aride situé dans le bassin versant de la Macta et une région choisie dans la plaine de Ghriss, dans la région de Mascara (ouest algérien). Le jeu de données est constitué des bandes des satellites Landsat-7 ETM+ et MODIS ainsi que des mesures agrométéorologiques de terrain. Le modèle METRIC se base sur une approche physique permettant la résolution de l'équation du bilan d'énergie à la surface, où l'évapotranspiration est estimée comme le terme résiduel lorsque le rayonnement net, le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur du sol sont connus. Alors que, le modèle TIM permet d'estimer l'évapotranspiration directement en utilisant l'équation de Priestley-Taylor. Il fait intervenir peu de variables et de paramètres en entrée, puisqu'il repose sur une méthode purement graphique qui consiste à identifier des températures seuils relevées sur le graphe reliant l'indice de végétation (NDVI) et la température de surface, pour calculer ensuite le paramètre de Priestley-Taylor. Différents indices d'alimentation en eau de surface dérivés de l'évapotranspiration ont été ensuite calculés : la fraction d'évaporation, le paramètre de Priestley-Taylor et la résistance de surface à l'évaporation. Ces indices permettent le diagnostic quantitatif de l'état hydrique du pixel. Les résultats obtenus concernent l'évaluation et la comparaison des modèles utilisés pour l'analyse de la distribution spatiale de l'évapotranspiration. En conclusion, les résultats montrent que les deux modèles fournissent des sorties comparables et peuvent être considérés comme des approches prometteuses de spatialisation de l'évapotranspiration dans le cas des régions où les informations de terrain sont rares ou difficiles à collecter.

Mots clés : Evapotranspiration, Télédétection, Bilan d'énergie, temporel, couvert végétal, Algérie.

Spatio-temporal monitoring of a vegetation cover evapotranspiration using high and low resolution satellite data: Case of a selected region in the Macta Plain (West Algeria)

Abstract:

Accurate characterization of evapotranspiration (ET) and surface energy fluxes is crucial for many agro-environmental applications. Remote sensing based energy balance models are presently most suitable for estimating evapotranspiration at both temporal and spatial scales. This study presents an intercomparison of flux maps over the Macta watershed and a region selected from the Ghriss plain, in Mascara (western Algeria), obtained with two different models: METRIC (Mapping EvapoTranspiration at high Resolution using Internalized Calibration) and TIM (Trapezoid Interpolation Model) with Landsat-7 ETM+ and MODIS data. These two models are qualified as «residual type», because they are based on a physical approach which allows the resolution of energy balance equation, where evapotranspiration is estimated as the residual term. TIM is the most used model, due to its simplicity, ease of use, few data input requirements and relatively high accuracy. It allows estimating ET directly by using the Priestley-Taylor equation. Whereas METRIC model follow a physical approach, where evapotranspiration is estimated as the residual term. The data set consists of 8 images acquired during 2001 and 2002 by the Landsat-7 ETM+ and MODIS satellite and some agrometeorological field measurements. Various surface water supply indexes derived from evapotranspiration were then calculated: the evaporation fraction, the Priestley-Taylor parameter and the surface resistance to evaporation. These indices provide quantitative diagnosis of the water status of the pixel. The results were related on the evaluation and comparison of the used models in order to analyze the spatial distribution of evapotranspiration. In conclusion, the results show that METRIC and TIM provide comparable outputs and suggest that both models are suitable approaches for evapotranspiration spatialization over agricultural areas where ground information is scarce or difficult to collect.

Keywords: Evapotranspiration, Remote sensing, Energy balance, Temporel, vegetation cover, Algeria

Table des matières

Introduction.....	01
1. Théorie et principe de la Télédétection	05
1.1. Applications de la télédétection	06
1.1.1. Agriculture	06
1.1.2. Géologie	06
1.1.3. Hydrologie	07
1.1.4. Météorologie et climat	07
1.2. Principe de la télédétection	07
1.2.1. Télédétection passive	08
1.2.2. Télédétection active	09
1.3. Objectif de la Télédétection	09
1.4. Etapes du processus de la télédétection	09
1.5. Rayonnements électromagnétiques	10
1.6. Le spectre électromagnétique	11
1.7. Le spectre visible	12
1.8. Les rayonnements infrarouges	13
1.8.1. Le proche infrarouge	14
1.8.2. L'infrarouge réfléchi	14
1.8.3. L'infrarouge thermique	14
1.9. Interaction du rayonnement électromagnétique	15
1.9.1. Diffusion	15
1.9.2. Diffusion de Rayleigh	16
1.9.3. Diffusion de Mie	16
1.9.4. Diffusion non-sélective	17
1.10. Absorption	17
1.11. Interactions rayonnement-cible	18
1.11.1. Mode des interactions	18
1.11.2. Réflexion spéculaire	19
1.11.3. Réflexion diffuse	19

Table des matières

1.11.4. Signatures spectrales des principales surfaces naturelles	20
1.12. Les capteurs	20
1.12.1. Les différents types de capteurs	21
1.13. La Résolution	21
1.13.1. La Résolution spatiale	23
1.13.2. La résolution spectrale	23
1.13.3. La résolution radiométrique	25
1.13.4. La résolution temporelle	25
1.14. Les satellites d'observation de la terre	26
1.14.1 LANDSAT	26
1.14.1.1. Caractéristiques des bandes de LANDSAT 4,5 et 7.....	28
1.14.1.2. Caractéristiques du capteur LANDSAT ETM+	29
1.14.1.3. Le satellite LANDSAT 8	30
1.14.2. Satellite à résolution spatiale moyenne et faible.....	32
1.14.2.1 Caractéristiques techniques et produits opérationnels de capteur MODIS.....	33
1.15. Les Images satellitaires	35
1.15.1. Les Images à très haute résolution	36
1.15.2. Les images à moyenne résolution	36
1.15.3. Les Images à basse résolution	36
1.15.4. Les Images radar à synthèse d'ouverture (RSO)	36
1.16. Intérêt de la télédétection infrarouge thermique à Haute Résolution Spatiale.....	37
2. Evapotranspiration – cadre théorique –	38
2.1. Définition de l'évapotranspiration.....	38
2.2. Facteurs conditionnant l'évapotranspiration	39
2. 3. Bilan d'énergie à la surface du sol	39
2.3.1. Rayonnement net (Rn).....	40
2.3.2. Flux de chaleur du sol (G).....	41
2.3.3. Flux de chaleur sensible (H).....	42
2.3.4. Flux de chaleur latente (λE).....	42
2.4. Mesure et estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle.....	43
2.4.1. Mesure de l'évapotranspiration.....	44
2.4.1.1. Approche hydrologique	44

Table des matières

4.3. Application des modèles.....	80
4.3.1 Les paramètres communs entre les deux modules MERTIC et TIM.....	80
4.3.1.1. L'indice de végétation.....	81
4.3.1.2. L'albédo de surface.....	83
4.3.1.3. Température et émissivité.....	85
4.3.1.4. Estimation du Rayonnement net (Rn).....	87
4.3.1.5. Estimation du flux de chaleur dans le sol (G).....	88
4.3.2. Les différents paramètres entre les deux modules.....	90
4.3.2.1. Les paramètres du modèle METRIC.....	90
4.3.2.1.1 Le flux de chaleur sensible (H).....	90
A - Détermination Les longueurs de rugosité mécanique (z_{om}).....	91
B - La résistance aérodynamique au transfert turbulent (r_{ah}).....	92
C - Estimation des paramètres effectifs du flux de quantité de mouvement.....	92
D - La différence de la température et la méthode adoptée (dT).....	94
E - Cartographie de u^* et H à l'échelle du pixel.....	96
4.3.2.1.2. Le flux de chaleur latente (λE).....	101
4.3.2.1.3. Estimation de fraction d'évaporation (EF).....	103
4.3.2.2. Les paramètres du modèle TIM.....	105
A - Calcul du paramètre de Priestley- Taylor ϕ_{max}	106
B - Calcul du paramètre de Priestley- Taylor ϕ_{min}	106
C - Détermination du paramètre de Priestley- Taylor ϕ	108
D - Le flux de chaleur latente (λE).....	109
E - Estimation de fraction d'évaporation (EF).....	110
5. Résultats et discussions.....	112
5.1. La température de surface	112
5.2. Le rayonnement net	115
5.3. Le flux de chaleur dans le sol	116
5.4. Le flux de chaleur sensible	117
5.5. Le flux de chaleur latente	119
Conclusion générale.....	130
Références bibliographiques.....	133

Liste des Figures

Figure 1.1 : Le principe de la télédétection	08
Figure 1.2 : Les étapes du processus de la télédétection.....	09
Figure 1.3 : L'onde électromagnétique monochromatique	11
Figure 1.4 : Le spectre électromagnétique source	11
Figure 1.5 : Le spectre visible	12
Figure 1.6 : Domaines de l'infrarouge	14
Figure 1.7 : Diffusion des ondes électromagnétiques	15
Figure 1.8 : Diffusion atmosphérique	16
Figure 1.9 : Effet d'un rayonnement incident sur une particule	17
Figure 1.10 : Absorption des ondes électromagnétiques	17
Figure 1.11 : Modes interaction	18
Figure 1.12 : Réflexion spéculaire	19
Figure 1.13 : Réflexion diffuse	19
Figure 1.14 : Signatures spectrales de l'eau, sol et végétation	20
Figure 1.15 : Représentation des pixels	22
Figure 1.16 : Représentation de la résolution Grossière et La Résolution Fine	23
Figure 1.17 : Résolution Spectrale	24
Figure 1.18 : Résolution radiométrique	25
Figure 1.19 : Chronologie des missions d'observation de la terre, LANDSAT	27
Figure 1.20 : Image Landsat-7 ETM+ du Nil Blanc acquise le 17 janvier 2003 (Source :USGS/NASA)	31
Figure 2.1 : Les différentes composantes du bilan d'énergie.....	40
Figure 2.2 : Schéma d'un Lysimètre simple en haut et de précision en bas	46
Figure 2.3 : Principaux attributs de SEBAL (d'après Batiassan et al., 1995).....	58
Figure 3.1 : Situation géographique du BV de la Macta	63
Figure 3.2 : Localisation du site pilote retenu	64
Figure 3.3 : Les précipitations annuelles enregistrées à la station météorologique de Matmore pendant 1980-2010.....	65
Figure 3.4 : Correction atmosphériques dans l'infrarouge thermique par le biais du modèle MODTRAN.....	72
Figure 4.1 : Les composantes du bilan d'énergie à la surface.....	76
Figure 4.2 : Organigramme de la méthodologie utilisée pour la spatialisation de	

l'évapotranspiration et flux énergétiques de surface par modèle METRIC.....	77
Figure 4.3 : Illustration de la méthode utilisée pour l'identification des pixels secs et humides.	79
Figure 4.4 : Organigramme de la méthodologie utilisée pour la spatialisation de l'évapotranspiration et flux énergétiques de surface modèle TIM.....	80
Figure 4.5(a): Image de l'indice de végétation NDVI pour la plaine de Ghriss (le jour 36).	81
Figure 4.5(b): Image de l'indice de végétation NDVI pour la plaine de Ghriss (le jour 196)	82
Figure 4.6: Réflectance de la végétation comparée à celles du sol et de l'eau.....	82
Figure 4.7 (a): Image d'albédo de surface pour la plaine de Ghriss (le jour 36).....	84
Figure 4.7 (b) : Image d'albédo de surface pour la plaine de Ghriss (le jour 196).....	84
Figure 4.8(a): Image de la température de surface pour la plaine de Ghriss(le jour 36)....	86
Figure 4.8(b): Image de la température de surface pour la plaine de Ghriss(le jour 196)..	86
Figure 4.9 (a): Image du rayonnement net pour la plaine de Ghriss (le jour 36).....	87
Figure 4.9 (b): Image du rayonnement net pour la plaine de Ghriss (le jour 196).....	88
Figure 4.10 (a): Image du flux de chaleur dans le sol pour la plaine de Ghriss (le jour 36).	89
Figure 4.10(b): Image du flux de chaleur dans le sol pour la plaine de Ghriss(le jour 196)	90
Figure 4.11 : Organigramme de la méthodologie utilisée pour calculer La résistance aérodynamique au transfert turbulent (r_{ah}).....	92
Figure 4.12 : Schéma descriptif de la méthode itérative (itération I) utilisée pour estimer les paramètres du flux de quantité de mouvement à la hauteur z_b	93
Figure 4.13 : Le flux de chaleur Sensible et la différence de température dT à la surface	95
Figure 4.14 : Relation linéaire entre dT et T_0 utilisée dans le processus d'étalonnage métrique de la chaleur raisonnable H	95
Figure 4.15 : Organigramme du procédé itératif (itération II) utilisé pour la cartographie du flux de chaleur sensible à l'échelle de pixel	98
Figure 4.16 (a) : Image de la résistance au transfert turbulent pour la plaine de Ghriss (le jour 36).....	99
Figure 4.16 (b) : Image de la résistance au transfert turbulent pour la plaine de Ghriss (le jour 196).....	99
Figure 4.17 (a): Image du flux de chaleur sensible pour la plaine de Ghriss (le jour 36).....	100
Figure 4.17 (b): Image du flux de chaleur sensible pour la plaine de Ghriss (le jour	

196).....	101
Figure 4.18 (a): Image du flux de chaleur latente pour la plaine de Ghriss (le jour 36) par METRIC	102
Figure 4.18 (b): Image du flux de chaleur latente pour la plaine de Ghriss (le jour 196) par METRIC	103
Figure 4.19 (a): Image de la fraction d'évaporation pour la plaine de Ghriss (le jour 36) par le modèle METRIC	104
Figure 4.19 (b): Image de la fraction d'évaporation pour la plaine de Ghriss (le jour 196) par le modèle METRIC	104
Figure 4.20 : Illustration de la méthode de trapèze utilisée pour l'identification des pixels secs et humides (le jour 36).....	105
Figure 4.21 (a) : Image de la fraction du couvert végétale (fc) de la plaine de Ghriss (le jour 36).....	107
Figure 4.21 (b): Image de la fraction du couvert végétale (fc) de la plaine de Ghriss (le jour 196).....	107
Figure 4.22 (a): Image du paramètre de Priestley- Taylor ϕ de la plaine de Ghriss (le jour 36).....	108
Figure 4.22 (b): Image du paramètre de Priestley- Taylor ϕ de la plaine de Ghriss (le jour 196).....	108
Figure 4.23 (a): Image du flux de chaleur latente de la plaine de Ghriss (le jour 36) par le modèle TIM	109
Figure 4.23 (b): Image du flux de chaleur latente de la plaine de Ghriss (le jour 196) par le modèle TIM	110
Figure 4.24 (a): Image de la fraction d'évaporation de la plaine de Ghriss (le jour 36) par le modèle TIM	110
Figure 4.24(b): Image de la fraction d'évaporation de la plaine de Ghriss (le jour 196) par le modèle TIM	111
Figure 5.1 : Représentation de la relation entre la température de surface et le flux de chaleur latente : (A) modèle METRIC; (B) modèle TIM	113
Figure 5.2 : Représentation de la relation entre l'albédo et le flux de chaleur latente : (A) modèle METRIC; (B) modèle TIM	114
Figure 5.3 : Représentation de la relation entre NDVI et le flux de chaleur latente : (A) modèle METRIC; (B) modèle TIM	114

Figure 5.4 : Comparaison entre le rayonnement net estimé par satellite et celui mesuré au sol	116
Figure 5.5 : Comparaison entre les flux de chaleur dans le sol estimés par satellite et ceux mesurés au sol.....	117
Figure 5.6 : Distributions fréquentielles des valeurs de flux de chaleur sensible (jour 36).....	118
Figure 5.7 : Comparaison entre les flux de chaleur sensible estimés par satellite et ceux mesurés au sol	119
Figure 5.8 : Distribution fréquentielle du paramètre de Priestley-Taylor (ϕ) pour les quatre images	122
Figure 5.9 : Comparaison entre les flux de chaleur latente estimés au sol par le rapport de Bowen avec ceux estimés par le modèle METRIC (à gauche) et par le modèle TIM	123
Figure 5.10 : Le flux de chaleur latente pour les quatre images	124
Figure 5.11 : Comparaisons entre les valeurs du flux de chaleur latente obtenues par METRIC et celles par TIM dans la plaine de la Ghriss	124
Figure 5.12 : Le flux de chaleur latente estimé par le modèle TIM dans le BV de la Macta (images MODIS-Terra).....	126
Figure 5.13 : Représentation de la relation entre le NDVI et le flux de chaleur latente obtenu par le modèle TIM dans le BV de la Macta (le jour 116).....	127
Figure 5.14(a) : Comparaisons entre les valeurs de flux de chaleur latente obtenues par Landsat ETM+ et MODIS dans la plaine de Ghriss	128
Figure 5.14(b) : Comparaisons entre les valeurs de flux de chaleur latente obtenues par Landsat ETM+ et MODIS dans la plaine de Ghriss	129

Liste des tableaux

Tableau 1.1 : le spectre visible en fonction de la longueur d'onde	13
Tableau 1.2 : Les principaux domaines du spectre électromagnétique et leurs longueurs d'ondes	15
Tableau 1.3 : Caractéristiques des satellites LANDSAT 4, 5 et 7.....	28
Tableau 1.4 : Caractéristiques des bandes LANDSAT 4, 5 et 7.....	29
Tableau 1.5 : Les caractéristiques du capteur LANDSAT ETM+.....	30
Tableau 1.6 : Satellite à très haute résolution spatiale	31
Tableau 1.7 : Satellite à résolution spatiale moyenne	32
Tableau 1.8 : Satellite à basse résolution spatiale	32
Tableau 1.9 : Caractéristiques généraux du capteur MODIS.....	33
Tableau 1.10 : Numéro et largeur des bandes spectrales de MODIS (Hall et al., 1995).....	34
Tableau 1.11 : Produits MODIS Calibration, Atmosphère, Terre et Cryosphère.....	35
Tableau 3.1 : Les conditions météorologiques aux moments de l'acquisition des images Landsat-7 ETM+ utilisées	67
Tableau 3.2 : Images utilisées dans cette étude	68
Tableau 4.1 : Les paramètres atmosphériques à l'instant de la prise de vue des images Landsat ETM+ simulés par le modèle MODTRAN 4.0.....	86
Tableau 4.2 : Les paramètres utilisés pour calcul du paramètre de Priestley- Taylor ϕ_{\max} à partir des images Landsat ETM+.....	106
Tableau 5.1 : Tableau de statistique de l'Albédo pour les images Landsat ETM+.....	112
Tableau 5.2 : Tableau de statistique de température de surface pour les images Landsat ETM+.....	113
Tableau 5.3 : Paramètres et flux de surface instantanés au-dessus des pixels secs et humides (La plaine de Ghriss).....	115
Tableau 5.4 : Tableau de Rayonnement net (Rn) pour les images Landsat ETM+.....	115
Tableau 5.5 : Les variations du flux de chaleur dans le sol pour les images Landsat ETM+.....	116
Tableau 5.6 : Variation des flux de surface et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol dans la plaine de Ghriss.....	120

LISTE DES ABREVIATIONS

Liste des abréviations

METRIC: Mapping evapotranspiration with internalized calibration

TIM: Trapezoid Interpolation Model

SEBAL: Surface Energy Balance Algorithm for Land

SEBS: Surface Energy Balance System

S-SEBI: Simplified Surface Energy Balance Index

TSEB: Two Source Energy Balance

ONM: Office National de Météorologie

LRSBG : Laboratoire de Recherche sur les Systèmes Biologiques et la Géomatique

ET : évapotranspiration

Rn : Rayonnement net (échanges radiatifs)

λE : Flux de chaleur latente (échanges convectifs)

H : Flux de chaleur sensible (échange convectifs)

G : Flux de conduction dans le sol (échanges par Conduction)

r_0 : Albédo

$r_{0\text{moy}}$: Albédo moyen journalier

NDVI : Indice de végétation (Normalized Difference Végétation Index)

T_0 : Température de surface

Taero : Température aérodynamique de surface

Ta : Température de l'air

Δ : Pente de la courbe de la pression de la vapeur saturante à la température de l'air

γ : Constante psychrométrique, généralement égale à $0,66 \text{ mbar.K}^{-1}$

$L_\lambda(T_0)$: Luminance spectrale propre de la surface

τ : Transmissivité de l'atmosphère

τ_λ : Transmissivité spectrale de l'atmosphère, $L_{\text{atm}}^\downarrow(\lambda)$ est le rayonnement atmosphérique reçu par la surface

$L_{\text{atm}}^\uparrow(\lambda)$: Rayonnement atmosphérique reçu par le capteur

Liste des abréviations

ε_o : Emissivité de surface

ϕ : Paramètre légèrement différent du paramètre de Priestley- Taylor

$R_{g\downarrow}$: Rayonnement global incident

$L_{a\downarrow}$: Rayonnement atmosphérique incident

L^\uparrow : Rayonnement émis

ρ : Masse volumique de l'air

C_p : Chaleur spécifique de l'air à pression constante

r_{ah} : Résistance au transfert turbulent

z_{om} : Longueur de rugosité dynamique

z_b : Hauteur de mélange

z_{oh} : hauteur de rugosité thermique

u^* : Vitesse de frottement

k : Constante de von Karman (0,41)

u_{200} : Vitesse du vent à 200m

r_s : Résistance de surface à l'évaporation

L : Longueur de Monin-Oubukhov

EF : Fraction d'évapotranspiration

f_c : Fraction du couvert végétale

g : Accélération gravitationnelle ($= 9.807m.s^{-2}$)

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Pour les pays confrontés à une pénurie d'eau, ou susceptibles de souffrir d'épisodes de sécheresse plus fréquentes dans les scénarios de changement climatique, il ya un grand besoin de rationaliser l'utilisation de l'eau, et donc à surveiller de plus près les ressources en eau. Parmi les flux que les différents acteurs du secteur de l'eau ont besoin d'évaluer, l'évapotranspiration est d'une importance majeure.

L'évapotranspiration constitue une part prépondérante des bilans hydrologiques. Au niveau global, près des deux tiers des précipitations sur les terres émergées retournent à l'atmosphère par évapotranspiration (Jato et al., 2016). Cette proportion peut être plus élevée dans les zones les plus sèches, comme le bassin méditerranéen. L'évapotranspiration intervient dans l'ensemble des problématiques hydrologiques au sens large ; elle est de plus fortement liée au fonctionnement des écosystèmes et constitue un mécanisme déterminant de la production des couverts végétaux et un régulateur de la biodiversité. Il est nécessaire de bien la connaître pour estimer les besoins en eau des cultures, pour analyser le climat et réaliser la prévision météorologique, pour étudier les phénomènes de salinisation des sols et plus généralement pour être capable de décrire les transferts hydrosalins dans les nappes superficielles et les sols, pour apprécier la recharge des nappes.

La quantification précise de la distribution spatiale et temporelle de l'évapotranspiration est essentielle pour évaluer avec précision le bilan hydrique au niveau du bassin et des échelles régionales. En particulier dans les régions semi-arides, des estimations inexactes de l'évapotranspiration peuvent conduire à des erreurs importantes dans la prédiction des composantes hydrologiques.

A l'heure actuelle, l'évapotranspiration constitue l'objet de recherche de diverses publications scientifiques, mais ces dernières souffrent d'une méconnaissance ou d'une mauvaise description de l'évapotranspiration. En effet, elle dépend principalement de la quantité d'eau disponible dans le sol et du fonctionnement énergétique de la surface (Courault et al., 2005) et elle varie fortement dans l'espace et dans le temps, ce qui rend complexe sa prise en compte dès lors que les échelles spatiales et temporelles impliquées sont larges et avec une hétérogénéité forte (variabilité de l'occupation de surface, variabilité des pluies et des apports par irrigation...). Il existe un besoin fort de disposer d'un suivi spatio-temporel de l'évapotranspiration pour alimenter en particulier la modélisation hydrologique et hydrogéologique ou la gestion de périmètres irrigués.

La télédétection a été identifiée comme un outil pour fournir de l'information sur diverses échelles temporelles et spatiales sous forme numérique et à haute résolution. Elle est en effet un outil privilégié pour réaliser le suivi de l'évapotranspiration car elle fournit des informations liées aux transferts d'énergie et de masse, et en particulier aux processus d'évaporation des sols et de transpiration par les végétaux. Par exemple, la température de surface dérivée du spectre infrarouge thermique est un indicateur direct de l'état de l'humidité et de l'évapotranspiration. Par exemple encore, les indices foliaires simulés par un modèle peuvent être confrontés à leurs estimations à partir des mesures de télédétection.

Ces dernières décennies ont vu l'arrivée de plusieurs méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection, basées sur la résolution du bilan énergétique de surface et les échanges de flux entre le sol et l'atmosphère (Courault et al., 2005 ; Li et al., 2009 ; Liou et al., 2014). En fait, une analyse bibliographique sur l'estimation de l'évapotranspiration à partir des données satellitaires a permis de regrouper les différentes approches méthodologiques utilisées ces dernières années suivant trois catégories de méthodes : **1)** celles utilisant des relations semi-empiriques simples permettant de relier l'évapotranspiration journalière à une mesure instantanée de température de surface (Trezza, 2006). L'intérêt de ces relations est de contourner trois problèmes, à savoir l'estimation des longueurs de rugosité de surface (intervenant dans le flux de chaleur sensible), l'absence de mesure continue de température de surface et l'estimation du flux conductif dans le sol qui est négligeable à l'échelle journalière. Toutefois, elle présente des limites liées à la mauvaise représentativité spatiale de la température de l'air, mesurée localement, et à la difficulté de prise en compte de l'hétérogénéité d'une surface; **2)** celles utilisant des méthodes de transferts dans l'interface sol-végétation-atmosphère (SVAT) ne présentant pas les inconvénients précités (Oliosio et al., 1999; Galleguillos et al., 2017; Hartanto et al., 2017). Elles donnent accès à une description détaillée des sols et des couverts végétaux, permettant de simuler les transferts de masse et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère à des échelles de temps inférieures à l'heure, en accord avec la dynamique des processus atmosphérique et de surface. Elles ont l'inconvénient d'être d'un emploi lourd qui nécessite la connaissance d'un nombre important de paramètres, difficiles à estimer, se prêtant mal à l'intégration spatiale et auxquels ces modèles peuvent être très sensibles ; **3)** celles permettant d'éviter les principaux écueils des deux précédents, tout en conservant leurs avantages respectifs. Elles tiennent compte des phénomènes physiques lorsque cela est possible, et s'appuient sur des lois empiriques dans le cas contraire (Jacob, 1999). Ils ont été développés pour résoudre l'équation du bilan d'énergie

avec une approche spatiale supposant l'existence de sites en conditions hydriques extrêmes (très secs et très humides). Les propriétés de ces sites sont exploitées pour déterminer certaines variables de l'interface Sol-Plante-Atmosphère non accessibles par télédétection. Elles peuvent être divisées en deux catégories : 1) les modèles mono-couche comme SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) (Bastiaanssen et al., 1998 ; Teixeira et al., 2009), METRIC (mapping evapotranspiration with internalized calibration) (Allen et al., 2007; Trezza et al., 2013; Hamimed et al., 2014), S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) (Roerink et al., 2000), SEBS (Surface Energy Balance System) (Su 2002), TIM (the Trapezoid Interpolation Model) (Sun and Kafatos. 2007; Stisen et al. 2008; Moran et al. 1994; Gillies 1997). 2) Les modèles bi-couches comme TSEB (Two Source Energy Balance) (French et al., 2015; Boulet et al., 2015; Xin et al., 2010), TSEBPS (Two-Layer-Energy Balance Parameterization Scheme) (Xin and Liu 2010) et SPARSE (Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration) (Boulet et al. 2015).

L'objectif général de notre travail de thèse consiste en la réalisation et le test d'un système de cartographie de l'évapotranspiration en continue dans le temps à partir d'informations satellitaires. Une des originalités principales sera de conjointement : -1) mettre en place les algorithmes d'estimation de l'évapotranspiration à partir des images et -2) développer les procédures permettant l'interpolation aux journées entre les acquisitions satellitaires. La prise en compte de ces deux aspects est une condition nécessaire à la possibilité d'utiliser les estimations d'évapotranspiration dans des problématiques hydrologiques, hydrogéologiques et agronomiques. Plusieurs algorithmes seront testés et comparés. Ces algorithmes se basent sur l'équation du bilan énergétique à la surface. Ce travail de thèse se place dans le prolongement des travaux sur la cartographie de l'évapotranspiration menés au Laboratoire LRSBG de l'université de Mascara par différents enseignants chercheurs, et cherche à capitaliser l'expérience qui a été acquises dans le cadre de différents travaux de recherche ces dernières années. Notre travail vise à préparer la fourniture d'un suivi spatio-temporel de l'évapotranspiration nécessaire à différentes problématiques agricoles, environnementales et hydrologiques.

Une série d'images Landsat-7 ETM+ et MODIS (acquises durant les années 2001-2002) est utilisée pour évaluer l'évapotranspiration obtenue par deux modèles, METRIC et TIM, qui exigent un minimum de données acquises au sol. Les estimations de ces modèles sont comparées avec les observations de terrain des cultures de blé et de fourrage en utilisant la méthode du rapport Bowen. La zone d'étude choisie pour notre application correspond au

BV de la Macta et une région choisie dans la plaine de Ghriss qui est un agrosystème semi-aride de l'Algérie où les informations de terrain sont rares ou difficiles à collecter. Pour cette raison, l'application de différents modèles de télédétection est nécessaire et l'analyse de leurs sensibilités est importante afin d'identifier le modèle le plus approprié.

Ce travail s'articule autour de quatre chapitres :

- Le premier chapitre, introductif, sera défini succinctement la théorie et le principe de la Télédétection ;
- Le second chapitre, s'intéressera principalement à une étude bibliographique sur les bases théoriques de l'évapotranspiration ;
- Le troisième chapitre sera réservé à la présentation de la zone d'étude et les données disponibles utilisées;
- Dans le quatrième chapitre, on s'intéressera à la modélisation de l'évapotranspiration et des flux énergétiques de surface par utilisation des modèles METRIC et TIM ;
- Le dernier chapitre, le cinquième, concerne la présentation des résultats obtenus et leur interprétation ;
- Enfin, la conclusion résume les principaux résultats et présente les applications possibles de ce travail. Ainsi, nous envisagerons les perspectives de recherches futures pour confirmer ces résultats et répondre aux objectifs initialement fixés.

CHAPITRE I

Théorie et principe de la Télédétection

1. THEORIE ET PRINCIPE DE LA TELEDETECTION

Vu de l'espace, notre globe apparaît sous un aspect totalement nouveau à l'observateur humain, la vision instantanée de très large région permet d'appréhender les structures physiques de la croûte terrestre, mais aussi d'en recenser les richesses (Eaux, récolte, minéraux...) et de suivre l'état de l'atmosphère et les masses nuageuses. Des nombreuses moyennes peuvent être utilisées pour réaliser ces prises de vue (photographie aérienne), mais seul le satellite permet une vision globale systématique et répétitive des larges portions de la Terre ce qui est nommé par la télédétection (Amiar, 2014).

La télédétection est la discipline scientifique qui regroupe l'ensemble des connaissances et des techniques utilisées pour l'observation, l'analyse, l'interprétation et la gestion de l'environnement à partir de mesures et d'images obtenues à l'aide de plates-formes aéroportées, spatiales, terrestres ou maritimes, elle englobe tout le processus qui consiste à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et à analyser l'information, pour ensuite mettre en application cette information.

Comme son nom l'indique, elle suppose l'acquisition d'information à distances, sans contact direct avec l'objet détecté. La télédétection est une technique qui permet, à l'aide d'un capteur, "d'observer" et d'enregistrer le rayonnement électromagnétique, émis ou réfléchi, par une cible quelconque sans contact direct avec celle-ci. Le traitement et l'analyse des informations véhiculées par le rayonnement enregistré permettent d'accéder à certaines propriétés de cette cible : géométriques (position, forme et dimensions), optiques (réflexion, transmission, absorption, etc.) et physico-chimiques (température, teneur en eau, chlorophylle foliaire, phyto-masse, matière organique du sol,...), etc.

La télédétection moderne est née de la photographie aérienne, dont la vue générale et verticale a modelé nos habitudes d'inventaire, de cartographie et de surveillance de l'environnement et des ressources depuis plus d'un siècle.

Dans ce chapitre, on présente les principaux aspects utiles à la compréhension du principe de télédétection, puis, on introduit la notion de réflectance et le principe de sa mesure. Dans un deuxième temps, on décrit les principaux satellites d'observation de la terre à basse et haute résolution spatiale.

1.1. Applications de la télédétection

1.1.1. Agriculture

L'agriculture joue un rôle primordial dans l'économie des pays développés et en voie de développement. Elle peut représenter une industrie rentable pour un pays économiquement fort ou une production élémentaire de subsistance pour un pays. Tout producteur agricole a besoin d'information pour gérer efficacement ses récoltes. Il doit disposer des outils d'information qui lui permettent de planifier ses opérations et de faire face aux multiples aléas pouvant menacer sa production, telles que des infectations d'insectes, intempéries, sécheresses ou dommages liés au stress des végétaux, qui peuvent affecter le potentiel de sa récolte et les conditions de sa terre. Les images satellitaires et aériennes servent à classification des cultures, à l'assurance de la santé et de la viabilité des productions et à la surveillance des mesures d'intervention (Amiar, 2014). Parmi les applications de la télédétection à l'agriculture en cites :

- d'identifier et d'anticiper le montant de cultures agricoles;
- la cartographie pour identifier les zones agricoles;
- la découverte de parasites agricoles et les maladies des plantes et des arbres;
- aide à l'élaboration d'une politique spécifique pour la conservation des zones agricoles et de la pollution par une surveillance continue;
- lutte contre la désertification;
- le contrôle des incendies de forêt.

1.1.2. Géologie

La géologie est l'étude de forme des terrains, des structures et de l'écorce terrestre, et a pour but de comprendre les processus physiques qui modifient la croûte terrestre. Elle est généralement perçue comme étant l'exploitation des ressources minérales et pétrolières dans le but d'améliorer les conditions de vie de la société, tels que :

- la cartographie géologique;
- la localisation des volcans et la détermination des mouvements de terrain ou le sol;
- l'exploration minière;
- la recherche de ressources naturelles et des matières premières; l'exploration et exploitation des agrégats (sable et gravier).

1.1.3. Hydrologie

L'hydrologie est l'étude de l'eau sur la Terre, qu'il coule à la surface, qu'il soit gelé sous forme de glace ou de neige, ou qu'il soit emprisonné dans le sol. L'hydrologie est naturellement liée à plusieurs applications de la télédétection, particulièrement à la foresterie, à l'agriculture et à l'utilisation du sol, parce que l'eau est une composante importante dans chacun de ces domaines. Voici quelques applications de la télédétection dans le domaine de l'hydrologie:

- la cartographie et la surveillance des marécages;
- l'évaluation de l'humidité du sol;
- la surveillance et la cartographie de l'étendue d'une surface de neige;
- cartographie et suivi des inondations et des cours d'eaux.

1.1.4. Météorologie et climat

Les applications de la télédétection dans le domaine météorologiques sont nombreuses, et on peut citer :

- Suivi du mouvement et d'évolution des nuages ;
- Suivi de la sécheresse ;
- Suivi des variables climatiques tels que la température de surface, vitesse de vent, événements de poussière, etc. ;
- Etude de la pollution atmosphérique ;
- aide à la prévision météorologique qui est de plus en plus précise.

1.2. Principe de la télédétection

Le principe de la télédétection est similaire à celui de la vision de l'homme. La télédétection est le résultat d'interaction de trois éléments fondamentaux :

- La cible qui est l'élément ou la portion de la surface terrestre observée par le satellite.
- La source d'énergie qui éclaire la cible en émettant une onde électromagnétique.

Trois sources d'énergie sont utilisées en télédétection. La première, la plus commune et la plus utilisée est le soleil qui illumine la surface terrestre. La partie du rayonnement réfléchi par la surface de la Terre est alors captée et enregistrée par le

capteur satellitaire. Ce processus illustre la télédétection optique, dans les domaines du visible et du proche infrarouge, mais la source d'énergie n'est pas forcément le rayonnement solaire. La surface terrestre se comporte également comme source d'énergie en émettant un rayonnement qui peut être capté et enregistré par les capteurs satellitaires. Cette situation correspond à la télédétection dans le thermique ou dans le domaine des micro-ondes passives. Enfin, le capteur satellite peut lui-même être source d'énergie en émettant grâce à une antenne, un rayonnement vers la surface terrestre, puis en enregistrant la partie du rayonnement rétrodiffusée. Ce processus est celui de la télédétection active dans le domaine des hyperfréquences (Abbes, 2016).

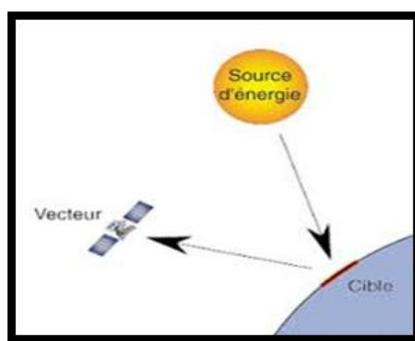


Figure 1.1 : Le principe de la télédétection (<https://www.rncan.gc.ca/>).

Le capteur ou plateforme de télédétection mesure l'énergie réfléchi par la cible. Lorsque le satellite ne fait que capter le signal réfléchi, on parle de la télédétection passive et lorsque le satellite émet une onde vers la cible et enregistre l'écho, on parle de la télédétection active. Ces plates-formes peuvent être situées près de la surface terrestre, comme par exemple au sol, dans un avion ou un ballon ; ou à l'extérieur de l'atmosphère terrestre, comme par exemple sur un véhicule spatial ou un satellite (Adnane, 2012).

1.2.1. Télédétection passive

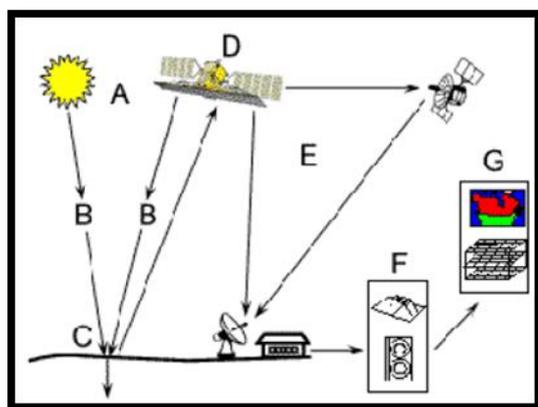
Télédétection passive Le radiomètre (l'instrument de mesure) embarqué sur l'avion ou le satellite capte le rayonnement réfléchi par la surface de la Terre, lorsque le Soleil illumine la Terre. Le Soleil est la source d'énergie. Il n'est donc pas possible de réaliser des observations la nuit ou quand des nuages masquent le sol. L'observation des régions tropicales n'est pas toujours facile en raison de la couverture nuageuse. Les régions polaires en période hivernale avec peu d'éclairement ne sont pas facilement observables (Adnane, 2012).

1.2.2. Télédétection active

Télédétection active Le capteur embarqué à bord de l'avion ou du satellite produit sa propre énergie pour illuminer la cible : il dégage un rayonnement électromagnétique qui est dirigé vers la cible. Le rayonnement réfléchi par la cible est alors perçu et mesuré par le capteur. On utilise des radars ou des lasers comme source d'énergie. Ces rayonnements passent à travers la couverture nuageuse et il est donc possible d'obtenir des images quelles que soient les conditions météorologiques et de jour comme de nuit. Les images obtenues sont plus difficiles à analyser, mais elles permettent d'obtenir des renseignements sur la topographie, sur la teneur en eau et la rugosité superficielles du sol, sur l'agencement des éléments du paysage ou de détecter la présence de nappes d'hydrocarbures en mer (Adnane, 2012).

1.3. Objectif de la Télédétection

L'analyse des images de télédétection a pour but d'interpréter la nature et la fonction des objets positionnés. Le processus d'interprétation qui se fait visuellement ou automatiquement consiste à transformer les données de l'image satellitaire en éléments d'information spatialement localisés Dans la plus part des cas, la télédétection implique une interaction entre l'énergie incidente et les cibles



- A : Source d'énergie ou d'illumination
- B : Rayonnement et atmosphère
- C : Interaction avec la cible
- D : Enregistrement de l'énergie par le capteur
- E : Transmission, réception et traitement
- F : Interprétation et analyse
- G : Application

Figure 1.2 : Les étapes du processus de la télédétection (<https://www.rncan.gc.ca/>)

1.4. Etapes du processus de la télédétection

- Source d'énergie ou d'illumination (A) : à l'origine de tout processus de télédétection se trouve nécessairement une source d'énergie pour illuminer la cible.

- Rayonnement et atmosphère (B) : durant son parcours entre la source d'énergie et la cible, le rayonnement interagit avec l'atmosphère. Une seconde interaction se produit lors du trajet entre la cible et le capteur.
- Interaction avec la cible (C) : une fois parvenue à la cible, l'énergie interagit avec la surface de celle-ci. La nature de cette interaction dépend des caractéristiques du rayonnement et des propriétés de la surface.
- Enregistrement de l'énergie par le capteur (D) : une fois l'énergie diffusée ou émise par la cible, elle doit être captée à distance (par un capteur qui n'est pas en contact avec la cible) pour être enfin enregistrée.
- Transmission, réception et traitement (E) : l'énergie enregistrée par le capteur est transmise, souvent par des moyens électroniques, à une station de réception où l'information est transformée en images (numériques ou photographiques).
- Interprétation et analyse (F) : une interprétation visuelle et/ou numérique de l'image traitée est ensuite nécessaire pour extraire l'information que l'on désire obtenir sur la cible.
- Application (G) : la dernière étape du processus consiste à utiliser l'information extraite de l'image pour mieux comprendre la cible, pour nous en faire découvrir de nouveaux aspects ou pour aider à résoudre un problème particulier.

Ces sept étapes couvrent le processus de la télédétection, du début à la fin. Dans cet ordre et comme c'est présenté dans la figure 1.2.

1.5. Rayonnements électromagnétiques

Les rayonnements qui nous intéressent dans les échanges radiatifs entre le soleil, le système terre-atmosphère et les satellites s'étendent sur un large spectre des ondes électromagnétique de $0.35 \mu\text{m}$ à 1 m (Abbes, 2016).

La télédétection utilise les propriétés physiques des objets observés, en particulier leurs propriétés optiques d'émission et/ou de réflexion des rayonnements électromagnétiques qui est nécessaire pour illuminer la cible, à moins que la cible ne produise elle-même cette énergie. Selon la théorie des ondes, tout rayonnement

électromagnétique possède des propriétés fondamentales et se comporte de façon prévisible.

Le rayonnement électromagnétique est composé d'un champ électrique (E) et d'un champ magnétique (M). Le champ électrique varie en grandeur et est orienté de façon perpendiculaire à la direction de propagation du rayonnement. Le champ magnétique est orienté de façon perpendiculaire au champ électrique. Les deux champs se déplacent à la vitesse de la lumière (c) (Figure 1.3). Deux propriétés principales caractérisent une onde électromagnétique : sa longueur et sa fréquence. La longueur d'onde est la distance entre deux points homologues (deux crêtes ou deux creux) qu'on note λ (m). La fréquence est le nombre d'oscillations par unité de temps qu'on note ν (nombre oscillations/s ou Hertz Hz). La relation reliant ces deux propriétés est :

$$C \text{ (m.s}^{-1}\text{)} = \lambda \text{ (m)} \cdot \nu \text{ (Hz)} \quad (1.1)$$

Le plus souvent en télédétection, c'est l'intensité de ces ondes électromagnétiques qui est mesurée par l'utilisation des capteurs spécifiques (Baret, 1986).

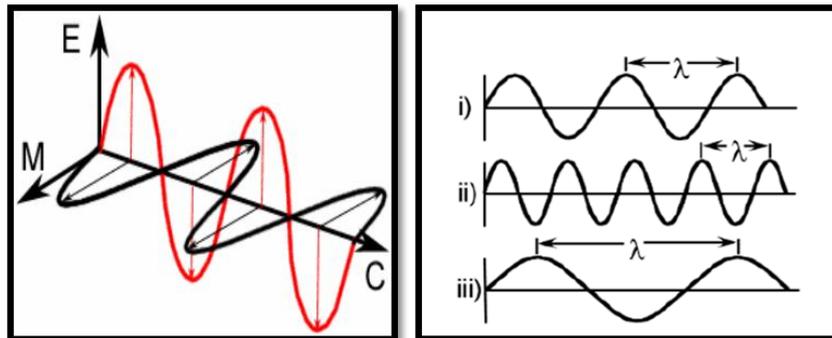


Figure 1.3 : L'onde électromagnétique monochromatique (<https://www.rncan.gc.ca/>).

1.6. Le spectre électromagnétique

Le spectre électromagnétique représente la répartition des ondes électromagnétiques en fonction de leur longueur d'onde, de leur fréquence ou bien encore de leur énergie (Figure 1.4).

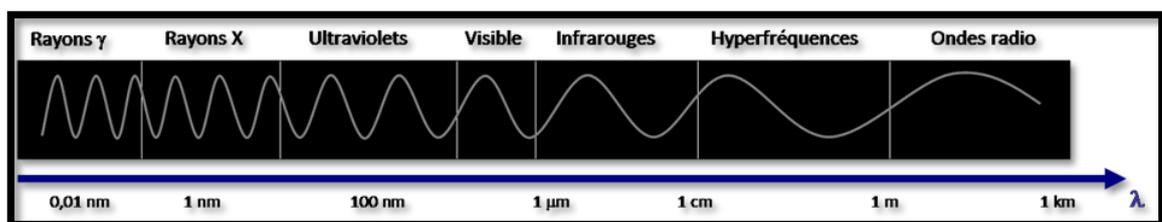


Figure 1.4 : Le spectre électromagnétique source (<https://www.rncan.gc.ca/>).

Le spectre électromagnétique s'étend des courtes longueurs d'onde (dont font partie les rayons gamma et les rayons X) aux grandes longueurs d'onde (micro-ondes et ondes radio).

Les plus petites longueurs d'onde utilisées pour la télédétection se situent dans l'ultraviolet. Ce rayonnement se situe au-delà du violet de la partie du spectre visible. Certains matériaux de la surface terrestre, surtout des roches et minéraux, entrent en fluorescence ou émettent de la lumière visible quand ils sont illuminés par un rayonnement ultraviolet (Toumi, 2013).

1.7. Le spectre visible

La lumière que nos yeux (nos tout premiers "capteurs de télédétection") peuvent déceler se trouve dans ce qui s'appelle le "spectre visible". Il est important de constater que le spectre visible représente une bien petite partie de l'ensemble du spectre. Une grande partie du rayonnement électromagnétique qui nous entoure est invisible à l'œil nu, mais il peut cependant être capté par d'autres dispositifs de télédétection. Les longueurs d'onde visibles s'étendent de 0,4 à 0,7 μm . La couleur qui possède la plus grande longueur d'onde est le rouge, alors que le violet a la plus courte. Les longueurs d'onde du spectre visible que nous percevons comme des couleurs communes sont énumérées ci-dessous. Il est important de noter que c'est la seule portion du spectre que nous pouvons associer à la notion de couleurs (Jappiot et al., 1991).

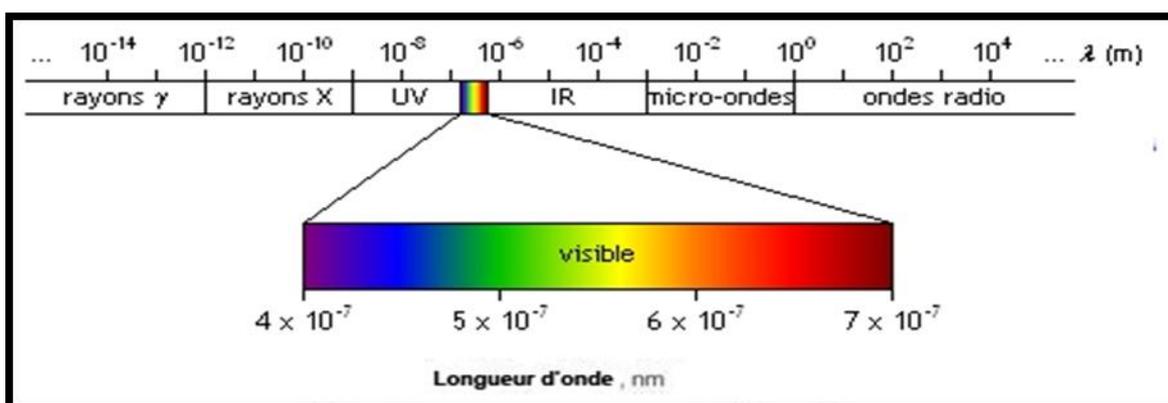


Figure 1.5 : Le spectre visible (<https://www.rncan.gc.ca/>).

Tableau 1.1: le spectre visible en fonction de la longueur d'onde.

Couleur		longueur d'onde (1 nm = 10 ⁻⁹ m)	Fréquence (10 ³ GHz = 10 ¹² Hz)
violet		380 à 450 nm	725
bleu		450 à 490 nm	640
vert		490 à 570 nm	565
jaune		570 à 585 nm	520
orange		585 à 620 nm	500
rouge		620 à 670 nm	465

Le bleu, le vert et le rouge sont les couleurs (ou les longueurs d'onde) primaires du spectre visible. Une couleur primaire ne peut être créée par deux autres couleurs, mais toutes les autres couleurs peuvent être créées en combinant les couleurs primaires. Même si nous voyons la lumière du Soleil comme ayant une couleur uniforme ou homogène, en réalité, elle est composée d'une variété de longueurs d'onde dans les parties de l'ultraviolet, du visible, et de l'infrarouge du spectre. La portion visible de ce rayonnement se décompose en ses couleurs composantes lorsqu'elle traverse un prisme. Le prisme réfracte la lumière de façon différente en fonction de la longueur d'onde (<http://e-cours.univ-paris1.fr>).

1.8. Les rayonnements infrarouges

L'infrarouge est un rayonnement électromagnétique ; il possède toutes les propriétés fondamentales de la lumière : propagation, réflexion, réfraction, interférences, diffraction, diffusion, polarisation, etc. Il est situé dans une région spectrale ment invisible à l'œil humain, entre visible et les micro-ondes ; ses longueurs d'onde sont supérieures à celles des radiations rouges ($\lambda \geq 0,72 \mu\text{m}$) et Rayonnement électromagnétique on peut leur fixer une limite supérieure qui est voisine de 0,1 cm (Figure 1.6), Le domaine de l'infrarouge est divisé en :

- PIR : proche infrarouge ;
- IRM : infrarouge moyen ;
- IRT : infrarouge thermique ;
- IRL : infrarouge lointain.

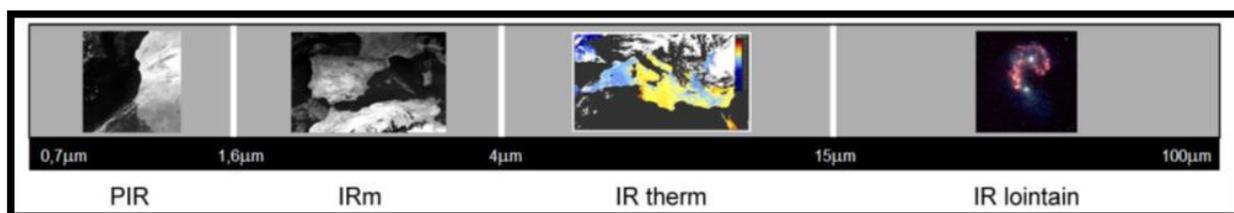


Figure 1.6 : Domaines de l'infrarouge (<https://www.rncan.gc.ca/>).

1.8.1. Le proche infrarouge

Le proche infrarouge ($0,7\mu\text{m}$ à $1,6\mu\text{m}$) ce qui est un intervalle environ 100 fois plus large que le spectre visible est la partie du spectre électromagnétique qui vient juste après le visible (couleur rouge). Ce domaine du spectre électromagnétique est très utilisé en télédétection pour différencier les surfaces naturelles qui se caractérisent par de très importantes variations de la réflectance à cette longueur d'onde. Les surfaces couvertes par la végétation se distinguent par une forte réflectance dans les longueurs d'onde du proche infrarouge, alors elles réfléchissent peu le rayonnement dans le visible. L'infrarouge se divise en deux catégories: IR réfléchi et IR émis ou thermique (Toumi, 2013).

1.8.2. L'infrarouge réfléchi

Le rayonnement dans la région de l'infrarouge réfléchi ($1,6\mu\text{m}$ à $4\mu\text{m}$) est utilisé en télédétection de la même façon que le rayonnement visible, l'infrarouge réfléchi permet de façon générale d'étudier les teneurs en eau des surfaces. Il est très utilisé en foresterie et en agriculture, notamment pour cartographier les couverts végétaux en état de stress hydrique (Abbes, 2016).

1.8.3. L'infrarouge thermique

Dans ce domaine spectral ($4\mu\text{m}$ à $15\mu\text{m}$), le rayonnement dépend des propriétés d'émissivité des surfaces et les capteurs satellitaires mesurent la température apparente des objets. En effet une partie du rayonnement visible et proche infrarouge parvenant à la surface de la terre est absorbée par les objets, puis réémise sous forme de chaleur à une plus grande longueur d'onde.

Tableau 1.2 : Les principaux domaines du spectre électromagnétique et leurs longueurs d'ondes.

Domaines du spectre électromagnétique	Les longueurs d'ondes
l'ultraviolet, quoique rare	de 290 à 380 nm
le visible	de 400 à 700 nm
l'infrarouge proche	de 700 à 1500 nm
l'infrarouge moyen	de 1500 à 3000 nm
l'infrarouge thermique	de 3 à 15 μm
les hyperfréquences ou micro-ondes	de 1mm à 1 m

1.9. Interaction du rayonnement électromagnétique

Rayonnement atmosphère Avant que le rayonnement, qui sera utilisé pour la télédétection, atteigne la surface de la Terre, celui-ci doit traverser une certaine épaisseur d'atmosphère. Les particules et les gaz dans l'atmosphère peuvent dévier ou bloquer le rayonnement électromagnétique. Ces effets sont causés par les mécanismes de diffusion et d'absorption (Amiar, 2014).

1.9.1. Diffusion

La diffusion se produit par interaction entre le rayonnement incident et les particules ou les grosses molécules de gaz présentes dans l'atmosphère. Les particules dévient le rayonnement de sa trajectoire initiale (Figure 1.7). Le niveau de diffusion dépend de plusieurs facteurs comme la longueur d'onde, la densité de particules et de molécules, et de l'épaisseur de l'atmosphère que le rayonnement doit franchir. Il existe trois types de diffusion :

- Diffusion de Rayleigh ;
- Diffusion de Mie ;
- Diffusion non-sélective.

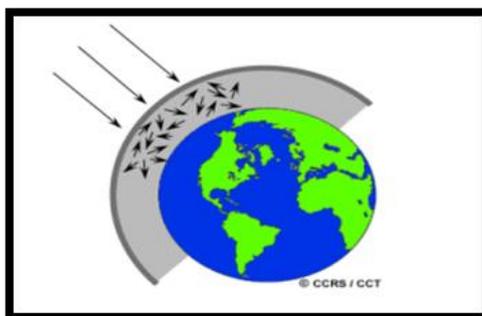


Figure 1.7 : Diffusion des ondes électromagnétiques (<https://www.rncan.gc.ca/>).

1.9.2. Diffusion de Rayleigh

Elle se produit lorsque la taille des particules est inférieure à la longueur d'onde du rayonnement. Celles-ci peuvent être soit des fins particules d'aérosols des molécules d'azote ou d'oxygène. La diffusion de Rayleigh disperse et dévie de façon plus importante les courtes longueurs d'onde que les grandes longueurs d'onde. Cette forme de diffusion est prédominante dans les couches supérieures de l'atmosphère. Ce phénomène explique pourquoi nous percevons un ciel bleu durant la journée. Comme la lumière du Soleil traverse l'atmosphère, les courtes longueurs d'onde (correspondant au bleu) du spectre visible sont dispersées et déviées de façon plus importante que les grandes longueurs d'onde. Au coucher et au lever du Soleil, le rayonnement doit parcourir une plus grande distance à travers l'atmosphère qu'au milieu de la journée. La diffusion des courtes longueurs d'onde est plus importante. Ce phénomène permet à une plus grande proportion de grandes longueurs d'onde de pénétrer l'atmosphère (<http://e-cours.univ-paris1.fr>). On distingue ainsi trois types de diffusion : la diffusion de Rayleigh, la diffusion de Mie et la diffusion non sélective.

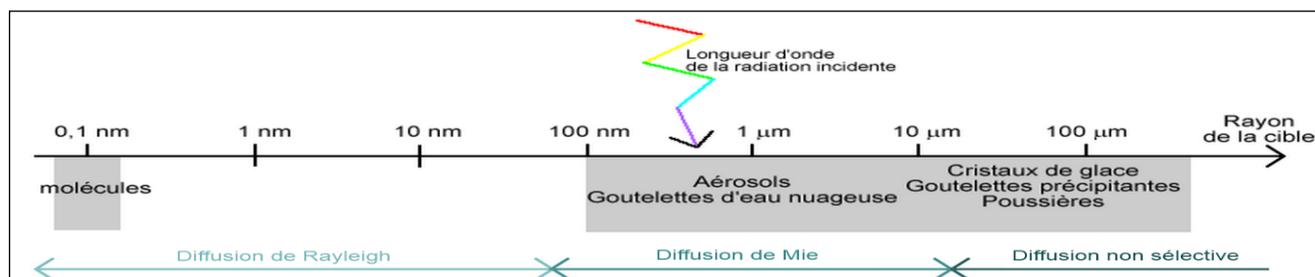


Figure 1.8 : Diffusion atmosphérique (<http://e-cours.univ-paris1.fr>).

1.9.3. Diffusion de Mie

Lorsque les particules sont presque aussi grandes que la longueur d'onde du rayonnement. Ce type de diffusion est souvent produit par les gouttelettes d'eau, les cristaux de glace, ou les aérosols présents dans l'atmosphère (poussières, fumées, pollens) sont les principaux vecteurs de la diffusion de Mie. Beaucoup moins sélective que la diffusion de Rayleigh, la diffusion de Mie est inversement proportionnelle à la longueur d'onde du rayonnement incident. Elle se produit plutôt dans les couches basses de l'atmosphère (qui contiennent plus d'aérosols) et donne à la couleur du ciel un aspect bleu délavé, voire jaunâtre, toutes les longueurs d'onde étant diffusées de la même façon (<http://e-cours.univ-paris1.fr>).

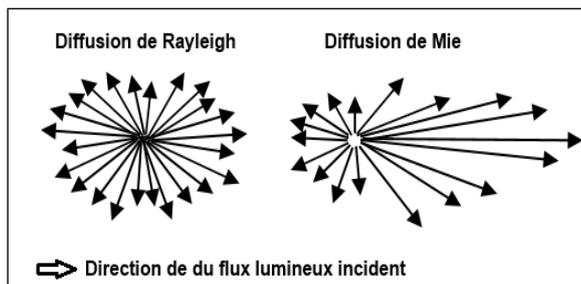


Figure 1.9 : Effet d'un rayonnement incident sur une particule (<http://e-cours.univ-paris1.fr>).

1.9.4. Diffusion non-sélective

Ce genre de diffusion se produit lorsque les particules (les gouttes d'eau et les grosses particules de poussière) sont beaucoup plus grosses que la longueur d'onde du rayonnement. Nous appelons ce genre de diffusion "non-sélective, car toutes les longueurs d'onde sont dispersées. Les gouttes d'eau de l'atmosphère dispersent le bleu, le vert, et le rouge de façon presque égale, ce qui produit un rayonnement blanc (lumière bleue + verte + rouge = lumière blanche). C'est pourquoi le brouillard et les nuages nous paraissent blancs (Soudani, 1999).

1.10. Absorption

Ce phénomène entre en jeu lorsque le rayonnement électromagnétique interagit avec l'atmosphère. L'absorption survient lorsque les grosses molécules de l'atmosphère (ozone, dioxyde de carbone et vapeur d'eau) absorbent l'énergie de diverses longueurs d'onde. L'ozone absorbe les rayons ultraviolets qui sont néfastes aux êtres vivants. Ce gaz absorbe beaucoup de rayonnement dans la portion infrarouge thermique du spectre et emprisonne la chaleur dans l'atmosphère (Figure 1.10).

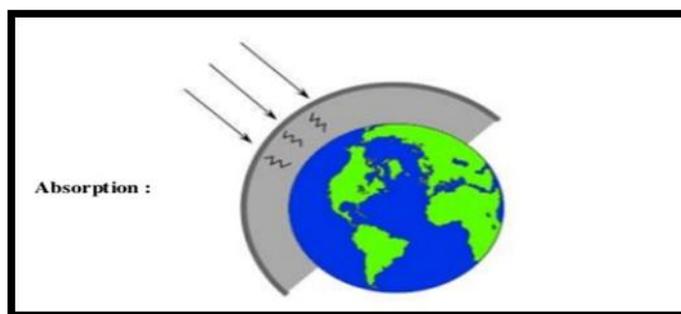


Figure 1.10: Absorption des ondes électromagnétiques (<https://www.rncan.gc.ca/>).

La vapeur d'eau dans l'atmosphère absorbe une bonne partie du rayonnement infrarouge de grandes longueurs d'onde et les hyperfréquences de petites longueurs d'onde qui entrent dans l'atmosphère (entre $22\mu\text{m}$ et 1m).

La présence d'eau dans la partie inférieure de l'atmosphère varie grandement d'un endroit à l'autre et d'un moment à l'autre de l'année. Par exemple, une masse d'air au-dessus d'un désert contient très peu de vapeur d'eau pouvant absorber de l'énergie, tandis qu'une masse d'air au-dessus des tropiques contient une forte concentration de vapeur d'eau. Parce que ces gaz et ces particules absorbent l'énergie électromagnétique dans des régions spécifiques du spectre, ils imposent le choix de longueurs d'onde utilisées en télédétection. Les régions du spectre qui ne sont pas influencées de façon importante par l'absorption atmosphérique, et qui sont donc utiles pour la télédétection, sont appelées fenêtres atmosphériques (Soudani, 1999).

1.11. Interactions rayonnement-cible

1.11.1. Mode des interactions

Le rayonnement qui n'est pas absorbé ou diffusé dans l'atmosphère peut atteindre et interagir avec la surface de la Terre. Lorsque l'énergie atteint la cible, la surface peut absorber (A) l'énergie, transmettre (T) ou réfléchir (R) (Figure 1.11). L'énergie incidente totale interagira avec la surface selon l'une ou l'autre de ces trois modes d'interaction, ou selon leur combinaison. La proportion de chaque interaction dépendra de la longueur d'onde de l'énergie, ainsi que de la nature et des conditions de la surface.



Figure 1.11: Modes interaction (<https://www.rncan.gc.ca/>).

L'absorption se produit lorsque l'énergie du rayonnement est absorbée par la cible, la transmission lorsque l'énergie du rayonnement passe à travers la cible et la réflexion lorsque la cible redirige l'énergie du rayonnement. En télédétection, nous mesurons le

rayonnement réfléchi par une cible. La réflexion spéculaire et la réflexion diffuse représentent deux modes limites de réflexion de l'énergie.

1.11.2. Réflexion spéculaire

Une surface lisse produit une réflexion spéculaire, c'est-à-dire que toute l'énergie est redirigée dans une même direction. Pour qu'une réflexion spéculaire puisse avoir lieu. Il faut que les rugosités de la surface du corps soient plus petites que la longueur d'onde incidente. Dans le domaine du spectre solaire (0.4 à 2 μ m), la réflexion est donc de type spéculaire sur des surfaces lisses (Figure 1.12)

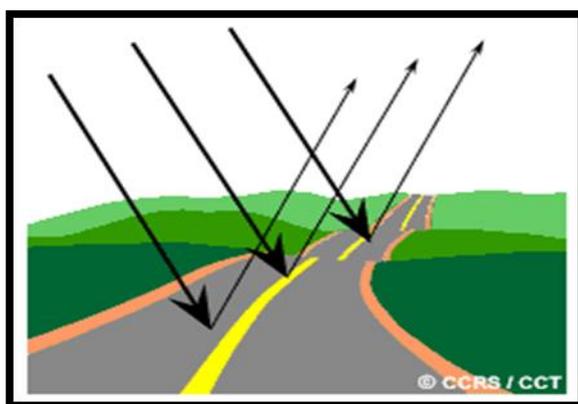


Figure 1.12 : Réflexion spéculaire (<https://www.rncan.gc.ca/>).

1.11.3. Réflexion diffuse

La réflexion diffuse se produit quand la surface est rugueuse, ce qui redirige l'énergie non uniformément dans les différentes directions. La plupart des objets de la surface terrestre se situent entre ces deux extrêmes (Figure 1.13).

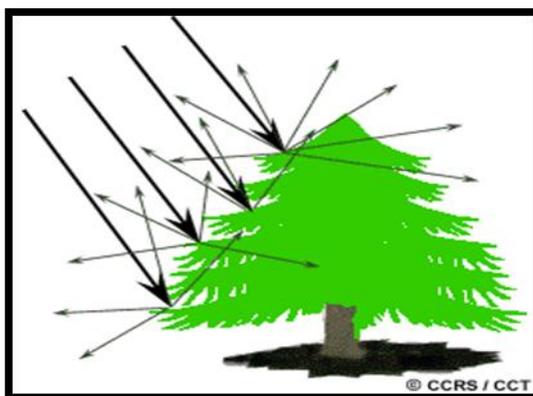


Figure 1.13 : Réflexion diffuse (<https://www.rncan.gc.ca/>).

La façon dont une cible réfléchit le rayonnement dépend de l'amplitude de la rugosité de la surface par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident. Si la longueur d'onde du rayonnement est beaucoup plus petite que la rugosité de la surface ou que la grosseur des particules qui composent la surface, on a la réflexion diffuse.

1.11.4. Signatures spectrales des principales surfaces naturelles

La signature spectrale d'un objet correspond à l'expression de la réflectance (rapport, exprimé en %, de la luminance mesurée par le satellite sur le rayonnement incident) de l'objet en fonction de la longueur d'onde. Chaque domaine spectral apporte une information bien particulière sur la nature du corps observé.

En fonction de la nature et des caractéristiques intrinsèques des objets et des surfaces, le rayonnement incident interagira avec la cible selon l'une ou l'autre des propriétés citées précédemment, ou de manière générale selon une combinaison de ces propriétés. Chaque surface possède ainsi une signature spectrale - quantité d'énergie émise ou réfléchi en fonction de la longueur d'onde - qui lui est propre et qui permettra son identification sur les images satellitaires (Toumi, 2013). La figure (1.14) présente la signature spectrale des principales surfaces naturelles.

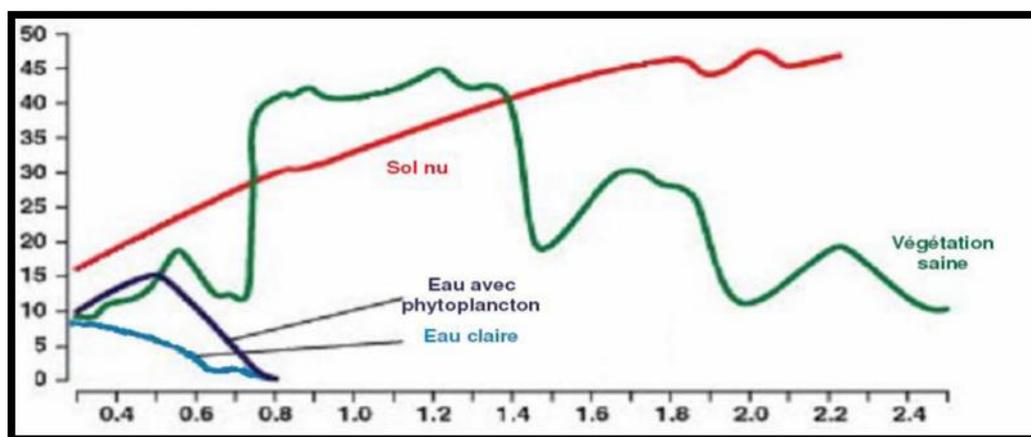


Figure 1.14 : Signatures spectrales de l'eau, sol et végétation (<https://www.rncan.gc.ca/>).

1.12. Les capteurs

En télédétection, l'appareil utilisé pour acquérir les images (donc pour mesurer le rayonnement qui parvient à l'instrument à bord d'un satellite) est généralement désigné par le terme de "capteur". Ce terme est utilisé de préférence parce qu'il désigne toute une catégorie de dispositifs de recueil de l'information et non pas seulement les appareils

photo. Un appareil photo ne capte généralement que les informations telles que celles perçues que par l'œil (à l'exception des infrarouges, mais cela dépend de l'appareil et de la pellicule utilisée), tandis que la télédétection met en jeu de nombreux types de rayonnements différents dans le spectre électromagnétique.

Les capteurs ont pour rôle de mesurer des objets étudiés dans une bande donnée de longueur d'onde et ce par la transformation de l'information apportée par les rayonnements électromagnétiques en élément compréhensibles à l'analyse humaine ou automatique (Soudani, 2007).

1.12.1. Les différents types de capteurs

A. Les capteurs actifs

Généralement, un capteur actif est un système de mesure qui nécessite une source d'énergie embarquée, la plupart du temps assurée par une batterie, et ce pour la réalisation de la phase de traitement au cours de laquelle le signal est filtré (nettoyé), amplifié et converti dans un format compatible et exploitable. Dans ce cas, le capteur doit non seulement mesurer des propriétés physiques mais doit également effectuer des tâches additionnelles au travers de circuits de traitement et de communication intégrés. Ce type de capteur est surtout utilisé pour assurer des mesures continues en temps réel.

B. Les capteurs passifs

Les capteurs passifs sont des dispositifs qui ne possèdent pas de source d'énergie embarquée et présentent l'avantage d'être facilement intégrables. Ce type de capteur est utilisé dans des applications spécifiques (surveillance environnementale), des instruments de suivis spatial et aéronautique, des applications liées à la santé qui nécessitent des unités de mesure miniatures, passives, de grande précision et fiables. L'objectif est d'assurer des mesures à distance des grandeurs physiques. Dans ce cas, deux différentes technologies peuvent être utilisées pour la transmission sans-fil de données : la transmission inductive et la transmission radio basée sur la réflexion (transpondeur passif). Dans ce qui suit, on présente brièvement les composants les plus répandus fondés sur ces types de technologies.

1.13. La Résolution

La résolution des images numériques est définie par le nombre de pixels par millimètres. En télédétection, on exprime la résolution des images par la taille de la zone

couverte par un pixel soit le plus petit élément d'une image. Le pixel est habituellement carré et représente une partie de l'image. Il importe, cependant, de faire la distinction entre la taille des pixels et la résolution spatiale, les deux notions n'étant pas interchangeables. Lorsque l'image provenant d'un capteur ayant une résolution spatiale de 20 m est affichée à l'écran à pleine résolution, chaque pixel correspond à une superficie au sol de 20 m x 20 m. Dans cet exemple, la taille des pixels et la résolution sont identiques. Il est toutefois possible d'afficher une image sur laquelle la taille des pixels sera différente de la résolution spatiale. Sur de nombreuses affiches montrant des images de la Terre provenant d'un satellite, les pixels ont été réduits proportionnellement pour montrer de plus vastes superficies, mais cela ne change en rien la résolution spatiale du capteur qui a pris l'image. Chaque pixel de l'image correspond à une partie de la surface de la terre. On parle alors de "résolution-sol".

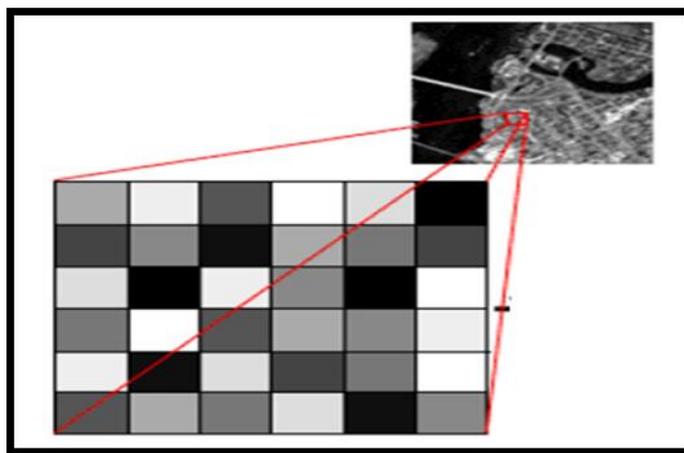


Figure 1.15 : Représentation des pixels (<https://www.rncan.gc.ca/>).

Pour certains instruments de télédétection, la distance entre la cible observée et la plate-forme est un facteur important dans la détermination de la précision des données obtenues et de la superficie observée par le capteur. Sur une plate-forme très éloignée de la cible, le capteur observe normalement une plus vaste superficie, mais sans beaucoup de précision. Pensez à ce qu'un astronaute peut voir de la Terre à partir de la navette spatiale, par rapport à ce que vous pouvez en voir à bord d'un avion. L'astronaute pourra apercevoir une province entière ou tout le pays d'un simple coup d'œil, mais ne pourra pas distinguer les maisons. À bord de l'avion, vous pourrez distinguer les immeubles ou les voitures de la ville que vous survolez, mais pas une région aussi grande que ne le fera l'astronaute. Il y a une différence semblable entre les images satellitaires et les photographies aériennes.

La précision des détails discernables sur une image dépend de la résolution spatiale du capteur utilisé et est fonction du plus petit élément qu'il est possible de détecter.

1.13.1. La Résolution spatiale

Le détail qu'il est possible de discerner sur une image dépend de la résolution spatiale du capteur utilisé. La résolution spatiale est fonction de la dimension du plus petit élément qu'il est possible de détecter.

Pour pouvoir différencier un élément de la surface observée, l'élément en question doit être de dimension égale ou supérieure à la cellule de résolution.

Cependant, dans certaines conditions, un élément plus petit peut être détecté si sa réflectivité domine celle des autres éléments présents dans la cellule de résolution. On parle alors de détection plus fine que la résolution.

Les images sur lesquelles seuls les grands éléments sont visibles ont une résolution "grossière" ou "basse". Les images à résolution fine ou élevée permettent l'identification d'éléments de plus petites dimensions.



a) Résolution Grossière

b) Résolution fine

Figure 1.16: Représentation de la résolution Grossière et La Résolution Fine (<https://www.mcan.gc.ca/>).

1.13.2. La résolution spectrale

La résolution spectrale décrit la capacité d'un capteur à utiliser de petites fenêtres de longueurs d'onde. Plus la résolution spectrale est fine plus les fenêtres des différents canaux du capteur sont étroites.

On peut distinguer différentes classes de caractéristiques et de détails dans une image en comparant leurs réponses sur un ensemble précis de longueurs d'onde. On distingue habituellement les grandes classes, comme l'eau et la végétation, en utilisant un grand intervalle de longueurs d'onde, par exemple le visible ou le proche infrarouge. D'autres classes plus spécifiques, notamment les divers types de roche, ne sont pas toujours aussi faciles à différencier par l'un ou l'autre de ces intervalles de longueurs d'onde. Elles exigent l'utilisation d'un intervalle de longueurs d'onde beaucoup plus fin et, par conséquent, un capteur ayant une résolution spectrale beaucoup plus élevée. La résolution spectrale renvoie à la capacité d'un instrument à capter de petits intervalles de longueurs d'onde. Plus la résolution spectrale est élevée, plus l'intervalle de longueurs d'onde est fin pour une bande ou un canal donné.

La pellicule noir et blanc enregistre les longueurs d'onde sur presque toute, sinon toute la portion visible du spectre électromagnétique. Sa résolution spectrale est plutôt faible, car les longueurs d'onde du spectre visible ne sont pas individuellement distinctes, la pellicule enregistrant la réflectance globale de la partie visible. La pellicule couleur est aussi sensible à l'énergie réfléchie sur la portion visible du spectre, mais sa résolution spectrale est plus élevée, car elle peut distinguer les longueurs d'onde dans le bleu, le vert et le rouge. Par conséquent, elle peut représenter des caractéristiques de couleurs variées en fonction de leur réflectance dans chacun de ces intervalles de longueurs d'onde.

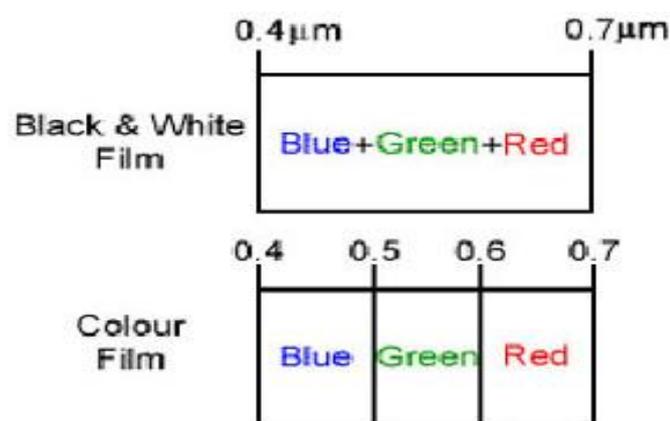


Figure 1.17 : Résolution Spectrale (<https://www.rncan.gc.ca/>).

De nombreux systèmes de télédétection enregistrent l'énergie reçue de plusieurs intervalles distincts de longueurs d'onde à diverses résolutions spectrales. On les appelle des capteurs « multi spectraux ». Les capteurs multi spectraux perfectionnés, appelés capteurs « hyper spectraux », sont capables de détecter des centaines de bandes spectrales

très fines dans toute la portion du spectre électromagnétique réunissant le visible, le proche infrarouge et l'infrarouge moyen. Leur résolution spectrale très élevée facilite la différenciation de différentes cibles selon la réponse spectrale dans chacune des bandes fines.

1.13.3. La résolution radiométrique

La résolution radiométrique d'un système de télédétection décrit sa capacité de reconnaître de petites différences dans l'énergie électromagnétique. Plus la résolution radiométrique d'un capteur est fine, plus le capteur est sensible à de petites différences dans l'intensité de l'énergie reçue. La gamme de longueurs d'onde à l'intérieur de laquelle un capteur est sensible se nomme plage dynamique. L'arrangement des pixels décrit les structures spatiales d'une image tandis que les caractéristiques radiométriques décrivent l'information contenue dans une image. Chaque fois qu'une image est captée par une pellicule ou un capteur, sa sensibilité à l'intensité de l'énergie électromagnétique détermine la résolution radiométrique.

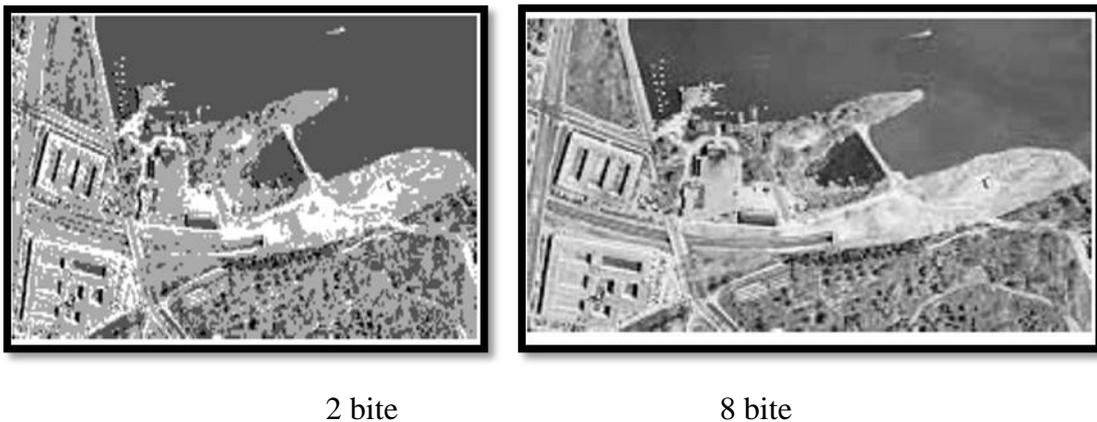


Figure 1.18 : Résolution radiométrique (<https://www.rncan.gc.ca/>).

1.13.4. La résolution temporelle

En plus de la résolution spatiale, spectrale et radiométrique, l'autre concept important en télédétection est celui de la résolution temporelle, qui est le temps que prend un satellite pour effectuer un cycle orbital complet. Cette période est généralement de quelques jours. Il faut donc quelques jours à un tel satellite pour qu'il puisse observer de nouveau exactement la même scène à partir du même point dans l'espace. La résolution temporelle absolue du système de télédétection est donc égale à cette période. Toutefois, certaines régions de la surface peuvent être observées plus fréquemment puisqu'il y a chevauchement entre les couloirs-couverts adjacents et que ces zones de chevauchement

deviennent de plus en plus grandes en s'approchant des pôles. Certains satellites ont aussi la possibilité de pointer leurs capteurs en direction du même point pour différents passages du satellite. La résolution temporelle effective du satellite dépend donc d'une variété de facteurs dont la grandeur de la zone de chevauchement entre les couloirs-couverts adjacents, la capacité du satellite et de ses capteurs et également la latitude.

Les technologies d'observation de la Terre jouent un rôle majeur dans l'étude, la modélisation et le suivi des phénomènes environnementaux, à des échelles spatiales et temporelles variables, et sur une base objective, exhaustive et permanente. Ces technologies ouvrent ainsi la voie à la mise en place de systèmes d'alerte précoce, et permettent aux politiques et décideurs de définir des stratégies adéquates dans le cadre d'un développement durable.

Divers programmes nationaux et internationaux d'observation spatiale de la Terre (LANDSAT, SPOT, IRS, ERS, ADEOS, RADARSAT, ENVISAT, TERRA, METEOSAT, MSG, etc.) ont été mis en place dès 1960 et se poursuivent de nos jours, reflètent des priorités que les divers États – parmi lesquels la France occupe un rôle très important – accordent à cette technologie. Les progrès réalisés à ce jour (conception des satellites, instruments de mesure, etc.) offrent des possibilités toujours plus grandes pour l'étude et le suivi de notre environnement et des changements planétaires.

1.14. Les satellites d'observation de la terre

Les satellites d'observation de la Terre varient selon leur type d'orbite, leur charge utile et du point de vue des instruments d'imagerie, de la résolution spatiale des capteurs, de leurs caractéristiques spectrales et de la largeur de leur bande d'acquisition. Tous ces paramètres sont configurés au début de la phase de définition de la mission en fonction de l'application à la quelle est destiné le satellite (Notions fondamentales de télédétection, 2011)

1.14.1. LANDSAT

Le programme LANDSAT est le premier programme spatial d'observation de la terre dédié à des fins civiles. Il est développé par l'agence spatiale américaine, la NASA à l'instigation de l'Institut des études géologiques américain (USGS) et du département de l'agriculture au milieu des années 1960.

Sept satellites LANDSAT ont été lancés entre 1972 et 1999 et un huitième le 11 février 2013 (Figure 1.19).

Les instruments embarqués sur les satellites LANDSAT ont permis de capturer plusieurs millions d'images. Celles-ci constituent des ressources uniques pour l'étude des changements climatiques, l'utilisation des sols, la cartographie, la gestion de l'habitat ; ainsi que pour de nombreuses autres applications dans les domaines de l'agriculture, la géologie, la sylviculture, l'éducation (www.eduscol.education.fr).

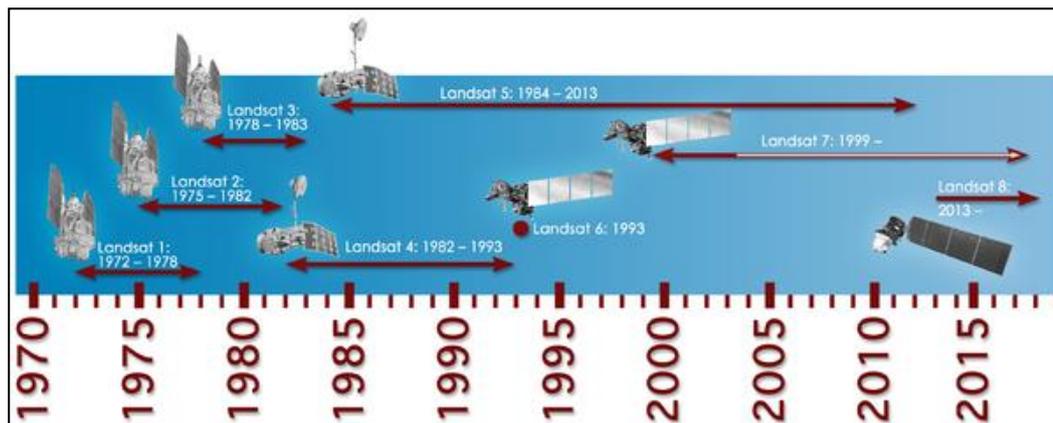


Figure 1.19 : Chronologie des missions d'observation de la terre, LANDSAT (https://fr.wikipedia.org/wiki/Programme_Landsat).

Du point de vue architectural, on peut distinguer trois générations principales de satellites

LANDSAT :

- ❖ Les satellites LANDSAT 1, 2 et 3.
- ❖ Les satellites 4, 5, 7 et 8 (LANDSAT 6 n'a pas pu être mis correctement en orbite et a été immédiatement détruit.).
- ❖ LANDSAT 8.

Les satellites LANDSAT 1, 2 et 3 ont été lancés entre 1972 et 1985. Les données enregistrées par cette génération de satellites, conçus pour la cartographie de la végétation, apportent peu d'information dans les domaines du spectre électromagnétique discriminatoire des minéraux.

Les satellites LANDSAT 4,5 et 7 de la seconde génération lancés entre 1982 et 1999. Ces satellites fournissent des données d'une même surface à différentes dates, sur toute la surface terrestre exceptée pour les régions polaires.

Tableau 1.3 : Caractéristiques des satellites LANDSAT 4, 5 et 7.

Caractéristiques	LANDSAT 4	LANDSAT 5	LANDSAT 7
Pays	États-Unis	États-Unis	États-Unis
Année de lancement	1982	1984	1999
Année fin de mission	1993	2013	/
Altitude	705 Km	705 Km	705 Km
Capteur	TM (Thematic Mapper)	TM (Thematic Mapper)	ETM + (Enhanced Thematic Mapper)
Résolution spectrale	B (0,45 – 0,52 μm) V (0,52 – 0,60 μm) R (0,63 – 0,69 μm) IR (0,76 – 0,90 μm) MIR (1,55 – 1,75 μm) IRT (10,4 – 12,5 μm) MIR (2,08 – 2,35 μm)	B (0,45 – 0,52 μm) V (0,52 – 0,60 μm) R (0,63 – 0,69 μm) IR (0,76 – 0,90 μm) MIR (1,55 – 1,75 μm) IRT (10,4 – 12,5 μm) MIR (2,08 – 2,35 μm)	B (0,45 – 0,52 μm) V (0,52 – 0,60 μm) R (0,63 – 0,69 μm) PIR (0,76 – 0,90 μm) MIR (1,55 – 1,75 μm) IRT (10,4 – 12,5 μm) MIR (2,08 – 2,35 μm) Pan (0,52 – 0,90 μm)
Résolution spatiale	Multi spectral : 30m Infrarouge thermique : 120m (30 m) *	Multi spectral : 30m Infrarouge thermique : 120m (30 m)	Multi spectral : 30m Infrarouge thermique : 60m (30 m) ** Panchromatique : 15m

*TM bande 6 a été acquise à la résolution de 120 mètres, les produits transformés avant le 25 Février 2010 sont ré-échantillonné à 60 mètres pixels et les produits transformés après le 25 Février 2010 sont ré-échantillonné à 30 mètres pixels.

**ETM + bande 6 est acquise à une résolution de 60 mètres. Les produits transformés après le 25 Février 2010 ont le ré-échantillonnage à 30 mètres pixels (www.landsat.usgs.gov)

1.14.1.1. Caractéristiques des bandes de LANDSAT 4,5 et 7

Les données des capteurs TM et ETM+ sont utilisées pour plusieurs applications comme la gestion des ressources, la cartographie, la surveillance de l'environnement et la

détection des changements anthropiques ou naturels à la surface de la terre. Toutes les bandes sont enregistrées sur une étendue de 256 valeurs numériques (8 octets) (Adnane, 2012).

Les bandes individuelles TM et leurs applications sont fournies dans le tableau 1.4 :

Tableau 1.4 : Caractéristiques des bandes LANDSAT 4, 5 et 7.

Bandes	Bandes spectrales	Application
TM1	B (0,45 – 0,52 μm)	Différentiation entre le sol et la végétation, zone côtière.
TM 2	V (0,52 – 0,60 μm)	Cartographie de la végétation verte, identification des traits urbains.
TM 3	R (0,63 – 0,69 μm)	Différentiation des espèces végétales
TM 4	IR (0,76 – 0,90 μm)	Identification des types de végétation et de plantes, santé et contenu de la masse biologique, d'élimination des étendues d'eau, humidité des sols.
TM 5	MIR (1,55 – 1,75 μm)	Différentiation entre la neige et les nuages.
TM 6	IRT (10,4 – 12,5 μm)	Différentiation entre le stress de la végétation de l'humidité dans le sol relié au rayonnement thermique. Cartographie thermique.
TM 7	MIR (2,08 – 2,35 μm)	Lithologie (Différentiation entre les minéraux et les types de roches), Sensible au taux d'humidité dans la végétation.
TM 8 (Pan)	PAN (0,52 – 0,90 μm)	Texture, structure urbaines et agricoles.

1.14.1.2. Caractéristiques du capteur LANDSAT ETM+

Le satellite d'observation de la terre LANDSAT a une faible répétitivité dans le temps (16 jours). Ils ne permettent donc pas de suivre de façon plus précise l'évolution temporelle des couverts végétaux. Il a comme avantage une bonne résolution spatiale : elle est passée de 79 m pour Landsat MSS (premier satellite d'observation de la terre lancé en 1972) à 30 m pour Landsat ETM+ en mode multispectral et de 15 m en mode panchromatique. Dans l'infrarouge thermique, la résolution spatiale de ce satellite est passée de 120 m pour LANDSAT TM à 60 m pour Landsat ETM+ (Hamimed, 2009).

Les satellites de la série LANDSAT permettent une cartographie détaillée de la couverture végétale à un moment donné. Par ailleurs ils fournissent des informations

spectrales dans des bandes qui ont été étudiées pour caractériser l'état de la végétation (Tableau 1.5). Les bandes ETM 5 et ETM 7 de LANDSAT ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) situées dans un domaine où l'eau absorbe fortement les radiations solaires étant tout d'abord destinées à suivre l'état hydrique de la végétation et l'humidité de la surface du sol. Par ailleurs, des analyses portant sur la part d'information qui est contenue dans les différentes bandes spectrales ont montré que près de 90 % de l'information sur un couvert est contenue dans les canaux du rouge et du proche infrarouge. Cela est tout à fait naturel car à ce point les bandes pour lesquelles le contraste entre le sol et la végétation est le plus grand (Hamimed, 2009).

Tableau 1.5 : Les caractéristiques du capteur LANDSAT ETM+.

Canal	Bandes spectrales (μm)	Domaine du spectre
ETM1	0,45 - 0,52	bleu, vert
ETM2	0,52 - 0,60	vert
ETM3	0,63 - 0,69	orangé-rouge
ETM4	0,78 - 0,91	proche infrarouge
ETM5	1,57 - 1,78	moyen infrarouge
ETM6	10,42 - 11,6	infrarouge thermique
ETM7	2,08 - 2,35	moyen infrarouge
ETM8	0,522-0,90	panchromatique

Pour rendre les sept bandes spectrales du capteur Landsat ETM+ à la même résolution spatiale, le canal thermique ETM6 est rééchantonné à base de 30×30 m.

1.14.1.3. Le satellite LANDSAT 8

Le satellite LANDSAT 8 OLI, qui a été lancé le 11 Février 2013. Les images de ce satellite se composent de neuf bandes spectrales avec une résolution spatiale de 30 mètres pour les bandes 1 à 7 et 9. La nouvelle bande 1 (ultra-bleu) est utile pour les études côtières et des aérosols. La nouvelle bande 9 est utile pour la détection de cirrus. La résolution de la bande 8 (panchromatique) est de 15 mètres et la bandes thermiques 10 et 11 sont utiles pour fournir des températures de surface plus précises et sont recueillies à 100 mètres. Les bandes TIRS (10 et 11) sont acquises à une résolution de 100 mètres, mais sont rééchantillonnées à 30 m (www.landsat.usgs.gov)

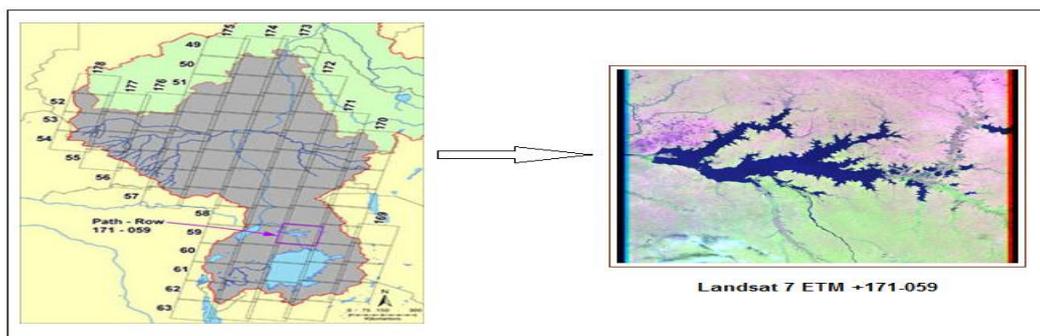


Figure 1.20 : Image Landsat-7 ETM+ du Nil Blanc acquise le 17 janvier 2003 (Source : USGS (United States Geological Survey)/NASA).

Tableau 1.6: Satellite à très haute résolution spatiale.

Satellite	Panchromatique Multi bande	Résolution Spatiale	Résolution spectrale	Fauchée	Produits dérivés (liste non exhaustive)
SPOT 5	Panchromatique	2,5 m et 5 m	Optique	60*60 km	Cartes (géologiques, pédologiques, occupation
IKONOS 2	Multi bande	10 m	Optique	60*120 km	des sols, de vulnérabilité), spatiocartes , plan
QUICKBIRD	Panchromatique	0,63m	Optique	11*11 km	d'information (réseau hydrographique, routier,
ORBVUEW 3	Multi bande	4 m	Optique	16,5 km	chemin de fer), modèle numérique de terrain (MNT).
HELIOS 2A	Panchromatique	0,60 et 0,7m	Optique	8*8 km	Cartes, spatiocartes, plans d'information, MNT
Pléiades	Multi bande	2,4 et 2,88 m	Optique	Confidentiel	Cartes, spatiocartes, plans d'information, MNT
(2008-2009)	Multi bande	1 et 4 m	Optique	21 km	Cartes, spatiocartes, plans d'information, MNT
EROS A	Panchromatique	30 cm	Optique	12,5*12,5 km	Défense
ROCSAT-2	Multi bande	0,7 m	Optique	24*24 km	Cartes, spatiocartes, plans d'information, MNT
IRS-P6	Panchromatique	2,8 m	Radar	24 à 70 km	Cartes, spatiocartes, plans d'information, MNT
RADARSAT-1	Panchromatique	1 - 1,8 m	Optique	140 km	Cartes, spatiocartes, plans d'information, MNT

1.14.2. Satellite à résolution spatiale moyenne et faible

Tableau 1.7 : Satellite à résolution spatiale moyenne.

Satellite	Panchromatique Multi bande	Résolution Spatiale	Résolution spectrale	Fauchée	Produits dérivés (liste non exhaustive)
ERS 1,2		25 m	Radar	100 km	Produits de cohérence permettant de réaliser (dériver)
SPOT 1, 2, 3 et 4	Panchromatique	10 m	Optique	60*60 km	des cartes d'occupation des sols (particulièrement en
LANDSAT 7 (ETM)	Multi bande	30 m	Optique	60*80 km	zone tropicale), géologiques. Cartes d'humidité des
LANDSAT 4, 5	Multi bande	30 m	Optique	185*170 km	sols, cartes des zones inondées, MNT.
ENVISAT (ASAR)	Multi bande	30 m	Radar	185 km	Cartes, spatiocartes, MNT, plans d'information
TERRA (ASTER)	Multi bande	30 et 80 m	Optique	15*5 km	Cartes, spatiocartes, plans d'information

Tableau 1.8 : Satellite à basse résolution spatiale.

Satellite	Panchromatique	Résolution Spatiale	Résolution spectrale	Fauchée	Produits dérivés (liste non exhaustive)
SPOT (VEGETATION)	Multi bande	1 km	Optique	2*2 km	Produits de synthèse (synthèse journalière,
METEOSAT	Multi bande	2,25 et 4,5 km	Optique	Hémisphère	décadaire), indice de végétation (NDVI)
MSG (Meteosat Second Generation)	Multi bande	1 et 3 km	Optique	Hémisphère	Produits météorologiques, océanographiques
SMOS (Fev 2007)	Multi bande	35 et 50 km	Radar	1 000 km	Produits météorologiques, océanographiques et géophysiques
PARASOL	Multi bande	6*7 km	Optique	2 400 km	Produits dérivés des mesures de la couleur des océans

1.14.2.1 Caractéristiques techniques et produits opérationnels de capteur MODIS

Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) est un spectro-radiomètre installé à bord des satellites TERRA (EOS-AM) et AQUA (EOS-PM) lancés respectivement le 1er décembre 1999 et le 4 mai 2002. TERRA passe du nord de l'équateur au sud le matin et AQUA l'après-midi. Les caractéristiques générales du capteur MODIS sont représentées dans le tableau 1.9.

Tableau 1.9 : Caractéristiques généraux du capteur MODIS

(<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/>).

Lancement	1999 (TERRA), 2002 (AQUA)
Orbite	705 km d'altitude, 10h30 noeud descendant (TERRA) ou 13h30 noeud ascendant (AQUA), héliosynchrone quasi-polaire, circulaire
Dimensions de la fauchée	2330 km sur 10 km
Méthode de balayage	Faisceau transversal
Délai de ré-observation	1 à 2 jours
Taille	1,0 x 1,6 x 1,0 m
Poids	228,7 kg
Puissance	162,5 W (seul moyen de l'orbite)
Quantification	12 bits
Résolution spatiale	250 m (bandes 1-2) 500 m (bandes 3-7) 1000 m (bandes 8-36)
Durée de vie théorique	6 années

MODIS a été lancé par la NASA afin de répondre aux exigences du programme *Earth Observation System* (EOS). À cet effet, les données recueillies par le capteur MODIS améliorent la compréhension de la dynamique terrestre et des phénomènes naturels qui se produisent sur la terre, les océans et l'atmosphère. Elles interviennent aussi dans la validation de plusieurs modèles hydrologiques et climatiques, dans le suivi des changements planétaires ainsi que dans la protection de l'environnement (Salomonson et Appel, 2003).

Ce spectro-radiomètre a une sensibilité radiométrique (12 bits) dans 36 bandes spectrales, allant de 0,4 μm à 14,4 μm , couvrant ainsi cinq parties du spectre électromagnétique : le visible (VIS), le proche infrarouge (PIR), l'infrarouge à courtes

longueurs d'ondes, le moyen infrarouge et l'infrarouge à longues longueurs d'ondes (ou infrarouge thermique) (Salomonson et Appel, 2003).

Les deux premières bandes (0,6-0,90 μm) ont une résolution nominale de 250 m au nadir. Alors que, de la 3^{ème} à la 7^{ème} bande (0,4-2,1 μm), la résolution spatiale est de 500 m. Pour les 29 bandes restantes (0,4-14,4 μm), une résolution de 1 km a été adoptée. Le tableau (1.10) présente le numéro et la longueur des bandes spectrales de MODIS.

Tableau 1.10 : Numéro et largeur des bandes spectrales de MODIS (Hall et al., 1995).

Bande MODIS	Longueur d'onde (μm)	Bande MODIS	Longueur d'onde (μm)
1	0,620-0,670	19	0,915-0,965
2	0,841-0,876	20	3,66-3,84
3	0,459-0,479	21	3,93-3,99
4	0,545-0,565	22	3,93-3,99
5	1,230-1,250	23	4,02-4,08
6	1,628-1,652	24	4,43-4,50
7	2,105-2,155	25	4,48-4,55
8	0,405-0,420	26	1,36-1,39
9	0,438-0,448	27	6,54-6,90
10	0,483-0,493	28	7,18-7,48
11	0,526-0,536	29	8,40-8,70
12	0,546-0,556	30	9,58-9,88
13	0,662-0,772	31	10,78-11,28
14	0,673-0,683	32	11,77-12,27
15	0,743-0,753	33	13,19-13,49
16	0,862-0,877	34	13,49-13,79
17	0,890-0,920	35	13,79-14,09
18	0,931-0,941	36	14,09-14,39

Les données satellitaires issues du capteur MODIS sont disponibles gratuitement sur le site de NASA. Elles sont distribuées selon différents niveaux de traitement, radiométrique, atmosphérique, topographique ou géométrique préalablement élaborés et traités par l'*EOS Data and Operation System* (EDOS) dans le but de fournir des produits gratuits et exploitables (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>).

Celles-ci regroupent un large champ d'étude qui se répartit en quatre catégories (Doutreleau et al., 2011) :

- L'atmosphère : regroupant les aérosols, les nuages et la vapeur d'eau,
- La cryosphère : regroupant la glace et la neige. Les produits sont élaborés et fournis auprès du *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) de Boulder, au Colorado,

- La terre : regroupant les données d'écosystèmes, de radiation et d'occupation de sols,
- L'eau : regroupant la réflectance des océans et la température des mers.

Le tableau (1.11) fournit plus de détails sur chaque domaine individuellement et les produits MODIS offerts.

Tableau 1.11 : Produits MODIS Calibration, Atmosphère, Terre et Cryosphère
(<http://modis.gsfc.nasa.gov/>).

Calibration	
MOD 10A1	Chiffres de Radiance Level-1A
MOD 02	Level-1B Radiances géolocalisées calibrées
MOD 03	données de géolocalisation
Atmosphère	
MOD 04	Aérosol
MOD 05	Vapeur d'eau
MOD 06	Produit de nuage
MOD 07	Profil atmosphérique
MOD 08	Produit atmosphérique
MOD 35	Masque nuage
Terre	
MOD 09	Produit de réflectance
MOD 11	Température et émissivité de surface
MOD 12	Couverture du sol/changement de couverture
MOD 13	Indices de végétation (NDVI)
MOD 14	Les anomalies et les incendies
MOD 15	Indices foliaires
MOD 16	Évapotranspiration
MOD 17	Photosynthèse nette et productivité primaire
MOD 43	Réflectance
MOD 44	Couverture végétal
Cryosphère	
MOD 10A1	Couverture de neige
MOD 29	Couverture des glaces de mer

1.15. Les Images satellitaires

Deux grandes catégories sont à distinguer : les images d'archive et les images sur programmation. Les images d'archive proviennent d'observations faites au préalable et conservées par les fournisseurs d'images. Elles sont mises à disposition pour consultation et commande. Depuis 1986, date du lancement du premier satellite SPOT, la société Spot Image a constitué une archive de plus de 10 millions d'images ; ces archives sont

consultables au travers de leur catalogue SIRIUS. Les images sur programmation désignent, quant à elles, les futures images acquises selon les besoins et les caractéristiques définis par le commanditaire. Les prix sont en général plus chers. Le coût varie également selon les caractéristiques des images commandées (résolution de l'image, nature du satellite) :

1.15.1. Les Images à très haute résolution

Permettent la détection d'objets de l'ordre du décimètre au mètre. Elles sont très utilisées dans les domaines de la défense et de l'urbanisme. Elles sont fournies par les satellites militaires (dont Hélios, données confidentielles) et dans le domaine civil par les satellites commerciaux Quickbird et Ikonos.

1.15.2. Les images à moyenne résolution

De l'ordre du décamètre, permettent d'effectuer une classification des terrains, de localiser et différencier les couverts forestiers et les terrains agricoles. Elles proviennent des satellites Landsat, Spot et ERS.

1.15.3. Les Images à basse résolution

De l'ordre de l'hectomètre au kilomètre sont utilisées à l'échelle régionale et mondiale. Prises de manière répétitive, elles servent à assurer la surveillance des phénomènes environnementaux, concernant par exemple le couvert végétal, les zones côtières et les surfaces océaniques. Les images à basse résolution proviennent des satellites SPOT-VEGETATION, ENVISAT-MERIS, TERRA-MODIS et NOAA. Les satellites géostationnaires (METEOSAT, MSG, GOES) observent à haute répétitivité temporelle la même zone de la surface terrestre.

1.15.4. Les Images radar à synthèse d'ouverture (RSO)

Sont utilisées pour mesurer les caractéristiques physiques et géométriques des objets observés (structure, teneur en eau, biomasse). Leurs applications sont variées inondations, feux de forêt, croissance de la végétation, humidité du sol, labourage, déforestation, etc. Ces images sont produites par les satellites ERS, ENVISAT et RADARSAT.

1.16. Intérêt de la télédétection infrarouge thermique à Haute Résolution Spatiale

L'un des facteurs limitant est donc la taille des pixels pour laquelle l'hétérogénéité des surfaces observées est généralement très forte. Une solution est de disposer d'une échelle permettant de définir des paramètres relatifs à des unités de paysage, une unité de paysage étant par définition représentative d'une zone pour laquelle l'hypothèse d'homogénéité est plus réaliste (parcelle agricole, par exemple). Cette unité varie bien évidemment selon les régions et les pays. Ainsi, les pays de Canada ou les Etats-Unis présentent des surfaces homogènes pour lesquelles les capteurs existants ont des résolutions adéquates. Ce n'est cependant pas le cas en général surtout pour l'Algérie, la taille d'une unité de paysage varie de 10 à 100 m. Cela induit la nécessité d'utiliser une résolution spatiale de l'ordre de 40 à 60 m, nommée haute résolution spatiale. Dans cette optique, le capteur européen PRISM et américain Landsat ETM+ ont des résolutions respectives de 50 m 60 m à 90 m. L'objectif est alors d'atteindre une précision sur la température de surface de l'ordre de 1°C (Hamimed, 2009).

Disposer de mesures à haute résolution spatiale dans le domaine de l'infrarouge thermique semble donc nécessaire pour une meilleure compréhension de la signification des grandeurs estimées. En outre, ce type d'observations, que ce soit pour l'infrarouge thermique ou pour le visible et le proche infrarouge est indispensable pour la compréhension des processus d'agrégation. En effet, les modèles de bilan d'énergie ou les modèles des transferts Sol- Végétation-Atmosphère quantifient les variables et les paramètres à des résolutions données par les capteurs considérés.

CHAPITRE II

Évapotranspiration - cadre théorique -

2. EVAPOTRANSPIRATION –CADRE THEORIQUE–

Actuellement, le terme « évapotranspiration » occupe une place particulièrement importante dans diverses publications scientifiques (Wang and Dickinson, 2012). Le suivi des transferts d'énergie et de masse au niveau des sols et des couverts végétaux est déterminant pour la gestion des ressources en eau. Il est également nécessaire à la bonne compréhension des systèmes hydrologiques et climatiques, ainsi qu'au suivi et à la prévision de leurs évolutions. Des modèles ont ainsi été développés pour étudier l'évapotranspiration en utilisant différentes approches. Certains de ces modèles font appel aux mesures de télédétection en relation avec le fonctionnement du couvert pour leur application à différentes échelles spatiales (Emmanuel, 2009).

La télédétection est en effet un outil privilégié pour réaliser le suivi de l'évapotranspiration car elle fournit des informations liées aux transferts d'énergie et de masse, et en particulier aux processus d'évaporation des sols et de transpiration par les végétaux. La télédétection peut donc constituer un outil de suivi performant et intéressant à plus d'un titre lorsque la finalité est d'estimer avec précision l'évapotranspiration. C'est particulièrement le cas lorsque l'on cherche à l'estimer à des échelles spatiales larges, les méthodes de mesures in situ, comme en particulier les méthodes du rapport de Bowen et des corrélations turbulentes, étant délicates à mettre en place et ne permettant pas d'explorer de grandes surfaces. (Emmanuel, 2009)

2.1. Définition de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration est une combinaison de deux processus : l'évaporation et la transpiration. L'évaporation, ou plus précisément l'évaporation directe, désigne l'eau qui s'évapore à partir d'un sol (nu) ou d'un plan d'eau. Autrement, l'évaporation est un transfert de l'eau, à partir de la surface du sol, vers l'atmosphère.

La transpiration désigne la transpiration des végétaux à travers les stomates (micropores par lesquels l'eau s'évapore) de leurs feuilles. Les racines des végétaux captent l'eau qui se trouve dans le sol. Une fois parvenue aux feuilles, une partie de l'eau va s'évaporer à travers les stomates des feuilles. L'autre partie va servir à la photosynthèse (Traoré, 2007).

2.2. Facteurs conditionnant l'évapotranspiration

L'évapotranspiration dépend de deux éléments : la chaleur fournie par le rayonnement solaire et la quantité d'eau disponible dans le sol.

En effet, d'après Courault et al., (2005), l'un des principaux facteurs qui conditionnent l'évapotranspiration est la chaleur du sol (fournie par le rayonnement solaire). On compte aussi parmi les facteurs qui conditionnent l'évapotranspiration, la résistance aérodynamique (r_{ah}) au transfert de chaleur sensible et latente, et le stress hydrique (lié à la quantité d'eau dans le sol) car, lorsque l'eau se fait plus rare dans le sol, les stomates se referment et la transpiration ralentit.

Il apparaît ainsi que l'évapotranspiration est très liée au rayonnement solaire et au bilan d'énergie à la surface du sol.

Nous verrons dans le prochain paragraphe ce qu'est le bilan d'énergie et comment obtenir une estimation de l'évapotranspiration sur la base de ce bilan d'énergie.

2.3. Bilan d'énergie à la surface du sol

L'expression du bilan d'énergie instantané à la surface du sol, est :

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (\text{W/m}^2) \quad (2.1)$$

Avec : R_n , le rayonnement net à la surface du sol (W/m^2);

G , le flux de chaleur du sol (W/m^2);

H , le flux de chaleur sensible (W/m^2);

λE , le flux de chaleur latente (W/m^2).

L'évapotranspiration correspond au terme du flux de chaleur latente (λE) du bilan d'énergie (Wassenaar et al., 2002; Courault et al., 2005). Plus précisément, E est l'évapotranspiration et λ est la chaleur latente de vaporisation, l'énergie nécessaire à la vaporisation de l'eau (Chemin, 2003).

Il apparaît que de tous les termes du bilan, λE soit le plus difficile à estimer directement (Courault et al., 2005; Chemin, 2003; Bastiaanssen, 1995). De ce fait, λE est généralement déterminé comme le résidu de l'équation (2.1).

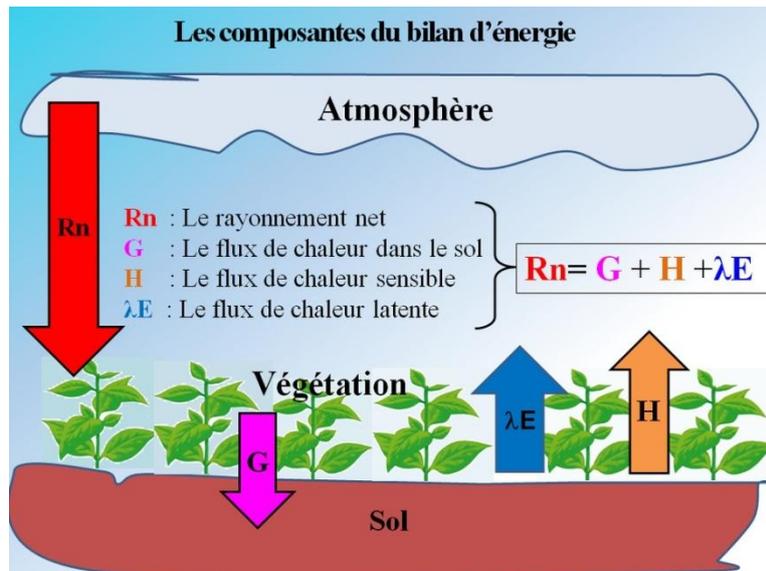


Figure 2.1 : Les différentes composantes du bilan d'énergie. Rn: rayonnement net (échanges radiatifs). G : flux de chaleur dans le sol (échanges conductifs). H : flux de chaleur sensible (échanges convectifs de chaleur). λE : flux de chaleur latente (échanges convectifs de masse).

2.3.1. Rayonnement net (Rn)

Le rayonnement provenant (principalement) du soleil peut être décomposé en ondes longues et courtes. D'après Chemin (2003), les ondes longues sont absorbées par un certain nombre d'éléments, éventuellement, après un certain temps, tandis que les ondes courtes sont instantanément réfléchies par les éléments du sol, en fonction de leurs albédos respectifs.

$$Rn = Rg^{\downarrow} - Rg^{\uparrow} + L^{\downarrow} - L^{\uparrow} \quad (\text{W/m}^2) \quad (2.2)$$

Avec : Rn, le rayonnement net à la surface du sol (W/m^2);

Rg^{\downarrow} , le rayonnement d'ondes courtes arrivant à la surface du sol (W/m^2);

Rg^{\uparrow} , le rayonnement d'ondes courtes partant de la surface du sol (W/m^2);

L^{\downarrow} , le rayonnement d'ondes longues arrivant à la surface du sol (W/m^2);

L^{\uparrow} , le rayonnement d'ondes longues partant de la surface du sol (W/m^2).

Les courtes longueurs d'onde sont comprises entre 0.3 et 3 μm , tandis que les ondes longues sont comprises entre 3 et 100 μm (Bastiaanssen, 1995).

D'après Bastiaanssen (1995), $Rg^{\uparrow} = r_0 Rg^{\downarrow}$, avec r_0 étant l'albédo de la surface

considérée, et L_{\downarrow} s'exprime selon l'équation de Stefan-Boltzmann. On obtient alors :

$$R_n = (1 - r_0)R_{g\downarrow} + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (\text{W/m}^2) \quad (2.3)$$

$$R_{g\downarrow} = G_{sc} \cdot \cos(\theta) \cdot D \cdot \tau_{\lambda} \quad (\text{W/m}^2) \quad (2.4)$$

$$R_{g\downarrow} = 1367 \cdot \cos(\theta) \cdot d \cdot \tau_{sw}$$

$$L_{\downarrow} = 1.08 \cdot (-\ln \tau_{\lambda})^{0.265} \cdot \sigma \cdot T_a \quad (\text{W/m}^2) \quad (2.5)$$

$$L_{\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_0^4 \quad (\text{W/m}^2) \quad (2.6)$$

Avec : r est l'albédo de surface ;

G_{sc} est la constante solaire dont la valeur (1367 w/m^2) est proposée par Shu et al., (2006) ;

$\cos(\theta)$ est le cosinus de l'angle du zénith solaire ;

D est l'inverse de la distance entre le soleil et la terre ;

σ est la constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) ;

τ_{λ} est la transmissivité de l'atmosphère ;

ε_0 est l'émissivité de la surface terrestre ;

T_0 est la température du sol ;

T_a est la température de l'air à la hauteur de référence, prise par Bastiaanssen, (1995) et Vidal, (1996), comme égale à la température de l'air.

2.3.2. Flux de chaleur du sol (G)

D'après Vidal, (1996), le flux de chaleur du sol est en général exprimé en fonction du rayonnement net et dépend de la couverture végétale, de la température de surface du sol et de l'albédo.

L'expression de G , en termes de flux, donc de rapport entre différence de potentiel et résistance, est donnée par Choudhury, (1998) et Bastiaanssen, (1995) :

$$G = \frac{\rho_s C_s (T_0 - T_s)}{r_{sh}} \quad (\text{W/m}^2) \quad (2.7)$$

Avec : ρ_s , densité apparente du sol (kg/m^3) ;

C_s , chaleur spécifique du sol (J/kg/K) ;

r_{sh} , résistance du sol au transfert par chaleur (s/m) ;

T_0 , température radiométrique de surface (K) ;

T_s , température dans le sol (K).

D'après Touré (2004), ce flux peut être considéré comme essentiellement dû à la

conduction. Il est négatif pendant la journée et correspond à un réchauffement du sol sous l'effet de l'apport énergétique du soleil, tandis que la nuit, il est dirigé de la profondeur du sol vers la surface.

Pratiquement, la valeur instantanée de G en milieu de journée, varie linéairement de $0.3 R_n$, pour un sol nu, à $0.1 R_n$, pour une végétation totalement couvrante (Vidal, 1996).

2.3.3. Flux de chaleur sensible (H)

Le flux de chaleur sensible (H) correspond au transfert de chaleur par convection entre la surface et l'air. Le flux de chaleur sensible peut s'exprimer aussi comme le rapport d'une différence de potentiel par une résistance (la résistance aérodynamique de l'air) entre la surface et une hauteur de référence z (estimée à environ 2 m, d'après Courault et al., 2005).

$$H = \frac{\rho \cdot c_p}{r_{ah}} (T_0 - T_a) \quad (\text{W/m}^2) \quad (2.8)$$

Avec : ρ , densité de l'air (kg/m^3) ;

c_p , chaleur spécifique de l'air, à pression constante (J/kg/K) ;

r_{ah} , résistance au transfert de chaleur (s/m) ;

T_0 , température radiométrique de surface (K) ;

T_a , température de l'air à la hauteur de référence (K) ;

D'après Vidal (1996), le terme ρc_p qui est capacité calorifique du volume de l'air, peut être estimé à 1200 J/K/m^3 . Luquet (2002), l'estime à 1212 J/K/m^3 .

2.3.4. Flux de chaleur latente (λE)

D'après Luquet (2002), le flux de chaleur latente (λE) correspond à une quantité d'eau évaporée par unité de temps, convertie en énergie par la constante λ de vaporisation de l'eau. La chaleur latente d'évaporation est la quantité de chaleur requise pour transformer un gramme de liquide en vapeur, sans changement de température. Le flux de chaleur latente est plus communément appelé évapotranspiration car il résulte de l'évaporation de l'eau présente sur les espaces physiques (sol, feuilles, eau libre) mais aussi de la transpiration foliaire.

$$\lambda E = \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \cdot \frac{e_s - e_a}{r_s - r_a} \quad (\text{W/m}^2) \quad (2.9)$$

Avec : ρ , densité de l'air (kg/m^3) ;
 c_p , chaleur spécifique de l'air, à pression constante (J/kg/K) ;
 γ , constante psychrométrique (66.1 Pa/K) ;
 r_s , résistance stomatique (s/m) intervenant dans le couvert végétal ;
 e_s , pression de vapeur d'eau de la surface (Pa) ;
 e_a , pression de vapeur d'eau de l'air au voisinage de la surface (Pa).

2.4. Mesure et estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle

On se propose dans ce paragraphe de faire une revue des principales méthodes de mesure/estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle. La question de la spatialisation des données d'évapotranspiration sera abordée dans un autre paragraphe.

Il existe une grande variété de méthodes de mesure de l'évapotranspiration. Certaines d'entre elles sont plus convenables que d'autres pour des questions de précision ou de coût financier, ou sont particulièrement adaptées à des échelles d'espace et de temps données.

Pour diverses applications, l'évapotranspiration a besoin d'être prédite, alors on a besoin de l'estimer par des modèles.

D'après Rose et Sharma (1984), cités par Rana et Katerji (2000), on pourrait faire une classification de ces différentes méthodes en fonction d'un type d'approche adoptée.

Ainsi, Rose et Sharma (1984) proposent la classification suivante :

- **Mesure de l'évapotranspiration**
 - **Approche hydrologique**
 - Bilan hydrique
 - Lysimètre
 - **Approche micrométéorologique**
 - Bilan d'énergie et rapport de Bowen
 - Méthode aérodynamique
 - Eddy Covariance
 - **Approche physiologie végétale**
 - Méthode du flux de sève
 - Système de chambres

- **Estimation de l'évapotranspiration**
 - **Approche analytique**
 - Méthode de Penman-Monteith
 - **Approche empirique**
 - Méthode du coefficient cultural Kc
 - Méthode basée sur la modélisation du bilan hydrique

2.4.1. Mesure de l'évapotranspiration

D'après Rana & Katerji (2000), la plupart des méthodes directes ou indirectes de mesure d'évapotranspiration se basent sur la mesure de 2 classes de facteurs :

- a) La teneur en eau du sol et les caractéristiques physiques des surfaces à partir desquelles se produit l'évapotranspiration (hauteur, densité des plantes, rugosité du couvert végétal, albédo)
- b) Les variables climatiques telles que le rayonnement solaire, la vitesse du vent, les caractéristiques thermodynamiques de l'atmosphère, au-dessus de la végétation.

2.4.1.1. Approche hydrologique

a) Bilan hydrique

La méthode du bilan hydrique est une méthode résiduelle, en ce sens qu'elle se base sur l'équation du bilan et sur la déduction de l'évapotranspiration à partir de la détermination des autres termes de l'équation. Cette méthode peut se justifier dans la mesure où les autres termes de l'équation du bilan sont souvent relativement plus faciles à déterminer.

L'équation du bilan hydrique, dans son expression la plus complète (Rana et Katerji, 2000), s'écrit :

$$P + I + W - ET - R - D = \pm \Delta S_0^r \text{ (mm/s)} \quad (2.10)$$

Avec : P : précipitations ;

I : irrigation ;

W : remontée capillaire ;

D : drainage ;

R : ruissellement ;

ET : évapotranspiration ;

ΔS : stock d'eau dans la zone racinaire.

En fonction de l'environnement, de conditions particulières ou d'hypothèses, du pas de temps, notamment, cette équation peut être simplifiée. Ainsi, par exemple, d'après Holmes (1984), le ruissellement peut être négligé dans les zones arides et semi-arides à très faibles pentes. Toujours dans les régions arides, d'après Rana & Katerji (2000), pour des sols minces ou pour des sols avec une nappe assez profonde, W peut être négligé.

En outre, à l'échelle journalière, le drainage D peut être négligé si l'apport en eau (P et/ou I) n'excède pas la capacité de stockage du sol (Holmes, 1984 ; Lhomme & Katerji, 1991 ; Rana & Katerji, 2000). Rana & Katerji (2000) concluent que la méthode du bilan hydrique convient aux petites parcelles ($\sim 10 \text{ m}^2$) ou aux grands bassins versants ($\sim 10 \text{ km}^2$).

b) Lysimètre

Le lysimètre est une cuve étanche enterrée, à parois verticales, ouverte en surface et remplie d'une portion de terrain d'une épaisseur, qui peut varier de 0,5 à 2 m. La végétation et les conditions à chaque niveau, surtout la teneur en eau, sont maintenues sensiblement identiques à celles du terrain en place.

Le lysimètre est pourvu à sa base d'un dispositif recueillant l'eau de drainage. On peut déduire l'évaporation à la surface du terrain à partir des variations de stock d'eau, par pesée, ou par des mesures de l'eau du sol et du drainage, et des données de précipitation indiquées par un pluviomètre à proximité. L'aire horizontale de la portion de terrain isolée doit être suffisamment grande pour obtenir une bonne précision de la hauteur d'eau évaporée, en théorie à 0,01 mm près (Musy, 2005).

Toutefois, selon Rana & Katerji (2000), un certain nombre de paramètres peuvent entacher d'erreurs, les mesures d'évapotranspiration faites avec un lysimètre. Ainsi pour les régions à climats semi-aride et aride, si le sol contenu dans le lysimètre est très fissuré, il peut en résulter une surestimation de l'évapotranspiration. Egalement, dans ces régions, l'échauffement (en surface) des parois métalliques du lysimètre peut provoquer une micro-advection de chaleur sensible au sein de la végétation contenue dans le lysimètre.

Enfin, si les parois du lysimètre sont assez hautes par rapport au terrain naturel, il peut y avoir un effet d'écran par rapport au vent, et en plus, un surplus de rayonnement solaire réfléchi par les parois sur la végétation.

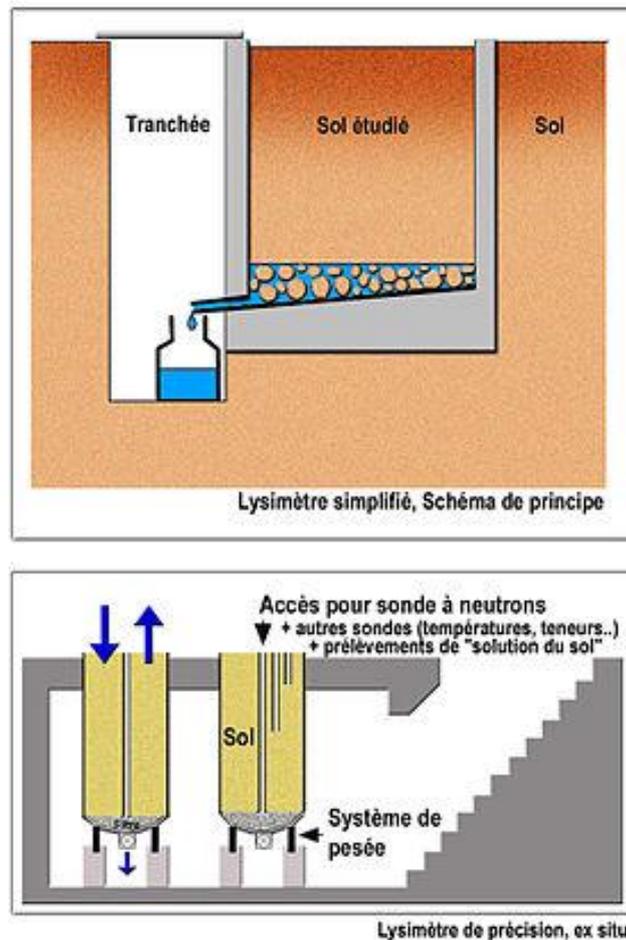


Figure 2.2 : Schéma d'un Lysimètre simple en haut et de précision en bas
(<https://fr.wikipedia.org/wiki/Lysimètre>)

2.4.1.2. Approche micro météorologique

a) Rapport de Bowen (Bowen ratio)

Le rapport de Bowen se base sur l'équation du bilan d'énergie instantané (2.1). Le rapport de Bowen se définit alors comme étant le rapport entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente :

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad (2.11)$$

Ainsi,

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (2.12)$$

β peut être mesuré par le rapport de la différence de température entre deux points et la différence de pression de vapeur mesurée en ces deux points.

Soit

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (2.13)$$

Avec :

γ : constante psychrométrique (66.1 Pa/°K).

Le principal avantage du rapport de Bowen, est qu'il permet d'éviter les mesures de vitesse de vent.

b. Méthode aérodynamique

Selon Rana & Katerji (2000), si on suppose qu'une densité de flux peut être reliée à un gradient de concentration dans la couche de surface atmosphérique, alors le flux de chaleur latente peut être directement déterminé par des facteurs d'échelle que sont u^* et q^* , au départ de q , l'humidité spécifique de l'air (kg/kg), et de u , la vitesse du vent.

$$\lambda E = -\lambda \cdot \rho \cdot u^* \cdot q^* \quad (\text{W/m}^2) \quad (2.14)$$

$$u^* = \frac{ku}{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \psi_m} \quad (2.15)$$

$$q^* = \frac{k(q-q_0)}{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \psi_m} \quad (2.16)$$

Avec : ρ , la densité de l'air (kg/m^3) ;

u^* , la vitesse de friction de l'air (m/s) ;

k , constante de Von Karman ($k = 0,41$) ;

d , hauteur de déplacement ;

z_0 , longueur de rugosité de surface ;

q_0 , humidité de l'air extrapolée à $z = d + z_0$;

ψ_m , fonction de stabilité atmosphérique ;

ψ_v , fonction de stabilité/correction pour le transfert de chaleur latente.

Le calcul des fonctions de stabilité se fait suivant des processus itératifs, selon Pieri & Fuchs (1990). La difficulté majeure quant à cette méthode aérodynamique, est la mesure de la pression de vapeur à différentes hauteurs au-dessus de la végétation. Pour cette raison, selon Rana & Katerji (2000), le flux de chaleur latente λE peut être directement dérivé du bilan d'énergie, si le flux de chaleur sensible est déterminé par une relation flux-gradient :

$$H = -\rho \cdot C_p \cdot u^* \cdot T^* \quad (2.17)$$

$$T^* = \frac{k(T - T_0)}{\ln\left(\frac{z - d}{z_0}\right) - \psi_h} \quad (2.18)$$

Avec : T_0 , température extrapolée à $z = z_0 + d$;

ψ_h , fonction de correction pour le transfert de chaleur latente.

Par ce dernier procédé, on évite les mesures d'humidité. Toutefois, sa précision repose sur le nombre de mesures de vitesse du vent et de profils de température (3 ou 4 au minimum). Enfin, d'après de nombreux auteurs (Garraat, 1978 ; Thom et al., 1975 ; Rana & Katerji, 1996), la méthode aérodynamique ne convient pas aux zones de hautes cultures.

c. Eddy covariance

La méthode Eddy covariance (ou *Eddy Correlation*) est une méthode statistique qui utilise les mesures à haute fréquence des températures et vitesse du vent pour décrire la turbulence et à partir de là, les flux de chaleur sensible.

Le principal avantage de la méthode Eddy covariance est qu'elle est la plus directe des mesures des chaleurs latente et sensible en micro météorologie. Aucune hypothèse n'est faite à propos des propriétés de la surface du sol, telles que la rugosité aérodynamique ou la hauteur de déplacement zéro, et aucune correction de stabilité atmosphérique n'est nécessaire.

La méthode Eddy covariance est particulièrement avantageuse dans les végétations hétérogènes et clairsemées des zones semi-arides, caractérisées par des conditions climatiques très variables. Pour de plus amples informations sur la théorie Eddy covariance, voir Rana & Katerji (2000), Hollinger & Richardson (2005).

d. Approche physiologie végétale

L'approche physiologie végétale consiste à mesurer l'eau perdue (par transpiration) par une plante ou un groupe de plantes. Cette approche ne sera pas développée ici, mais pour plus d'information, voir Rana & Katerji (2000).

2.4.2. Estimation de l'évapotranspiration

Parmi les principales méthodes d'estimation de l'évapotranspiration, on s'intéressera surtout à l'approche analytique de Penman-Monteith, aux approches empiriques (méthode du coefficient cultural, modélisation du bilan hydrique), tous deux en régime **non-advectif**. L'estimation de l'évapotranspiration en régime advectif sera ensuite abordée.

2.4.2.1. Approche analytique

a) Modèle de Penman-Monteith

Le modèle de Penman résulte de la combinaison de l'équation du bilan d'énergie et de celle du transfert de masse pour l'estimation de l'évapotranspiration d'une surface d'eau libre. Le modèle de Penman (1948) modifié par Monteith (1965) s'écrit :

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p \frac{D}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (2.19)$$

Avec : Δ , rapport entre la différence de pression de vapeur saturante et la différence de température correspondante (Pa/°K) ;

D , déficit de pression de vapeur (Pa). $D = (e_s - e_a)$;

γ , constante psychrométrique ($\gamma \sim 66$ Pa/°K) ;

r_a , résistance aérodynamique (s/m) ;

r_s , résistance stomatique (s/m) ;

R_n , le rayonnement net à la surface du sol (MJ/m²/h) ;

G , le flux de chaleur du sol (MJ/m²/h).

La résistance r_s est la résistance que le couvert végétal oppose à la diffusion de la vapeur d'eau vers l'atmosphère et est liée aussi bien aux paramètres de la culture, qu'aux

paramètres environnementaux (rayonnement, déficit de pression de vapeur, ...) (Thom, 1975 ; Howell & Evett, 2004).

b) Equation FAO 56 Penman-Monteith

Allen et al. (1998) ont apporté une simplification à l'équation de Penman-Monteith en faisant un certain nombre de suppositions sur des paramètres qu'ils ont considérés comme constants. Ainsi, ils ont supposé constant, λ le flux de chaleur latente de vaporisation. Ils ont fixé la résistance du couvert végétal r_c à une valeur de 70 s/m et simplifié l'expression de la résistance aérodynamique en l'approximant par une fonction inverse de la vitesse du vent ($r_a = 208/u$) (Howell & Evett, 2004).

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e^0 - e)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (2.20)$$

Avec : ET_0 , évapotranspiration de référence (mm/j) ;

T , température de l'air ($^{\circ}C$) ;

u_2 , vitesse du vent à 2 m au-dessus du sol (m/s) ;

Δ , rapport entre la différence de pression de vapeur et la différence de température correspondant ($kPa/^{\circ}C$) ;

γ , constante psychrométrique ($\gamma \sim 66 Pa/^{\circ}K$) ;

Rn , le rayonnement net à la surface du sol ($MJ/m^2/j$) ;

G , le flux de chaleur du sol ($MJ/m^2/j$) ;

e , pression de vapeur (kPa) ;

e_0 , pression de vapeur saturante à la température T_0 de référence (kPa).

La formule FAO 56 Penman-Monteith donne l'évapotranspiration d'une surface herbeuse, bien alimentée en eau, d'une hauteur de 0.12 m, d'une résistance de surface de 70 s/m et d'un albédo de 0,23 (Allen, 2000).

2.4.2.2. Approche empirique

Dans cette approche, l'évapotranspiration des plantes est estimée en tant que fraction de l'évapotranspiration de référence ET_0 .

$$ET = K_c \cdot ET_0 \quad (2.21)$$

Avec : K_c , coefficient cultural déterminé expérimentalement

1) Le coefficient cultural K_c

Le coefficient cultural K_c représente une intégration des caractéristiques qui distinguent l'évapotranspiration d'une culture donnée, de l'évapotranspiration de référence (Allen, 2000). Ces caractéristiques sont : la hauteur des cultures (qui affecte la résistance aérodynamique et la rugosité), la résistance de surface des cultures (affectée par la surface foliaire, la fraction du sol couverte par la végétation, l'humidité à la surface du sol) et l'albédo (affecté par la fraction du sol couverte et l'humidité à la surface du sol).

Doorenbos & Pruitt (1977) ont proposé une forme linéarisée de K_c dans FAO 24. Plus tard dans FAO 56, une autre forme de K_c est proposée, permettant une estimation des effets de l'évaporation à partir d'un sol humide (Wright, 1982 ; in Rana & Katerji, 2000). Ce coefficient a alors la forme suivante :

$$K_c = K_s \cdot K_{cb} + K_e \quad (2.22)$$

Avec :

K_{cb} : est un *coefficient cultural basique* qui représente le rapport (ET/ET_0) quand la surface du sol est sèche, mais que l'eau dans le sol reste suffisante pour assurer la transpiration de la plante.

K_e : est un *coefficient d'évaporation* qui permet la quantification de l'évaporation à partir de la surface humide du sol, l'humidité, résultante des précipitations ou de l'irrigation. D'après Rana & Katerji (2000), K_e peut être expérimentalement obtenu en fonction de la capacité de stockage du sol ΔS , et de la zone racinaire des plantes.

K_s : est un *coefficient de réduction de stress hydrique*, compris entre 0 et 1. K_s réduit la valeur de K_{cb} quand la teneur en eau moyenne de la zone racinaire du sol n'arrive plus à assurer une bonne transpiration aux plantes (Allen, 2000).

2) Modélisation du bilan hydrique

On distingue en général deux grandes classes de modèles de bilan hydrique :

- Les modèles dits "mécanistes"
- Les modèles dits "analogues" (ou modèles réservoir)

Dans l'approche mécaniste, le flux d'eau dans le sol est contrôlé par l'existence d'un gradient de potentiel d'eau dans le sol, régi par la loi de Darcy et le principe de

continuité (Rana & Katerji, 2000). Les méthodes de résolution des équations impliquent toutes le fractionnement du sol en plus ou moins petites couches (De Jong, 1981 ; Feddes et al., 1988).

La complexité dans la mise en oeuvre de cette méthode réside dans la précision de la fonction de pédotransfert utilisée pour le transfert de l'eau dans le sol, et dans les procédures pour l'estimation des conditions aux limites du système sol-plante-atmosphère. Dans l'approche analogue, le sol est traité comme une succession de réservoirs, remplis par les eaux de pluie et d'irrigation, et vidés par l'évapotranspiration et le drainage.

D'après Lhomme & Katerji (1991), ces modèles réservoir sont basés sur les deux principes suivants :

1. La détermination de la capacité de stockage de l'eau dans le sol, ΔS , en fonction de la profondeur du sol et de la zone racinaire.
2. Le fractionnement de l'eau du sol en deux catégories, à savoir, l'eau du sol facilement transpirable et l'eau du sol transpirable, totale. Le coefficient de stress hydrique K_s est supposé être égal à 1 dans la fraction de l'eau facilement transpirable et ensuite, supposé décroître avec les réserves de la fraction de l'eau encore transpirable.

2.4.2.3. Estimation de l'évapotranspiration en régime advectif

Toutes les méthodes de mesure/estimation d'évapotranspiration précédemment présentées, reposent sur l'hypothèse fondamentale que les profils de température de l'air, de concentration en vapeur d'eau, et de vitesse du vent, sont constants d'un point de vue horizontal (Itier & Perrier, 1976 ; Stull, 1988 ; in Rana & Katerji, 2000).

Cette hypothèse n'est pas toujours vérifiée, en particulier dans les régions arides et semi-arides. Ainsi, d'après Figuerola & Berliner (2005), dans certaines régions arides et semi-arides, les zones irriguées ne sont pas contigües et sont entourées de larges zones de sols nus. Durant les saisons sèches, les flux de chaleur provoqués par le rayonnement solaire sont importants et la température de surface de ces zones dénudées est plus élevée que celle de l'air. Le flux de chaleur sensible généré sur ces zones se propage alors vers les zones irriguées ou humides, par advection.

D'autre part, au sein de ces zones irriguées ou humides, la non-uniformité de la répartition de l'humidité provoque une activité de convection de l'air au sein de la végétation. Selon Figuerola & Berliner (2005), l'advection autour de ces zones et la convection au sein même de ces zones humides affectent la couche d'air au-dessus de la végétation.

De nombreux auteurs (Taylor, 1970 ; Itier & Perrier, 1976 ; Itier & al., 1994) ayant étudié théoriquement le phénomène local d'advection, ont montré que le flux advectif dépendait de :

- le fetch F (m)
- la longueur de rugosité z_0 (m) de la culture
- la vitesse du vent u (m/s)
- la différence de température ΔT ($^{\circ}\text{K}$) entre zones sèches et irriguées.

Pour Rana & Katerji (2000), d'un point de vue opérationnel, une situation de régime advectif conduit à la conséquence qu'une correction s'impose pour les évapotranspirations mesurées par les lysimètres, la méthode du flux de sève, et la méthode des chambres, quand le "fetch" n'est pas suffisamment large pour éviter les effets d'advection.

2.5. Estimation de l'évapotranspiration par la télédétection

Il existe dans la littérature une bonne documentation sur l'évapotranspiration (Li et al., 2009) et il est relativement facile de déterminer les superficies de cultures, leur stade de développement et leur niveau de stress hydrique sous les conditions au champ. Ceci devient plus compliqué quand les variables évoluent en fonction du temps, de l'espace et des types de cultures. Les modèles de calcul d'évapotranspiration se sont assez vite heurtés à leur plus difficile paramètre, à savoir, le comportement particulier des cultures ainsi que leur variété (Chemin, 2003).

Dans le cas d'un bassin versant de grande superficie, très variable sur le plan agro climatique, le calcul de l'évapotranspiration basé sur l'équation du bilan d'énergie peut s'avérer intéressant.

Ces dernières décennies ont vu l'arrivée de plusieurs méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection, basées sur le calcul du bilan d'énergie et les

échanges de flux entre le sol et l’atmosphère.

Courault et al., (2005) classent les méthodes d’estimation de l’évapotranspiration par télédétection en plusieurs catégories, à savoir :

- Les méthodes empiriques directes où les données de télédétection sont directement introduites dans des modèles semi-empiriques d’estimation de l’évapotranspiration (exemple : modèle simplifié de Jackson et al., 1977 ; Seguin et Itier, 1983 ; Lagouarde, 1991 ; Vidal et al., 1987). Elles ont l’inconvénient de ne donner qu’une valeur journalière d’évapotranspiration réelle, et d’être des méthodes de nature essentiellement statistiques ;
- Les méthodes résiduelles du bilan d’énergie combinant certaines relations empiriques avec des modules physiques (exemple : METRIC, SEBI, SEBAL)
- Les méthodes déterministes généralement basées sur des modèles plus complexes tels que les modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (SVAT) qui calculent les différents termes du bilan d’énergie.
- Les méthodes basées sur les indices de végétation, ou méthodes inférentielles basées sur l’utilisation de la télédétection pour le calcul de facteurs de réduction tels que K_c , pour l’estimation de l’évapotranspiration.

2.5.1. Les méthodes empiriques directes

2.5.1.1. La méthode simplifiée

Les mesures de télédétection peuvent être utilisées directement dans des modèles semi empiriques qui calculent les flux à l’instant de la mesure. C’est probablement la forme de modèle la plus étudiée au cours des années 1980 et 1990 pour estimer l’évapotranspiration à partir de la température de surface (Jackson et al., 1977 ; Seguin & Itier, 1983 ; Vidal & Perrier, 1989 ; Lagouarde, 1991).

La méthode “simplifiée” est développée par Jackson et al., (1977). Elle est utilisée pour cartographier l’évapotranspiration sur de grandes superficies à partir des mesures de température de surface.

Cette méthode prétend lier l’estimation journalière de l’évapotranspiration à la différence instantanée entre la température de l’air et la température du sol, aux

alentours de la mi-journée.

$$ET_d = Rn_d + A - B (T_s - T_a)_i \quad (\text{mm/j}) \quad (2.23)$$

Avec : l'indice i désigne le caractère instantané de la variable ;

l'indice d désigne le caractère journalier de la variable ;

ET, évapotranspiration réelle ;

Rn , rayonnement net ;

T_s , température du sol (K) ;

T_a , température de l'air (K) ;

A (mm/j), B , constantes dépendant de la situation locale.

Cette méthode repose, en outre, sur l'hypothèse que le rapport H/Rn , flux de chaleur sensible par rapport au rayonnement net, soit constant durant la journée et que le flux de chaleur du sol G , soit sensiblement nul.

Selon Wassenaar et al., (2002), une bonne détermination statistique des paramètres A et B permettrait d'obtenir une bonne estimation de l'évapotranspiration journalière pour un ciel dégagé, un rayonnement net et une température de l'air, tous homogènes.

Plusieurs auteurs (Riou et al., 1988; Vidal et al., 1987) ont utilisé cette équation et ont tenté de proposer des paramétrages plus analytiques, mais tous aussi opérationnelles. Cela a résulté en une série de modèles semi-déterministes pour l'estimation des paramètres A et B .

D'après Wassenaar et al., (2002), le paramètre A correspondrait à la valeur moyenne du flux de chaleur du sol G_d , journalier. Ce flux, comme précédemment annoncé est pris proche de zéro. Le coefficient B , souvent défini comme "coefficient moyen d'échange", est lié à la rugosité de surface et au type de couverture végétale du sol.

Cependant, cette approche est limitée par deux contraintes importantes :

- elle ne peut être appliquée que dans le cas des journées claires bien ensoleillées : son utilisation pour le suivi du bilan hydrique suppose la mise au point de méthodes

d'interpolation temporelle utilisant des modèles agrométéorologiques plus complets (Vidal et al., 1987 ; Courault et al., 1994) ;

- la mise au point de cette méthodologie nécessite des mesures au sol relativement contraignantes, d'autant que la dispersion des données mesurées est importante (Seguin & Itier, 1983).

2.5.2. Les méthodes dites “résiduelles du bilan d'énergie”

Les méthodes résiduelles du bilan d'énergie sont celles qui se basent sur l'équation du bilan d'énergie instantané, pour l'estimation de l'évapotranspiration équation 2.1 :

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (2.24)$$

Le principe de ces méthodes est d'estimer les termes R_n , G , H du bilan d'énergie, λE étant déduit en fin de calcul.

Ils peuvent être divisés en deux catégories: 1) les modèles monocouches, qui ne distinguent pas l'évaporation du sol et la transpiration des plantes et consistent à considérer le sol et la végétation comme une seule entité suffisamment homogène pour être décrit dans son ensemble par une seule température et une seule humidité spécifique tels que SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) (Bastiaanssen et al., 1998; Teixeira et al., 2009), METRIC (Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration) (Allen et al., 2007; Trezza et al., 2013; Hamimed et al., 2014), S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) (Roerink et al., 2000), SEBS (Surface Energy Balance System) (Su, 2002) et le modèle TIM (the Trapezoid Interpolation Model) (Sun and Kafatos., 2007; Stisen et al., 2008), 2) les modèles bicouches, tels que TSEB (Two Source Energy Balance) (French et al., 2015; Boulet et al., 2015; Xin et al., 2010), qui distingue le sol et la composante végétale.

2.5.2.1. SEBI, SEBS, S-SEBI

Ces modèles sont principalement basés sur la différence entre zones humides et zones sèches. En se basant sur le contraste entre les zones sèches et humides, Menenti et Choudhury (1993) ont proposé une méthode pour déterminer une fraction évaporative (EF) qui exprime le rapport entre le flux de chaleur latente et l'énergie disponible exprimée par le rayonnement net. L'idée générale consiste à postuler que, pour une valeur de

rayonnement net donnée et dans un espace où les paramètres atmosphériques peuvent être considérés comme constants, la température de surface est directement liée au rapport entre évaporation réelle et évaporation potentielle.

$$EF = \frac{\lambda E}{(\lambda E + H)} \quad (2.25)$$

Ce concept a été repris par Su (2002) qui l'a intégré dans son modèle SEBS, plus complexe, permettant de déterminer la fraction évaporative en calculant le bilan d'énergie dans des cas bien précis. Il s'agit de calculer le bilan d'énergie sous des conditions humides et sèches, respectivement.

D'après Menenti et al. (2003), l'évapotranspiration prend sa valeur potentielle sous des conditions "humides" (λE_{wet}). Tandis que sous ces mêmes conditions, le flux de chaleur sensible (H) est à son minimum (ou même nul, d'après Courault et al., 2005).

Sous des conditions "sèches", c'est plutôt le flux de chaleur sensible qui est à son maximum, quand le flux de chaleur latente est nul. Menenti & Choudhury (1993) définissent une évaporation relative qui est le rapport entre flux de chaleur latente et flux de chaleur latente en conditions humides ($EF_r = \lambda E / \lambda E_{wet}$) qui est fonction de la différence de température ($T_s - T_a$) entre le sol et l'air, et la résistance aérodynamique (r_{ah}).

La fraction évaporative EF s'écrit alors :

$$EF = \frac{\lambda E}{Rn - G} = \frac{EF_r \times \lambda E_{wet}}{Rn - G} \quad (2.26)$$

Les données de température de surface du sol sont obtenues via des données infrarouges thermiques (Landsat TM, NOAA AVHRR,...).

Pour plus de détails sur SEBI et SEBS, voir Menenti & Choudhury (1998), Su (2002), Menenti et al. (2003).

2.5.2.2. SEBAL

SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) a été développé pour résoudre l'équation du bilan d'énergie sur la base des pixels d'une image satellite donnée (Bastiaanssen et al., 1995). SEBAL est une approche intermédiaire utilisant à la fois des relations empiriques et des paramètres physiques. Ce modèle est censé calculer les flux

d'énergie (R_n , H , G , λE) à une échelle régionale, à partir d'un minimum de données de terrain. SEBAL requiert l'acquisition de données satellites, dans le visible, l'infrarouge et l'infrarouge thermique, pour générer ses paramètres d'entrée que sont l'albédo, les indices de végétation et la température de surface.

Comme les autres méthodes résiduelles du bilan d'énergie, SEBAL estime l'évapotranspiration à partir des flux R_n , G , H . Pour ce faire, SEBAL utilise un modèle physique à une ou deux couches pour l'estimation du flux de chaleur sensible H et une relation empirique basée sur le rapport entre le flux du sol G et le rayonnement net R_n .

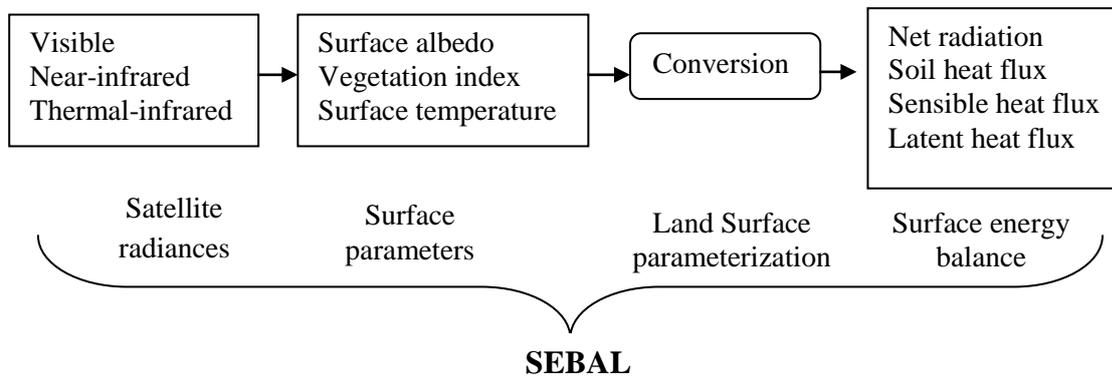


Figure 2.3 : Principaux attributs de SEBAL (d'après Bastiaanssen et al., 1995).

D'après Bastiaanssen et al. (1995), les images satellites pour lesquelles sont utilisées SEBAL, doivent refléter des variations de conditions hydrologiques, c'est à dire que la présence de zones de pixels humides et secs, respectivement, est impérative de manière à permettre la définition de valeurs seuils.

Par exemple, la dénomination "pixels secs" peut être attribuée à une zone de faible (ou nulle) évapotranspiration, tandis que "pixels humides" peut désigner une zone à évapotranspiration potentielle. Au delà de ces conditions hydrologiques humides ou sèches, les conditions atmosphériques devraient être un ciel dégagé ("cloud free").

L'estimation de l'évapotranspiration à l'aide de SEBAL se fait par un algorithme en 35 étapes (Bastiaanssen, 1995) au cours desquelles, les résultats de certaines étapes sont utilisés comme données d'entrée d'autres étapes.

Enfin, d'après Bastiaanssen (1995), les avantages et inconvénients du modèle SEBAL sont :

Avantages :

- le très faible nombre de données requises ;
- le concept physique du modèle qui lui permet d'être appliqué sous plusieurs types de climats ;
- pas besoin d'une classification de l'occupation du sol ;
- pas besoin des données généralement requises dans les modèles de type SVAT ;
- schémas de résistance incluant les densités de probabilité de fonctions et semivariogrammes des paramètres hydro météorologiques les plus significatifs ;
- méthode convenant aux différents types de capteurs radiométriques (visible, proche infrarouge, infrarouge thermique) qui implique qu'elle puisse être appliquée à n'importe quelle échelle spatiale et temporelle ;
- pour les images de haute résolution, les résultats peuvent être vérifiés par des mesures insitu de densité de flux et de teneur en eau du sol ;
- approche modulaire.

Inconvénients

- la condition nécessaire du ciel dégagé ;
- la présence impérative de zones "sèches" (EF~0) et "humides" (EF~1) ;
- la rugosité de surface est très faiblement décrite ;
- ne convient qu'aux terrains plats.

2.5.2.3. METRIC

METRIC (*Mapping Evapotranspiration at high Resolution and with Internalized Calibration*) est une variante de SEBAL développée par l'Université de l'Idaho, qui calcule l'évapotranspiration comme résidu de l'équation du bilan d'énergie. METRIC a été développé pour assurer un meilleur contrôle au sol, des termes du bilan d'énergie utilisant l'évapotranspiration de référence calculée par la formule de Penman-Monteith. Allen et al. (2005) expliquent en détail la théorie de base de METRIC. Trezza (2005) a appliqué avec succès METRIC dans la gestion des eaux d'irrigation au Venezuela.

2.5.3. Les méthodes basées sur les indices de végétation

2.5.3.1. *Water Stress Deficit Index (WDI)*

Le WDI est une généralisation d'un autre indice, le CWSI (*Crop Water Stress Index*). Le CWSI est un indice développé par Jackson et al., (1981), basé sur la différence entre la température radiométrique de surface et la température de l'air ($T_r - T_a$), le déficit de pression de vapeur de l'air, la résistance aérodynamique de l'air (Kotchi, 2004).

2.5.3.2. *Enhanced Vegetation Index (EVI)*

Choudhury et al., (1994) et Nagler et al., (2005) ont montré, quand tous les autres facteurs affectant l'évapotranspiration étaient maintenus constants, que l'évapotranspiration était une fonction d'un indice de végétation, multiplié par l'évapotranspiration potentielle d'une culture de référence, calculée à partir de données météorologiques.

D'après Choudhury et al., (1994), cette relation a été vérifiée pour 3 indices de végétation sur 19 types de sols différents, différents types de cultures. Toutefois, les effets du stress hydrique ou de l'évaporation à partir du sol, ont apporté des incertitudes à cette relation, conduisant au constat que la fonction liant l'évapotranspiration aux indices de végétation, dépendait de l'indice de végétation considéré.

Partant de ce constat, Nagler et al., (2005) décident de retenir l'EVI (Heute, 1997) comme indice de végétation pouvant servir à déterminer l'évapotranspiration.

CHAPITRE III

Zones d'étude et données utilisées

3. ZONES D'ETUDE ET DONNEES UTILISEES

Dans ce chapitre nous allons présenter notre zone d'étude et nous décrivons les différents jeux de données que nous avons utilisés au cours de ce travail. L'objectif principal est d'appliquer la méthode TIM sur des images MODIS-Terra désagrégées à 250 m, pour l'estimation de l'évapotranspiration dans le bassin versant de la Macta et les méthodes TIM et METRIC sur des images Landsat-7 ETM+ pour l'estimation de l'évapotranspiration dans une zone choisie dans la plaine de Ghriss à Mascara dans l'Ouest Algérien.

3.1. Présentation de la région d'étude et climat

Situé au nord ouest du territoire Algérien (Figure 3.1), le bassin versant de la Macta s'étend sur une superficie de 14389 km². Il est limité au Nord par la Mer Méditerranée, au Sud par les hauts plateaux oranais, à l'Est par la région Cheliff Zahrez et à l'Ouest par le bassin versant de Tafna et les côtières oranais.

Le bassin versant de la Macta est constitué d'une part par la haute plaine de Sidi Bel Abbes, les plaines de la Habra et de Mascara et d'autre part par deux dispositifs orographiques parallèles à la côte allant du Sud-Ouest au Nord-Est. Ces dispositifs sont formés essentiellement par les monts de Beni-Chougrane dont l'altitude varie entre 540 et 900 m et les monts de Telagh et de Saida avec une altitude variant de 600 à 1200m.

En général, le bassin de la Macta subit l'influence méditerranéenne au Nord et continentale au Sud où le climat est aride et sec avec des hivers froids et des étés chauds. Les précipitations annuelles dans la région varient entre 280 mm dans la partie Sud du bassin et 350 mm dans les montagnes de Beni-Chougrane. Les années les plus humides peuvent avoir des précipitations 3 à 4 fois supérieures à celle des années les plus sèches (Khaldi. A, 2005).

Le bassin versant de la Macta englobe deux bassins représentatifs (Oued mekerra et oued El Hammam) sur lesquels écoulent deux principaux cours d'eau.

Le centre de la plaine de Sidi Bel Abbes est une cuvette à substratum Argilo-Marneux, gris et vert, daté du Miocène ou du pliocène. Les monts plissés du Tessala sont allongés du Sud-Est au Nord-Est avec une ossature crétacée et un recouvrement tertiaire très épais. Les monts de Tlemcen et de Saida sont formés en presque totalité de matériaux jurassique moyen et supérieur et crétacé inférieur et moyen. Le prolongement de Beni-Chougrane, par la série de Bouhanifia, atteint l'extrémité orientale de la plaine de Sidi Bel Abbes. Dans la vallée ; on observe un important remblaiement argileux-sableux quaternaire.

Dans le bassin de la Mekerra, les aires d'irrigation sont localisées principalement dans la plaine de Sidi Bel Abbes et celle de Sfisef. Les cultures pratiquées sont dominées par des cultures maraîchères et quelques vergers d'arbres fruitiers. Les forêts, les maquis et les broussailles occupent pratiquement toute la bande des monts situés dans la zone de la haute Mekerra.

Seule une partie du sous bassin versant (19 %) est couvert de forêts, principalement au niveau des massifs montagneux de la région comprise entre Hacaiba et Moulay Slissen et peut s'étendre jusqu'à Sidi Ali Benyoub. Ces forêts sont constituées essentiellement de pins d'Alep, et de chênes verts. Cette faible couverture forestière n'assure pas une bonne régularisation des débits des cours d'eau dans le bassin.

Près de 80 % du bassin est principalement occupé par des cultures céréalières (à l'amont de Ras El MA). Entre Ras el Ma et Hacaiba, où l'Alfa couvrait par le passé des surfaces importantes, a été remplacé ses dernières décennies par des cultures céréalières. Entre Sidi Ali Benyoub et Sidi Bel Abbes, dans la plaine de la Mekerra, où les cultures céréalières sont en général associées à des cultures secondaires de types vergers ou oliveries (Hallouche. B, 2007).

Dans le bassin versant de l'Oued El Hammam, et précisément dans la partie Sud et Sud- Est, les cultures pratiquées sont dominées par des cultures céréalières et maraîchères. Les cultures céréalières sont des cultures couvrant le sol saisonnièrement et laissant le sol nu pendant la plus grande partie de l'année, ce qui provoque le déclenchement d'une érosion accélérée.

Les espèces dominantes sont le chêne, et le pin d'Alep. On signale que la densité forestière a diminué ces dernières années suite à l'action anthropique et aux incendies récentes. Une arboriculture riche domine pratiquement tout au long de l'Oued –El Hammam, sur les riches terrasses que l'on trouve dans la vallée, les arbres rustiques tels que l'amandier, figuier et olivier occupant des surfaces importantes.

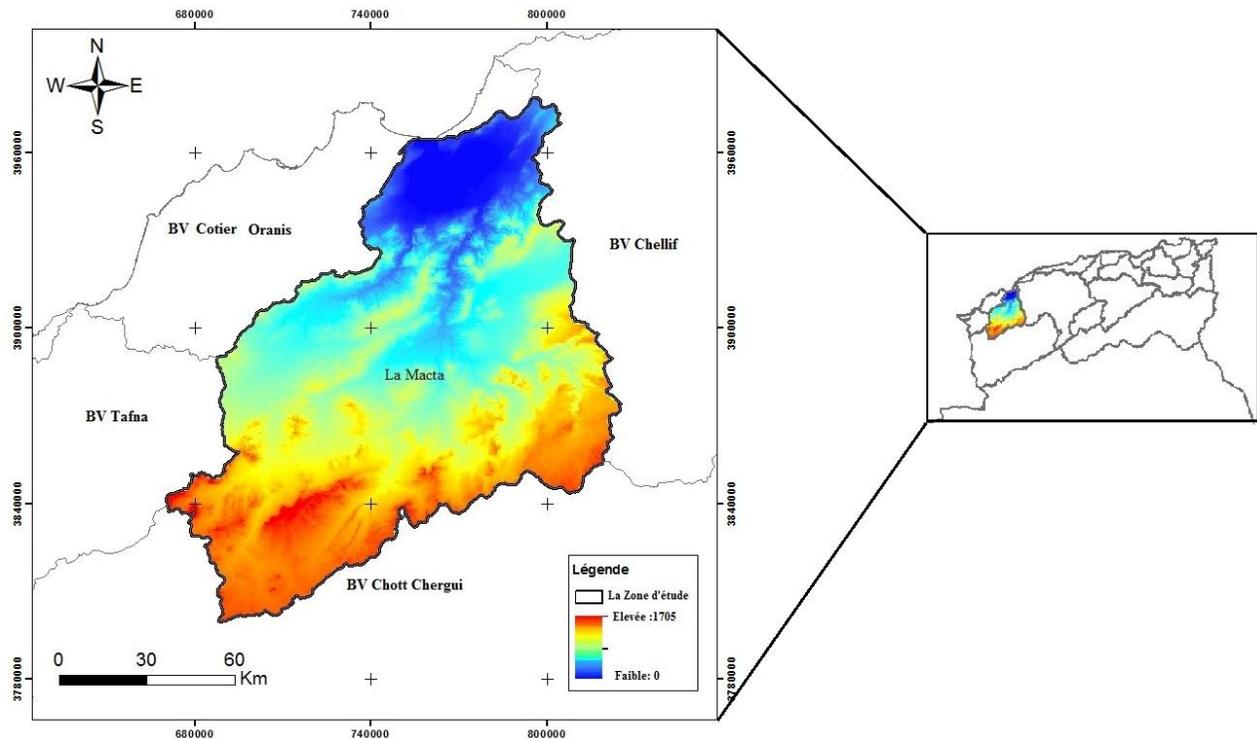


Figure 3.1 : Situation géographique du BV de la Macta.

Le site pilote retenu pour notre application est situé au nord-ouest de l'Algérie à trois kilomètres au sud de la ville de Mascara, entre les longitudes $0^{\circ} 4' 33''$ E et $0^{\circ} 18' 5''$ E et les latitudes $35^{\circ} 14' 58''$ N et $35^{\circ} 23' 10''$ N. Il s'étend sur une superficie de 172 km^2 (Figure 3.2).

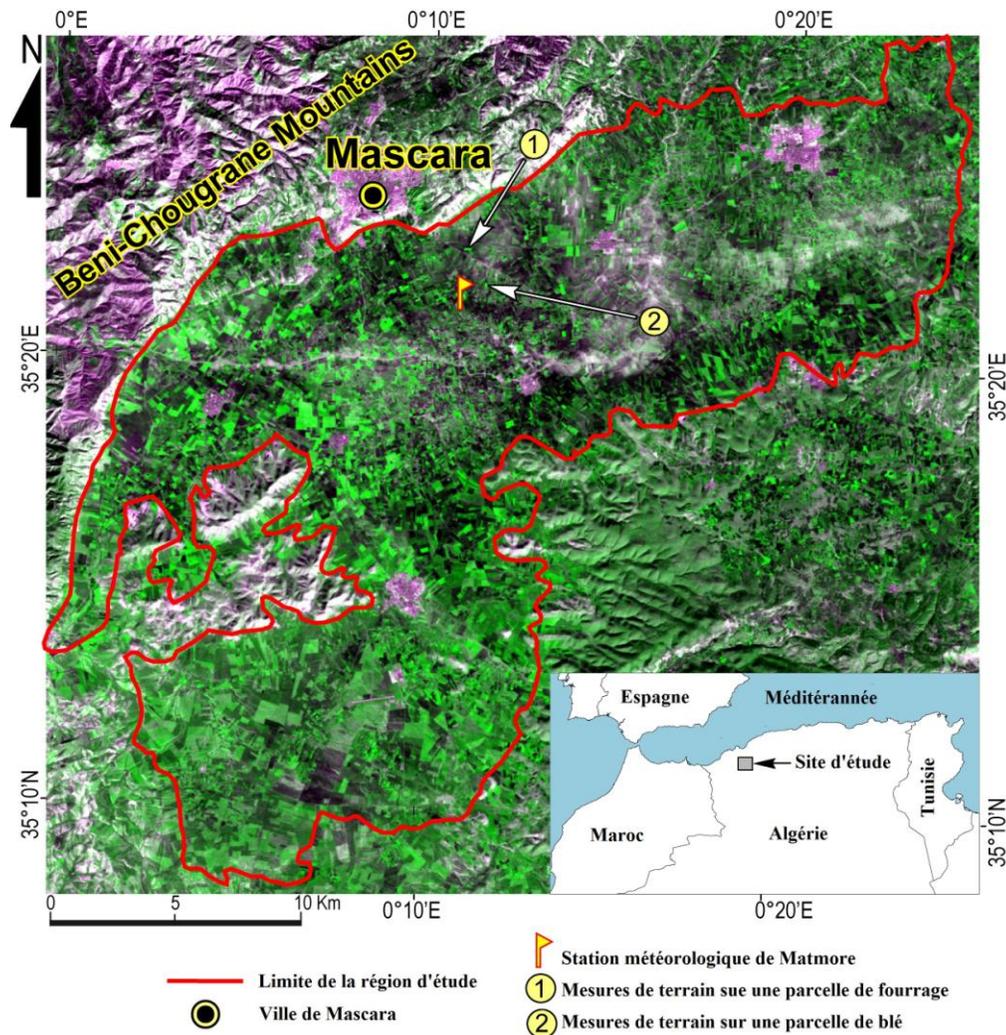


Figure 3.2 : Localisation du site pilote retenu.

La région choisie fait partie de la plaine de Ghriss qui est une étendue plate de 550 km² de superficie et de 470 m d'altitude moyenne, surplombée par des reliefs de bordure élevés jusqu'à 1100 m au Sud (montagne de Nesmoth). Les terrains qui affleurent sont de formation sédimentaire à texture variable, constitués principalement d'alluvions récentes et anciennes. Les sols sont en majorité de type calcimagnésique, mais parfois on rencontre des sols isohumiques et des sols peu évolués. La limite nord de la plaine est distante de la mer Méditerranée d'environ 50 km et sa limite sud se trouve à une centaine de kilomètres de l'Atlas saharien. Par conséquent, elle se trouve soumise aux influences méditerranéennes et sahariennes. Ces dernières sont nettement prédominantes du fait de l'écran formé par les monts de Beni-chougrane au Nord (Bekkoussa et al., 2008).

La région d'étude est rapportée à l'étage climatique semi-aride jouissant d'un climat méditerranéen. Deux périodes principales caractérisent cette région, une période pluvieuse et sombre pendant les mois de novembre à avril et une autre sèche et torride pendant les mois de mai à septembre. L'hiver est généralement assez froid. Le minimum absolu de la température de l'air descend jusqu'à $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$. L'été est habituellement sec et chaud. Le maximum absolu de la température de l'air est égal à $+42\text{ }^{\circ}\text{C}$. Les maxima thermiques sont accentués par le sirocco, un vent chaud desséchant venant du Sud. Les pluies sont concentrées durant la période froide. Les précipitations moyennes annuelles pour la période du 1980-2010 oscillent entre 200 et 620 mm (Figure 3.3), avec une moyenne interannuelle de 357 mm (Bekkoussa et al., 2008). Mars, Avril, Novembre et Décembre sont les mois les plus pluvieux de l'année, tandis que Juin, Juillet et Août sont les mois les plus chauds. L'évapotranspiration est importante pendant la période de Mai à Septembre et devient plus faible pendant la période d'Octobre à Février.

La zone d'étude est caractérisée par son potentiel agricole très important, puisque plus de 90 % de sa superficie totale est actuellement utilisée pour l'activité agricole. L'occupation des sols est assez diversifiée avec cependant une prédominance de l'agriculture irriguée, représentée essentiellement par le maraîchage qui couvre environ 70 % de la superficie totale de la zone d'étude. Les cultures fourragères, la céréaliculture et l'arboriculture fruitière viennent en complément.

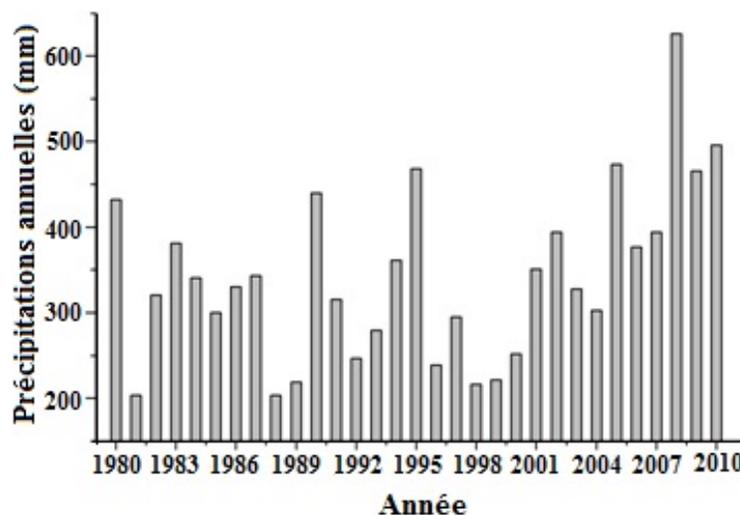


Figure 3.3 : Les précipitations annuelles enregistrées à la station météorologique de Matmore pendant 1980-2010.

L'eau souterraine, qui constitue la principale source d'approvisionnement en eau d'irrigation, est mobilisée par le système aquifère de Ghriss. Ce dernier se présente sous forme d'une superposition de trois nappes : la nappe alluvionnaire quaternaire, la nappe des calcaires dolomitiques du Pliocène et la nappe des calcaires lacustres du Jurassique.

3.2 Données utilisées

3.2.1. Mesures au sol

Les données de télédétection sont complétées par des mesures de terrain qui ont été effectuées sur deux points situés dans le site expérimental du département d'agronomie de l'université de Mascara, le premier point était choisi sur une parcelle de blé et le second sur une parcelle de fourrage (Figure 3.2). Ces mesures avaient pour objectif le suivi journalier des flux énergétiques à l'interface sol-plante-atmosphère (Hamimed, 2009). Elles correspondent à la température radiométrique de surface, le rayonnement réfléchi et les trois composantes du bilan d'énergie qui sont le flux de chaleur dans le sol (G) et flux de chaleur sensible (H) et flux de chaleur latente (λE).

Les rayonnements global et atmosphérique ont été mesurés par la station météorologique de Matmore (ONM), localisée au centre de la zone d'étude (Figure 3.2), en utilisant respectivement un pyranomètre et un pyrgéomètre. D'autres mesures de rayonnements global et atmosphérique ont été effectuées à un endroit différent et ont donné des résultats très similaires.

La station météorologique a également fourni des mesures sur les variables de référence qui sont la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent, la pression atmosphérique, la durée d'insolation et l'évapotranspiration potentielle journalière (Tableau 3.1). La température, l'humidité et la vitesse du vent ont été acquis à 2 mètres au-dessus du sol avec un pas de temps de 10 secondes et une période moyenne de 15 minutes. Une comparaison des données par rapport aux données acquises à Ghriss (11 kilomètres au sud de la station météorologique de Matmore) n'a montré aucun échec majeur.

Sur le dispositif expérimental, installé sur les parcelles de blé et de fourrage, l'albédo était donné par le rapport entre le rayonnement réfléchi (mesuré par un pyranomètre portable

de type Apogee, modèle MP-200, avec une incertitude d'étalonnage de $\pm 5\%$) et le rayonnement global. Le rayonnement net est déterminé par l'équation du bilan radiatif en fonction de l'albédo, des rayonnements global et atmosphérique, et de l'émission par la surface qui est déduite à partir de la température radiométrique de surface sur la bande spectrale 8-14 μm . Cette température radiométrique de surface est mesurée par un radiothermomètre portable de type Apogee (modèle IRTS-P). La résolution de ce radiomètre est de $\pm 0,1$ °C et sa précision est de $\pm 0,5$ °C. Le flux de chaleur dans le sol (G) est mesuré par des plaques de flux conductif, de type Hukseflux (modèle HFP01SC), installées à une profondeur de 5 cm dans le sol. Les flux de chaleur sensible et latente ont été calculés au moyen de la méthode de bilan énergétique du rapport de Bowen (BREB), (Guyot, 1999), à partir des mesures à deux niveaux (0,5 et 2,5 m au-dessus de la surface) de température de l'air en utilisant les thermocouples chromel-alumel et d'humidité relative en utilisant des sondes capacitatives Vaisala (modèle HMP35D). En général, la méthode BREB a une incertitude de 20% (Kustas et Norman, 1999).

Tous les instruments utilisés dans notre expérience ont été calibrés avant l'expérience par le constructeur. Le système BREB était étroitement surveillé et la maintenance générale était assurée au moins une fois par semaine. La maintenance comprenait le nettoyage des thermocouples et des unités de logement, l'entretien des radiomètres en nettoyant les dômes, en vérifiant / remplaçant les tubes de dessiccation.

Tableau 3.1 : Les conditions météorologiques lors de l'acquisition des images Landsat-7 ETM+ utilisées.

Paramètre	Unité	03/12/2001 (DOY 337)	05/02/2002 (DOY 36)	26/04/2002 (DOY 116)	15/07/2002 (DOY 196)
Température de l'air	°C	10,3	12,7	24	25
Humidité relative	%	82,6	68	28	39
Pression atmosphérique	Mbar	968,7	975	965	961,4
Rayonnement global	W/m ²	456,24	566	888	906
Rayonnement atmosphérique	W/m ²	294,4	294,4	321,1	361,6
Transmissivité	-	0,694	0,716	0,777	0,769
Vitesse du vent	m/s	0,4	2	0,5	1,2
Fraction d'insolation	-	9,4	9,4	12,9	13,6
Évapotranspiration potentielle	mm	2	2,9	7,2	9,7

3.2.2. Données satellitaires

Le jeu de données satellitaires utilisé dans cette étude est constitué de huit images : quatre images du capteur Landsat-7 ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) acquises durant les années 2001 et 2002 et quatre images issues du capteur MODIS-Terra (résolution spatiale 250m) acquises durant la même période, (Tableau 3.2). Elles sont librement téléchargeables sur le site internet <http://glovis.usgs.gov>.

Tableau 3.2 : Images utilisées dans cette étude.

Orbite/Rang (Path/Row)	Date d'acquisition	Moment d'acquisition (GMT)	Le jour de l'année	Élévation solaire (degré)
197/36	03 décembre 2001	10h21'	337	29,42
197/36	5 février 2002	10h21'	36	32,8
197/36	26 avril 2002	10h21'	116	60,1
197/36	15 juillet 2002	10h21'	196	64,4

Les bandes spectrales du capteur ETM+ sont fournies en comptes numériques (codés sur 8 bits) qui sont transformés en luminances spectrales exo-atmosphériques ($L_{\text{sat}}^{\uparrow}(\lambda)$) dans les domaines optique (visible, proche et moyen infrarouge) et thermique (infrarouge thermique) par utilisation de la formule linéaire :

$$L_{\text{sat}}^{\uparrow}(\lambda) = a \cdot \text{CN} + b \quad (3.1)$$

où CN est le compte numérique et a et b sont les coefficients de calibration.

Les luminances spectrales dans le domaine optique sont converties en réflectances après correction des effets atmosphériques par utilisation du modèle de transfert radiatif Modtran 4.0 (Berk et al., 1999). Ces réflectances sont ensuite utilisées pour calculer l'albédo (r_0) et l'indice de végétation (NDVI).

L'albédo (r_0) est défini comme étant une réflectance de surface dans le domaine de l'énergie solaire (0,3–3 μm). Il est calculé par la formule proposée par Liang et al. (2002) :

$$r_0 = 0,356.r_1 + 0,13.r_3 + 0,373.r_4 + 0,085.r_5 + 0,072.r_7 - 0,0018 \quad (3.2)$$

où r_1 , r_3 , r_4 , r_5 et r_7 sont respectivement les réflectances dans les canaux 1, 3, 4, 5 et 7 du capteur ETM+.

L'indice de végétation (NDVI) est calculé à partir des réflectances dans le rouge (r_3) et le proche infrarouge (r_4) :

$$\text{NDVI} = \frac{r_4 - r_3}{r_4 + r_3} \quad (3.3)$$

Les luminances spectrales dans l'infrarouge thermique ($L_{\text{sat}}^{\uparrow}(\lambda)$) sont exprimées par la relation suivante (Wukelic et al., 1989) :

$$L_{\text{sat}}^{\uparrow}(\lambda) = [\varepsilon_0 L_{\lambda}(T_0) + (1 - \varepsilon_0) L_{\text{atm}}^{\downarrow}(\lambda)] \cdot \tau_{\lambda} + L_{\text{atm}}^{\uparrow}(\lambda) \quad (3.4)$$

avec $L_{\lambda}(T_0)$ est la luminance spectrale propre de la surface, τ_{λ} est la transmissivité spectrale de l'atmosphère, $L_{\text{atm}}^{\downarrow}(\lambda)$ est le rayonnement atmosphérique reçu par la surface, $L_{\text{atm}}^{\uparrow}(\lambda)$ est le rayonnement atmosphérique reçu par le capteur et ε_0 est l'émissivité de surface qui est estimée en fonction de l'indice de végétation NDVI par (Van de Griend et Owe, 1993) :

$$\varepsilon_0 = 1,0094 + 0,047 \cdot \ln(\text{NDVI}) \quad (3.5)$$

Les paramètres atmosphériques (τ_{λ} , $L_{\text{atm}}^{\uparrow}(\lambda)$ et $L_{\text{atm}}^{\downarrow}(\lambda)$) sont estimés, au moment d'acquisition de l'image utilisé, par le calculateur en ligne des paramètres de correction atmosphérique (Barsi et al., 2005). Ces paramètres permettent de déduire les luminances spectrales propres de la surface ($L_{\lambda}(T_0)$) par inversion de l'équation (3.4). Les températures de surface (T_0) sont enfin obtenues en fonction de ces luminances suivant la loi de Planck (Chander et al., 2009) :

$$T_0 = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{\lambda}(T_0)} + 1\right)} \quad (3.6)$$

Avec $K_1 = 666,09$ et $K_2 = 1282,71$ sont les paramètres de Landsat 7 ETM+.

3.2.2.1. Le prétraitement des images satellitaires

Les images satellitaires nécessitent d'abord des prétraitements. Plusieurs corrections sont nécessaires. On les divise généralement en deux grandes catégories : les corrections radiométriques et géométriques.

- Les corrections radiométriques consistent à corriger les perturbations instrumentales et atmosphériques afin de retrouver les signaux de surface ;
- Les corrections géométriques permettent de modifier la projection selon laquelle l'image a été enregistrée pour la rendre identique à celle d'un autre système usuel de coordonnées (Lambert ou UTM).

Dans notre expérimentation les données satellitaires utilisées ont déjà été corrigées des perturbations instrumentales. Il convient ensuite de corriger les effets perturbateurs de l'atmosphère dans le domaine de l'énergie solaire (le visible, le proche et le moyen infrarouge) et dans l'infrarouge thermique.

3.2.2.2.1. Correction atmosphérique dans le visible, le proche et le moyen infrarouge: le modèle FLAASH

L'atmosphère perturbe le rayonnement électromagnétique qui vient du soleil avant d'illuminer la surface terrestre étudiée et perturbe à nouveau le signal réfléchi par cette surface. Les deux processus couplés qui en sont responsables sont l'absorption et la diffusion. La prise en compte des effets atmosphériques sur le trajet soleil-cible puis sur le retour cible-capteur est appelée modélisation du transfert radiatif atmosphérique. Elle s'appuie à la fois sur la chimie des constituants de l'atmosphère, les molécules de gaz et les particules d'aérosols et sur description de la composition instantanée au moment de l'acquisition.

Les corrections radiométriques et atmosphériques ont été effectuées à l'aide du modèle FLAASH (*Fast line-of-sight atmospheric analysis of spectral hypercubes*) du logiciel ENVI (ENVI, 2006). C'est une approche de correction utilisant des *Look-up* tables (LUT) à cinq dimensions (Kaufman et al, 1997 ; Staenz et al., 2002), à savoir la longueur d'onde, la position du pixel, la vapeur d'eau atmosphérique, l'altitude du terrain et l'épaisseur optique de l'atmosphère à 550 nm. Cette dernière est estimée en fonction de la visibilité (donnée météorologique). Les calculs de réflectance y sont effectués en utilisant le modèle de transfert radiatif Modtran 4 (Berk et al., 2016).

3.2.2.2.2. *Correction atmosphérique dans l'infrarouge thermique: le modèle MODTRAN*

Plusieurs méthodes existent pour corriger les données satellitaires dans l'IRT des effets atmosphériques. Nous pouvons soit utiliser un code de transfert radiatif dans l'atmosphère tel que MODTRAN (*MODerate spectral resolution atmosphérique TRANsmittance*) (Berk et al., 2016) pour estimer les diverses contributions de l'atmosphère, surtout lorsqu'il s'agit d'un capteur mono-canal thermique comme Landsat. Soit, nous pouvons utiliser des méthodes semi-empiriques basées sur les différences d'absorption par l'atmosphère entre deux bandes spectrales proches. C'est le cas de la méthode de « *Splitwindow* ». Dans ce travail, nous avons choisi d'utiliser le code de transfert radiatif atmosphérique MODTRAN pour corriger les luminances dans l'IRT du capteur Landsat.

En fait, l'algorithme MODTRAN a été développé par les laboratoires « *Air Force Research* » en collaboration avec l'entreprise « *Spectral Sciences, Inc* ». Il permet de simuler l'influence de l'atmosphère sur les mesures de luminance issues du capteur Landsat. MODTRAN 4 est un modèle direct qui estime certaines variables spectrales caractérisant la propagation des ondes électromagnétiques dans l'atmosphère (luminance atmosphériques ascendante et descendante) à partir de variables caractérisant la surface, l'atmosphère et les conditions d'observation.

Les hypothèses du modèle sont : une surface plane, homogène ou non, Lambertienne ou non sous des conditions pouvant être nuageuses, de brouillard, de pluie diurne ou nocturne. Dans notre expérimentation nous supposons que la surface étudiée est plane, homogène, Lambertienne, sans nuage et sans pluie. Ce modèle est basé sur la division de l'atmosphère en un système de couches (60 dans notre cas) et la résolution de l'équation de transfert dans chacune des couches.

Les paramètres d'entrée du modèle MODTRAN sont (Figure 3.4) :

- les profils atmosphériques : Les valeurs utilisées sont générées par le *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) (Site web : www.ncep.noaa.gov) ;
- la concentration en ozone : Nous avons utilisé les valeurs d'une atmosphère standard « Moyenne latitude été » (*Mid Latitude Summer*) ;

- l'altitude du satellite et les angles de visé du capteur.

A partir de la fonction spectrale, ce modèle permet de simuler des paramètres atmosphériques, à savoir luminance atmosphérique descendante $L_{a\downarrow}$ (reçue par la surface) et ascendante $L_{a\uparrow}$ (émise par l'atmosphère vers le capteur), ainsi que la transmittance atmosphérique. Ces paramètres, rentrant dans l'équation du transfert atmosphérique, permettent d'obtenir la température de brillance associée à la bande spectrale.

Données IRT du capteur Landsat ETM+ [10,4-12,5] μm

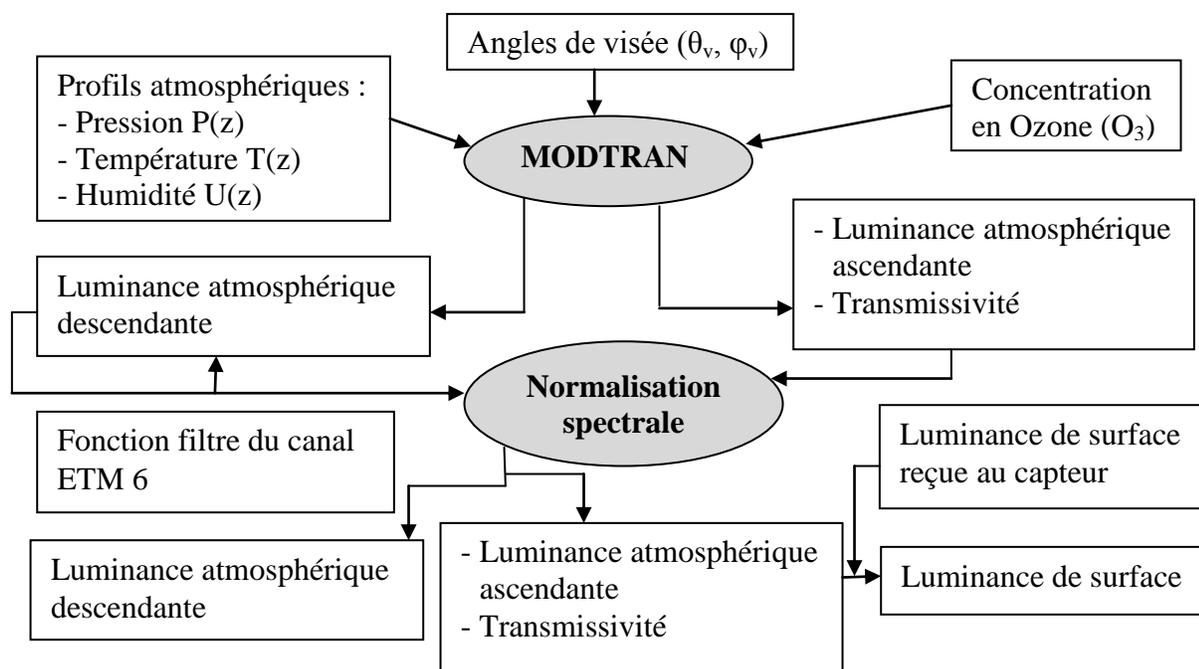


Figure 3.4 : Correction atmosphériques dans l'infrarouge thermique par le biais du modèle MODTRAN (Hamimed, 2009).

3.2.2.2.3. Correction géométrique

Une fois les corrections radiométriques et atmosphériques terminées, il reste à corriger les déformations géométriques de l'image dues à plusieurs sources d'erreurs. Ces corrections sont nécessaires pour plusieurs raisons. Tout d'abord, les données enregistrées par le capteur du satellite ne sont pas présentées dans une projection cartographique courante, rendant

difficile la comparaison avec des données géoréférencées comme les cartes thématiques ; de plus, ces corrections sont essentielles pour comparer et superposer une série d'images.

En effet, les déformations spatiales des images en télédétection sont provoquées par trois sources d'erreurs :

- 1) les distorsions causées par l'environnement observé (courbure de la terre, variation d'altitude au sol, réfraction atmosphérique) ;
- 2) les distorsions dues aux erreurs des systèmes de mesure ;
- 3) les distorsions provenant de la plate-forme.

Les méthodes de correction géométrique appliquées aux images numériques de télédétection peuvent être classées en deux catégories : la méthode par modèle de navigation du satellite et la méthode de correction polynomiale par prise de points d'appui.

La méthode par modèle de navigation du satellite consiste à transformer les images après avoir appliqué un modèle mathématique des paramètres géométriques de l'enregistrement de la scène. Chaque satellite possède son propre modèle de navigation. Cette méthode de corrections géométriques est réalisée par les compagnies de distribution d'images. Ces dernières corrigent les instabilités de la plate-forme (tangage, roulis, mouvement de lacet) et les conditions de prise de vue (angle et vitesse de balayage, angle de visée, distorsion due à la rotation de la Terre ou à sa courbure) (Cassanet, 1984).

La deuxième catégorie de correction géométrique se fait par référence à des points d'appui de coordonnées connues dans un autre système (Caloz, 1992) :

- La première étape consiste à trouver des points d'appui (dits aussi de calage ou d'amer) communs entre la source de référence et l'image à corriger. La source de référence peut être un ensemble de points connus et référencés (points géodésiques, relevés GPS, etc.), une carte topographique ou encore une image satellitaire géoréférencée ;
- La seconde étape consiste à calculer la relation entre points source et points de référence. Pour que la précision de la transformation soit acceptable, il est important de prendre des points en nombre suffisant et avec une bonne répartition spatiale. Plus il y a de déformations et plus il faut utiliser un modèle de déformation de degré élevé

(c'est-à-dire un polynôme de déformation à degré élevé) et plus le nombre de points d'amer nécessaire est élevé ;

- La troisième étape consiste à appliquer le polynôme de déformation sur l'image à corriger pour créer une nouvelle image dans le référentiel choisi.

CHAPITRE IV

Estimation de l'évapotranspiration et des flux énergétiques de surface

4. ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION ET DES FLUX ENERGETIQUES DE SURFACE

Le suivi des transferts de masse et d'énergie au niveau d'une surface est prépondérant pour la gestion des ressources hydriques et végétales. Il est également nécessaire à la bonne compréhension des systèmes hydrologiques et climatiques, ainsi qu'au suivi et à la prévision de leurs évolutions.

La télédétection est un outil privilégié pour la réalisation de ce suivi, car elle fournit des informations liées aux transferts de masse et d'énergie, et en particulier aux processus d'évapotranspiration.

L'évapotranspiration est l'un des phénomènes fondamentaux contrôlant l'équilibre de notre planète. Elle constitue le lien entre l'équilibre hydrique et énergétique à l'interface sol-plante-atmosphère. Sa connaissance précise est indispensable pour les études climatiques et agrométéorologiques.

En fonction de la localisation géographique d'une surface terrestre, l'évapotranspiration représente généralement autour de 70 % du retour vers l'atmosphère des précipitations (Brutsaert, 1982). Par conséquent, elle constitue un des phénomènes majeurs dans le bilan hydrique, surtout au niveau des régions arides et semi-arides.

Parmi les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration présentées dans le Chapitre 2, celles qui ont été retenues, sont les plus simples qui ne nécessitent pas trop de données de terrain ou de données de calibration, ou celles qui compensent le manque de mesures ou calibration de terrain, par des estimations issues de la télédétection et de l'imagerie satellitaire (LANDSAT ETM⁺, MODIS). L'estimation par télédétection n'est pas toujours précise, mais elle vient palier au manque de mesures de terrain, comme c'est le cas du BV de la Macta.

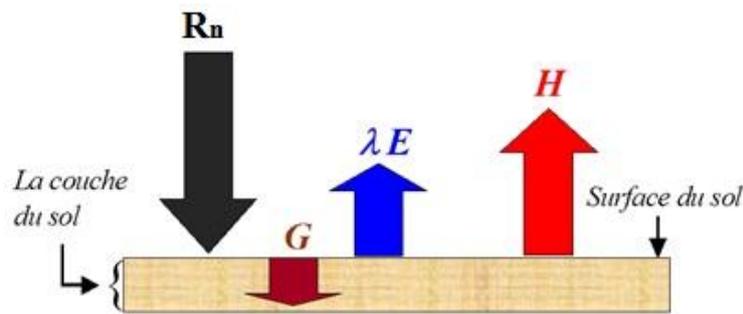
Ainsi, les méthodes qui seront utilisées dans le cadre de ce travail, sont les suivantes :

- METRIC (*Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*).
- TIM (*Trapezoid Interpolation Model*).

4.1. Schéma générale des deux modèles

Les deux modèles METRIC et TIM se sont basés sur une approche physique permettant la résolution de l'équation du bilan d'énergie à la surface, où l'évapotranspiration est estimée comme le terme résiduel lorsque le rayonnement net, le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur du sol sont connus.

$$\lambda E = R_n - H + G \quad (4.1)$$



R_n : rayonnement net (échanges radiatifs) ; λE : flux de chaleur latente (échanges convectifs) ; H : flux de chaleur sensible (échange convectifs) ; G : flux de conduction dans le sol (échanges par Conduction).

Figure 4.1: Les composantes du bilan d'énergie à la surface.

4.2. Description des modèles

4.2.1. Le modèle METRIC

Le modèle METRIC (*Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*) a été développé par Allen, (2007).

Précisons tout d'abord que ce modèle est monocouche : il ne différencie pas les composantes du sol et de la végétation pour la description des transferts d'énergie. En revanche il est un outil adéquat pour évaluer les potentialités de la télédétection à haute résolution spatiale. Il considère la variabilité spatiale des surfaces naturelles en rapport avec leurs conditions hydriques.

Le modèle METRIC se base sur l'estimation du flux de chaleur latente (λE) comme le terme résiduel de l'équation du bilan d'énergie (4.1).

Pour mieux comprendre les entrées et les sorties du modèle voici son organigramme (Figure 4.2).

- Dans un premier temps des variables de surface sont calculées à partir de données de télédétection : l'Albédo, le NDVI, l'émissivité et la température radiométrique de surface.
- Dans un second temps d'autres variables sont déterminées à l'aide d'algorithmes de restitution (Figure 4.2) : le rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol, la rugosité mécanique.
- Dans un troisième temps, le modèle METRIC produit des cartes des flux d'énergie.

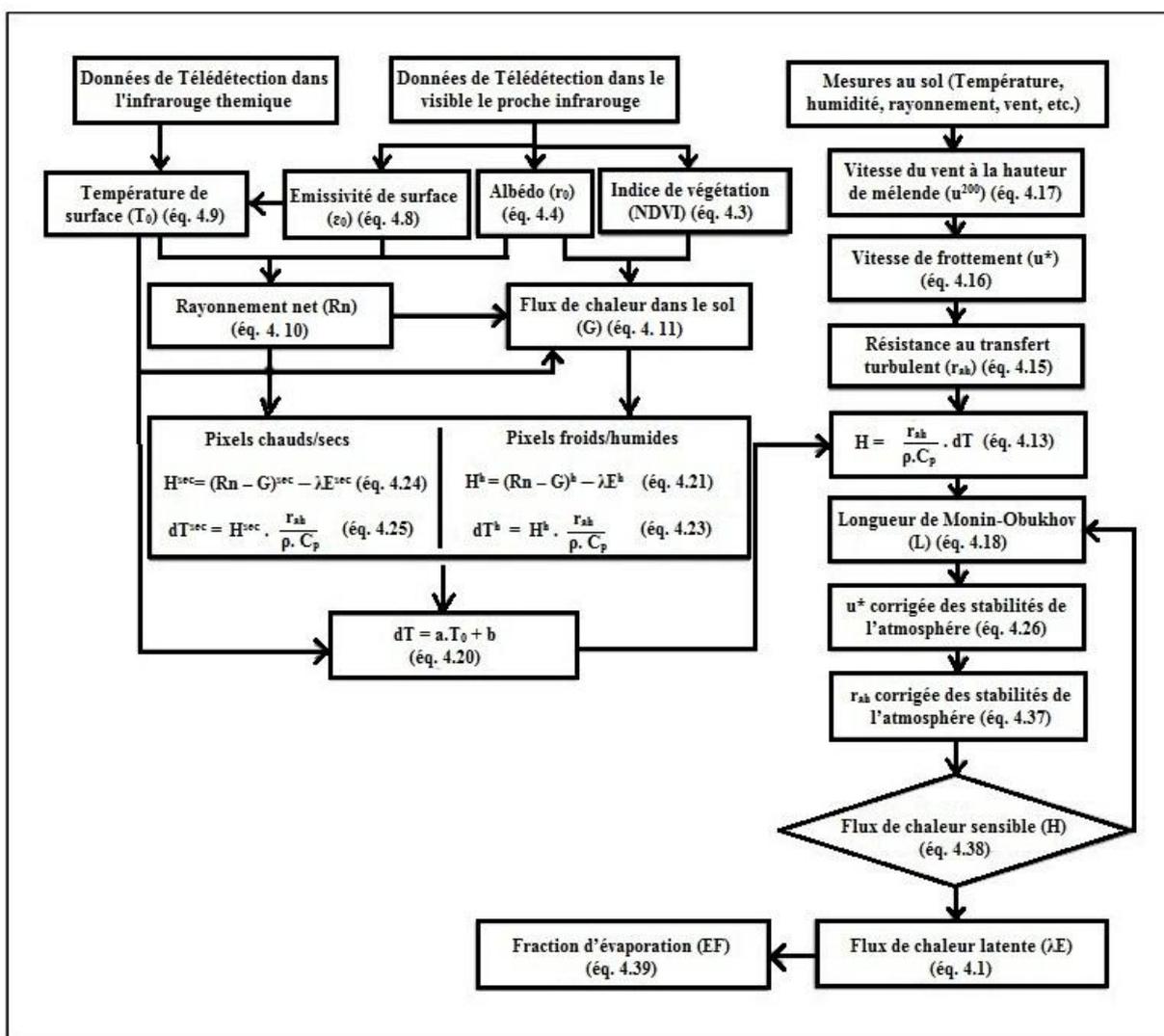


Figure 4.2 : Organigramme de la méthodologie utilisée pour la spatialisation de l'évapotranspiration et des flux énergétiques de surface par le modèle METRIC (éq. abréviation de "équation").

4.2.2. Le modèle TIM

La température de surface mesurée par les capteurs satellitaires est la résultante de plusieurs facteurs, tels que le couvert végétal, la radiation nette, l'humidité du sol et l'évapotranspiration. Sandhotl et al. (2002) ont observé une relation linéaire entre le NDVI (décrivant la densité de la couverture végétale) et la température de surface qui dépend à son tour de l'humidité du sol. À partir de ce constat, un indice de sécheresse a été défini. Cet indice, communément appelé TVDI (temperature-vegetation dryness index), est extrait de la représentation graphique de l'espace T_0 -NDVI (Sandhotl et al., 2002). Une forme triangulaire de l'espace T_0 -NDVI a été observée dans plusieurs recherches. Cette forme est obtenue avec un échantillon de données très large contenant suffisamment d'informations qui décrivent l'état hydrique du sol allant de sec à humide ainsi que la surface du sol allant d'un sol nu à un sol couvert de végétation. Un exemple de cette relation est illustré par la Figure 4.3.

Le modèle TIM (*Trapezoid Interpolation Model*) se base sur l'interprétation de la forme trapézoïdale du nuage de points qui émerge de la relation entre l'indice de végétation (NDVI) et la Température de surface (T_0), (Figure 4.3). Les quatre points du trapèze représentent les conditions extrêmes sur le plan température de surface et taux de recouvrement par la végétation où ils sont déterminés soit expérimentalement soit théoriquement par l'estimation de la température dans chaque point par inversion de l'équation de bilan d'énergie.

La méthode de trapèze permet d'estimer directement l'évapotranspiration de surface par la formule de Priestley- Taylor :

$$\lambda E = \phi \left[(R_n - G) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (4.2)$$

Avec R_n : est le rayonnement net exprimé par l'équation (4.10) ;

G : est le flux de chaleur dans le sol exprimé par l'équation (4.11) ;

Δ : est la pente de la courbe de la pression de la vapeur saturante à la température de l'air;

γ : est la constante psychrométrique, généralement égale à $0,66 \text{ mbar.K}^{-1}$;

ϕ : est un paramètre légèrement différent du paramètre de Priestley- Taylor. Il intègre la résistance aérodynamique de surface et dépend de l'état hydrique du sol.

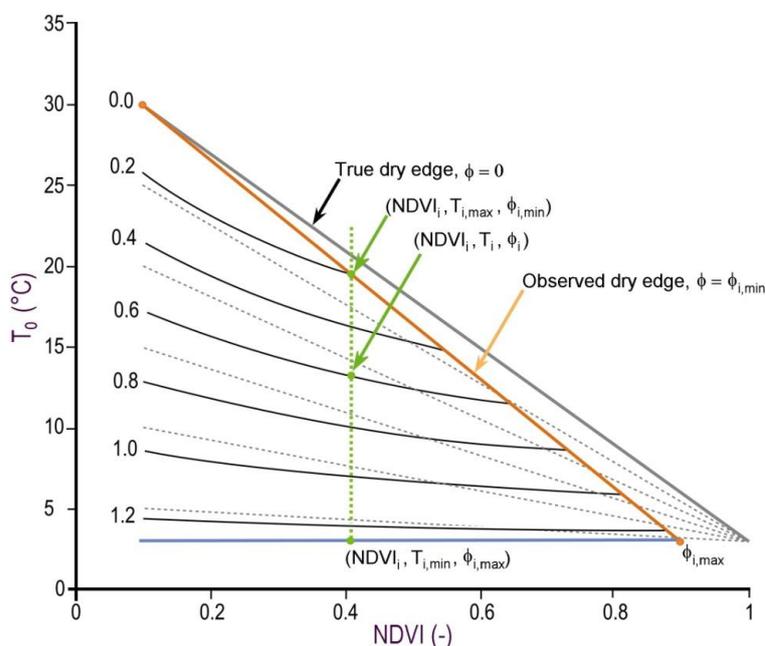


Figure 4.3 : Illustration de la méthode utilisée pour l'identification des pixels secs et humides (Stisen et al., 2008).

Pour mieux comprendre les entrées et les sorties du modèle voici son organigramme (Figure 4.4).

- Dans un premier temps des variables de surface sont calculées à partir des données de télédétection : l'Albédo, le NDVI, l'émissivité et la température radiométrique de surface.
- Dans un second temps d'autres variables sont déterminées à l'aide d'algorithmes de restitution (Figure 4.4) : le rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol.
- Dans un troisième temps, le modèle TIM produit des cartes des flux d'énergie.

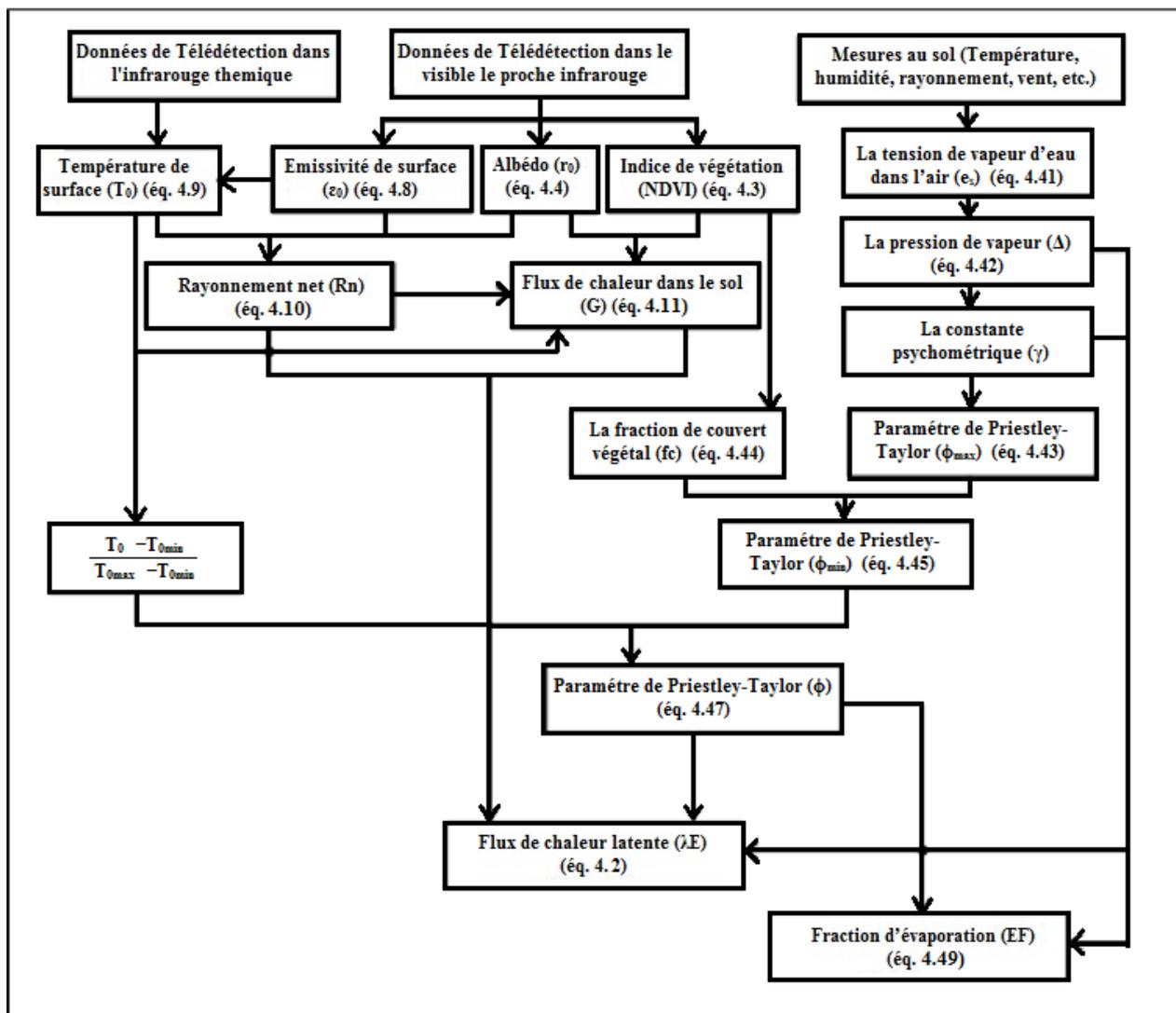


Figure 4.4 : Organigramme de la méthodologie utilisée pour la spatialisation de l'évapotranspiration et flux énergétiques de surface par le modèle TIM (éq: abréviation de "équation") (Teffahi, 2015).

4.3. Application des modèles

4.3.1. Les paramètres communs entre les deux modèles METRIC et TIM

Dans cette partie, nous allons expliquer comment on a obtenu l'indice de végétation (NDVI), l'albédo (r_0), l'émissivité (ϵ_0), la température de surface (T_0), le rayonnement net (R_n), et le flux de chaleur latente (G) parce qu'ils sont communs entre les deux modèles.

4.3.1.1. L'indice de végétation

L'indices de végétation a été développé afin de permettre une meilleure caractérisation spectrale de la végétation verte et de diminuer l'influence des facteurs perturbateurs tels que les propriétés optiques du sol, l'angle solaire et la végétation sénescente. Les canaux les plus utilisés dans le calcul des indices de végétation sont le rouge (R) et le proche infrarouge (PIR) puisque c'est dans ces deux canaux que le contraste entre le sol et la végétation est plus accentué.

Le NDVI (*Normalized Difference Végétation Index*), est déterminé à partir des réflectances de surface dans les canaux rouge et proche infra rouge. Pour cela on a utilisé l'équation 4.3 (Rouse et al.,1974) :

$$NDVI = \frac{PIR-R}{PIR+R} \quad (4.3)$$

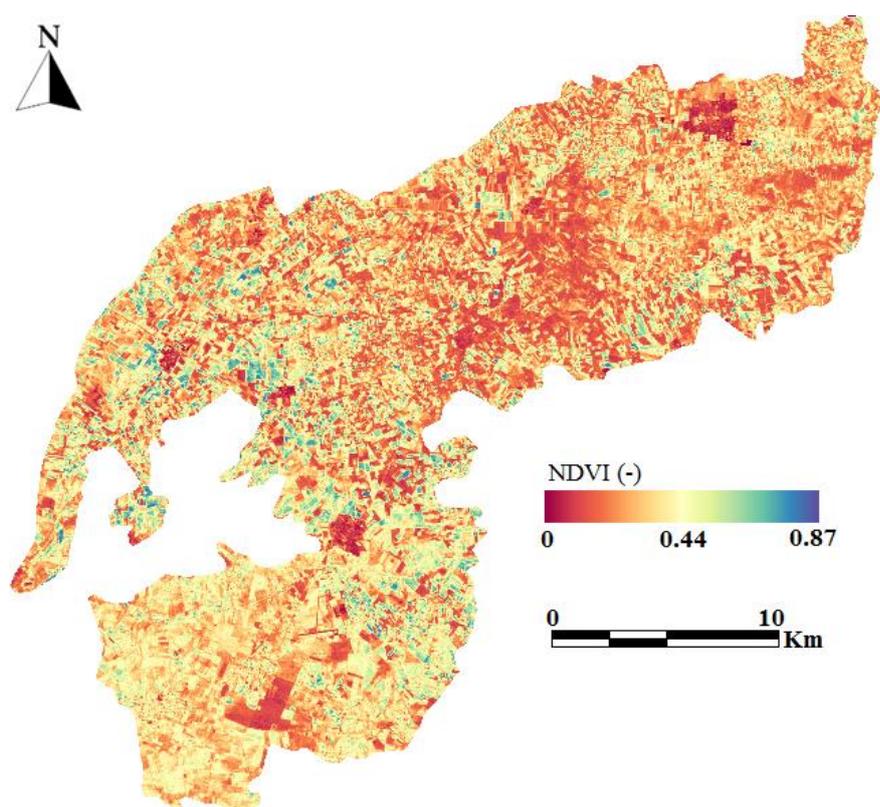


Figure 4.5 (a): Image de l'indice de végétation NDVI pour la plaine de Ghriiss (le jour 36).

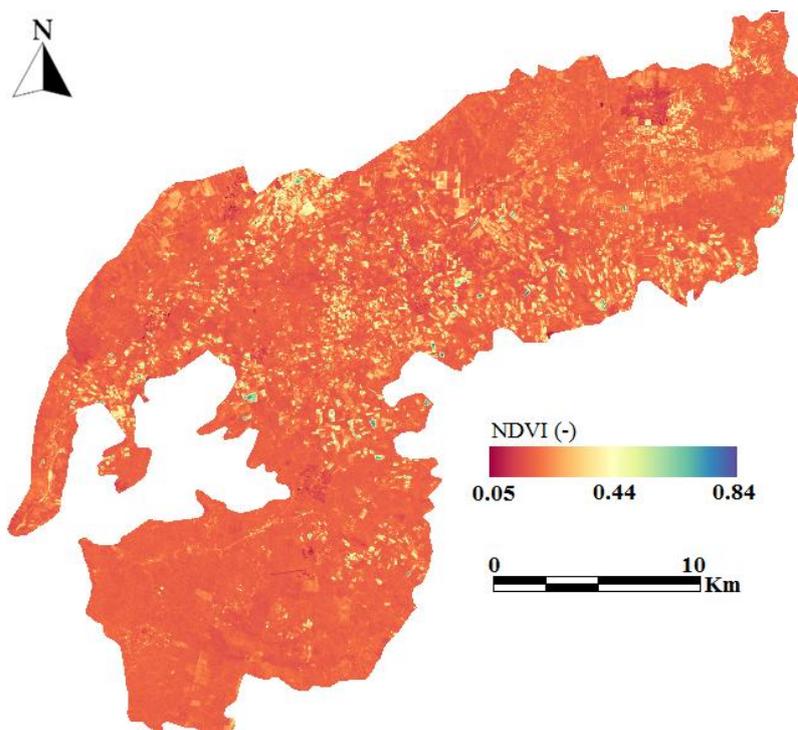


Figure 4.5 (b): Image de l'indice de végétation NDVI pour la plaine de Ghriiss (le jour 196).

Le NDVI présente la particularité d'augmenter en présence de végétation. Cette particularité trouve son origine dans la forme des spectres de réflectance du sol et de la végétation (Figure 4.6).

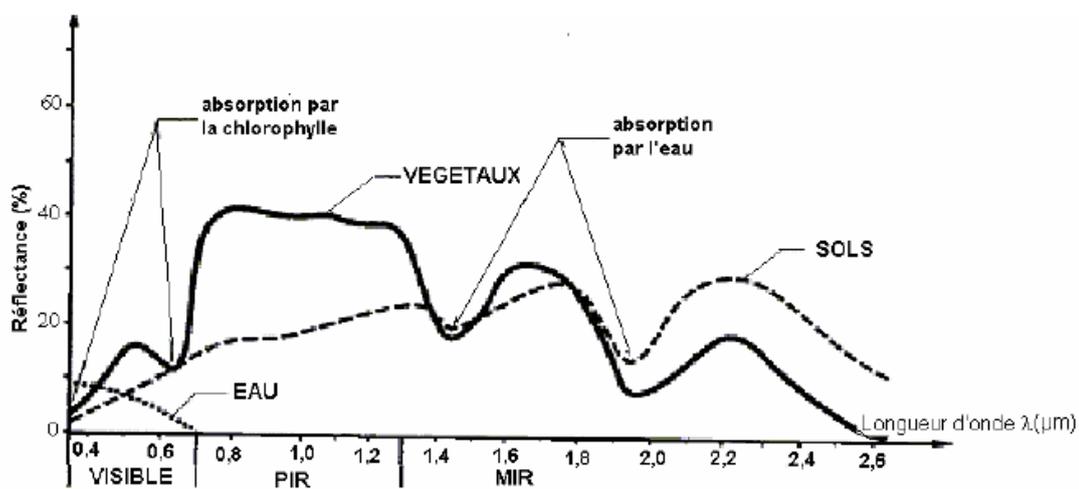


Figure 4.6 : Réflectance de la végétation comparée à celles du sol et de l'eau (d'après Caloz, 1992).

Les cartes d'indices de végétation NDVI ainsi obtenues sur la zone pilote étudiée (Figure 4.5(a), Figure 4.5(b)) montrent que les fortes valeurs du NDVI, au dessus de 0.60, sont attribuées à la végétation dense. Les sols nus ont les faibles valeurs, en dessous de 0,2.

4.3.1.2. L'albédo de surface

L'albédo de surface (r_0) d'un milieu est la fraction de rayonnement solaire réfléchi par ce milieu. Il joue un rôle essentiel au niveau du bilan d'énergie terrestre. Ainsi, la fraction du rayonnement solaire non absorbée est transformée en des flux de masse et d'énergie qui conditionnent l'état et la dynamique de l'atmosphère. Toute modification de l'albédo terrestre peut, à moyen terme, influencer le climat. La modélisation du climat requiert une précision relative de 5 % sur l'albédo.

L'albédo (r_0) est donc défini comme étant une réflectance de surface dans le domaine de l'énergie solaire (0,3-3 μm). Il est calculé par l'équation 3.4 proposée par Liang et al., (2002) :

$$r_0 = 0.356 \times r_1 + 0.13 \times r_3 + 0.373 \times r_4 + 0.085 \times r_5 + 0.072 \times r_7 - 0.0018 \quad (4.4)$$

Avec : r_1 , r_3 , r_4 , r_5 et r_7 sont respectivement les réflectances dans les canaux 1, 3, 4, 5 et 7 du capteur ETM+.

Une atmosphère chargée d'humidité et d'aérosol diffusera davantage le rayonnement qu'une atmosphère sèche et limpide. Les phénomènes de diffusion atmosphérique sont très importants en télédétection et nécessitent l'application de méthodes de correction spécifiques dans plusieurs cas.

Les résultats obtenus, pour le site pilote retenu sont représentés sur la figure 4.7. La grande partie de la plaine, correspond en grande partie à des surfaces irriguées, il existe un bon contraste entre les parcelles irriguées et celles en sec.

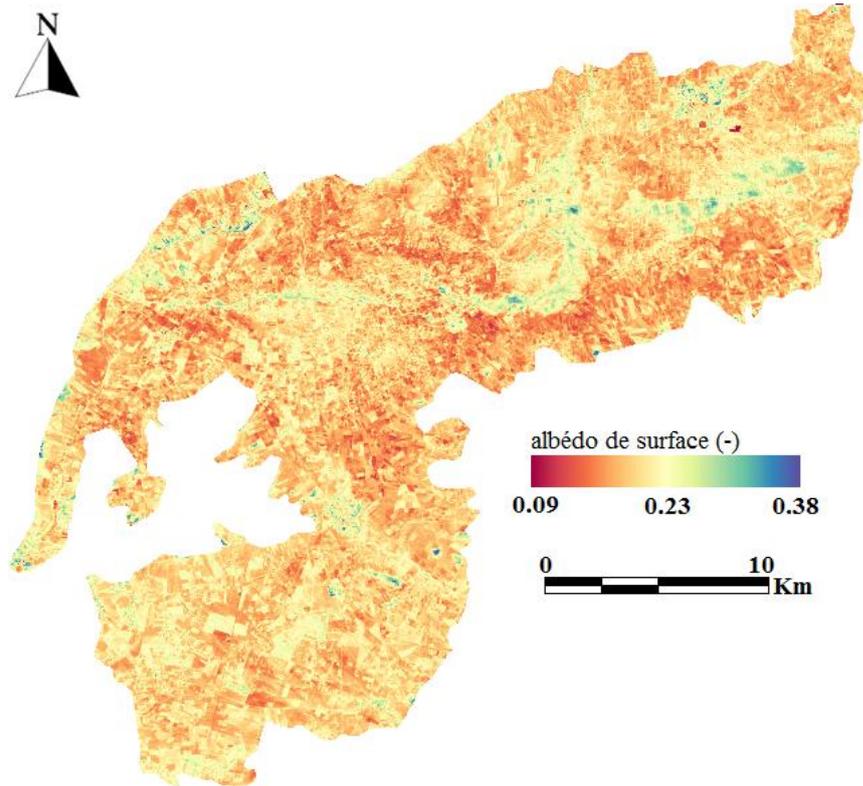


Figure 4.7 (a) : Image d'albedo de surface pour la plaine de Ghriess (le jour 36).

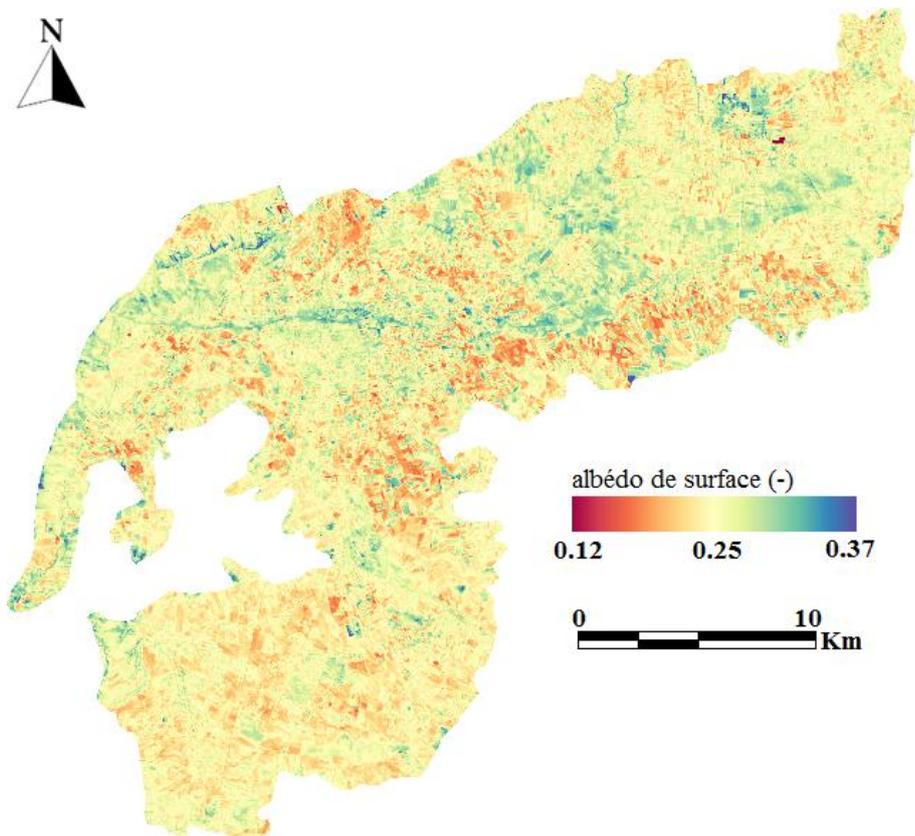


Figure 4.7 (b) : Image d'albedo de surface pour la plaine de Ghriess (le jour 196).

4.3.1.3. Température et émissivité

L'équation de base en radiométrie infrarouge thermique s'écrit de la façon suivante :

$$L_{\text{sat}}^{\uparrow}(\lambda) = [\varepsilon_0 L_{\lambda}(T_0) + (1 - \varepsilon_0) L_{\text{atm}}^{\downarrow}(\lambda)] \cdot \tau_{\lambda} + L_{\text{atm}}^{\uparrow}(\lambda) \quad (4.5)$$

avec $L_{\lambda}(T_0)$ est la luminance spectrale propre de la surface, τ_{λ} est la transmissivité spectrale de l'atmosphère, $L_{\text{atm}}^{\downarrow}(\lambda)$ est le rayonnement atmosphérique reçu par la surface, $L_{\text{atm}}^{\uparrow}(\lambda)$ est le rayonnement atmosphérique reçu par le capteur et ε_0 est l'émissivité de surface.

La méthode la plus courante pour affiner l'estimation de la température de surface consiste à :

- 1) simuler les paramètres atmosphériques (τ_{λ} , $L_{\text{atm}}^{\uparrow}(\lambda)$ et $L_{\text{atm}}^{\downarrow}(\lambda)$) à l'instant de la prise de vue satellitaire à partir du modèle de transfert radiatif MODTRAN 4.0, (Tableau 4.1) ;
- 2) déterminer la luminance reçue au capteur dans l'infrarouge thermique $L_{\text{sat}}^{\uparrow}(\lambda)$
- 3) calculer les luminances spectrales propres de la surface ($L_{\lambda}(T_0)$) par inversion de l'équation (4.5) (corrigée des effets de l'atmosphère) par l'équation suivante :

$$L_{\lambda}(T_0) = \frac{L_{\text{sat}}^{\uparrow}(\lambda) - L_{\text{atm}}^{\uparrow}(\lambda)}{\tau_{\lambda}} \quad (4.6)$$

- 4) calculer la température radiométrique (corrigée des effets de l'atmosphère) :

$$T_r = 1282.72 / \log((666.09 / L_{\lambda}(T_0) + 1)) \quad (4.7)$$

- 5) estimer l'émissivité de surface en fonction de l'indice de végétation NDVI (Van de Griend. et OWE, 1993) :

$$\varepsilon_0 = 1.0094 + 0.047 \times \ln(\text{NDVI}) \quad (4.8)$$

- 6) obtenir T_0 en fonction de l'émissivité ε_0 en inversant la loi de Planck :

$$T_0 = (T_r^4 / \varepsilon_0)^{0.25} \quad (4.9)$$

Tableau 4.1 : Les paramètres atmosphériques à l'instant de la prise de vue des images Landsat ETM+ simulés par le modèle MODTRAN 4.0.

Paramètre	Symbole	Unité	03/12/2001 (Jour 337)	5 /05/2002 (Jour 36)	26 /04/2002 (Jour 116)	15/07/2002 (Jour196)
La Transmissivité de l'atmosphère	τ_λ	-	0,85	0,85	0,88	0,84
Le rayonnement atmosphérique reçu par le satellite	$L^\uparrow_{atm}(\lambda)$	$W.m^2.sr^{-1}.\mu m^{-1}$	0,97	1,02	0,87	1,26
Le rayonnement atmosphérique reçu par la surface	$L^\downarrow_{atm}(\lambda)$	$W.m^2.sr^{-1}.\mu m^{-1}$	1,60	1,68	1,47	2,09

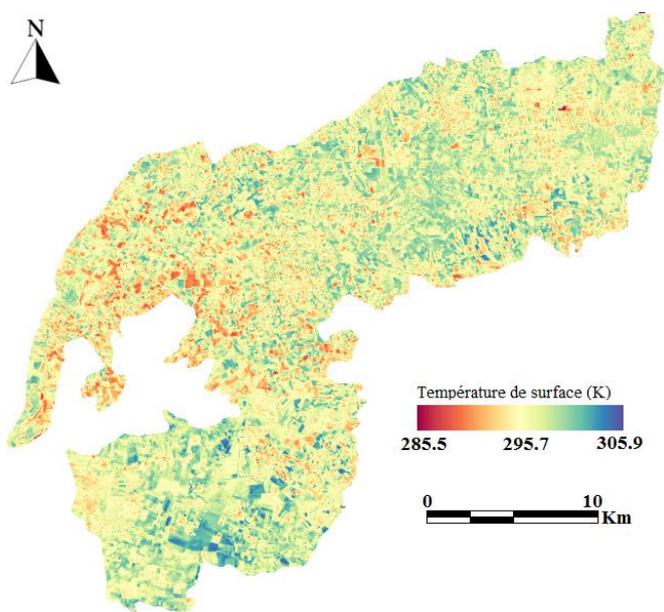


Figure 4.8 (a) : Image de la température de surface pour la plaine de Ghriess (le jour 36).

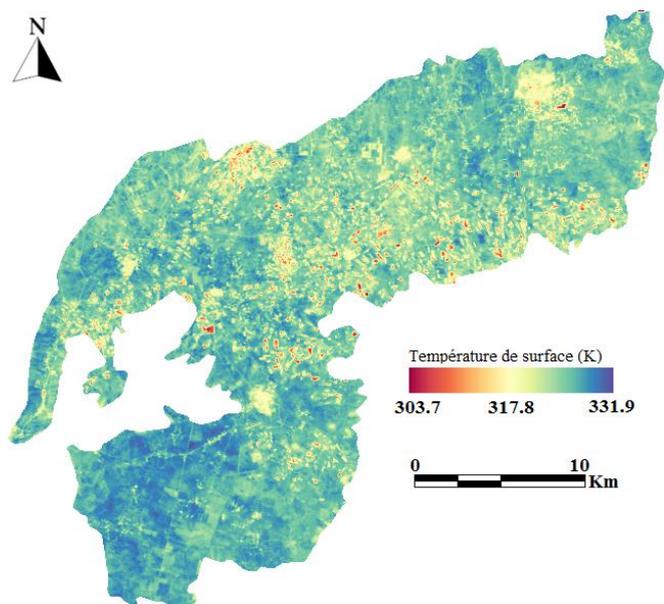


Figure 4.8 (b) : Image de la température de surface pour la plaine de Ghriess (le jour 196).

Les résultats obtenus dans notre cas sont représentés sur la figure 4.8. On constate que la température de surface est faible pour les surfaces humides et les couverts végétaux irrigués. Par contre, elle est plus forte pour les surfaces sèches. Un couvert végétal en déficit hydrique est marqué par une température de surface élevée.

4.3.1.4. Estimation du Rayonnement net (Rn)

Comme nous l'avons vu plus haut, le rayonnement net représente le bilan des échanges radiatifs dans les courtes et les grandes longueurs d'onde au niveau de la surface du sol. Ainsi, pour cartographier le rayonnement net à l'échelle du pixel $R_n(x, y)$, on évalue les différents termes de l'expression suivante :

$$R_n = (1 - r_0) R_{g\downarrow} + L_{a\downarrow} - L^{\uparrow} \quad (4.10)$$

Avec : $R_{g\downarrow}$: le rayonnement global incident ($W.m^{-2}$) ;
 $L_{a\downarrow}$: le rayonnement atmosphérique incident ($W.m^{-2}$) ;
 L^{\uparrow} : le rayonnement émis d'un pixel repéré par les coordonnées image x et y et correspondant à la surface du sol ($W.m^{-2}$) ;
 r_0 : l'albédo.

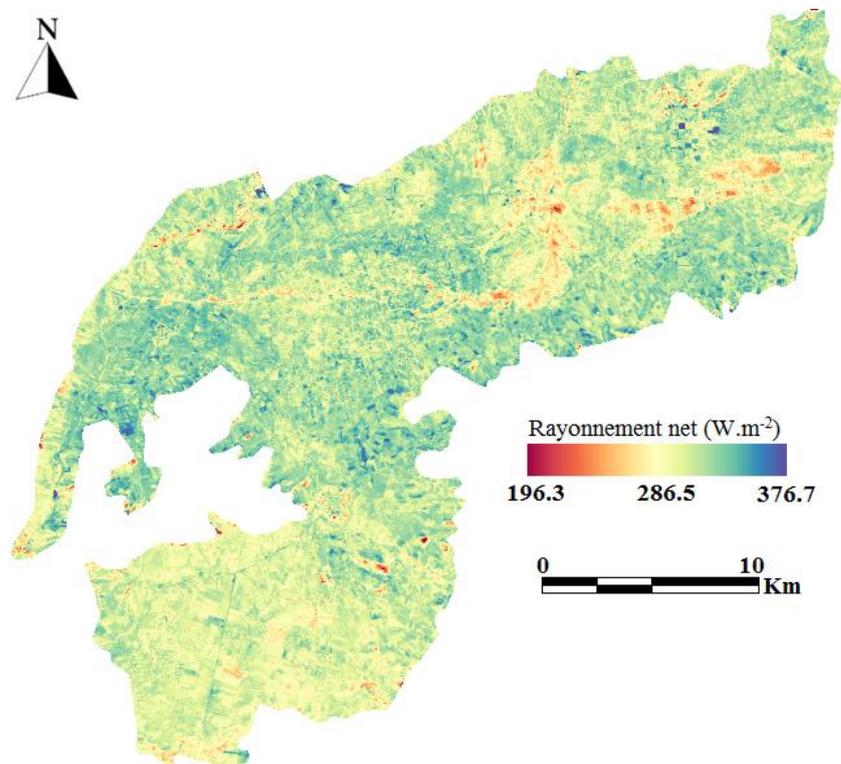


Figure 4.9 (a) : Image du rayonnement net pour la plaine de Ghriss (le jour 36).

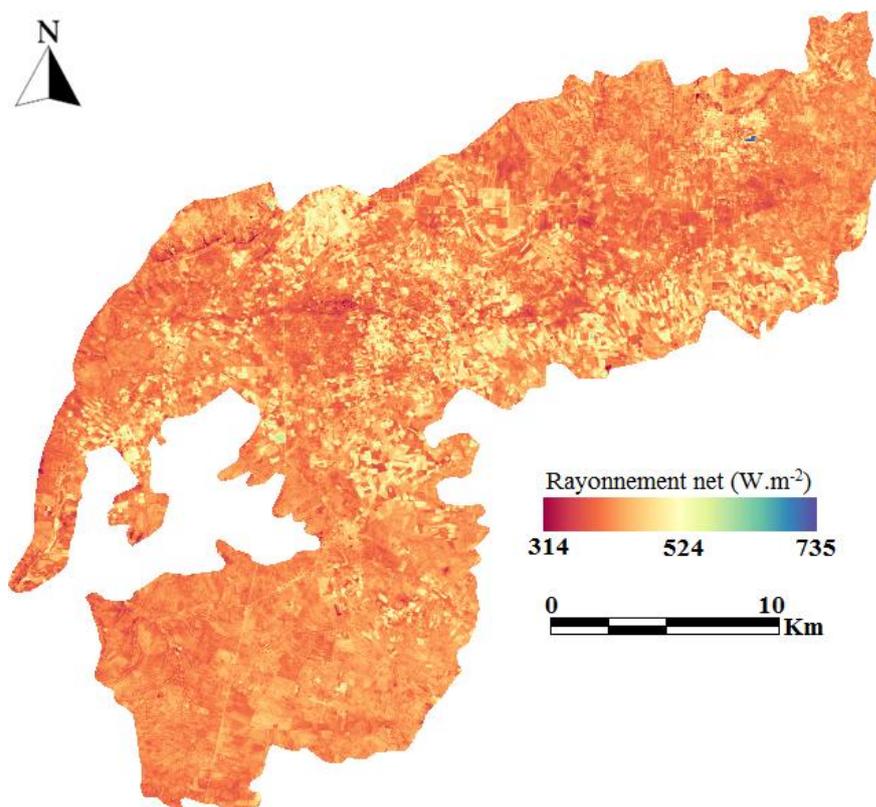


Figure 4.9 (b) : Image du rayonnement net pour la plaine de Ghriiss (le jour 196).

Les images du rayonnement net obtenues (Figure 4.9) montrent que les surfaces humides et les couverts végétaux s'individualisent par les fortes valeurs du rayonnement net ce qui est compatible avec leur pouvoir d'absorption de l'énergie. Contrairement, les surfaces nues et sèches ont une faible capacité d'absorption du rayonnement.

4.3.1.5. Estimation du flux de chaleur dans le sol (G)

Il est impossible de cartographier directement le flux thermique dans le sol. Pratiquement, il a été estimé d'une manière approchée à partir des différents modèles de simulation, en prenant en considération la relation entre la conductivité thermique et l'albédo. De plus, les propriétés thermiques du sol peuvent varier au cours du temps notamment avec son humidité (traduite par l'albédo de surface). C'est pour cela qu'on utilise des modèles numériques beaucoup plus complexes dans lesquels le sol peut être représenté comme un empilement de couches homogènes. On peut citer, par exemple, le modèle de Clothier et al. (1986) et le modèle de Choudhury et al. (1987).

Généralement, dans des modèles de simulation du bilan d'énergie à l'échelle régionale, le flux de chaleur dans le sol est supposé comme une fraction du rayonnement

net. Aussi a-t-on tendance à le négliger, ou à en donner une valeur approchée par une fraction faible du rayonnement net, entre 0,1 et 0,3. Cette hypothèse semble difficile à valider, car le sol n'est pas un milieu isotrope et ses caractéristiques physiques relatives avec sa conductivité sont variables dans l'espace et dans le temps. Nous allons intégrer ces caractéristique physiques dans un modèle utilisant notamment les données de télédétection (albédo, température de surface et NDVI) afin d'estimer le rapport entre le flux de chaleur dans le sol et le rayonnement net à l'échelle du pixel.

Le flux de chaleur dans le sol (G) est variable avec le temps mais sa grandeur est très petite par rapport au rayonnement net (R_n) et/ou l'évapotranspiration et par conséquent nous pouvons assumer (G) en tant que constante au cours de la journée avec des erreurs négligeables. Une mesure par la télédétection de (G) ne peut pas être faisable mais une relation entre (G/R_n) et des données spectrales dans les bandes du rouge et le proche infrarouge peut être déterminées en utilisant la formule (4.11) proposée par Bastiaanssen et al., (1998), qui prend en compte la température de surface (T_0), l'albédo (r_0), l'albédo moyen journalier (r_{0moy}), l'indice de végétation (NDVI) et le rayonnement net (R_n). Pour les données Landsat (acquises autour de 10h21 GMT), il est généralement supposé que la valeur instantanée de l'albédo (r_0) est proche de la valeur moyenne journalière (r_{0moy}).

$$G = \frac{T_0}{r_0} [(0.0032 \times r_{0moy} + 0.0062 \times (r_{0moy})^2] \times [1 - 0.978 \times (NDVI)^4] \times R_n \quad (4.11)$$

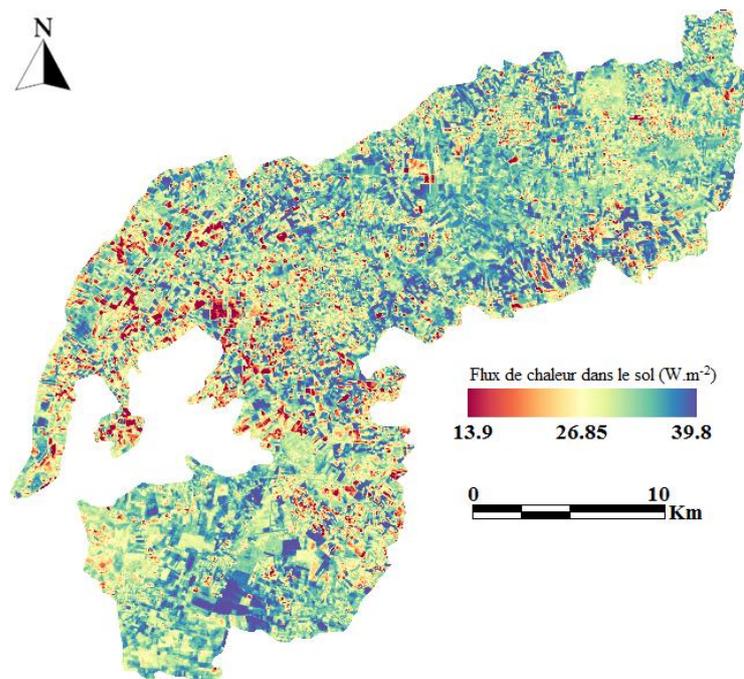


Figure 4.10 (a) : Image du flux de chaleur dans le sol pour la plaine de Ghriiss (le jour 36).

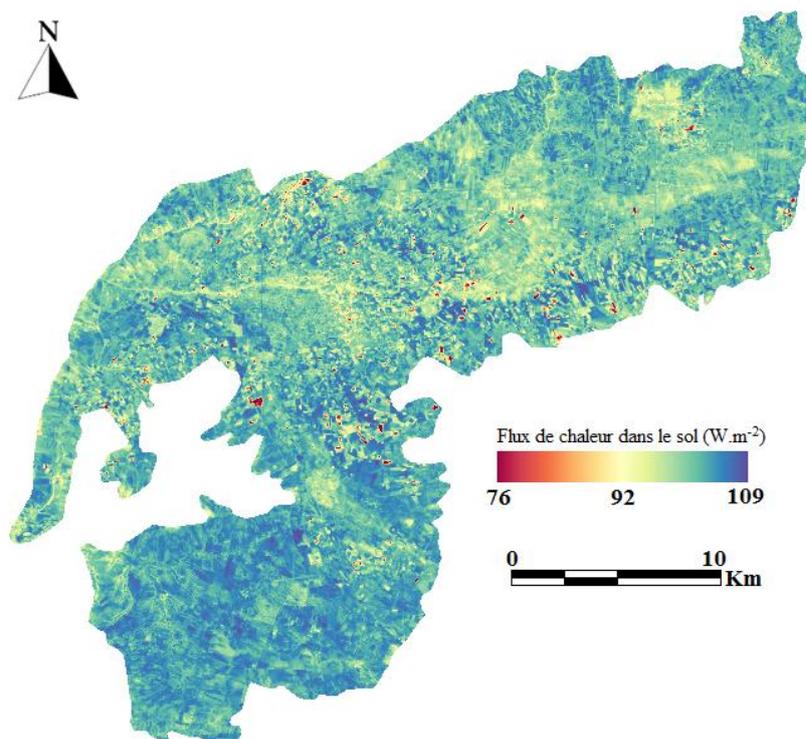


Figure 4.10 (b) : Image du flux de chaleur dans le sol pour la plaine de Ghriss (le jour 196).

Sur la figure 4.10 on montre la variabilité spatiale du flux de chaleur dans le sol dans les zones d'étude retenues. Contrairement au rayonnement net, ce flux (G) diminue avec la présence de la végétation. Cette dernière représente un matelas isolant la conduction du rayonnement dans les couches du sol par effet de piégeage.

4.3.2. Les paramètres qui diffèrent entre les deux modèles

4.3.2.1. Les paramètres du modèle METRIC

4.3.2.1.1. Le flux de chaleur sensible (H)

Dans des conditions naturelles, au voisinage du sol, se développe une couche limite turbulente. Afin de simplifier l'étude on supposera que l'écoulement de l'air est bidimensionnel. Ainsi, en théorie cinétique des gaz, les mouvements moléculaires se font dans toutes les directions à des vitesses non uniformes dans le temps. A l'intérieur d'un écoulement de gaz, la viscosité est responsable des forces de frottement qui se manifestent entre deux couches gazeuses voisines. Cette force est appelée la contrainte de cisaillement parce qu'elle est associée à l'effort de cisaillement lié à la différence de vitesse entre deux couches.

Pour les flux convectifs de chaleur et de masse, on peut reprendre le même raisonnement que celui qui a permis d'exprimer le flux de quantité de mouvement en fonction des fluctuations des composantes horizontale et verticale du vecteur vitesse (conditions aux limites pour faciliter la similitude : on suppose deux composantes, verticale et horizontale des mouvements de l'air). En effet, tous les transferts convectifs dans une couche limite turbulente dépendent du flux de la quantité de mouvement puisque l'air leur sert de véhicule. Il est supposé enfin que le flux de quantité de mouvement est constant dans tout l'écoulement.

Le flux de chaleur sensible (H), qui correspond au transfert de chaleur par convection entre la surface et l'air, est exprimé en fonction de la différence entre la température aérodynamique de surface T_{aero} (identique à celle sur la hauteur de rugosité thermique z_{oh}) et celle de l'air T (Perrier, 1987) :

$$H = \frac{\rho \cdot C_p}{r_{ah}} (T_0 - T_a) \quad (4.12)$$

Où ρ et C_p sont respectivement la masse volumique et la chaleur spécifique de l'air à pression constante, et r_{ah} est la résistance au transfert turbulent qui est fonction de la vitesse du vent, du régime de stabilité thermique de l'atmosphère et de la rugosité de la surface.

Dans le modèle METRIC, le flux de chaleur sensible est estimé sans avoir besoin de connaître les valeurs de T_{aero} et T_a , difficiles à obtenir par télédétection, mais plutôt la différence dT entre les températures T_1 et T_2 (correspondant respectivement aux hauteurs 0,1 et 2 m au-dessus de la surface) qui est fonction de T_0 (Hamimed et al., 2014).

$$H = \frac{\rho \cdot C_p}{r_{ah}} dT \quad (4.13)$$

Pour estimer le flux de chaleur sensible, un certain nombre d'approches théoriques ont été utilisées :

A - Détermination des longueurs de rugosité mécanique (z_{om})

La longueur de rugosité mécanique, noté z_{om} , est directement liée à la hauteur de la canopée h_v . L'estimation directe de la hauteur de la végétation par télédétection optique étant impossible. On peut l'approcher par l'utilisation de l'indice NDVI. On trouve donc un nombre conséquent de formulations dans la littérature (Hamimed, 2009), suivant une

approche similaire à celle de Moran (1994); Allen (2002) a proposé une formulation d'estimation de z_{om} en fonction du rapport $NDVI/r_0$

$$Z_{om} = \exp (a + b. NDVI/r_0) \tag{4.14}$$

où a et b sont des coefficients empiriques fonctions du site d'étude, généralement on prend $a = -5,5$ et $b = 5,8$.

B - La résistance aérodynamique au transfert turbulent (r_{ah})

L'estimation du flux de chaleur latente repose fondamentalement sur l'équation de bilan d'énergie à l'échelle du pixel par extraction de ses diverses composantes. Mais le point délicat réside dans l'estimation de la résistance aérodynamique au transfert turbulent (r_{ah}) entre la surface et l'atmosphère et la vitesse de frottement u^* qu'est calculée à partir de l'utilisation de la longueur de Monin-Obakhouf et qu'est aussi entrée dans le calcul de vitesse de frottement (Système itératif, Figure 4.11). Et pour mieux comprendre l'estimation de r_{ah} voir L'organigramme au-dessous :

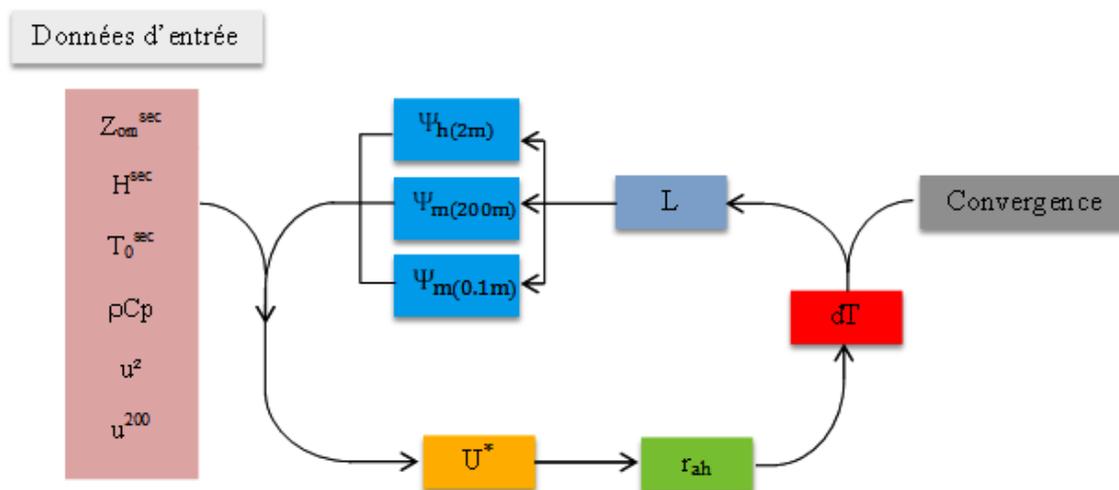


Figure 4.11 : Organigramme de la méthodologie utilisée pour calculer la résistance aérodynamique au transfert turbulent (r_{ah}) (Teffahi, 2015).

C - Estimation des paramètres effectifs du flux de quantité de mouvement

La résistance au transfert turbulent sur les pixels secs est obtenue à partir de l'équation (4.37). Une solution analytique directe de cette équation soumise aux conditions concernant le transfert turbulent n'est généralement pas possible. Par conséquent, il est

souvent nécessaire de recourir à des méthodes d'analyse approchées ou indirectes. Lorsque les mouvements turbulents de l'air sont supposés restreints à deux dimensions, nous appliquerons la méthode numérique des différences finies dans laquelle les paramètres reliés au flux de quantité de mouvement sont calculés successivement et d'une manière itérative en fonction des valeurs aux limites connues (Hamimed, 2009).

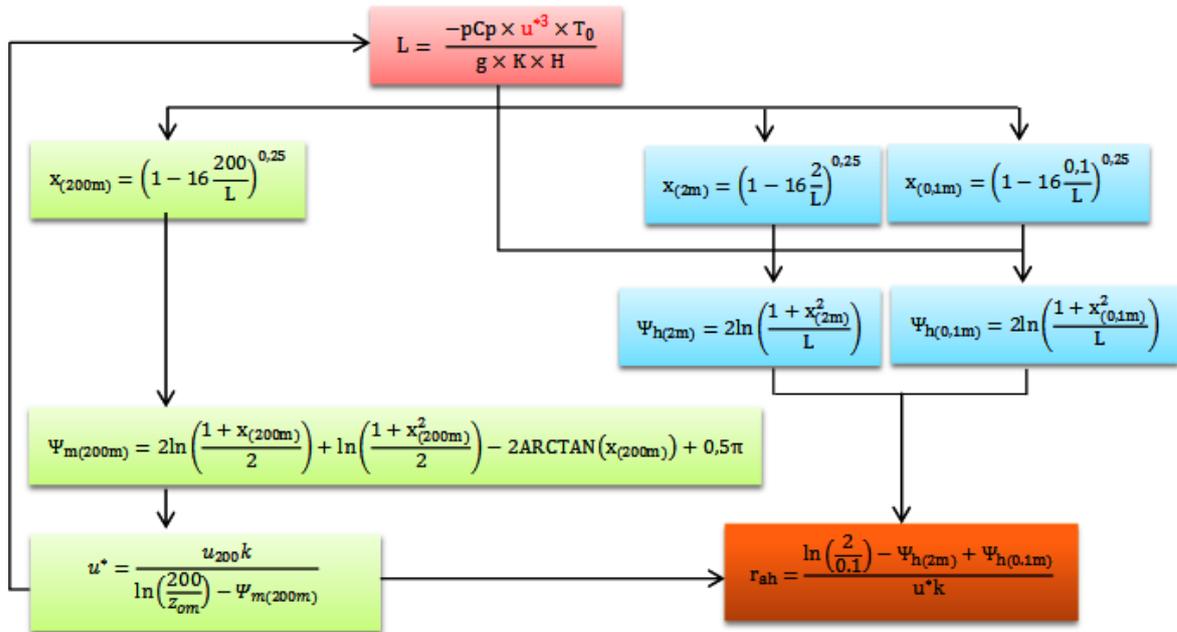


Figure 4.12 : Schéma descriptif de la méthode itérative (itération I) utilisée pour estimer les paramètres du flux de quantité de mouvement à la hauteur z_b (Teffahi, 2015).

Selon le circuit itératif illustré sur la figure (4.12) (Itération I), la valeur de dT , déjà calculée, nous offre la possibilité d'estimer la première inconnue r_{ah}^{sec} selon l'équation :

$$r_{ah}^{sec} = \frac{\ln\left(\frac{2}{0,1}\right)}{u^* k} \quad (4.15)$$

Où u^* : est la vitesse de frottement (ms^{-1}) et k est la constante de von Karman (0,41) qui permet ensuite d'estimer, en première approximation, la vitesse de frottement à la hauteur de la couche limite de surface à partir de l'équation :

$$u^{*sec} = \frac{u_{200} k}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)} \quad (4.16)$$

Où u_{200} est la vitesse du vent (ms^{-1}) à une hauteur de mélange supposé être de 200m et z_{om} est la longueur de rugosité dynamique (m). La vitesse du vent à une hauteur de mélange assumé (200 m) au-dessus de la station météo, u_{200} , est calculée comme :

$$u^{200} = \frac{u^2 \times \ln\left(\frac{200}{z_{omw}}\right)}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{omw}}\right)} \quad (4.17)$$

Où u_w est la vitesse du vent mesurée à une station météorologique à la hauteur z_x au-dessus de la surface et z_{omw} est la longueur de rugosité de la surface de la station météo, semblable à Allen et Wright (1997). Pour toutes les unités z sont les mêmes. La valeur de u_{200} est supposé constante pour l'image satellite. Cette hypothèse est nécessaire pour l'utilisation d'un rapport constant entre dT et T_0 être étendu à travers l'image (Allen et al., 2007).

La valeur u^{*sec} , ainsi déduite, est ensuite injectée dans l'équation de la longueur de Monin-Obukhov pour estimer la valeur de L^{sec} qui va servir au calcul de $\psi_{h(2m)}$, $\psi_{h(0.1m)}$ et $\psi_{m(200m)}$ correspondant à la hauteur z_b de la couche limite recherchée. Le problème crucial dans cette itération est l'estimation du coefficient de correction de stabilité thermique de l'atmosphère $\psi_{h(2m)}$, $\psi_{h(0.1m)}$ et $\psi_{m(200m)}$, qui est supposé égale à zéro en première itération. La longueur de Monin-Obukhov L^{sec} est calculée à partir de la vitesse de frottement u^{*sec} et la température moyenne de surface T^{sec} (Hamimed , 2009) :

$$L^{sec} = - \frac{\rho \cdot Cp \times [u^{*sec}]^3 \times T^{sec}}{k \times g \times H^{sec}} \quad (4.18)$$

D - La différence de la température et la méthode adoptée (dT)

Pour calculer le flux de chaleur sensible (H), à proximité de définir la différence de température de surface (dT) pour chaque pixel (Allen et al., 2007) :

$$dT = T_{z_1} - T_{z_2} \quad (4.19)$$

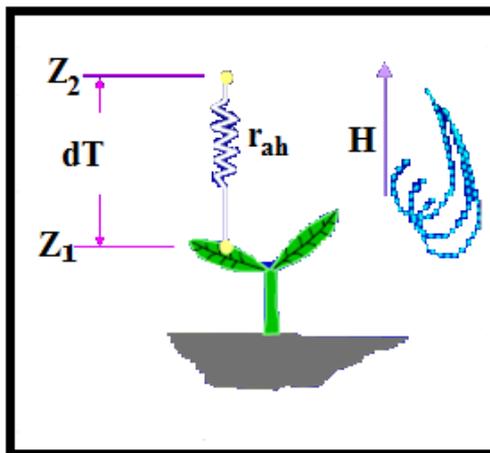


Figure 4.13 : Le flux de chaleur Sensible et la différence de température dT à la surface (Allen, 2002).

Le modèle METRIC suppose une relation linéaire entre T_0 et dT :

$$dT = a.T_0 + b \tag{4.20}$$

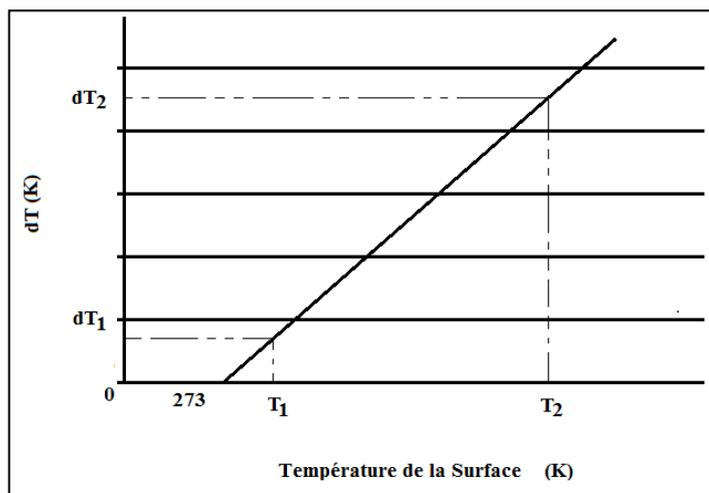


Figure 4.14: Relation linéaire entre dT et T_0 utilisée dans le processus d'étalonnage métrique de la chaleur raisonnable H .

T_0 est utilisée seulement comme un indice et peut avoir des biais importants et n'a pas besoin de représenter la température de surface aérodynamique.

METRICtm est "formé" pour chaque image en définissant dT moins de 2 "d'ancrage" pixels:

- **A un pixel humide**

$$H^{\text{humid}} = (R_n - G)_{\text{hum}} - \lambda E^{\text{humid}} \quad (4.21)$$

$$\text{où } \lambda E^{\text{humid}} = 1.05 \times \lambda \times E_{\text{Tr}} \quad (4.22)$$

$$dT^{\text{humid}} = H^{\text{humid}} \times r_{\text{ah}} / (\rho \times C_p) \quad (4.23)$$

(en SEBAL classique, $H^{\text{humid}} = \sim 0$ et $T^{\text{humid}} \sim T_0$ est pour l'eau).

- **A un pixel sec**

$$H^{\text{sec}} = (R_n - G)^{\text{sec}} - \lambda E^{\text{sec}} \quad (4.24)$$

$$\text{où } \lambda E^{\text{sec}} \sim 0$$

$$dT^{\text{sec}} = H^{\text{sec}} \times r_{\text{ah}} / (\rho \times C_p) \quad (4.25)$$

1,05 est réduite et estime que f (NDVI) au cours de l'hiver (Allen et al., 2007).

E - Cartographie de u^* et H à l'échelle du pixel

L'algorithme METRIC, nous préconise de passer par les étapes suivantes :

- **Cartographie de u^* :**

1. La cartographie de la vitesse de frottement à l'échelle de pixel $u^*(x,y)$ est fonction de la rugosité mécanique $z_{\text{om}}(x,y)$, de la vitesse du vent à la hauteur de 200m :

$$u^* = \frac{u_{200k}}{\ln\left(\frac{200}{z_{\text{om}}}\right) - \Psi_m(200m)} \quad (4.26)$$

$\Psi_m(200m)$ est la stabilité de transport dynamique à 200m (équation (4.28) ou (4.34)) Fonctions de correction de stabilité. La longueur de Monin-Obukhov (L) définit les conditions de stabilité de l'atmosphère dans le processus itératif. L est la hauteur à laquelle les forces de flottabilité (ou stabilité) et de mélange mécanique sont égaux et elle est calculée en fonction de la chaleur et de quantité de mouvement:

$$L = \frac{\rho \cdot C_p \cdot u_*^3 \cdot T_s}{k \cdot g \cdot H} \quad (4.27)$$

Où g est l'accélération gravitationnelle ($= 9.807 \text{ms}^{-2}$) et L en mètre. Valeurs des corrections de stabilité intégrées pour l'élan et le transport de chaleur (Ψ_m et Ψ_h) sont calculés en utilisant des formulations par Paulson (1970) et Webb (1970), selon le signe de

L. lorsque $L < 0$, la couche limite de l'atmosphère inférieure est instable, et quand $L > 0$, la couche limite est stable.

✱ *Pour $L < 0$*

$$\Psi_{m(200m)} = 2\ln\left(\frac{1+x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x_{(200m)}^2}{2}\right) - 2\text{ARCTAN}(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (4.28)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2\ln\left(\frac{1+x_{(2m)}^2}{L}\right) \quad (4.29)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2\ln\left(\frac{1+x_{(0,1m)}^2}{L}\right) \quad (4.30)$$

Où

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16\frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad (4.31)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16\frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (4.32)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16\frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (4.33)$$

Les valeurs de $x_{(200m)}$, $x_{(2m)}$ et $x_{(0,1m)}$ n'ont aucun sens lorsque $L \geq 0$ et les valeurs sont fixées à 1,0.

✱ *Pour $L > 0$ (stable)*

$$\Psi_{m(200m)} = -5\left(\frac{200}{L}\right) \quad (4.34)$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5\left(\frac{2}{L}\right) \quad (4.35)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = -5\left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (4.36)$$

Lorsque $L = 0$, les valeurs de stabilité sont mis à 0. L'équation (4.34) utilise une valeur de 2 m au lieu de 200 pour z car il est supposé que dans des conditions stables, la hauteur de la couche limite inertielle stable est de l'ordre de quelques mètres seulement. Utiliser une valeur supérieure à 2 m pour z peut causer une instabilité numérique dans le modèle. Pour des conditions neutres, $L = 0$, $H = 0$ et Ψ_m et $\Psi_h = 0$.

▪ **Cartographie de r_{ah} :**

La vitesse de frottement u^* étant déterminée, le procédé se poursuit afin d'estimer la résistante aérodynamique r_{ah} à l'échelle de pixel en fonction de $\Psi_{h(2m)}$ et $\Psi_{h(0,1m)}$, il

correspond à la correction de stabilité du transport de chaleur à la hauteur 0.1m et 2m. (Équations (4.29 et 4.30) ou (4.35 et 4.36)).

$$r_{ah,1,2} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_h(z_2) + \Psi_h(z_1)}{u^*k} \tag{4.37}$$

▪ **Cartographie du flux de chaleur sensible (H)**

Enfin on arrive à la cartographie du flux de chaleur sensible $H(x,y)$ à l'échelle de pixel, après avoir évalué le paramètre le plus compliqué qui est la résistance aérodynamique $r_{ah}(x,y)$

La première valeur du flux sensible est déduite à partir de l'équation (4.38) :

$$H(x,y) = \frac{\rho \cdot C_p}{r_{ah}(x,y)} dT(x,y) \tag{4.38}$$

Le procédé se poursuit jusqu'à la convergence de la valeur $H(x,y)$.

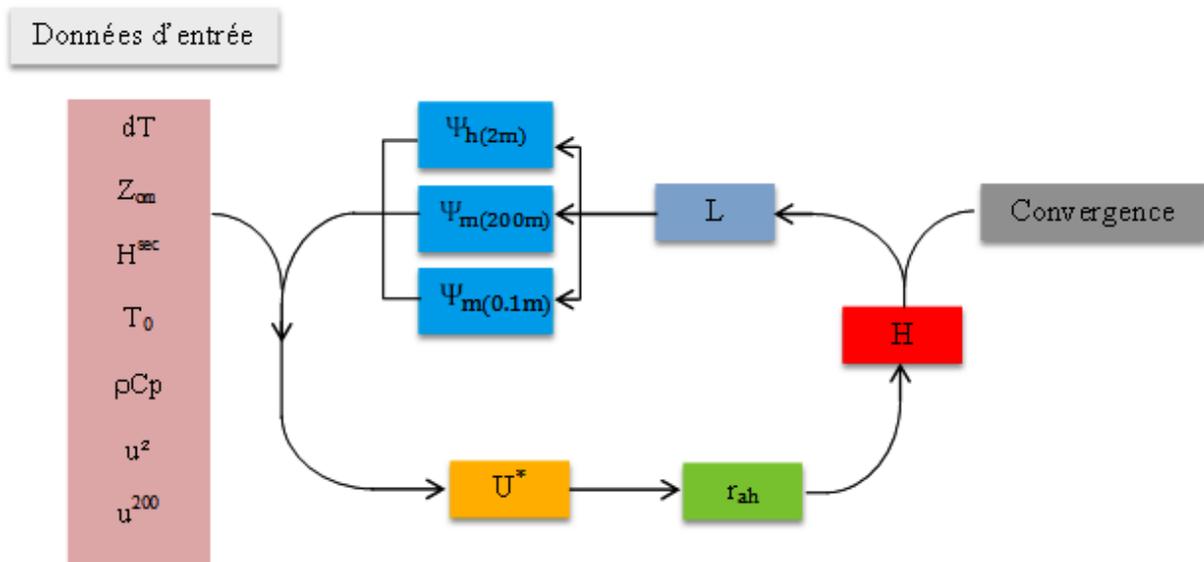


Figure 4.15: Organigramme du procédé itératif (itération II) utilisé pour la cartographie du flux de chaleur sensible à l'échelle de pixel (Teffahi, 2015).

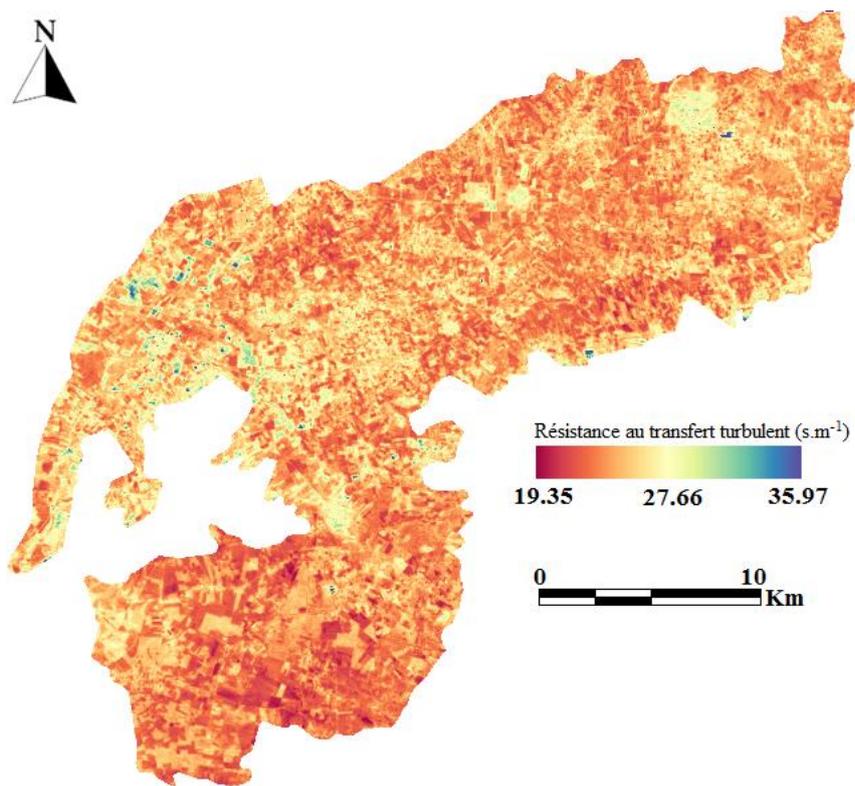


Figure 4.16 (a) : Image de la résistance au transfert turbulent pour la plaine de Ghriess (le jour 36).

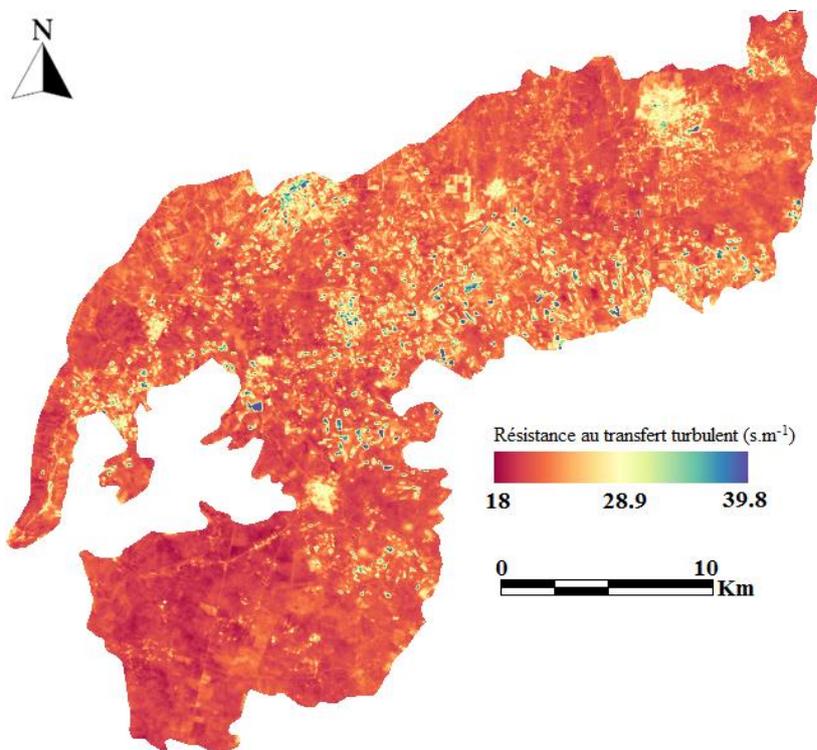


Figure 4.16 (b) : Image de la résistance au transfert turbulent pour la plaine de Ghriess (le jour 196).

Les cartographies de la résistance au transfert turbulent et du flux de chaleur sensible sont représentées sur les figures (4.16) et (4.17). On remarque donc que pour les surfaces sèches, la résistance au transfert turbulent est plus faible, provoquant ainsi la libération de la chaleur sensible vers l'atmosphère. Ceci est justifié par le gradient élevé des températures de surface et de l'air (dT). En revanche, pour les surfaces humides la résistance au transfert turbulent est élevée, car l'énergie disponible est utilisée essentiellement pour la vaporisation de l'eau de surface. Nous pouvons mieux percevoir le mécanisme de transfert de chaleur sur les images du flux de chaleur sensible (Figure 4.18) où les surfaces irriguées et saturées ont des valeurs plus faibles et parfois nulles. Les valeurs élevées caractérisent les zones sèches.

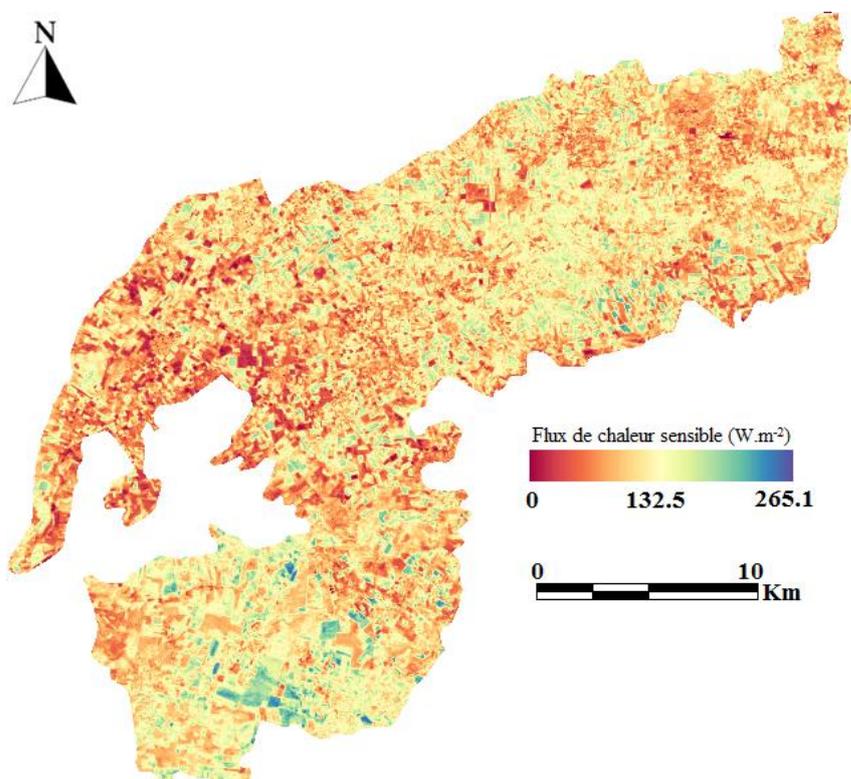


Figure 4.17 (a) : Image du flux de chaleur sensible pour la plaine de Ghriss (le jour 36).

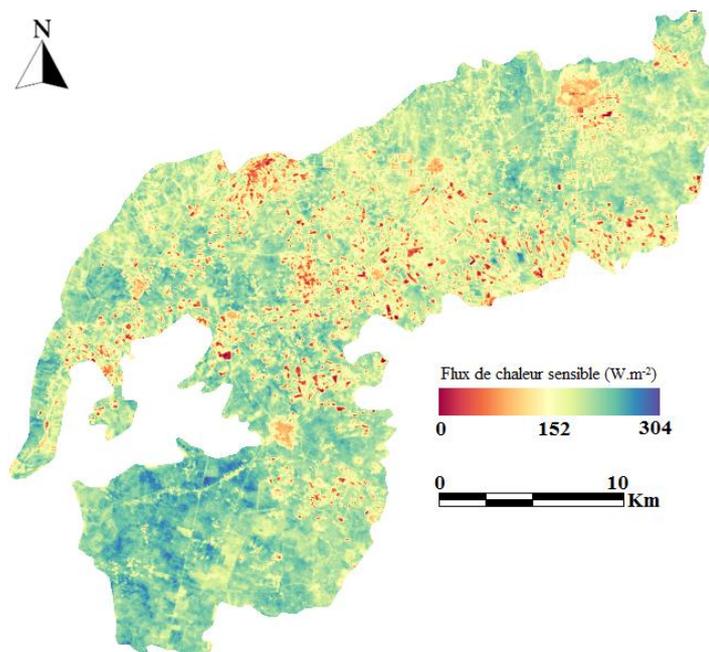


Figure 4.17 (b) : Image du flux de chaleur sensible pour la plaine de Ghriess (le jour 196).

4.3.2.1.2 Le flux de chaleur latente (λE)

Après la détermination du rayonnement net, du flux de chaleur dans le sol et du flux de chaleur sensible, le flux de chaleur latente est estimé pour chaque pixel comme le terme résiduel de l'équation du bilan énergétique (4.1).

Ce flux de chaleur latente (λE) correspond à l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration. Il désigne le processus physique de passage de l'eau de l'état liquide à l'état gazeux. Il suppose trois conditions : de l'énergie permettant le changement d'état, un gradient de tension de vapeur et un renouvellement de la masse d'air (turbulence). En fait, l'évapotranspiration s'exprime généralement en hauteur de lame d'eau équivalent par unité de temps. Il est commun dans la littérature de distinguer l'évaporation du sol d'une part, et la transpiration du couvert végétal d'autre part. La contribution de la transpiration à l'évaporation totale est variable, et peut atteindre près de 100 % pour des couverts végétaux denses. En 1948, Penman proposa une expression de l'évaporation associant les termes du bilan d'énergie et les termes de transfert de masse, pour une surface d'eau libre. Monteith (1965) l'a repris pour l'adapter à un couvert végétal en introduisant une résistance spécifique au couvert. Cette résistance est appelé aussi « la résistance de surface r_s », elle recouvre à la fois la résistance du sol au transfert de quantité de vapeur et la résistance induite par la structure et le fonctionnement du végétal. On ne considère pas ici

l'ensemble des éléments constitutifs du milieu, mais une surface évaporante équivalente d'épaisseur nulle et d'extension infinie, c'est à dire ce que Monteith (1975) appelle la « *big leaf* ». La résistance de surface, qui représente donc les propriétés du milieu ramenées à cette surface évaporante, dépend des conditions de rayonnement, de la disponibilité en eau du sol, du déficit de tension partielle de vapeur et des propriétés du sol et du couvert végétal. Pour des conditions atmosphériques données, c'est donc la résistance de surface qui déterminera la variabilité spatiale de l'évapotranspiration.

Des fortes valeurs d'évapotranspiration sont généralement associées à des valeurs de résistance de surface inférieures à 70 s.m^{-1} , alors qu'en conditions de stress hydrique de surface, les valeurs de résistance de surface sont supérieures à 500 s.m^{-1} (Monteith, 1994). En effet, l'estimation et la cartographie du flux de chaleur latente sont de grande importance pour l'agriculture. Elles permettent d'apprécier l'état d'alimentation hydrique des cultures et la définition des modalités d'irrigation ainsi que, par des interventions appropriées, de faire tendre le rapport ETR/ETM (ETR est l'évapotranspiration réelle et ETM est l'évapotranspiration maximale) vers sa valeur optimale. Cependant, les valeurs du flux de chaleur latente dépendent fortement des conditions de son estimation. Il est donc préférable, pour une interprétation plus aisée, d'en déduire des indicateurs d'alimentation hydrique tels que la fraction d'évaporation (EF), le paramètre de Priestley-Taylor (α) et la résistance de surface à l'évaporation (r_s).

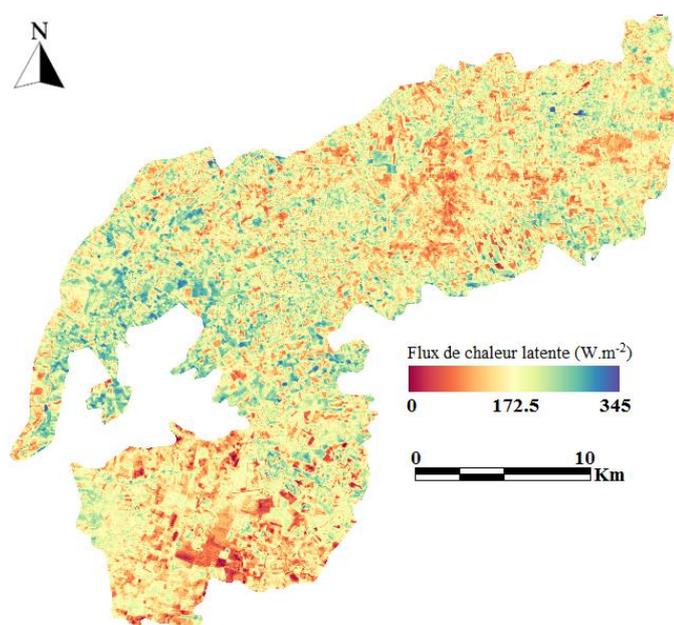


Figure 4.18 (a) : Image du flux de chaleur latente pour la plaine de Ghriss (le jour 36) par METRIC.

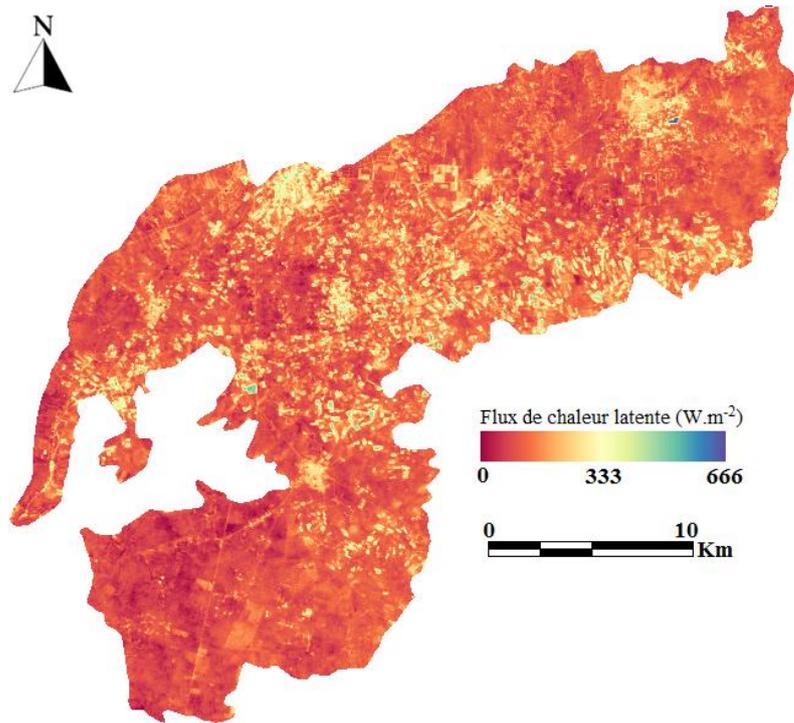


Figure 4.18 (b) : Image du flux de chaleur latente pour la plaine de Ghriss (le jour 196) par METRIC.

En fait, les valeurs de flux de chaleur latente obtenues sur le site pilote choisi représentent assez fidèlement la logique des variations spatiales de l'état hydrique de surface (Figure 4.18). Plus précisément, les cours d'eau, les surfaces humides et les cultures fraîchement irriguées se caractérisent par les fortes valeurs d'évapotranspiration. En revanche, les sols nus très réfléchissants ont les faibles valeurs.

4.3.2.1.3 Estimation de fraction d'évaporation (EF)

La fraction d'évaporation est estimée à partir des mesures instantanées selon l'expression :

$$EF = \frac{\lambda E}{R_n - G} \quad (4.39)$$

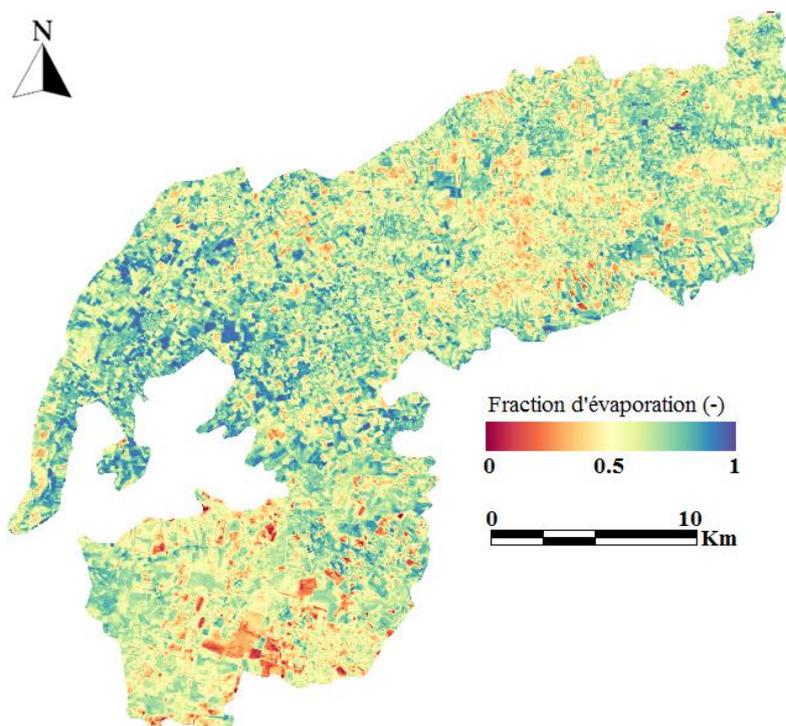


Figure 4.19 (a) : Image de la fraction d'évaporation pour la plaine de Ghriss (le jour 36) par le modèle METRIC.

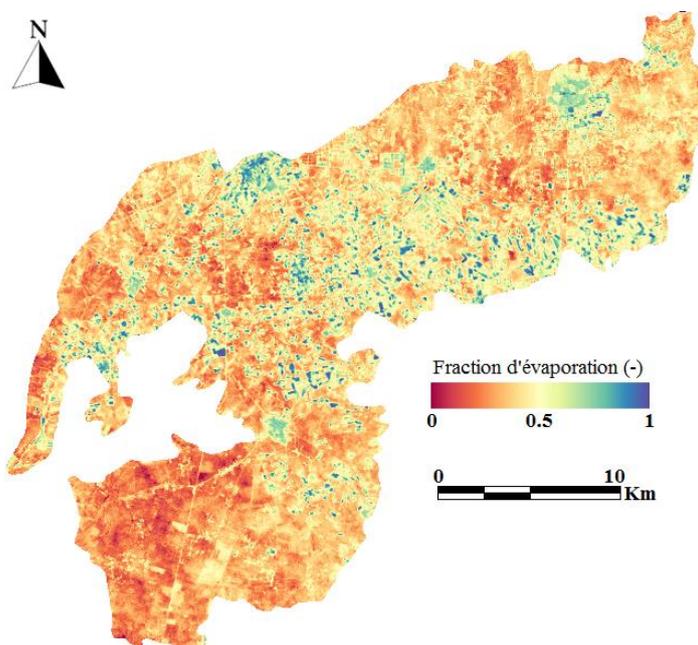


Figure 4.19 (b) : Image de la fraction d'évaporation pour la plaine de Ghriss (le jour 196) par le modèle METRIC.

Les résultats obtenus dans notre cas sont représentés sur la figure 4.19. On constate que la fraction d'évaporation est forte pour les surfaces humides et les couverts végétaux irrigués. Par contre, elle est plus faible pour les surfaces sèches.

4.3.2.2. Les paramètres du modèle TIM

Le paramètre ϕ est estimé par la méthode proposée par Stisen et al., (2008), selon deux étapes :

- **1ère étape :**

Dans la première étape, on estime l'état hydrique de la surface par interpolation de la température de surface entre les deux limites sèche et humide.

Les limites sèche et humide sont identifiées expérimentalement ou théoriquement par le calcul de température de surface dans les coins de trapèze (Figure 4.19), en posant des conditions aux limites représentées par les valeurs des résistances de surface pour chaque condition (couvert végétale sec, couvert végétale humide, sol nu sec et sol nu humide). Cette résistance pour chaque condition : Couvert végétal humide = 12 s/m, Couvert végétal sec = 300 s/m, sol nu humide = 0 et sol nu sec = ∞ .

Cette étape est réalisée par un programme en code (trapèze.Exe) développé au laboratoire (LRSBG).

$$\frac{T_0 - T_{0 \min}}{T_{0 \max} - T_{0 \min}} \quad (4.40)$$

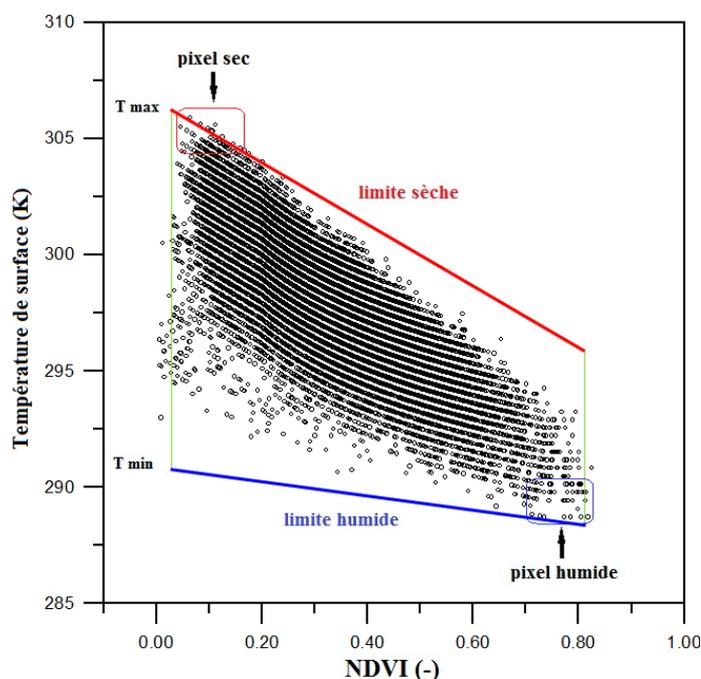


Figure 4.20 : Illustration de la méthode de trapèze utilisée pour l'identification des pixels secs et humides (le jour 36).

• 2ème étape :

On calcul tout d'abord les valeurs ϕ_{\max} et ϕ_{\min} :

A - Calcul du paramètre de Priestley- Taylor ϕ_{\max}

Pour calculer ϕ_{\max} on procède comme suit :

1. Calcul de la tension de vapeur d'eau dans l'air (e_s)

$$e_s = 6.112 \exp \left(\frac{17.62 \times T_a}{T_a + 243.12} \right) \quad (4.41)$$

Avec : T_a est la température de l'air en C°

2. Calcul de la dérivée de la pression de vapeur (Δ)

$$\Delta = \frac{4098 \times e_s}{(237.3 + T_a)^2} \quad (4.42)$$

Avec : T_a est la température de l'air en C° et e_s est la tension de vapeur d'eau dans l'air.

3. Calcul de ϕ_{\max}

$$\phi_{\max} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta} \quad (4.43)$$

Avec : γ est la constante psychrométrique, généralement égale à 0,66 mbar.K⁻¹ ;

Δ est la dérivée de la pression de vapeur par rapport à la température de l'air

Tableau 4.2 : Les paramètres utilisés pour le calcul du paramètre de Priestley-Taylor (ϕ_{\max}) à partir des images Landsat ETM+.

Paramètre	Symbole	Unité	03 déc 2001 (Jour 337)	5 fév 2002 (Jour 36)	26 avr 2002 (Jour 116)	15 juil 2002 (Jour 196)
Température de l'air	T_a	C°	10,3	12,3	24	25
la tension de vapeur d'eau dans l'air	e_s	mbar	12,50	14,68	29,83	31,67
Δ	Δ	mbar.C° ⁻¹	0,83	0,96	1,79	1,88
ϕ_{\max}	ϕ_{\max}	—	1,78	1,67	1,36	1,35

B - Calcul du paramètre de Priestley- Taylor ϕ_{\min}

ϕ_{\min} est comprise entre 0 et ϕ_{\max} , elle est fonction de la fraction du couvert végétale (fc).

1- La fraction du couvert végétale (fc) :

La fraction du couvert végétale est exprimée par l'équation suivante (Stisen et al., 2008) :

$$fc = \left[\frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right]^2 \quad (4.44)$$

2- Calcul de ϕ_{\min}

ϕ_{\min} , est exprimé par (Stisen et al., 2008):

$$\phi_{\min} = \phi_{\max} \times f_c \quad (4.45)$$

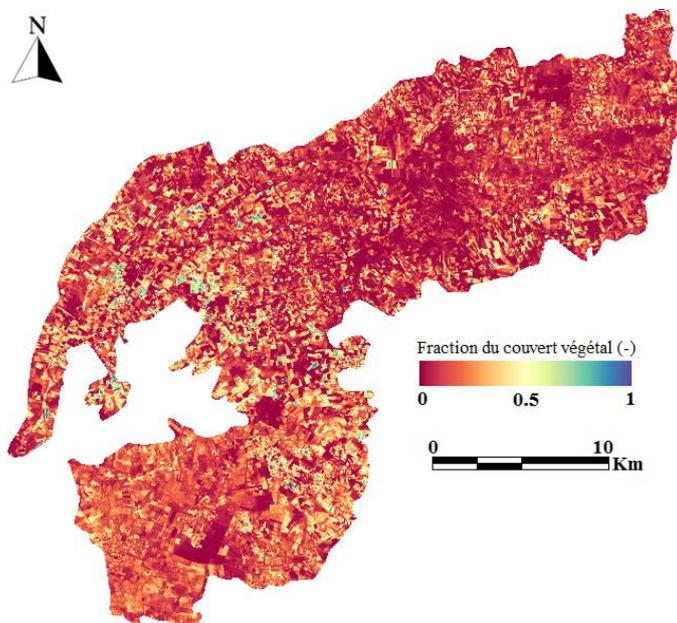


Figure 4.21 (a) : Image de la fraction du couvert végétale (f_c) de la plaine de Ghriiss (le jour 36).

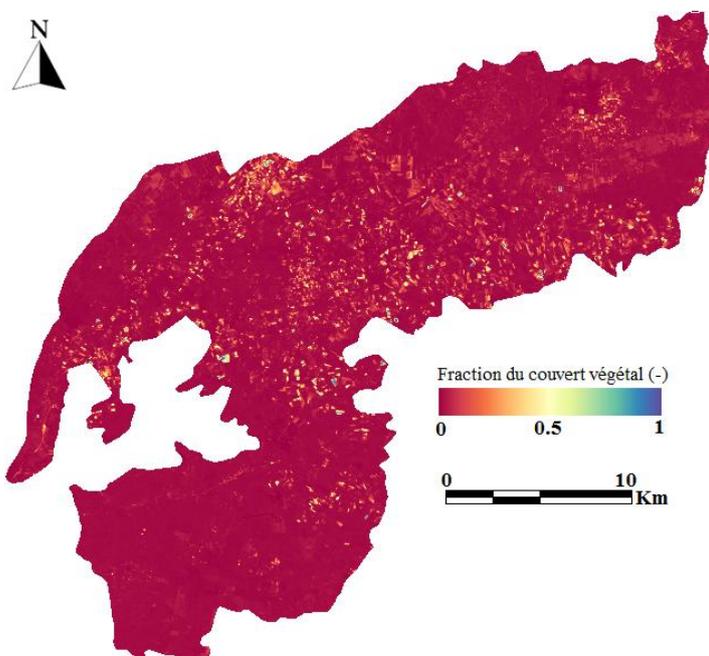


Figure 4.21 (b) : Image de la fraction du couvert végétale (f_c) de la plaine de Ghriiss (le jour 196).

C – Détermination du paramètre de Priestley- Taylor ϕ

Enfin, la valeur de ϕ est obtenue par l'équation suivante :

$$\frac{T_0 - T_{0 \min}}{T_{0 \max} - T_{0 \min}} = \frac{\phi - \phi_{\min}}{\phi_{\max} - \phi_{\min}} \quad (4.46)$$

Le taux de couverture d'une surface, est exprimé par l'équation (4.47) d'après (Stisen et al., 2008) :

$$\phi = \frac{T_0 - T_{0 \min}}{T_{0 \max} - T_{0 \min}} (\phi_{\max} - \phi_{\min}) \phi_{\min} \quad (4.47)$$

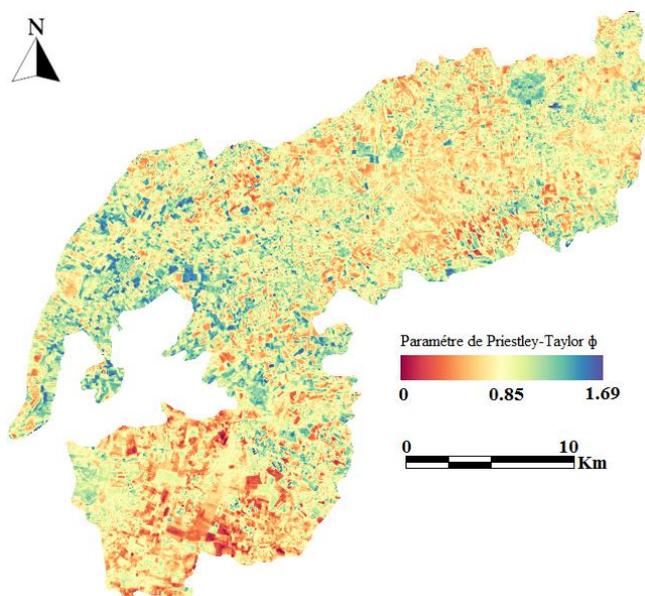


Figure 4.22 (a) : Image du paramètre de Priestley-Taylor ϕ de la plaine de Ghriiss (le jour 36).

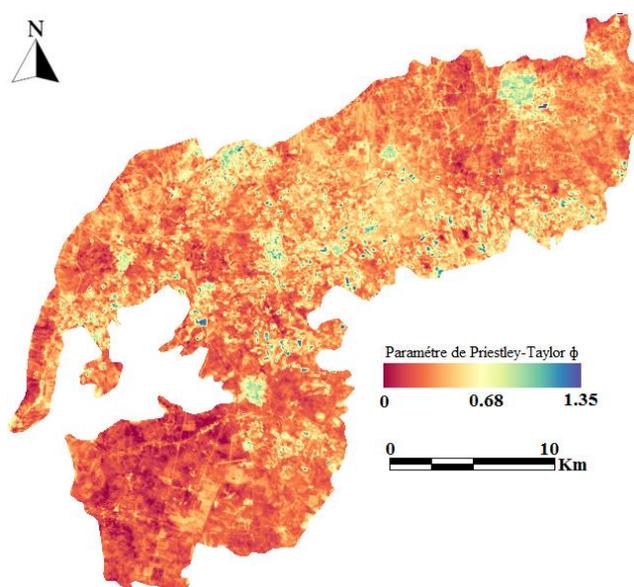


Figure 4.22(b) : Image du paramètre de Priestley- Taylor ϕ de la plaine de Ghriiss (le jour 196).

D - Le flux de chaleur latente (λE)

Pour estimer le flux de chaleur latente (λE) par le modèle TIM on utilise l'équation de Priestley-Taylor (Stisen et al., 2008) :

$$\lambda E = \phi \left[(R_n - G) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (4.48)$$

Avec R_n : est le rayonnement net exprimé par l'équation (4.10) ;

G : est le flux de chaleur dans le sol exprimé par l'équation (4.11) ;

Δ : est la dérivée de la pression de vapeur par rapport à la température de l'air exprimée par l'équation (4.42) ;

γ : est la constante psychrométrique, généralement égale à $0,66 \text{ mbar.K}^{-1}$;

ϕ : est un paramètre similaire à celui de Priestley- Taylor exprimé par l'équation (4.47).

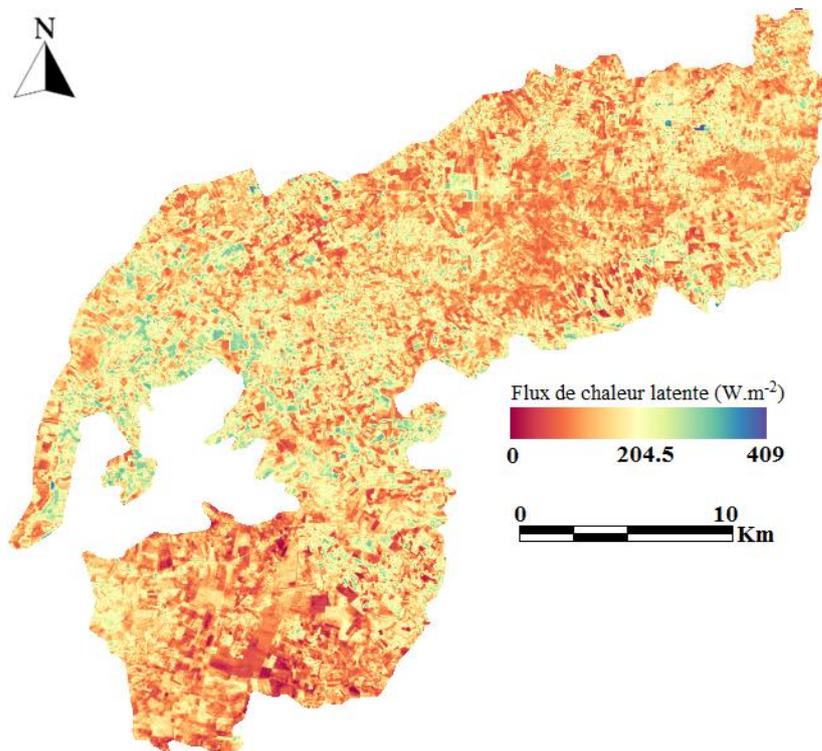


Figure 4.23 (a) : Image du flux de chaleur latente de la plaine de Ghriess (le jour 36) par le modèle TIM.

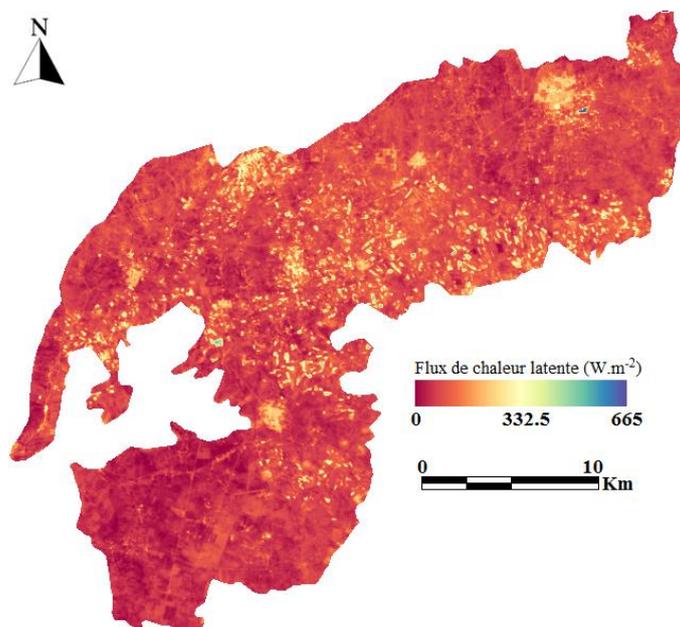


Figure 4.23 (b) : Image du flux de chaleur latente de la plaine de Ghriss (le jour 196) par le modèle TIM.

E - Estimation de la fraction d'évaporation (EF)

La fraction d'évaporation est estimée à partir des mesures instantanées suivant l'expression (Stisen et al., 2008) :

$$EF = \phi \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (4.49)$$

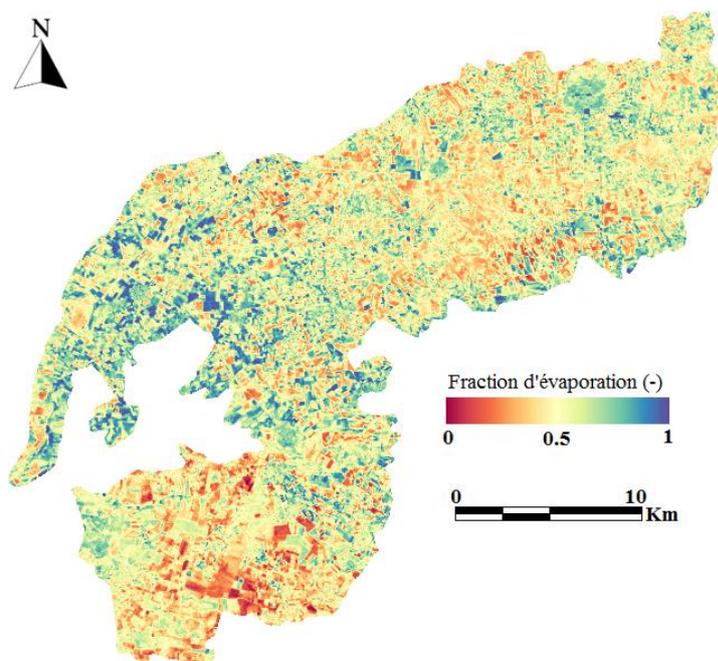


Figure 4.24 (a) : Image de la fraction d'évaporation de la plaine de Ghriss (le jour 36) par le modèle TIM.

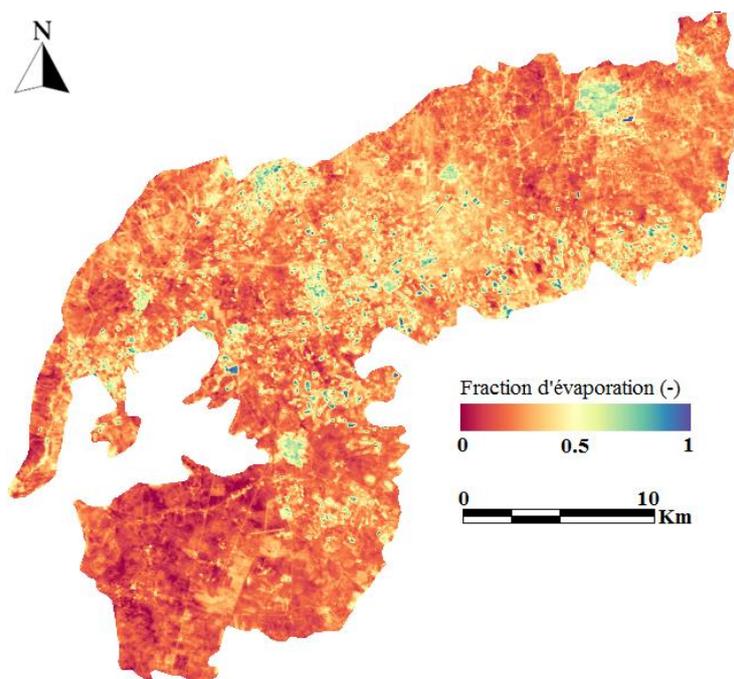


Figure 4.24 (b) : Image de la fraction d'évaporation de la plaine de Ghriess (le jour 196) par le modèle TIM.

Les résultats obtenus dans notre cas sont représentés sur la figure 4.24. On constate que la fraction d'évaporation est forte pour les surfaces humides et les couverts végétaux irrigués. Par contre, elle est plus faible pour les surfaces sèches.

CHAPITRE V

Résultats et discussion

5. RESULTATS ET DISCUSSIONS

A travers la modélisation de l'équation du bilan énergétique par METRIC et TIM, nous avons montré que les paramètres de surface, issus du capteur satellitaire Landsat ETM+ et MODIS, à savoir l'albédo, l'indice de végétation et la température de surface conduisent à déterminer le flux de chaleur latente comme le terme résiduel de cette équation.

L'albédo de surface, déterminé au moyen de données de réflectances acquises par le capteur Landsat ETM+, varie avec l'état et le taux d'humidité d'une surface. Grâce au caractère multispectral de ces données, la précision obtenue sur l'albédo est présentée dans le tableau 5.1. L'émissivité a été calculée à partir d'indices de végétation. Les valeurs les plus fortes (au-dessus de 0,98) correspondent aux couverts végétaux denses, en particulier blé et forage, alors que les valeurs de l'ordre de 0,92 et 0,93 correspondent à des sols nus secs.

Tableau 5.1: Tableau de statistique de l'Albédo pour les images Landsat ETM+.

Date	Min	Max	Moyenne	Ecart Type
03-Déc-2001 (Jour 337)	0,0498	0,4937	0,1953	0,0371
05-Fév-2002 (Jour 36)	0,0848	0,5194	0,1974	0,0309
26-Avr-2002 (Jour 116)	0,0433	0,5803	0,2178	0,0282
15-Juil-2002 (Jour 196)	0,0388	0,4917	0,2462	0,0298

L'indice de végétation des différences normalisées (NDVI) se révèle être un outil bien adapté au suivi régional de la végétation (Benslimane et al., 2008; Benhanifia et al., 2003). Cet indice est calculé à partir des réflectances de surface dans le rouge et le proche infrarouge. Les valeurs obtenues pour une surface terrestre sont significatives et correspondent à la réalité physique (0-1), contrairement à celles obtenues à partir des comptes numériques.

5.1. La température de surface

La température de surface est calculée à partir des données satellitaires dans l'infrarouge thermique (Tableau 5.2), en faisant intervenir l'algorithme TES (*Temperature and Emissivity Separation*) ou l'indice de végétation (NDVI) pour l'estimation de l'émissivité de surface. Une erreur de 1% sur la valeur d'émissivité conduit à une sous-

estimation de la température de surface d'environ 0,4 à 0,8 °C (Vidal, 1990). Il serait donc souhaitable de conduire des études physiques fines pour augmenter la précision de l'estimation de l'émissivité de surface.

Tableau 5.2: Tableau de statistique de température de surface pour les images Landsat ETM+.

Date	Min	Max	Moyenne	Ecart Type
03-Déc-2001 (Jour 337)	282,85	305,89	294,93	2,80
05-Fév-2002 (Jour 36)	285,47	305,90	296,86	2,72
26-Avr-2002 (Jour 116)	299,71	329,39	317,44	4,80
15-Juil-2002 (Jour 196)	303,69	331,91	324,92	3,00

La température de surface (T_0) est reliée indirectement au flux de chaleur latente (λE) par le biais de l'équation du bilan d'énergie. Elle fournit une information importante sur l'état hydrique de surface. L'analyse de la corrélation entre T_0 et λE montre une forte dépendance entre ces deux variables ($r = -0,92$ pour le modèle MITRIC et $r = -0,96$ pour modèle TIM) (Figure 5.1). Par ailleurs, les paramètres albédo et NDVI, malgré qu'ils offrent des informations complémentaires intéressantes dans l'interprétation des données thermiques (Carlson, 2007; Gillies et al., 1997; Menenti et al., 1989), sont moins significants dans la discrimination de l'état hydrique de surface du fait que leurs coefficients de corrélation avec le flux de chaleur latente sont respectivement de 0,0002 et 0,57 pour modèle METRIC et 0,012 et 0,59 pour modèle TIM (Figure 5.2 et Figure 5.3).

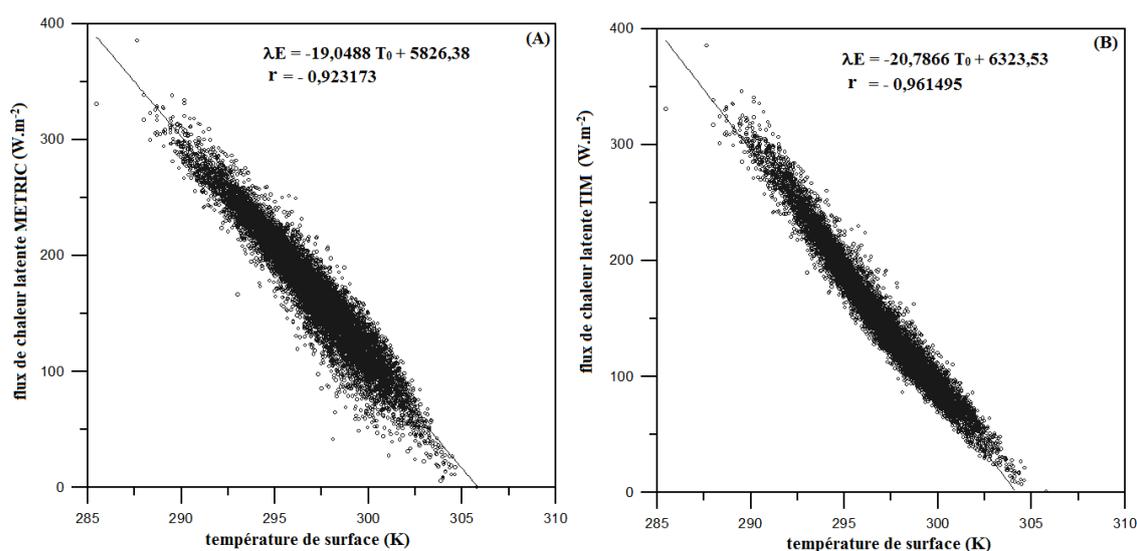


Figure 5.1 : Représentation de la relation entre la température de surface et le flux de chaleur latente : (A) modèle METRIC; (B) modèle TIM.

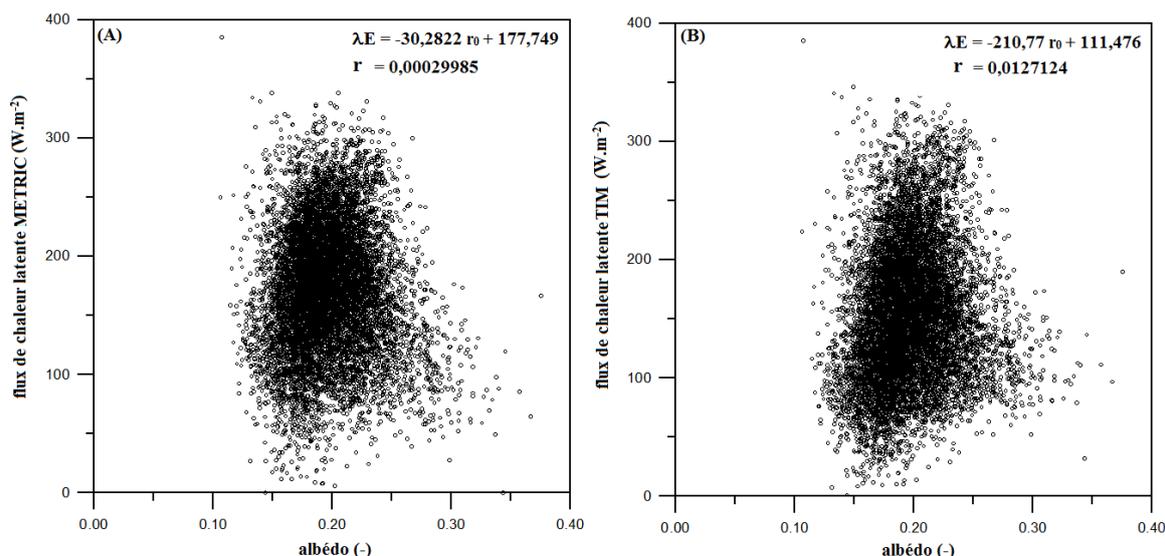


Figure 5.2 : Représentation de la relation entre l'albédo et le flux de chaleur latente : (A) modèle METRIC; (B) modèle TIM.

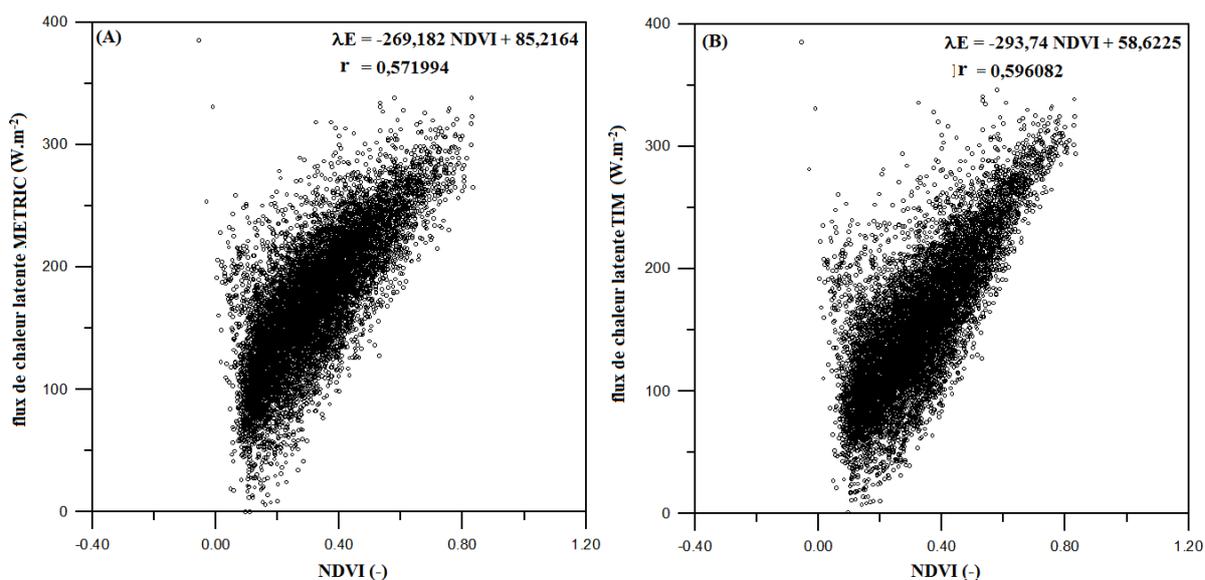


Figure 5.3 : Représentation de la relation entre NDVI et le flux de chaleur latente : (A) modèle METRIC; (B) modèle TIM.

La température de surface varie dans les images utilisées entre 285,5 et 305,9 K, pour le jour 36, et entre 303,7 et 331,9 K pour le jour 196 (cf. Figure 4.8). Le tableau 5.2 présente les variations de la température de surface dans la zone d'étude. Les valeurs supérieures correspondent aux pixels dont les sols nus sont dominants, tandis que les faibles valeurs sont associées aux plans d'eau et à la végétation dense. De même, la température de surface moyenne des pixels secs est supérieure à celle des pixels humides (Tableau 5.3).

Tableau 5.3 : Paramètres et flux de surface instantanés au-dessus des pixels secs et humides (La plaine de Ghriss).

Paramètre	Notation	Unité	image 03/12/2001		image 05/02/2002		image 26/04/2002		image 15/07/2002	
			Pixels secs	Pixels humides						
Normalised Difference Vegetation Index	NDVI	-	0,11	0,8	0,08	0,81	0,15	0,86	0,14	0,76
Albédo	r_0	-	0,16	0,21	0,14	0,23	0,19	0,22	0,21	0,22
Emissivité	ϵ_0	-	0,91	0,99	0,91	0,99	0,92	0,99	0,92	0,99
Température de surface	T_0	K	305,11	286,36	305,22	288,18	328,79	301	331,5	305,23
Rayonnement net	R_n	$W.m^{-2}$	191,22	259,51	297,17	330,79	408,19	554,5	405	558,61
Flux de chaleur dans le sol	G	$W.m^{-2}$	25,53	9,11	39,24	13,10	99,68	31,83	106,86	54,12
Vitesse de frottement	u	$m.s^{-1}$	0,19	0,2	0,19	0,2	0,088	0,061	0,14	0,13
Longueur de Monin-Oubukhov	L	m	-3,99	-80,66	-3,03	-204,66	-0,2	-12,51	-1,03	-35,43
Résistance au transfert turbulent	r_{ah}	$s.m^{-1}$	22,14	34,73	19,67	38,096	15,04	121,08	18,24	54,79
Flux de chaleur sensible	H	$W.m^{-2}$	172,25	0	254,81	0	307,9	0	296,66	0
Flux de chaleur latente modèle METRIC	λE	$W.m^{-2}$	0	245,15	0	316,62	0	521,89	0	502,13
Fraction d'évaporation modèle METRIC	EF	-	0	1	0	1	0	1	0	1
Flux de chaleur latente modèle TIM	λE	$W.m^{-2}$	0	250,51	0	316,62	0	522,67	0	504,04
Fraction d'évaporation modèle TIM	EF	-	0	1	0	1	0	1	0	1
Différence entre la température de surface et la température de l'air	dT	$^{\circ}C$	21,64	0	19,36	0	31,62	0	32,88	0

5.2. Le rayonnement net

Le Tableau 5.4 montre les valeurs de rayonnement net des images utilisées :

Tableau 5.4: Tableau de Rayonnement net (R_n) pour les images Landsat ETM+.

Date	Min	Max	Moyenne	Ecart Type
03-Déc-2001 (Jour 337)	113,93	334,86	231,21	19,44
05-Fév-2002 (Jour 36)	155,49	429,329	311,60	18,89
26-Avr-2002 (Jour 116)	165,92	712,13	460,29	42,08
15-Juil-2002 (Jour 196)	218,37	737,41	423,23	33,15

Les valeurs supérieures sont représentées sur les couverts denses ($NDVI > 0,7$) ayant des conditions optimales d'alimentation en eau. Les sols nus ($NDVI < 0,2$) sont caractérisés par les faibles valeurs, avec une moyenne de 231,21 W/m^2 pour le jour 337, 311,6 W/m^2 pour le jour 36, 460,29 W/m^2 pour le jour 116 et 423,23 W/m^2 pour le jour 196. La

comparaison des valeurs du rayonnement net mesurées au sol avec celles estimées par satellite montre une très bonne concordance avec un écart quadratique moyen de $8,71 \text{ W/m}^2$, correspondant à $2,7 \%$ en valeur relative (Figure 5.4).

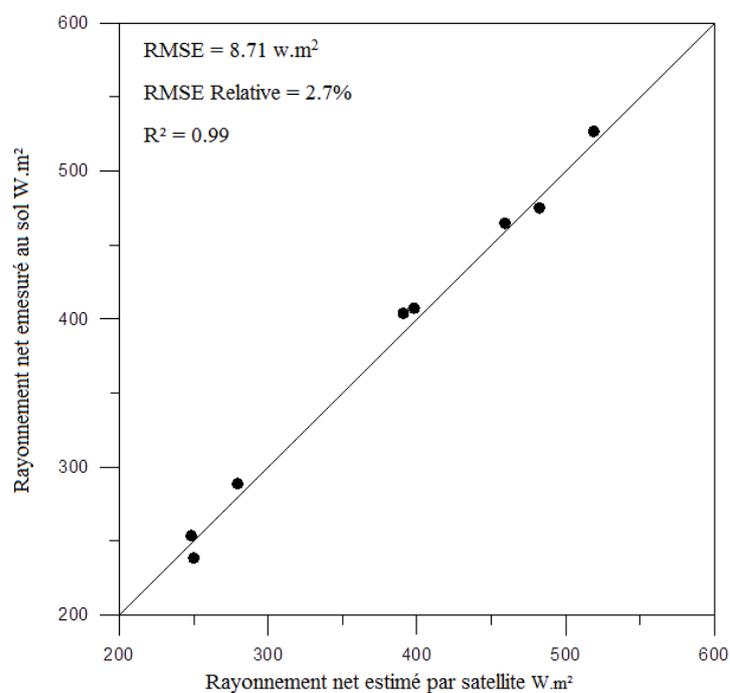


Figure 5.4 : Comparaison entre le rayonnement net estimé par le satellite Landsat ETM+ et celui mesuré au sol.

5.3. Le flux de chaleur dans le sol

Le tableau ci-dessous montre que la moyenne du flux de chaleur dans le sol de l'image 03/12/2001 est de $21,91 \text{ W/m}^2$. Les plus faibles valeurs correspondent à des périodes où les températures sont moins élevées (automne). Pour l'image du 15 juillet 2002, la moyenne de flux de chaleur dans le sol est plus élevés ($G = 102,78 \text{ W/m}^2$). Elle correspond à une période où la température est élevée (été).

Tableau 5.5: Les variations du flux de chaleur dans le sol pour les images Landsat ETM+.

Date	Min	Max	Moyenne	Ecart Type
03-Déc-2001 (Jour 337)	8,27	26,33	21,91	1,78
05-Fév-2002 (Jour 36)	10,69	39,92	31,64	3,64
26-Avr-2002 (Jour 116)	25,87	102,69	90,21	7,52
15-Juil-2002 (Jour 196)	42,525	110,29	102,78	3,55

La comparaison des valeurs du flux G mesurées au sol avec celles déduites par le à partir des images Landsat ETM+ montre que le modèle conduit à une sous-estimation du flux G d'un écart quadratique moyen de $13,1 \text{ W/m}^2$, soit de $27,43\%$ environ en valeur relative (Figure 5.5). Ce résultat est similaire à celui obtenu sur la plaine de Ksar Chellala par Hamimed et al., (2014). Cette sous-estimation de G peut être expliquée par les incertitudes sur les variables intermédiaires entrant dans le modèle (comme l'albédo, le NDVI et la température de surface). Malgré cette imprécision, le flux G n'a qu'un faible impact dans la détermination de l'énergie disponible à la surface ($R_n - G$), car il est plus faible que les autres flux énergétiques (Jacob et al., 2002).

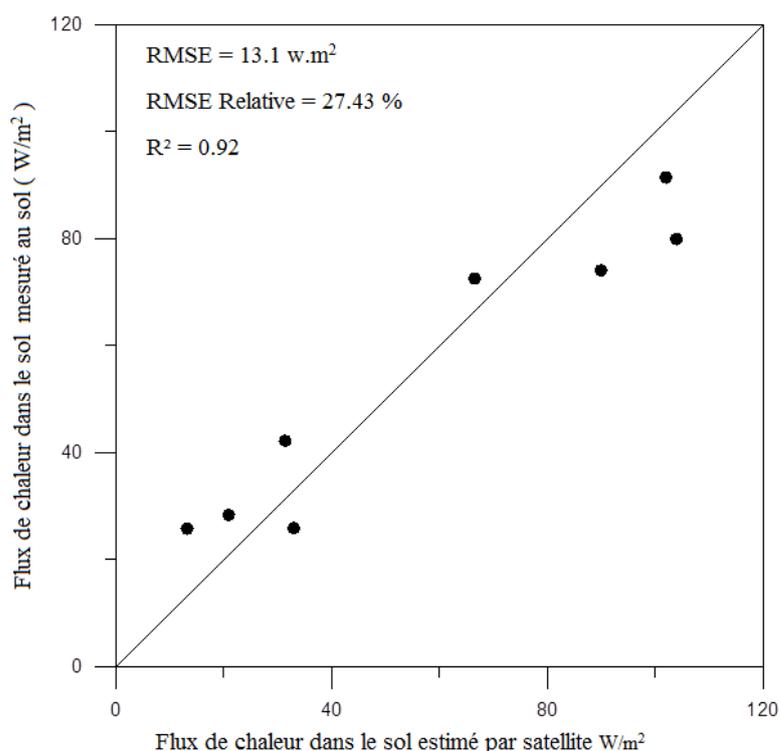


Figure 5.5 : Comparaison entre les flux de chaleur dans le sol estimés par le satellite Landsat ETM+ et ceux mesurés au sol.

5.4. Le flux de chaleur sensible

Dans les études visant à estimer l'évapotranspiration à travers l'équation du bilan d'énergie, il apparaît que l'évaluation du flux de chaleur sensible est la plus délicate pour les modèles résiduels tels que METRIC. Dans son approche, Seguin et al., (1982) a adopté une méthode empirique pour atténuer les erreurs dues à ce flux. En revanche, l'approche suivie dans notre travail est inspirée de la théorie de Monin-Oubukhov qui est basée sur

l'utilisation des profils de vitesse du vent et le flux de quantité de mouvement à la hauteur de la couche limite de surface. En fait, la modélisation de la couche limite de surface permet la cartographie du flux de chaleur sensible qui est obtenu par estimation de deux paramètres-clés de la régulation du bilan énergétique, dépendant du type de surface et de ses propriétés thermodynamiques qui sont la différence entre les températures de surface et de l'air (dT) et la résistance au transfert turbulent (r_{ah}).

Pour les surfaces sèches (les sols nus, l'urbain, p. exemple), la résistance au transfert turbulent est plus faible, provoquant ainsi la libération de la chaleur sensible vers l'atmosphère. En revanche, pour les surfaces humides (les cours d'eau, les plans d'eau et les parcelles agricoles fraîchement irriguées) résistance au transfert turbulent est plus élevée, car l'énergie disponible ($R_n - G$) est essentiellement utilisée pour la vaporisation de l'eau de surface.

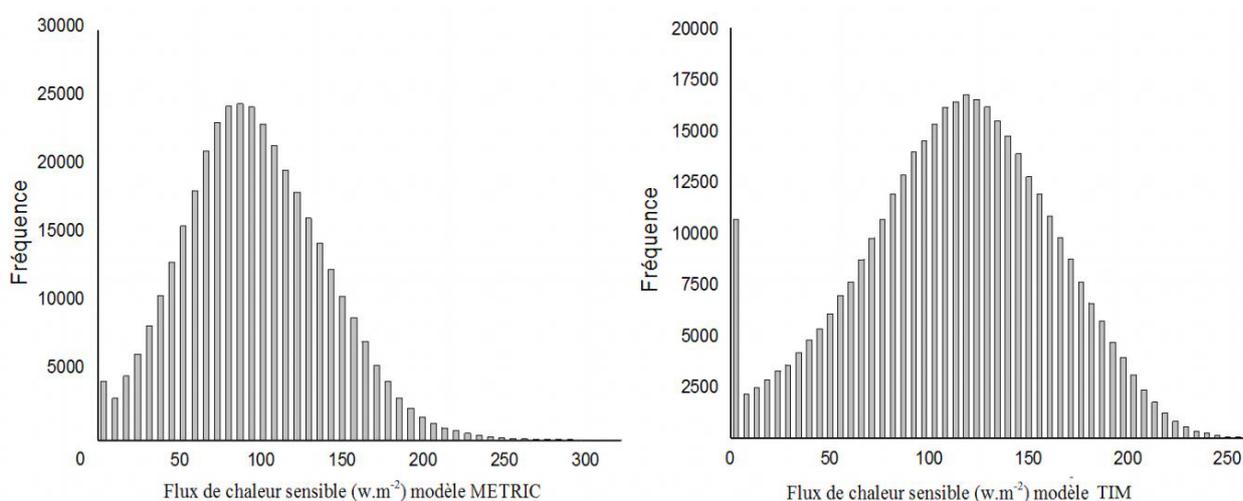


Figure 5.6: Distributions fréquentielles des valeurs de flux de chaleur sensible (jour 36).

Les distributions fréquentielles du flux de chaleur sensible (Figure 5.6) nous indiquent cette différenciation qui est causée par l'état hydrique de la surface et son influence sur la partition de l'énergie entre la chaleur latente et la chaleur sensible. En fait, les surfaces humides s'individualisent par des valeurs très faibles alors que les fortes valeurs sont attribuées aux zones sèches (Tableau 5.3).

Les résultats présentés sur le tableau 5.3 résument les flux énergétiques pour les différents types d'occupations du sol relatifs au site pilote retenu. On constate que les valeurs élevées de l'évapotranspiration sont observées sur les couverts végétaux denses et

les plans d'eau, tandis que les faibles valeurs concernent les sols nus qui correspondent à des valeurs élevées d'albédo.

La confrontation des valeurs du flux H estimées au sol, en utilisant le rapport de Bowen, avec celles obtenues par METRIC, à partir de l'image, montre un écart quadratique moyen de $22,50 \text{ W/m}^2$, soit une différence relative de 30,12% (Figure 5.7). Cet écart peut être expliqué par l'incertitude sur la température de surface et les longueurs de rugosité mécanique (hauteurs en dessous desquelles la vitesse du vent est nulle) intervenant dans l'estimation du flux chaleur sensible.

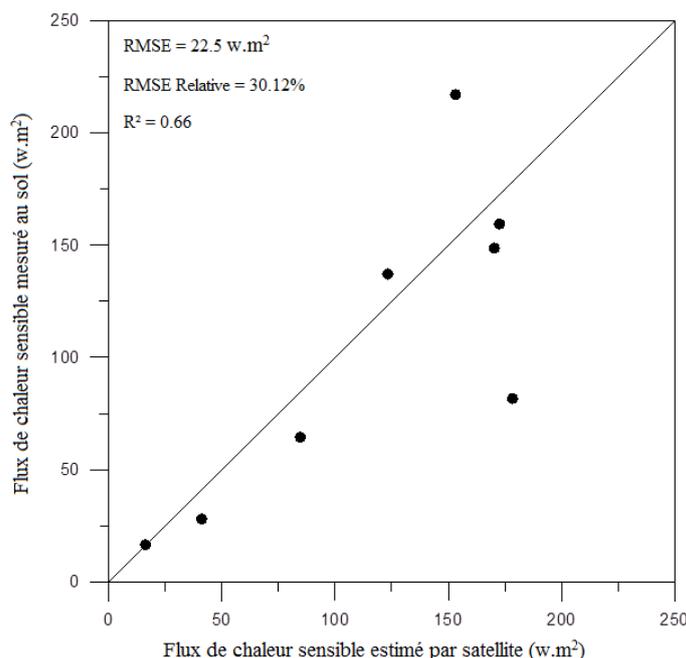


Figure 5.7 : Comparaison entre les flux de chaleur sensible estimés par le satellite Landsat ETM+et ceux mesurés au sol.

5.5. Le flux de chaleur latente

Les résultats présentés sur le tableau 5.6 résument les flux énergétiques et les indicateurs de l'état hydrique de surface pour les différents types d'occupations du sol relatifs au site pilote retenu. On constate que les valeurs élevées de l'évapotranspiration sont observées sur les couverts végétaux denses, tandis que les faibles valeurs concernent les sols nus qui correspondent à des valeurs élevées d'albédo.

L'estimation du flux de chaleur latente λE (Figure 5.10), représente assez fidèlement la logique des variations spatiales de l'évapotranspiration sans avoir à introduire un nombre important de paramètres d'entrée difficilement accessibles en routine. En

irrigation, ce flux est utilisé pour vérifier l'homogénéité de l'arrosage. L'analyse des histogrammes des fréquences pour les valeurs du flux de chaleur latente montre une nette distinction entre l'espace humide et l'espace sec.

Tableau 5.6 : Variation des flux de surface et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol dans la plaine de Ghriss.

Type d'occupation du sol	Rn	G	Modèle METRIC			Modèle TIM			image
			H	λE	EF	ϕ	λE	EF	
Sol nu	226,03	22,41	71,72	131,89	0,64	0,82	95,76	0,46	03/12/2001
Sol peu couvert	250,04	20,37	43,88	185,78	0,80	1,10	143,40	0,61	
Végétation moyenne	268,36	17,25	23,59	227,51	0,90	1,39	197,40	0,78	
Végétation dense	266,41	13,97	13,79	238,64	0,94	1,60	228,44	0,90	
Végétation très dense	259,61	11,37	9,04	239,195	0,96	1,74	243,17	0,97	
Sol nu	302,75	34,87	142,19	122,04	0,46	0,66	106,11	0,39	05/02/2002
Sol peu couvert	309,88	32,50	108,85	165,60	0,60	0,84	140,94	0,50	
Végétation moyenne	321,13	28,63	74,78	215,45	0,74	1,14	200,16	0,68	
Végétation dense	326,34	23,04	43,31	258,29	0,85	1,44	262,64	0,86	
Végétation très dense	326,05	18,11	25,07	281,55	0,91	1,60	295,67	0,95	
Sol nu	421,07	94,31	189,40	137,36	0,41	0,54	132,22	0,39	26/04/2002
Sol peu couvert	459,13	92,15	131,64	235,33	0,63	0,67	184,30	0,49	
Végétation moyenne	514,99	81,46	52,92	380,60	0,87	0,99	317,63	0,72	
Végétation dense	536,84	67,34	26,07	443,42	0,94	1,17	404,59	0,85	
Végétation très dense	539,48	53,15	15,50	470,82	0,96	1,29	462,39	0,94	
Sol nu	415,29	103,26	202,43	109,58	0,34	0,42	129,53	0,41	15/12/2002
Sol peu couvert	464,58	101,46	137,88	225,23	0,61	0,67	214,51	0,58	
Végétation moyenne	436,90	90,60	62,14	374,75	0,85	1,04	361,24	0,82	
Végétation dense	542,07	75,29	32,32	434,44	0,92	1,23	432,76	0,92	
Végétation très dense	548,20	60,88	14,58	472,74	0,96	1,31	477,92	0,98	

Le flux de chaleur latente (λE) est en général fort pour les couverts végétaux denses et est très faible pour les sols nus secs. Ces sols secs ont des températures de surface élevées et des flux H très forts. On remarquera également, que bien qu'ayant des albédos plus faibles que les couverts développés, ces sols nus présentent des rayonnements nets plus faibles, toujours en raison de leur forte température de surface, dans notre cas, les résultats de λE obtenus par les deux modèles METRIC et TIM sont présentés sur la figure 5.10.

Toutefois les valeurs du flux de chaleur latente (λE) ainsi estimées sont à considérer avec précaution et n'ont qu'une signification relative, car il n'existe pas de méthode de

validation à des échelles de temps et d'espace aussi larges. La technique utilisée pour la validation est basée sur la confrontation des valeurs ponctuelles (peu nombreuses) mesurées au sol du flux de chaleur latente avec celles obtenues à partir de l'image. Cette confrontation montre un écart quadratique moyen de 36,1 W/m² pour modèle METRIC et 42,9 W/m² pour modèle TIM, soit 55,17 % et 15,9 % en valeur relative (Figure 5.9).

En fait, par rapport aux objectifs visés, les travaux effectués ont permis d'obtenir les conclusions suivantes :

En ce qui concerne le diagnostic hydrique des cultures, l'analyse préalable a montré que l'imagerie multispectrale à haute résolution spatiale (tels que Landsat) était susceptible de caractériser globalement la répartition spatiale de l'évapotranspiration réelle et, par conséquent, le repérage des sécheresses à partir de certains indices et paramètres (par exemple : la fraction d'évaporation, le rapport de Bowen, le paramètre de Priestley-Taylor, etc.).

Plus précisément, le calcul de la fraction d'évaporation à l'échelle du pixel s'est avéré étroitement corrélé aux régimes hydriques des cultures (cf. Figure 4.19). Ainsi, nous avons conclu à travers la répartition spatiale des indices d'humidité qu'une culture de forte activité chlorophyllienne ne conduit pas forcément à une faible valeur de fraction d'évaporation (EF) (état hydrique optimal).

L'interprétation de la distribution fréquentielle du paramètre (ϕ) de Priestley et Taylor (Figure 5.8) donne un appui solide pour la validation du modèle. Les valeurs de ce paramètre préconisées dans la littérature (Choudhury et al., 1994; Perrier, 1987; McAnaney et Itier, 1996 ; Pereira, 2004) sont comprises dans un intervalle de (0 à 1,3 jusqu'à 1,7, pour des situations de forte advection horizontale), ce qui est approximativement représentés dans l'histogramme des fréquences. Les surfaces humides (état hydrique optimal) sont distinguées par les paramètres $\phi \geq 1,26$. En revanche, les surfaces en stress hydrique plus ou moins fort ont des paramètres $\phi < 0,7$ (Perrier, 1987).

Comme nous l'avons indiqué, l'analyse de la distribution fréquentielle du paramètre ϕ de Priestley et Taylor présente des résultats identiques à ceux de la fraction d'évaporation.

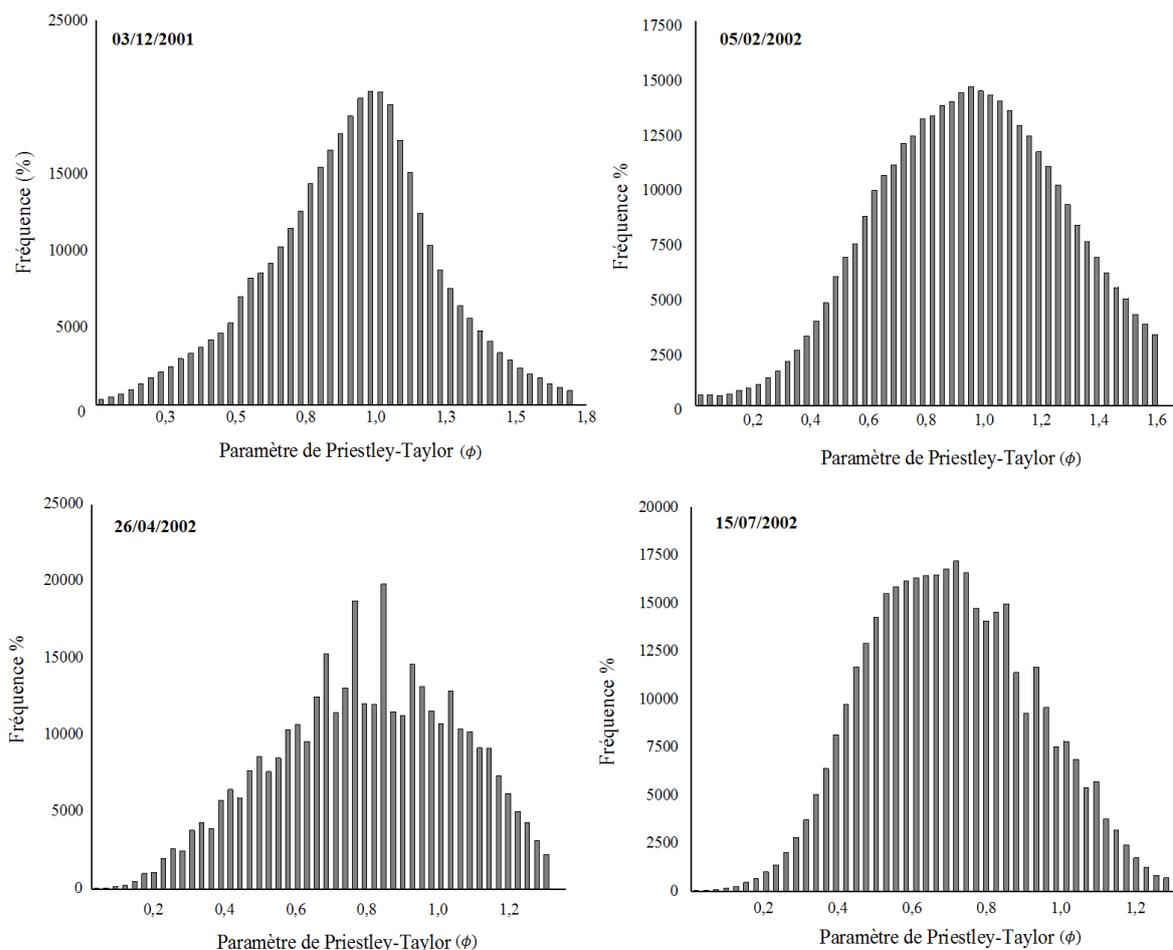


Figure 5.8 : Distribution fréquentielle du paramètre de Priestley-Taylor (ϕ) pour les images Landsat ETM+.

Le moyen le plus utilisé pour valider les résultats obtenus par la modélisation de l'évapotranspiration par télédétection est de comparer les valeurs du flux de chaleur latente obtenues par METRIC ou TIM (à partir des images satellitaire) avec celles estimées au sol par utilisation de plusieurs méthodes (rapport de Bowen, corrélation turbulente, lysimètre ou scintillométrie, etc.). Dans notre travail, nous avons utilisé la méthode du Bowen, vue sa simplicité, pour la comparaison. Le résultat de cette comparaison est représenté sur la figure 5.9. Il montre des valeurs RMSE (erreur quadratique moyenne) de 36,1 et de 42,9 pour respectivement METRIC et TIM qui correspondent à des valeurs relatives de 55,17% et 15,9% et des coefficients de détermination de 0,87 et 0,84 respectivement. Ce qui montre des corrélations suffisantes pour juger que les deux approches (METRIC et TIM) appliquées sur le site de Ghriss sont valables pour le suivi de l'évapotranspiration par télédétection.

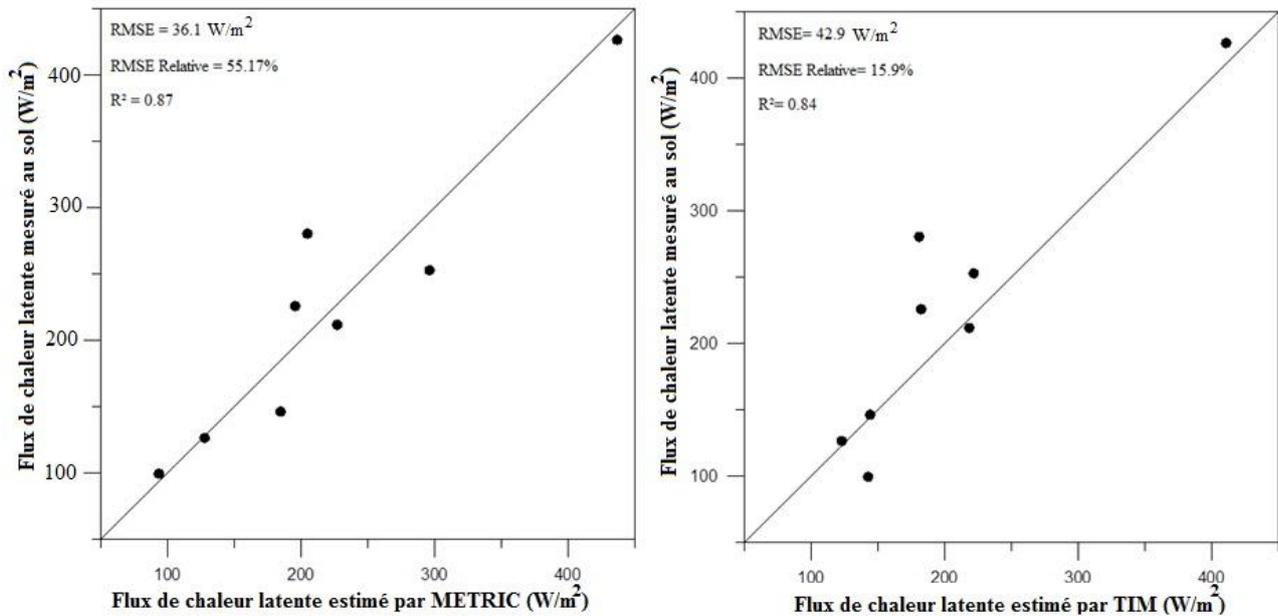


Figure 5.9 : Comparaison entre les flux de chaleur latente estimés au sol par le rapport de Bowen avec ceux estimés par le modèle METRIC (à gauche) et par le modèle TIM (à droite) (la plaine de Ghriss).

Les figures 5.10 et 5.11 illustrent les variations spatiales des flux de chaleur latente, obtenus par les deux modèles METRIC et TIM, pour les quatre images utilisées dans la plaine de Ghriss.

Les confrontations entre les valeurs du flux de la chaleur latente obtenues par METRIC et celles de TIM sont représentées sur la figure 5.11. En générale, elles montrent de très bonnes corrélations de **0,95**, **0,96**, **0,92** et **0,90** pour respectivement des jours **337** (3/12/2001), **36** (5/2/2002), **116** (26/4/2002) et **196** (15/7/2002), avec des RMSE (erreur quadratique moyenne) respectivement de 27,52 W/m², 24,58 W/m², 16,11 W/m² et 13,29 W/m².

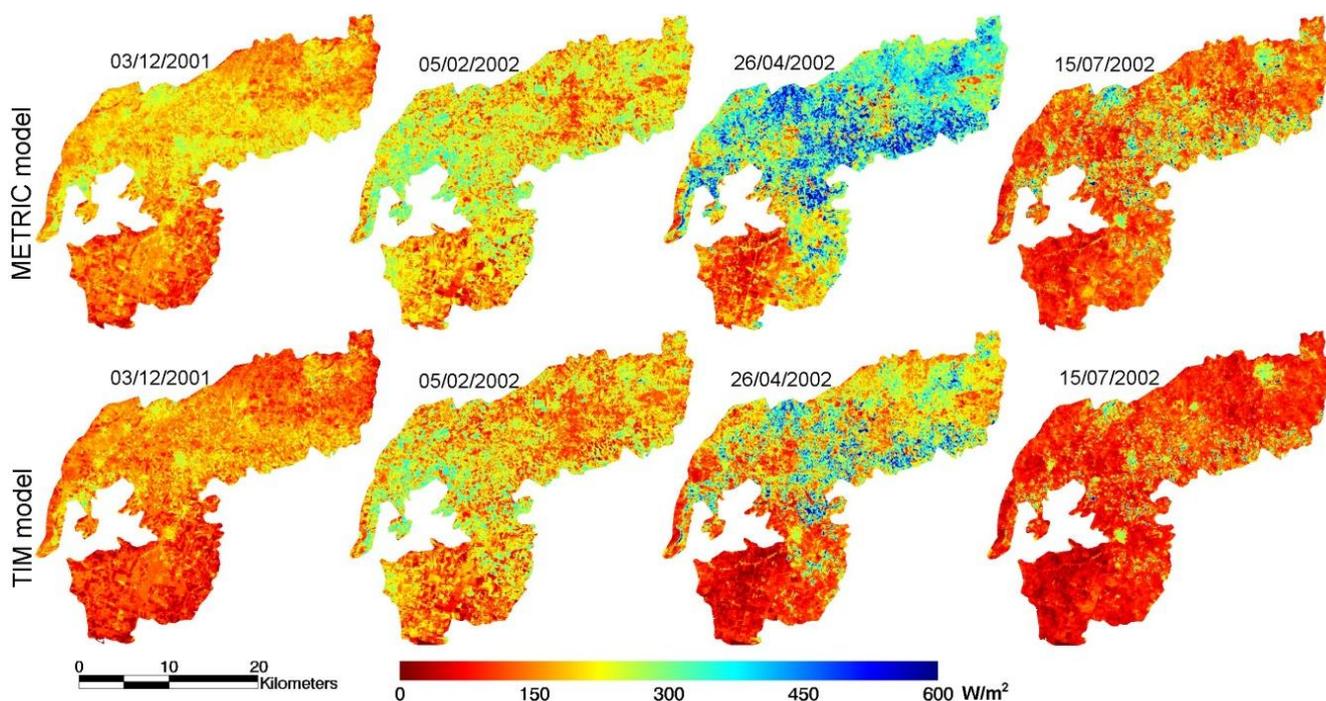


Figure 5.10 : Le flux de chaleur latente estimé par les deux modèles dans la plaine de Ghriiss (Pour les quatre images Landsat ETM+).

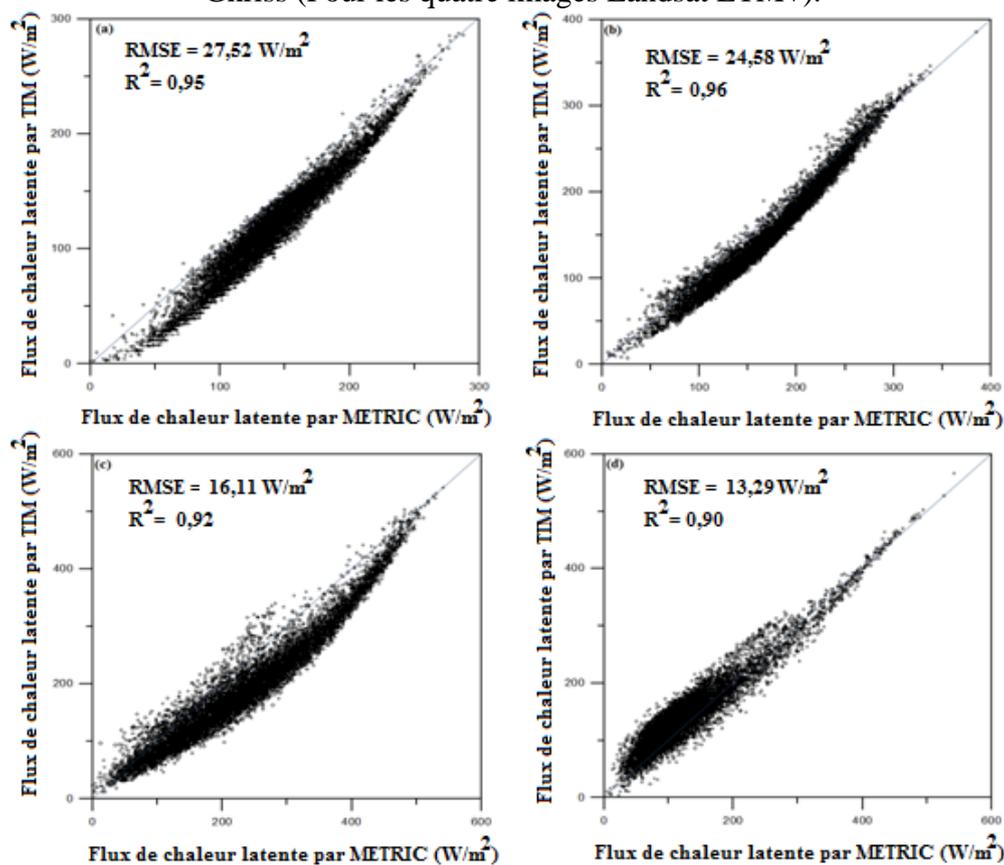


Figure 5.11: Comparaisons entre les valeurs du flux de chaleur latente obtenues par METRIC et celles par TIM dans la plaine de Ghriiss : (a) le 03 décembre 2001, (b) le 05 février 2002, (c) le 26 avril 2002, (d) le 15 juillet 2002.

Le flux de chaleur latente (λE) correspond à l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration. L'estimation et la cartographie du flux de ce flux sont de grande importance pour l'agriculture. Elles permettent d'apprécier l'état d'alimentation hydrique des cultures et la définition des modalités d'irrigation ainsi que, par des interventions appropriées, de faire tendre le rapport ETR/ETM (ETR est l'évapotranspiration réelle et ETM est l'évapotranspiration maximale) vers sa valeur optimale. Cependant, les valeurs du flux de chaleur latente dépendent fortement des conditions de son estimation.

Les résultats de flux de chaleur latente obtenus dans le BV de la Macta par le modèle TIM, pour les quatre images MODIS-Terra utilisées, sont présentés sur la figure 5.12.

En fait, les valeurs de λE obtenues représentent les variations spatiales de l'état hydrique de surface (Figure 5.12). Plus précisément, les cours d'eau, les surfaces humides et les cultures fraîchement irriguées se caractérisent par les fortes valeurs d'évapotranspiration.

En revanche, les sols nus très réfléchissants ont les faibles valeurs d'évapotranspiration. Ces sols secs ont des températures de surface élevées et des flux de chaleur sensible très forts, des albédos plus faibles que les couverts développés et présentent des rayonnements nets plus faibles, toujours en raison de leur forte température de surface.

L'image du 26/04/2002 présente de fortes valeurs d'évapotranspiration, car c'est la saison de printemps où les sols nus sont couverts de végétation, les cours d'eau sont alimentés par les eaux de pluies et les cultures sont irriguées.

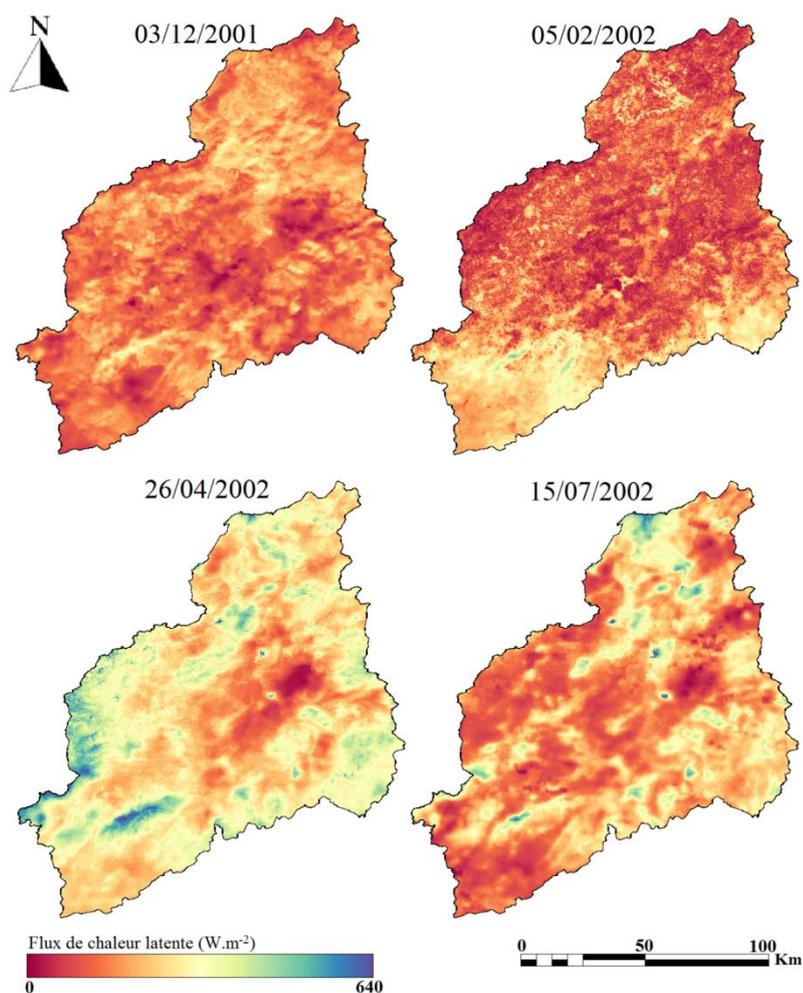


Figure 5.12: Le flux de chaleur latente estimé par le modèle TIM dans le BV de la Macta (images MODIS-Terra)

Le flux de chaleur latente (λE) est en général fort pour les couverts végétaux denses et aux surfaces humides (les cours d'eau, les plans d'eau et les parcelles agricoles fraîchement irriguées) et est très faible pour les sols nus secs. La carte d'indices de végétation NDVI ainsi obtenue sur le BV étudié, pour le jour du 22/04/2002 (Figure 5.13) montre que les fortes valeurs du NDVI, au dessus de 0,70, sont attribuées à la végétation dense. Les sols nus ont les faibles valeurs, en dessous de 0,2.

Les valeurs supérieures de λE sont représentées sur les couverts denses ($NDVI > 0,7$) ayant des conditions optimales d'alimentation en eau. Les sols nus ($NDVI < 0,2$) sont caractérisés par les faibles valeurs de λE (Figure 5.13).

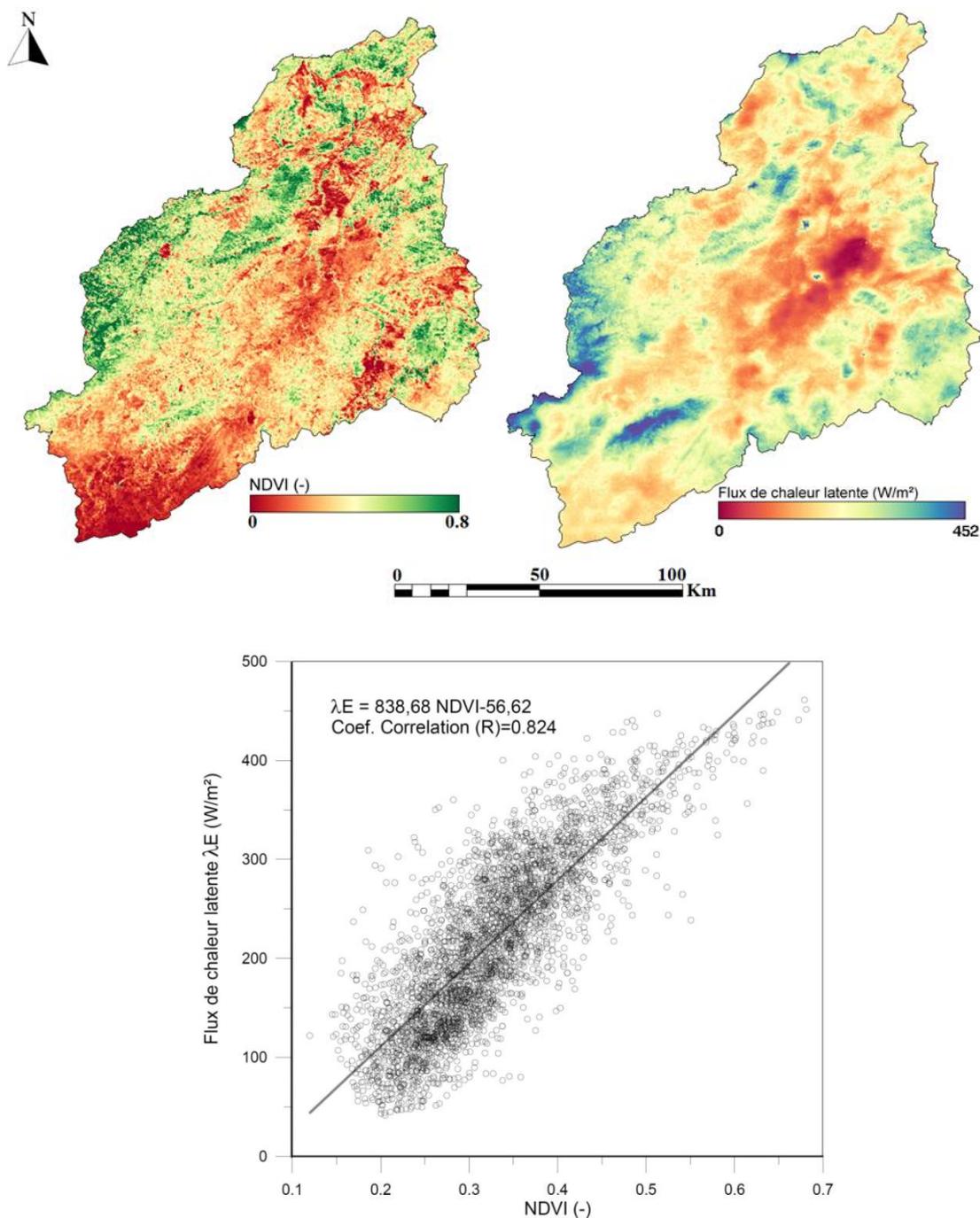


Figure 5.13 : Représentation de la relation entre le NDVI et le flux de chaleur latente obtenu par le modèle TIM dans le BV de la Macta (le jour 116).

Le flux de chaleur latente (λE) est relié à l'indice de végétation (NDVI). L'analyse de la corrélation entre le NDVI et λE estimé par le modèle TIM pour le BV de la Macta (le jour 116) montre une forte dépendance entre ces deux variables ($r = 0,82$) (Figure 5.13).

En plus, pour comparer les valeurs de flux de chaleur latente (λE) obtenus dans la même journée, nous avons utilisé quatre images de deux capteurs différents : Landsat ETM+ et MODIS, acquises dans la même journée du 03 décembre 2001, 05 février 2002, 26 avril 2002 et 15 juillet 2002 respectivement. La comparaison entre les valeurs de flux de chaleur latente (λE) obtenues par Landsat ETM+ et celles obtenues par MODIS est représentée sur les figures 5.14 et 5.15, ce qui montre un bon ajustement entre les deux séries de données. On peut conclure que le modèle TIM peut être appliqué sur n'importe quelle échelle spatiale (résolution spatiale).

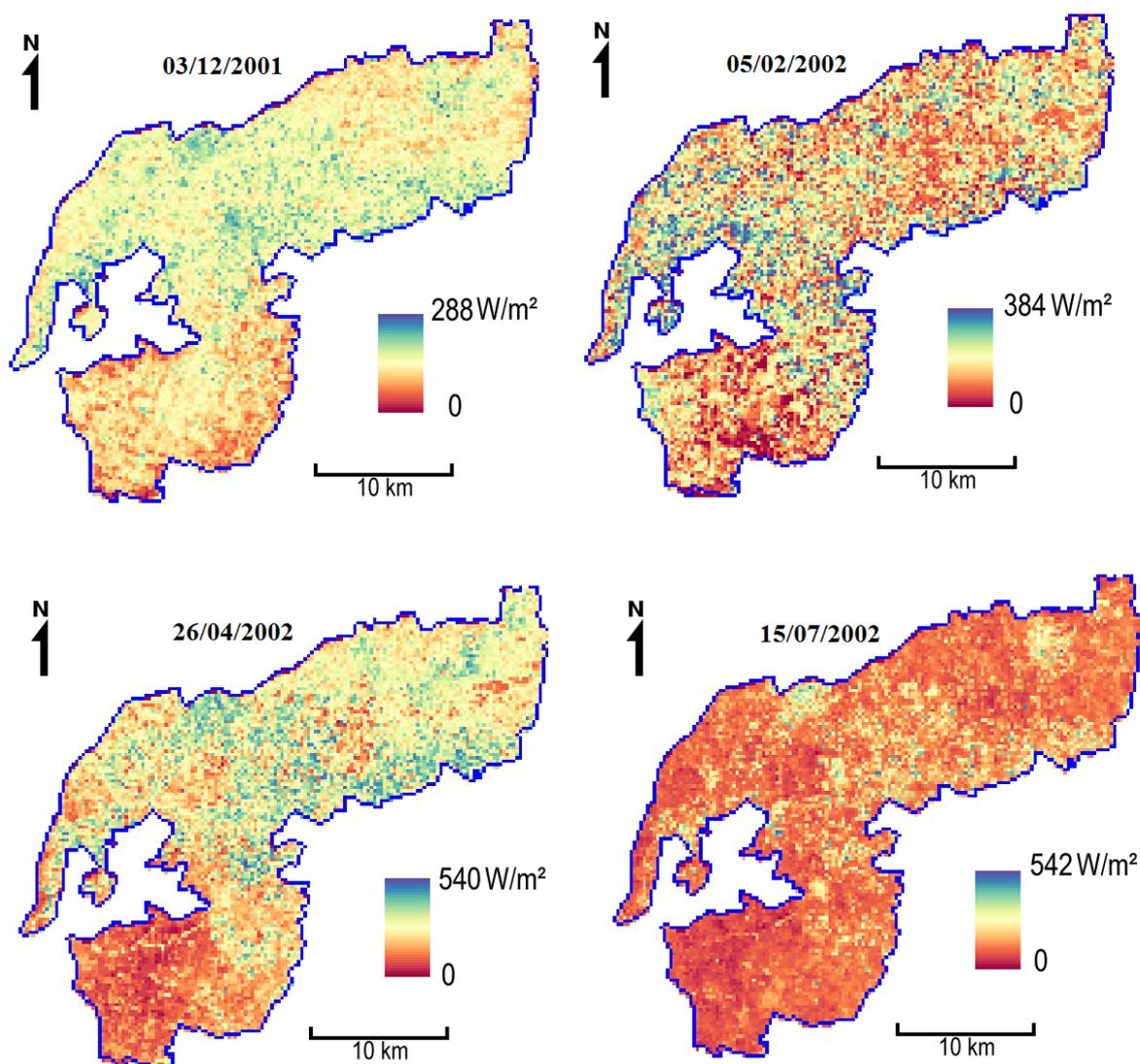


Figure 5.14(a) : Comparaisons entre les valeurs de flux de chaleur latente obtenues par Landsat ETM+ et MODIS dans la plaine de Ghriiss.

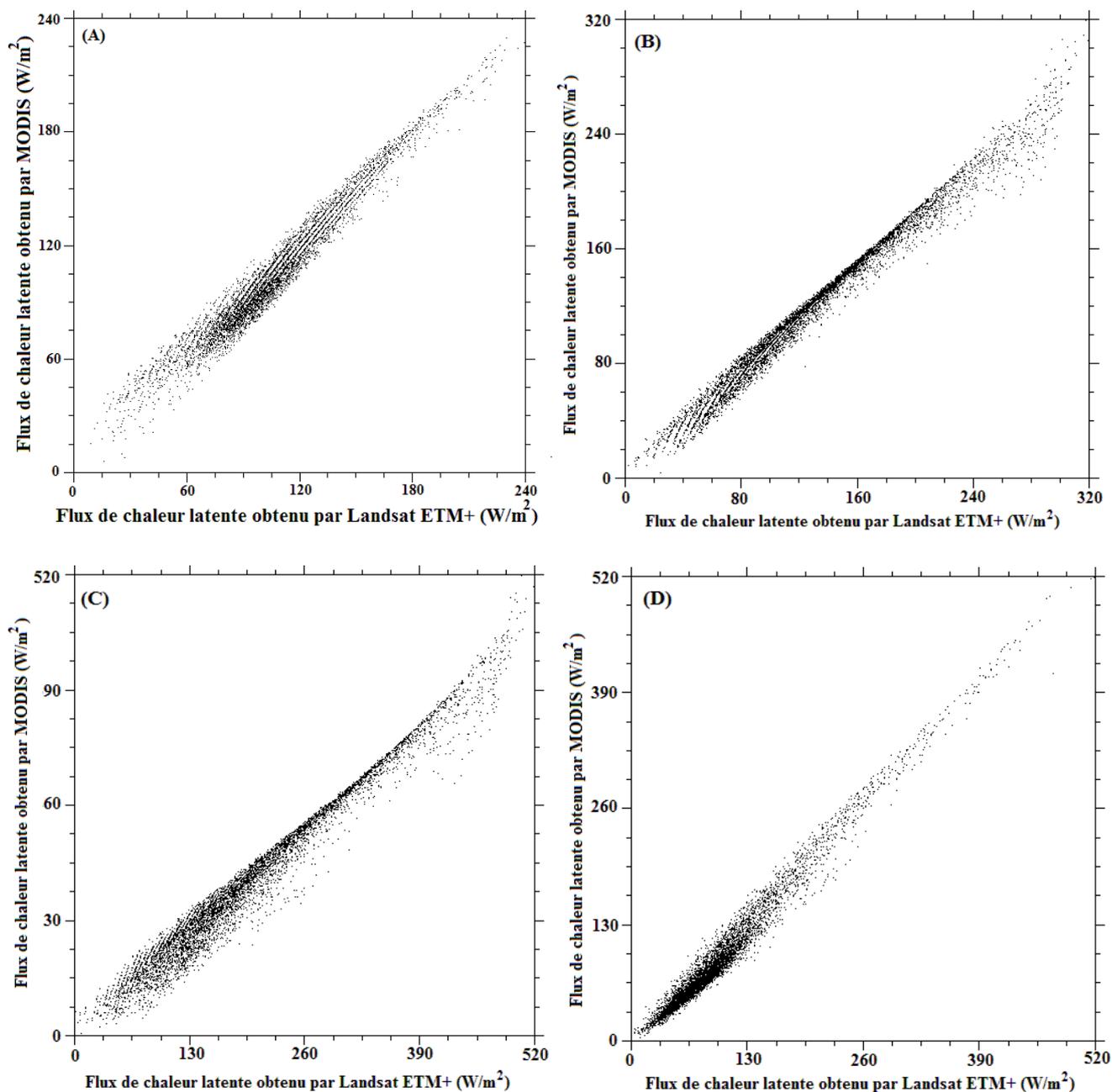


Figure 5.14(b) : Comparaisons entre les valeurs de flux de chaleur latente obtenues par Landsat ETM+ et MODIS dans la plaine de Ghriiss : (A) le 03 décembre 2001, (B) le 05 février 2002, (C) le 26 avril 2002, (D) le 15 juillet 2002.

Conclusion et perspectives

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Dans le cadre du cycle hydrologique, l'évapotranspiration (ET) est affectée par de nombreux processus à l'interface sol-végétation-atmosphère terrestre. Un certain nombre de modèles d'estimation de l'évapotranspiration ont été présentés dans la littérature (modèles empiriques, semi-empiriques ou physiques). Ces modèles ont augmenté la précision de l'estimation de l'évapotranspiration à une échelle ponctuelle. Par contre à une échelle régionale et pour les grandes surfaces, ces modèles ne fournissent pas une bonne estimation de l'ET. Cet inconvénient peut être résolu en utilisant des méthodes basées sur la télédétection qui fournissent une spatialisation de l'ET.

De nombreux chercheurs ont déjà développé des différentes méthodes, en combinant des données satellitaires et des données de terrain pour les grandes surfaces, et ce depuis les années 1990. Dans ce travail, nous avons montré l'intérêt des données satellitaires multispectrales hautes et faibles résolutions spatiales (Landsat ETM+, MODIS) pour l'estimation des flux de surfaces et de l'évapotranspiration, à partir de la résolution de l'équation du bilan d'énergie par les deux modèles METRIC et TIM.

METRIC est un modèle indirecte basé sur la résolution de l'équation du bilan d'énergie en calculant, tout d'abord, le rayonnement net, ensuite les flux de chaleur dans le sol et de chaleur sensible. Le flux de chaleur latente (l'évapotranspiration réelle) est calculé comme le terme résiduel de l'équation du bilan d'énergie.

En revanche, TIM est un modèle directe, qui calcule le flux de chaleur latente (λE) directement en utilisant l'expression de paramètre de Priestley- Taylor d'estimation de l'ET.

L'utilisation des données satellitaires multispectrales a permis d'étudier les sites retenus. Nous avons montré que l'albédo et l'indice de végétation des différences normalisées (NDVI) sont des outils bien performants pour la mise en évidence des surfaces agricoles que de leurs contrastes hydriques.

L'utilisation des bandes spectrales dans l'infrarouge thermique des capteurs utilisés a permis d'accéder à la température de surface. Celle-ci est la variable clé explicitement présente dans l'équation du bilan d'énergie à la surface.

La complémentarité de l'albédo et de la température de surface a été exploitée pour l'identification des pixels secs.

Dans les deux modèles TIM et METRIC, nous estimons les termes de l'équation du bilan d'énergie à la surface suivant l'ordre : le rayonnement net, ensuite, le flux de chaleur dans le sol et, enfin, le flux de chaleur sensible. Le flux de chaleur latente (l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration) est estimé comme le terme résiduel de cette équation.

Le point délicat dans la cartographie du flux de chaleur sensible réside, surtout, dans l'estimation de la résistance au transfert turbulent. Celle-ci est fonction de la rugosité de surface, du vent et de la stabilité thermique de l'atmosphère. Pour affiner l'estimation du flux de chaleur sensible, nous avons proposé d'estimer la longueur rugosité mécanique en fonction du NDVI et d'albédo. Ce dernier a permis de distinguer entre un couvert végétal à développement vertical élevé et un couvert bas. La longueur de rugosité thermique est déduite par l'intermédiaire du paramètre kB^{-1} , qui est spatialisé, dans ce travail, en fonction de la fraction et la hauteur du couvert.

Par utilisation de la théorie de Monin-Oubukhov dans la couche limite de surface, nous avons évalué la résistance au transfert turbulent entre la surface et la hauteur de référence. Par inversion de l'équation du flux de chaleur sensible, pour les pixels humides et secs, cette résistance a permis d'estimer les différences entre les températures de surface et de l'air à l'échelle du pixel. Ces deux variables (la résistance au transfert turbulent et l'écart entre les températures de surface et de l'air) conduisent à déterminer le flux de chaleur sensible.

Il a été ensuite possible de résoudre l'équation du bilan d'énergie et extraire le flux de chaleur latente comme le résidu de cette équation.

La résolution de l'équation du bilan énergétique nous a permis d'obtenir les paramètres de surface indicateurs de l'état hydrique, tels que la fraction d'évaporation, le paramètre de Priestly-Taylor et la résistance de surface à l'évaporation. Ces paramètres s'avèrent de bons indicateurs de stress hydrique. Ils permettent d'apprécier l'état d'alimentation hydrique des cultures et la définition des modalités d'irrigation.

Cependant les estimations de l'évapotranspiration et des flux énergétiques de surface ne peuvent pas être considérées comme très précises par rapport aux données ponctuelles mesurées in situ. On note ainsi la présence d'un écart important entre les mesures au sol du flux de chaleur latente (qui est obtenu comme le terme résiduel de l'équation du bilan d'énergie) et les estimations de la télédétection, avec une erreur quadratique moyenne de 36,1 W/m^2 pour modèle METRIC et 42,9 W/m^2 pour modèle TIM, soit 55,17 % et 15,9 % en valeur relative et des coefficients de détermination de 0,87 et 0,84 respectivement. Cela est

dû principalement aux erreurs commises dans l'estimation du rayonnement net, du flux de chaleur dans le sol et du flux de chaleur sensible, qui correspondent respectivement aux écarts quadratiques moyens entre les estimations et les mesures de $8,71 \text{ W/m}^2$ (2,7%), $13,2 \text{ W/m}^2$ (27,43%), et de $22,50 \text{ W/m}^2$ (30,12%). Ces écarts peuvent être attribués à l'imprécision des variables intermédiaires utilisées dans le modèle, tels que l'albédo, l'émissivité de la surface, la longueur de rugosité mécanique et les températures de surface et de l'air.

Les résultats exposés plus haut confirment les possibilités offertes par les données satellitaires Landsat ETM+ pour résoudre l'équation du bilan d'énergie et d'estimer l'évapotranspiration. Ils montrent que les deux modèles fournissent des sorties comparables et peuvent être considérés comme des approches prometteuses de spatialisation de l'évapotranspiration dans le cas des régions où les informations de terrain sont rares ou difficiles à collecter.

En plus, pour la comparaison des valeurs de flux de chaleur latente (λE) obtenus dans la même journée, nous avons utilisé quatre images de deux capteurs différents : Landsat ETM+ et MODIS, acquises dans la même journée. La comparaison entre les valeurs de flux de chaleur latente obtenues par Landsat ETM+ et celles obtenues par MODIS montre un bon ajustement entre les deux séries de données. On peut conclure que le modèle TIM peut être appliqué sur n'importe quelle échelle spatiale (résolution spatiale).

Malgré ces imprécisions, l'approche utilisée apparaît assez indiquée pour une réelle exploitation des données satellitaires pour l'estimation d'un certain nombre de paramètres à l'interface sol-plante-atmosphère. Ces paramètres ont l'avantage d'être spatialisés et d'offrir une couverture spatio-temporelle plus satisfaisante que les données ponctuelles mesurées opérationnellement. Ils posent, en revanche, le problème d'être indirects et nécessitent d'avoir recours à des modélisations du transfert radiatif au sein de l'atmosphère et au niveau de la surface pour leur interprétation en termes de variables physiques.

Les perspectives futures s'orienteront vers une étude détaillée de l'évaporation et la transpiration, pour mieux comprendre le phénomène de l'évapotranspiration, et pour la détermination des besoins en eau de la plante, et des pertes en eau.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- ABBES M. (2016). Suivi de la sécheresse par télédétection dans le bassin versant Cheliff. Mémoire de master : génie de l'eau et de l'environnement. Université de Mascara
- ADNANE H. (2012). Cours d'initiation au traitement d'images des données de télédétection:Année universitaire 2001-2012.
- ALLEN R.G. (2002). Evapotranspiration for southwest Florida from satellite-based energy balance. Report Prepared for Tampa Bay Water, Tampa Bay, Fla.
- ALLEN R.G. et Wright J. (1997). Translating Wind Measurements from Weather Stations to Agricultural Crops. *J. Hydrol. Eng.*, 2(1), 26–35.
- ALLEN R. G., PEREIRA L. S., RAES D, SMITH M. (1998). Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. FAO irrigation and drainage paper 56. 300p.
- ALLEN R.G. (2000). Using the FAO- 56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. *Journal of Hydrology* 229 (2000) 27- 41.
- ALLEN R.G., TASUMI M. et TREZZA R. (2007). Satellite-based energy balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)-model. *Journal of irrigation and drainage engineering*, vol. 133, n° 4, p. 380-394.
- AMIAR A. (2014). Télédétection dans le domaine de l'infrarouge (Application dans la détection des poussières par les méthodes satellitaires).
- BARET F. (1986). Contribution au suivi radiométrique de cultures de céréales. Thèse de doctorat, Université de Paris Sud.
- BASTIAANSEN W.G.M. (1995). Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Doctoral thesis, Wageningen Agricultural University. Wageningen, The Netherlands, 273 p.

- BASTIAANSEN W.G.M., VAN DER WAL T., VISSER T.N.M. (1996). Diagnosis of regional evaporation by remote sensing to support irrigation performance assessment. *Irrigation and Drainage Systems* 10: 1-23.
- BASTIAANSEN W.G.M., MENENTI M., FEDDES R.A. et HOLTSLAG A.A.M. (1998). Remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, vol. 212-213, p. 198-212.
- BEKKOUSSA B., MEDDI M. et JOURDE H. (2008). Forçage climatique et anthropique sur la ressource en eau souterraine d'une région semi-aride : cas de la plaine de Ghriiss, nord-ouest algérien. *Revue sécheresse* (2008), Vol. 19, n°3, 173-184.
- BENHANIFIA K., HADOUICHE D., Smahi Z., Bensaid A. and Hamimed A. (2004). Characterization of the deforestation effect in a semi arid region by the use of satellite images. *Remote sensing for agriculture, ecosystems and hydrology*, 5235, 324-332.
- BENSLIMANE M., HAMIMED A., EL ZEREY W., KHALDI A. et MEDERBAL K. (2008). Analyse et suivi du phénomène de la désertification en Algérie du nord. *Vertigo – la revue électronique en sciences de l'environnement*, Volume 8 Numéro 3, décembre 2008, Mis en ligne le 18 février 2009. URL : <http://vertigo.revues.org/index6782.html>.
- BERK A., CONFORTI P., HAWES F., PERKINS, T., GUIANG, C., ACHARYA, P. (2016). Next Generation MODTRAN for Improved Atmospheric Correction of Spectral Imagery. Spectral Sciences, Inc. Burlington United States.
- BOULET G., MOUGENOT B., LHOMME J.P., FANISE P., LILI-CHABAANE Z., OLIOSSO A., BAHIR M., RIVALLAND V., JARLAN L., MERLIN O., COUDERT B., ER-RAKI S., LAGOUARDE J.P. (2015). The SPARSE model for the prediction of water stress and evapotranspiration components from thermal infra-red data and its evaluation over irrigated and rainfed wheat. *J. Hydrol. Earth. Syst. Sci. Discuss.* v. 19, p. 4653-4672.
- BRUTSAERT W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*. Reidel D. Publishing Company, Boston, Massachusetts, 299 p.

- CALOZ R. (1992). Télédétection satellitaire, Cours Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Département Génie Rural, Lausanne, 136 p.
- CARLSON T. (2007). An Overview of the "Triangle Method" for Estimating Surface Evapotranspiration and Soil Moisture from Satellite Imagery. *Sensors*, 7(8), 1612-1629.
- CASSANET J. (1984). Satellites et capteurs, Série de télédétection satellitaire, n°1, Collection dirigée par Verger F., Ed.Paradigme, Caen, 126 p.
- CHANDER G., MARKHAM B.L., HELDER D.L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *J. Remote. Sens. Environ*, v. 113, n. 5, p. 893-903, 2009.
- CHEMIN Y. (2003). Evapotranspiration of crops by remote sensing using the energy balance based algorithms, p.10. www.iwmi.cgiar.org.
- CHOUDHURY B.J., IDSO S.B. and REGINATO R.J. (1987). Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared temperature based energy balance equation, *Agricultural and Forest Meteorology*, 39, 283-297.
- CHOUDHURY B.J. et DIGIROLAMO N.E.N. (1998). A biophysical process-based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data - Model description and comparison with observations. *Journal of Hydrology* 205 (1998) 164-185.
- CHOUDHURY B.J., NIZAM U.A., SHERWOOD I.B., REGINATO R.J. et DAUGTRY C.S.T. (1994). Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studies by model simulations. *Remote Sensing of Environment*, 50, 1-17.
- CLOTHIER B.E., CLAWSON K.L., PINTER P.J., MORAN M. S., REGINATOR J. and JACKSON R.D. (1986). Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. *Agricultural and Forest Meteorology* , 37, 319-329.
- COURAULT D., SEGUIN B. et OLIOSO A. (2005). Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modelling approaches. *Irrigation and Drainage Systems*, 19, 223-249.

- DE JONG R. (1981). Soil water models: a review. Land Resource Research Institute. Contribution No. 123, Agriculture Canada, Research Branch, Ont., Canada, 39 pp.
- DOORENBOS J., PRUITT W.O. (1977). Guidelines for predicting crop water requirements. FAO-ONU, Rome, Irrigation and Drainage, Paper No. 24 (review) 144 pp.
- DOUTRELEAU V. (2011). Cartographie par télédétection optique MODIS des couverts neigeux en montagne: réalisation et analyse topographique (Asie centrale, Alpes). Mémoire d'ingénieur INSA, LTHE. (Grenoble), p 61.
- EMMANUEL K. K. (2009). Assimilation variationnelle de données de télédétection dans des modèles de fonctionnement des couverts végétaux et du paysage agricole - Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 335 p.
- FEDDES R.A., DE GRAA, M., BOURMA J., VAN LOON C.D. (1988). Simulation of water use and production of potatoes as affected by soil compaction. *Potato Res.* 31, 225–239.
- FIGUEROLA P. I. et BERLINER P. R. (2005). Evapotranspiration under advective conditions. *International journal of biometeorology*, 49(6), 403-416.
- FRENCH A. N., HUNSAKER D. J., THORP K. R. (2015). Remote sensing of evapotranspiration over cotton using the TSEB and METRIC energy balance models. *Remote Sensing of Environment*, v. 158, p. 281-294.
- GALLEGUILLOS M., JACOB F., PRÉVOT L., FAUNDEZ C., BSAIBES A. (2017). Estimation of actual evapotranspiration over a rainfed vineyard using a 1-D water transfer model: A case study within a Mediterranean watershed. *Agricultural Water Management*, v. 184, p. 67-76, 2017.
- GARRATT J.R. (1978). Flux-profile relations above tall vegetation. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 104, 199–211.
- GILLIES R. R., CARLSON T. N., CUI J., KUSTAS W.P. et HUMES K.S. (1997). Averification of the 'triangle' method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurement of the Normalized Difference Vegetation

- Index (NDVI) and surface radiant temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 18 ,3145-3166.
- GUYOT G. (1999) .Climatologie de l'environnement. Edit DUNOD, Paris, 523 p.
- HALL D.K., Riggs G.A. et Salmonson V.V. (1995). Development of methods for mapping global snowcover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 54:127-140.
- HALLOUCHE B. (2007). Cartographie des zones inondables de la plaine de Sidi Bel Abbes par l'approche hydrogeomorphologique. Thèse de Doctorat, Université Djillali Liabes – Sidi Bel Abbes.
- HAMIMED A. (2009). Suivi de l'état hydrique d'une région semi-aride dans l'ouest algérien à partir des images de télédétection haute et faible résolution. Thèse de doctorat, université de Tlemcen, 179 p.
- HAMIMED A., NEHAL L., KHALDI A. et AZZAZ H. (2014). Contribution à la spatialisation de l'évapotranspiration d'un agro-système semi-aride en Algérie par utilisation de la télédétection et du modèle METRIC, *Physio-Géo* [En ligne], Volume 8 | 2014, URL : <http://physio-geo.revues.org/4063> ; DOI : 10.4000/physio-geo.4063.
- HARTANTO I.M., VAN DER KWAST J., ALEXANDRIDIS T.K., ALMEIDA W., SONG Y., VAN ANDEL S.J., SOLOMATINE D.P. (2017). Data assimilation of satellite-based actual evapotranspiration in a distributed hydrological model of a controlled water system. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 57, p. 123-135.
- HEUTE A. R., LIU H Q., BATCHILY K. et VAN LEEUWEN W. (1997). Acomparison of vegetation indices global set of TM images for EOS-MODIS. *REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT*, 59(3), 440-451.
- HOLLINGER D. Y. et RICHARDSON A. D. (2005). Uncertainty in eddy covariance measurements and its application to physiological models. *Tree physiology*, 25(7), 873-885.

- HOLMES J.W. (1984). Measuring evapotranspiration by hydrological methods. *Agric. Water Manag.* 8, 29–40.
- HOWELL T.A., EVETT S.R. (2004). The Penman-Monteith Method. Section 3 in *Evapotranspiration: determination of Consumptive Use in Water Rights Proceedings*. Continuing Legal Education in Colorado, Inc. Denver, CO.
- ITIER B., PERRIER A. (1976). Présentation d'une étude analytique de l'advection. *Ann. Agron.* 27 (2), 111–140.
- ITIER B., BRUNET Y., MCANENEY K.J., LAGOUARDE J.P. (1994). Downwind evolution of scalar fluxes and surface resistance under conditions of local advection. Part I: a reappraisal of boundary conditions. *Agric. For. Meteorol.* 71, 211–225.
- JACKSON R. D., REGINATO R. J. et IDSO S. B. (1977). Wheat canopy temperature: a practical tool of evaluating water requirements. *Wat. Resour. Res.* 13, 651-656.
- JACKSON R.D., IDSO S.B., REGINATO R.J. et PINTER P.J.JR. (1981). Canopy Temperature as a Crop Water Stress Indicator. *Water Resources Research*, 17-4, 1133-1138.
- JACOB F. (1999). Utilisation de la télédétection courtes longueurs d'onde et infrarouge thermique à haute résolution spatiale pour l'estimation des flux d'énergie à l'échelle de la parcelle agricole. Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III, 1999, 268 p.
- JACOB F., OLIOSO A., GU X.F., SU Z. et SEGUIN B. (2002). Mapping surface fluxes using airborne visible, near infrared, thermal infrared remote sensing data and a spatialized surface energy balance model. *Agronomie*, 22, 669-680.
- JAPPIOT M., HAAK H, LACAZE B. (1991). Etude par télédétection des variations inter-annuelles de l'indice foliaire d'un taillis de châtaigniers dans les Cevennes. *Bul.Soc.Ét Sc.Nat.Nimes et Gard-1995-Tome60*, 22-29.
- JATO-ESPINO D., CHARLESWORTH S.M., PERALES-MOMPARLER S., ANDRÉS-DOMÉNECH I. (2016). Prediction of Evapotranspiration in a Mediterranean Region

- Using Basic Meteorological Variables. *Journal of Hydrologic Engineering*, p. 04016064.
- KAUFMANN Y.J., WALD A.E., Remer L.A., Gao B.C., Li R.R. and Flynn L. (1997). The MODIS 2-mm Channel-Correlation with Visible Reflectance for Use in Remote Sensing of Aerosols. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(5), 1286-1298.
- KHALDI A. (2005). Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien " Monts de Tlemcen - Saida". Thèse de Doctorat d'Hydrogéologie, Université d'Oran.
- KOTCHI S.O. (2004). Détection du stress hydrique par thermographie infrarouge. Application à la culture de la pomme de terre. Mémoire de Master en Sciences, Université de Laval, Canada.
- KUSTAS W.P, NORMAN J.M. (1999). Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 94, n. 1, p. 13-29.
- LAGOUARDE J.P. (1991). Use of NOAA-AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping. *International Journal of Remote Sensing*, 12, 1853-1864.
- LHOMME J.P., KATERJI N. (1991). A simple modelling of crop water balance for agrometeorological application. *Ecol. Model.* 57, 11–25.
- LI S., TONG L., LI F., ZHANG B. et KANG S. (2009). Variability in energy partitioning and resistance parameters for a vineyard in northwest china. *Agricultural Water Management* 96 (6), 955-962. 164, 199.
- LI Z. L., Tang R., Wan Z., Bi Y., Zhou C., Tang B. et Zhang X. (2009). A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. *Sensors*, 9(5), 3801-3853.
- LIANG S., SHUEY C., RUSS A., FANG H., CHEN M., WALTHALL C. et DAUGHTRY C. (2002). Narrowband to Broadband Conversions of Land Surface Albedo: II. Validation. *Remote Sensing of Environment*, vol. 84, n° 1, p. 25-41.

- LIU Y. A. et KAR S. K. (2014). Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithms—A review. *Energies*, 7(5), 2821-2849.
- LUQUET D. (2002). Suivre de l'état hydrique des plantes par infrarouge thermique - analyse expérimentale et modélisation 3d de la variabilité des températures au sein d'une culture en rang de cotonniers: Institut National Agronomique Paris-Garignon, Paris.
- MENENTI M., BASTIAANSEN W.G.M., VAN EICK D. ET ADBELKARIM M.H. (1989). Linear relationships between surface reflectance and temperature and their application to map actual evaporation of groundwater, *Advance in Space Research*, 9(1), 165-176.
- MENENTI M., JIA L., SU Z. (2003). On SEBI-SEBS validation in France, Italy, Spain, USA and China. ICID Workshop on remote sensing of ET for large regions, 17 Sept. 2003. 10 p.
- MCANENEY K.J. et ITIER B. (1996). Operational limits on the Priestley-Taylor formula. *IrrigationScience*, 17, 37-43.
- MONTEITH J.L. (1965). Evaporation and atmosphere. In: *The state and movement of water in living organisms*,. 19st Symp. Soc. Exp. Biol., Academic Press, New York, 305-324.
- MONTEITH J. L. (1975). *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, London, 291 p.
- MONTEITH J.L. (1994). Validity of the correlation between intercepted radiation and biomass. *Agricultural and Forest Meteorology*, 68, 213-220.
- MORAN M.S., CLARKE T.R., INOUE Y. et VIDAL A. (1994). Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote sensing of environment*, vol. 49, n° 3, p. 246-263.
- MUSY A. (2005). *Cours Hydrologie Générale*. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. Suisse.
- NAGLER P.L., SCOTT R.L., WESTENBURG C., CLEVERLY J., GLENN E. et HUETE A. (2005). Evapotranspiration on western U.S rivers estimated by the Enhanced

- Vegetation Index from MODIS and data from eddy covariance and Bowen ratio flux towers. *Remote Sensing of Environment* 97 (3): 337-351.
- OLIOSO A., CHAUKI H., COURAULT D. et WIGNERON J.P. (1999). Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVATmodels. *Remote Sensing of Environment*, vol. 68, n° 3, p. 341-356.
- PAULSON CA. (1970). The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J App Meteo* 1970 ; 9 : 857-61.
- PEREIRA A.R. (2004). The Priestley-Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference evapotranspiration. *Agricultural and forest meteorology*, 125(3-4), 305-313.
- PERRIER A. (1987). Modélisation des échanges de surface: continuum sol-plante-atmosphère. *Climatologie et observations spatiales*, CNES, Ecole d'été, 421-456.
- PIERI P., FUCHS M. (1990). Comparison of Bowen ratio and aerodynamic estimates of evapotranspiration. *Agric. For. Meteorol.* 49, 243–256.
- RANA G. et KATERJI N. (1996). Evapotranspiration measurement for tall plant canopies: the sweet sorghum case. *Theor. Appl. Climatol.* 54 (3–4), 187–200.
- RANA G. et KATERJI N. (2000). Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of Agronomy* 13 (2000) 125-153.
- RIOU C., ITIER B. et SEGUIN B. (1988). The influence of surface roughness on the simplified relationship between daily evaporation and surface temperature. *Int J. Remote Sens*, 9, 1529-1533
- ROERINK G. J., SU Z. et MENENTI M. (2000). S-SEBI: a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth*, 25, 147-157
- ROUSE J., et DEERING D. (1974). Monitoring the vernal advancement and retrogradation of natural vegetation. NASA/GSFC, Type III Final report, Greenbelt, PD, 371 p.

- SALOMONSON V.V., et APPEL I. (2003). Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. *Remote Sensing of Environment* 89: 351- 360.
- SANDHOLT I., KJELD R., JENS A. (2002). A simple interprétation of the surface temperattare/vegetation index space for assessment of surface moisttare status. *Remote Sensing of Environment*, vol. 79, n° 2-3, p. 213-224.
- SEGUIN B., BAELZ S., MONGET J. M. et PETIT V. (1982). Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évapotranspiration régionale. I.- mise au point méthodologique sur le site de la Crau. *Agronomie*, 2, 7-16.
- SEGUIN B. et ITIER B. (1983). Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 4, 371-383.
- SHU Y., LEI Y., ZHENG L. et LI H. (2006). An evapotranspiration (ET) model based GIS using LANDSAT data and MODIS data with improved resolution. *Remote sensing for environmental monitoring, GIS applications, and Geology IV. Proc. of SPIE* vol. 6366 63661N-1, 10 p.
- SOUDANI K. (1999). Etude de la structure et de la dynamique spatiale et temporelle des canopées forestières : approche par méthodes optiques indirectes et par télédétection, Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 1999.
- SOUDANI K. (2007). Cour INTRODUCTION GENERALE A LA TELEDETECTION, Faculté des Sciences d'Orsay – Université Paris Sud XI.
- STAENZ K., SECKER J., GAO B.C., DAVIS C. and NADEAU C. (2002). Radiative transfer codes applied to hyperspectral data for the retrieval of surface reflectance. *ISPRS Journal of Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 57, n° 3, p. 194-203.
- STISEN S., SANDHOLT I., NERGAARD A., FENSHOLT R. et JENSEN K.H. (2008). Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional

- evapotranspiration- applied to MSG-SEVIRI data in the Senegal River basin. *Remote Sens. Environ.* 112, 1242-1255.
- STULL R.B. (1988). An introduction to boundary layer meteorology. In: *Atmospheric Science Library*. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, p. 666.
- SU Z. (2002). The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes at scales ranging from a point to a continent, *Hydrol. Earth Sys. Sci.*, 6(1), 85-99.
- SUN D., KAFATOS M. (2007). Note on the NDVI-LST relationship and the use of temperature-related drought indices over North America. *Geophysical Research Letters*, v. 34, n. 24.
- TAYLOR P.A. (1970). A model of airflow above changes in surface heat flux temperature and roughness for neutral and unstable conditions. *Boundary-Layer Meteorol.* 1, 18– 39.
- TEFFAHI M. (2015). Inter comparaison des modèles Metric et Tim d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection : Mémoire de master. *Hydrogéologie, Sol et Environnement : Université de Mascara*.
- TEIXEIRA A.D.C., BASTIAANSEN W.G.M., AHMAD M., BOS M.G. (2009). Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle Sao Francisco River basin, Brazil: Part A: Calibration and validation. *Agricultural and forest meteorology*, v. 149, n. 3, p. 462-476.
- THOM A.S. (1975). Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: Monteith, J.L. (Ed.), *Vegetation and Atmosphere Principles*, vol. 1. Academic Press, London, UK, pp. 57–109.
- TOUMI S. (2013). Thèse de Doctorat Es-Sciences (Application Des Techniques Nucléaires et de la Télédétection a L'étude de L'érosion Hydrique Dans le Bassin Versant de L'oued Mina).

- TOURE S. (2004). Etude des densités de flux d'énergie de la parcelle agrométéorologique à l'échelle du bassin versant : application au bassin versant du Kan (Côte d'Ivoire). Thèse de doctorat en environnement. Université de Liège, Belgique.
- TRAORE F. (2007). Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin versant du Kou au Burkina Faso. Mémoire de DEA en Sciences de l'Environnement, Université de Liège, Belgique. 119 p.
- TREZZA R. (2006). Evapotranspiration from a remote sensing model for water management in an irrigation system in Venezuela. *Interciencia*. Caracas, v. 31, n. 6, p. 417-423, 2006.
- TREZZA R., ALLEN R.G., TASUMI M. (2013). Estimation of actual evapotranspiration along the Middle Rio Grande of New Mexico using MODIS and landsat imagery with the METRIC model. *Int. J. Remote. Sens*, v. 5, n. 10, p. 5397-5423.
- VAN DE GRIEND A.A. et OWE M. (1993). On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 14, n° 6, p. 1119-1131.
- VIDAL A. et PERRIER A. (1989). Analysis of simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal infrared data. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 1327-1337.
- VIDAL A. (1990). Estimation de l'évapotranspiration par télédétection: Application au contrôle de l'irrigation. Etude CEMAGRAF-ENEGREF, Montpellier, Série Hydraulique Agricole no. 8, 180 p.
- VIDAL A. (1996). Télédétection et évapotranspiration : de la théorie aux applications. Synthèse des travaux. Université Paul Sabatier. 21 p.
- VIDAL A., KERR Y., LAGOUARDE J.P. et SEGUIN B. (1987). Remote-sensing and waterbalance-combined use of an agrometeorological model and of NOAA-AVHRR satellite thermal IR data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 39, 155-175.

- WANG K. et DICKINSON R. E. (2012). A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability. *Reviews of Geophysics*, 50(2).
- WASSENAAR T., OLIOSO A., HASAGER C., JACOB F. et CHEHBOUNI A. (2002). Estimation of evapotranspiration on heterogeneous pixels. *First International Symposium on Recent Advances in Quantitative Remote Sensing*, 16-20 Septembre 2002, Valencia, Spain. J.A. Sobrino (Ed.). *Publicacions de la Universitat de València, España*. 458-465.
- WEBB E.K. (1970). Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96, 67-90.
- WUKELIC G. E., GIBBONS D. E., MARTUCCI L. M. et FOOTE H. P. (1989). Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper thermal band. *Remote sensing of environment* 28: 339-347.
- XIN X., LIU Q. (2010). The Two-layer Surface Energy Balance Parameterization Scheme (TSEBPS) for estimation of land surface heat fluxes. *J. Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, v. 14, p. 491-504. doi: 10.5194/hess-14-491-2010.

Sites internet

- <http://e-cours.univ-paris1.fr>
<https://www.rncan.gc.ca/>
<http://glovis.usgs.gov>
www.eduscol.education.fr
https://fr.wikipedia.org/wiki/Programme_Landsat
www.landsat.usgs.gov
<https://fr.wikipedia.org/wiki/Lysimètre>
<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/>

المتابعة المكانية و الزمنية للتبخر النتحى للغطاء النباتي باستخدام بيانات الأقمار الصناعية عالية ومنخفضة الدقة: حالة منطقة مختارة في سهل المقطع (غرب الجزائر)

الملخص: التبخر النتحى هو العامل الرئيسي في التوازن المائي، لأنه يعبر عن تبادل الكتلة والطاقة بين النظام التربة، الغطاء النباتي والغلاف الجوي. لمعرفة دقيقة أمر ضروري في العديد من التطبيقات البيئية، مثل المناخ والهيدرولوجيا والهندسة الزراعية. يعتبر الاستشعار عن بعد أداة أساسية لتقييم التبخر النتحى، سواء في المكان أو الزمان. في هذا العمل، تم تطبيق نموذجين "مترك" و "تيم" لتقدير التبخر النتحى للنظام الأيكولوجي الزراعي الشبه جاف الذي يقع في منطقة المقطع و منطقة مختارة من الأراضي المنخفضة لسهل غريس، بمعسكر (غرب الجزائر). تتكون جملة المعطيات المستعملة من نطاقات طيفية للتتابع "لاندسات" و "موديس" وقياسات ميدانية لبعض عوامل المناخ لحظة مرور هذه التتابع. يعتمد نموذج "مترك" على حل معادلة توازن الطاقة للسطح، حيث يقدر التبخر النتحى كنتاج للمعادلة بحيث يكون الإشعاع الصافي، تدفق الحرارة الحساس و التدفق الحراري للتربة معروفين. بينما يعتمد النموذج "تيم" على تقدير التبخر النتحى بالاستعمال المباشر لمعادلة بريستلي تايلور. و هو يعتمد على القليل من المتغيرات ومعاملات الإدخال، بما أنه يعتمد على طريقة رسومية بحتة تحدد عتبات درجات الحرارة المسجلة على الرسم البياني الذي يربط بين مؤشر الغطاء النباتي ودرجة حرارة سطح الأرض، لحساب معامل بريستلي تايلور. تم حساب عدة مؤشرات للرطوبة مستنبطة من التبخر النتحى: نسبة التبخر، معيار بريستلي-تايلور ومقاومة السطح للتبخر. سمحت لنا هذه المؤشرات بالتشخيص الكمي للحالة المائية للبيكسل. ثم قمنا بتقدير التبخر النتحى اليومي بواسطة نسبة التبخر التي تعد ثابتة على مدار اليوم. النتائج المتحصل عليها تظهر تقييم ومقارنة النماذج المستخدمة لتحليل التوزيع المكاني للتبخر النتحى. في الختام، أظهرت النتائج أن كلا النموذجين يعطي نتائج قابلة للمقارنة ويمكن اعتبارها قابلة للاستعمال لتقدير التبخر النتحى المكاني في المناطق التي توجد بها معلومات ميدانية نادرة أو من الصعب جمعها.

الكلمات المفتاحية: التبخر النتحى، الإستشعار عن بعد، توازن الطاقة، زمني، الغطاء النباتي، الجزائر.

Suivi spatio-temporel de l'évapotranspiration d'un couvert végétal par utilisation des données satellitaires à haute et à faible résolutions : Cas d'une région choisie dans la plaine de la Macta (Ouest Algérien)

Résumé : L'évapotranspiration est une composante majeure du bilan hydrologique, car elle exprime les échanges de masse et d'énergie entre le système sol-eau-végétation et l'atmosphère. Sa connaissance précise est indispensable dans plusieurs applications environnementales, telles que la climatologie, l'hydrologie et l'agronomie. La télédétection est un outil incontournable pour l'évaluation de l'évapotranspiration, à la fois dans l'espace et dans le temps. Dans ce travail, deux modèles de spatialisation METRIC (*Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*) et TIM (*Trapezoid Interpolation Model*) sont appliqués pour l'estimation de l'évapotranspiration d'un agrosystème semi-aride situé dans le bassin versant de la Macta et une région choisie dans la plaine de Ghriss, dans la région de Mascara (ouest algérien). Le jeu de données est constitué des bandes des satellites Landsat-7 ETM+ et MODIS ainsi que des mesures agrométéorologiques de terrain. Le modèle METRIC se base sur une approche physique permettant la résolution de l'équation du bilan d'énergie à la surface, où l'évapotranspiration est estimée comme le terme résiduel lorsque le rayonnement net, le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur du sol sont connus. Alors que, le modèle TIM permet d'estimer l'évapotranspiration directement en utilisant l'équation de Priestley-Taylor. Il fait intervenir peu de variables et de paramètres en entrée, puisqu'il repose sur une méthode purement graphique qui consiste à identifier des températures seuils relevées sur le graphe reliant l'indice de végétation (NDVI) et la température de surface, pour calculer ensuite le paramètre de Priestley-Taylor. Différents indices d'alimentation en eau de surface dérivés de l'évapotranspiration ont été ensuite calculés : la fraction d'évaporation, le paramètre de Priestley-Taylor et la résistance de surface à l'évaporation. Ces indices permettent le diagnostic quantitatif de l'état hydrique du pixel. Les résultats obtenus concernent l'évaluation et la comparaison des modèles utilisés pour l'analyse de la distribution spatiale de l'évapotranspiration. En conclusion, les résultats montrent que les deux modèles fournissent des sorties comparables et peuvent être considérés comme des approches prometteuses de spatialisation de l'évapotranspiration dans le cas des régions où les informations de terrain sont rares ou difficiles à collecter.

Mots clés : Evapotranspiration, Télédétection, Bilan d'énergie, temporel, couvert végétal, Algérie.

Spatio-temporal monitoring of a vegetation cover evapotranspiration using high and low resolution satellite data: Case of a selected region in the Macta Plain (West Algeria)

Abstract: Accurate characterization of evapotranspiration (ET) and surface energy fluxes is crucial for many agro-environmental applications. Remote sensing based energy balance models are presently most suitable for estimating evapotranspiration at both temporal and spatial scales. This study presents an intercomparison of flux maps over the Macta watershed and a region selected from the Ghriss plain, in Mascara (western Algeria), obtained with two different models: METRIC (*Mapping EvapoTranspiration at high Resolution using Internalized Calibration*) and TIM (*Trapezoid Interpolation Model*) with Landsat-7 ETM+ and MODIS data. These two models are qualified as «residual type», because they are based on a physical approach which allows the resolution of energy balance equation, where evapotranspiration is estimated as the residual term. TIM is the most used model, due to its simplicity, ease of use, few data input requirements and relatively high accuracy. It allows estimating ET directly by using the Priestley-Taylor equation. Whereas METRIC model follow a physical approach, where evapotranspiration is estimated as the residual term. The data set consists of 8 images acquired during 2001 and 2002 by the Landsat-7 ETM+ and MODIS satellite and some agrometeorological field measurements. Various surface water supply indexes derived from evapotranspiration were then calculated: the evaporation fraction, the Priestley-Taylor parameter and the surface resistance to evaporation. These indices provide quantitative diagnosis of the water status of the pixel. The results were related on the evaluation and comparison of the used models in order to analyze the spatial distribution of evapotranspiration. In conclusion, the results show that METRIC and TIM provide comparable outputs and suggest that both models are suitable approaches for evapotranspiration spatialization over agricultural areas where ground information is scarce or difficult to collect.

Keywords: Evapotranspiration, Remote sensing, Energy balance, Temporel, vegetation cover, Algeria