

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET
POPULAIRE MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE
LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Université Mustapha Stambouli de
Mascara

Faculté des Sciences de la nature et
de la vie

Département de Science
Agronomique



جامعة مصطفى اسطمبولي معسكر

كلية علوم الطبيعة و الحياة

مخبر البحث حول الانظمة البيولوجية و
الجيوماتيك

Thèse

En vue de l'obtention du DOCTORAT

Spécialité : Science de la terre et de l'univers

Intitulée

**Estimation de l'utilisation de l'eau par l'agriculture au Maghreb à
l'échelle de la parcelle et de l'agrosystème à l'aide des données de
télédétection dans l'infrarouge thermique**

Présentée par : OUALID Ahmed Tewfik

Devant le jury :

Président :	BENSLIMANE Mohammed	Professeur	Université de Mascara
Examineur :	ELOUISSI Abdelkader	MCA	Université de Mascara
Examineur :	SOUIDI Zahira	Professeur	Université de Ain Témouchent
Examineur :	ABABOU Adda	Professeur	Université de Chlef
Examineur :	TALBI Okacha	MCA	Université de Saida
Encadreur :	HAMIMED Abderrahmane	Professeur	Université de Mascara

Année Universitaire : 2022-2023

REMERCIEMENTS

Au terme de ce modeste travail, il m'est agréable d'adresser mes remerciements et ma profonde gratitude à tous ceux qui ont contribué, de près ou de loin, à l'élaboration de ce travail de mémoire.

Le travail présenté doit beaucoup aux conseils de **Monsieur HAMIMED ABDERAHMANE** professeur et Directeur du Laboratoire de Recherche sur les Systèmes Biologiques et la Géomatique LRSBG à l'université Mustafa Stambouli de Mascara, qui m'a fait bénéficier de sa compétence et son enthousiasme, je le remercie pour ses conseils et pour le temps qu'il m'a consacré. Je voudrais surtout le remercier pour l'esprit de tolérance avec lequel il a dirigé ce travail.

Cette Thèse n'aurait jamais vu le jour sans l'opportunité que m'a offert Monsieur **KHALDI ABDELKADER**, Professeur et ancien Recteur de l'université Mustafa Stambouli de Mascara on nous ouvrant la poste graduation et par ses excellents conseils, je tiens à lui exprimer toutes ma reconnaissance. J'espère qu'il trouvera dans cette Thèse la justification de son effort.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à Monsieur **MEHOR MEKKI**, Enseignant à l'université Mustafa Stambouli de Mascara, pour ses précieux conseils et pour le soutien qu'il m'a apporté durant toutes mes années d'études.

Cette thèse a été préparée au Laboratoire de recherche sur les systèmes biologiques et la géomatique **LRSBG** à l'université **MUSTAFA STAMBOULI DE MASCARA**.

Elle s'est appuyée sur un programme de recherche CMEP PHC MAGHREB (code : 14MDU927) intitulé

(«Estimation spatialisée de l'utilisation de l'eau par l'agriculture pluviale et irriguée au Maghreb») qui a donné lieu à quatre séjours de courte durée, deux à l'institut nationale d'agronomie « INAT » en partenariat avec l'IRD France à TUNIS (TUNISIE) et deux au centre des études spatiales et la biosphère « CESBIO » à TOULOUSE (France).

Et donc je tiens aussi à remercier toutes les personnes qui, dans ces deux établissements scientifiques, ont contribué à ce travail, spécialement **Gilles Boulet, Zohra Lili Chabane, Bernard Mojenou, Viencent Rivaland et Valery Ledantec**.

Je Remercie tout particulièrement mes chers **Parents**, ma **femme**, **mes frères** et en particulier mon frère **Yacine** pour leur soutien permanent et leur amour qui m'a motivé et propulser jusqu'aux sommets, et aussi tous mes amis pour leurs encouragements.

Une pensée particulière à ma très chère fille **DINAANAYIS** qui m'a donné tant de bonheur et la volonté à aller de l'avant.

ملخص

التقدير الأمثل لمكونات التوازن المائي على الصعيدين المحلي والإقليمي ضروري لتطبيقات عديدة مثل الإدارة المتكاملة للموارد المائية، والتنبؤ بالطقس، والنمذجة الهيدرولوجيولوجية، وجدولة الري. التبخر هو عنصر مهم جدا من الدورة الهيدرولوجية على سطح التربة، وخاصة في الأراضي القاحلة وشبه القاحلة. إنه الرابط بين توازن المياه والطاقة. سمحت العديد من نماذج الاستشعار عن بعد برسم خرائط توازن الطاقة السطحية على مساحات كبيرة، بما في ذلك التدفق الحراري الكامن، وما يعادل الطاقة من التبخر. يهدف هذا العمل إلى مقارنة التقدير المكاني لتدفقات الطاقة السطحية فوق منطقة الهبرة الزراعية في غرب الجزائر الناتجة عن أربعة نماذج مختلفة: "METRIC" رسم خرائط EvapoTranspiration بدقة عالية باستخدام المعايير الداخلية، 'TIM' "نماذج استيفاء شبه المنحرف"، TSEB تم تطبيق هذه النماذج باستخدام صور Landsat-8 لـ 4 تواريخ خلال الفترة 2014-2015 وبيانات الأرصاد الجوية (ضغط البخار، وسرعة الرياح بشكل أساسي، والإشعاع الشمسي ودرجة حرارة الهواء). ثم تم إنشاء خرائط تدفقات الطاقة السطحية (خاصة التدفق الحراري الكامن). ثم تمت مقارنة قيم التدفق الحراري الكامن المقدر من قبل النماذج المختلفة مع تلك التي تم قياسها من خلال تطبيق طريقة نسبة بوين في مختلف التواريخ. لاحظنا أنه خلال الفترات الدافئة ذات الإجهاد المائي المرتفع (DOY 244 and 292)، حيث يكون الفرق في درجة حرارة السطح بين المناطق الجافة والرطبة للغاية أمرًا مهمًا، يثبت نموذج METRIC أنه الأقوى مع أخطاء RMSE أقل من 40 W/m². نتائج TIM قريبة من METRIC، لأن كلاهما حساس جدًا للاختلاف في درجة حرارة السطح. ومع ذلك، يظل نموذج SPARSE مع إصدار شبكات مقاومة السلسلة موثوقًا به مع RMSE من 55 W/m² على عكس نموذج TSEB الذي له انحراف كبير عن النماذج الأخرى باستخدام قيمة 1.3 لبارامتر Priestley-Taylor (α) وقيم قريبة جدا من نموذج METRIC لبارامتر Priestley-Taylor (α) = 1.8 من ناحية أخرى، خلال الأيام التي يكون فيها الاختلاف في درجة الحرارة صغيرًا (تباين منخفض بين الماء)، يكون طرازي SPARSE و TSEB من طبقتين متفوقين بشكل واضح، مع ميزة واضحة للإصدار التسلسلي لنموذج SPARSE، حيث تكون الاختلافات في درجات الحرارة أقل أهمية. وهكذا، مع RMSE من 35 W/m² للنسخة الموازية من SPARSE، إنه أقوى من النماذج ذات الطبقة الواحدة باستخدام فرضية المواقع شديدة الجفاف والرطوبة للغاية، لذا فهو يختلف عن النماذج الثلاثة الأخرى من خلال قدرته على علاج صورة البكسل في البكسل بشكل مستقل عن النماذج الأخرى المخالفة لنماذج الطبقة الأحادية التي تقدر الحدين الجاف والرطب ويتداخل بين الاثنين لبقية البكسل

الكلمات المفتاحية: التبخر النحي، SPARSE, TSEB, TIM, METRIC, توازن الطاقة, Landsat, الجزائر

Abstract

Optimal estimation of water balance components at the local and regional scales is essential for many applications such as integrated water resources management, weather forecasting, hydrogeological modeling and irrigation scheduling. Evapotranspiration is a very important component of the hydrological cycle at the soil surface, particularly in arid and semi-arid lands. It is the link between the water and energy balance. Numerous remote sensing models have allowed surface energy balance mapping over large areas, including latent heat flux, energy equivalent of evapotranspiration. This work aims to compare the spatial estimate of the surface energy fluxes over the Habra agricultural area in western Algeria generated by four different models: METRIC “Mapping EvapoTranspiration at High Resolution using Internalized Calibration”, TIM “Trapezoid Interpolation Model”, TSEB “Two Source Energy Balance” and SPARSE “Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration “. These models were applied using Landsat-8 images for 4 dates during 2014-2015 and meteorological data (vapor pressure, mainly wind speed, solar radiation and air temperature). The surface energy fluxes (especially latent heat flux) maps were then generated. The latent heat flux values estimated by the different models were then compared with those measured by applying the method of Bowen ratio for the various dates. we observed that during warm periods with high water stress (DOY 244 and 292), where the surface temperature difference between extremely dry and wet areas is important , the model METRIC proves to be the most robust with an errors RMSE less than 40 W/m². The results of TIM are close to METRIC, since both are very sensitive to the difference in surface temperature. However, the SPARSE model with its series resistance networks version remains reliable with an RMSE of 55 W/m² unlike the TSEB model which has a large deviation from the other models by using a value of 1.3 for the Priestley-Taylor (α) parameter and values very close to the METRIC model for a Priestley-Taylor (α) = 1.8 parameter. On the other hand, during the days when the temperature difference is small (low water contrast), the SPARSE and TSEB two-layer models are clearly superior, with a clear advantage of the SPARSE model's serial version, where temperature differences are less important. Thus, with a RMSE of 35 W/m² for the parallel version of SPARSE , it is more robust than the one-layer models using the extremely dry and extremely wet sites hypothesis so it differs from the other three models by its ability to treat the pixel-by-pixel image independently of the others contrary to the mono-layer models that estimates the two limits dry and wet and interpolates between the two for the rest of the pixels.

Keywords: Evapotranspiration, METRIC, TIM, TSEB, SPARSE, Energy Balance, Landsat, Algeria.

Resumé

Une estimation optimale des composantes du bilan hydrique à l'échelle locale et régionale est essentielle pour de nombreuses applications telles que la gestion intégrée des ressources en eau, les prévisions météorologiques, la modélisation hydrogéologique et la planification de l'irrigation. L'évapotranspiration est une composante très importante du cycle hydrologique à la surface du sol, en particulier dans les terres arides et semi-arides. C'est le lien entre l'eau et le bilan énergétique. De nombreux modèles de télédétection ont permis de cartographier le bilan énergétique de surface sur de grandes surfaces, y compris le flux de chaleur latent, l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration. Ce travail vise à comparer l'estimation spatiale des flux d'énergie de surface sur la zone agricole de Habra dans l'ouest de l'Algérie générée par quatre modèles différents : METRIC « Mapping EvapoTranspiration at High Resolution using Internalized Calibration », TIM « Trapezoid Interpolation Model », TSEB « Two Source Energy Balance » et SPARSE « Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration », ces modèles ont été appliqués à l'aide d'images Landsat-8 pour quatre dates en 2014-2015 et de données météorologiques (pression de vapeur, vitesse du vent, rayonnement solaire et température de l'air). Les cartes des flux d'énergie de surface (en particulier les flux de chaleur latents) ont ensuite été générées. Les valeurs de flux de chaleur latente estimées par les différents modèles ont ensuite été comparées à celles mesurées en appliquant la méthode du rapport Bowen pour les différentes dates. Nous avons observé que pendant les périodes chaudes avec stress hydrique élevé (DOY 244 et 292), où la différence de température de surface entre les zones extrêmement sèches et humides est importante, le modèle METRIC s'avère être le plus robuste avec une erreur RMSE inférieure à 40 W/m^2 . Les résultats de TIM sont proches de METRIC, car les deux sont très sensibles à la différence de température de surface. Cependant, le modèle SPARSE avec sa version de réseaux de résistance en série reste fiable avec un RMSE de 55 W/m^2 contrairement au modèle TSEB qui présente un écart important par rapport aux autres modèles en utilisant une valeur de 1,3 pour le paramètre Priestley-Taylor (α) et des valeurs très proches du modèle METRIC pour un paramètre Priestley-Taylor (α) = 1,8. En revanche, pendant les jours où la différence de température est faible (faible contraste avec l'eau), les modèles à deux couches SPARSE et TSEB sont nettement supérieurs, avec un net avantage de la version série du modèle SPARSE, où les différences de température sont moins importantes. Ainsi, avec un RMSE de 35 W/m^2 pour la version parallèle de SPARSE, il est plus robuste que les modèles monocouche utilisant l'hypothèse de sites extrêmement secs et extrêmement humides donc il se distingue des trois autres modèles par sa capacité à traiter les pixels de l'image en sous-pixel indépendamment des autres contrairement aux modèles mono-couche qui estime les deux limites sec et humide et interpole entre les deux pour le reste des pixels.

Mots-clés : Evapotranspiration, METRIC, TIM, TSEB, SPARSE, Energy Balance, Landsat, Algérie.

TABLE DES MATIERES

TABLE DE MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	1
1 ÉTAT DE L'ART.....	5
1.1 INTRODUCTION.....	5
1.2 BILAN D'ÉNERGIE DE SURFACE.....	5
1.2.1 Définition.....	5
1.2.2 Échanges d'énergie et de masse à l'interface SVA.....	6
1.2.2.1 Echanges radiatifs.....	8
1.2.2.2 Échanges conductif.....	10
1.2.3 Échanges convectif.....	11
1.2.4 Notion de la couche limite atmosphérique	11
1.2.5 Composants du bilan d'énergie.....	13
1.2.5.1 Le rayonnement net (Rn).....	13
1.2.5.2 Le flux de chaleur dans le sol (G).....	14
1.2.5.3 Le flux de chaleur sensible (H).....	14
1.2.5.4 Le flux de chaleur latente (LE)	14
1.3 L'ÉVAPOTRANSPIRATION.....	15
1.3.1 Définition et généralité.....	15
1.3.2 Les différents types d'évapotranspiration	17
1.3.2.1 Évapotranspiration réelle ETr.....	17
1.3.2.2 Évapotranspiration maximale ETm	17
1.3.2.3 Évapotranspiration potentielle ETp.....	18
1.3.3 Estimation de l'évapotranspiration.....	18
1.3.3.1 Les lysimètres	18
1.3.3.2 Les bacs d'évaporation	18
1.3.4 1.3.4. Les formules de calcul de l'évapotranspiration.....	19
2 TELEDETECTION ET ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION.....	23
2.1 LES METHODES D'ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION PAR TELEDETECTION	23
2.1.1 Les méthodes utilisant des relations semi empiriques.....	23
2.1.2 Les méthodes de couche limite atmosphérique.....	23
2.1.3 Les méthodes intermédiaires du bilan d'énergie à la surface	23

2.2	APPROCHES BASEES SUR LE BILAN D'ENERGIE DANS L'ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE	25
2.2.1	<i>Les méthodes indirectes d'estimation de l'ET</i>	25
2.2.1.1	Approches basées sur l'équation de Penman–Monteith	26
2.2.1.2	Les modèles LSM	27
2.2.1.3	Approches résiduelles basées sur l'équation SEB	27
2.2.1.4	Les défis confrontés à la simulation de l'ET	28
2.3	LES MODELES DU BILAN ENERGETIQUE DE SURFACE SEB : REVUE DE SYNTHESE	30
2.3.1	<i>Modèles résiduelles à une source (ou modèles à une couche)</i>	30
2.3.1.1	Indice 'Surface Energy Balance Index' (SEBI)	30
2.3.1.2	Algorithme de bilan énergétique de surface pour la terre (SEBAL)	31
2.3.1.3	Surface Energy Balance System (SEBS) model	32
2.3.1.4	Simplified Surface Energy Balance Index (S-SEBI) model	33
2.3.1.5	Le modèle METRIC (Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration)	34
2.3.1.6	Bilan énergétique de surface simplifié (SSEB)	34
2.3.1.7	Bilan énergétique de surface simplifié opérationnel (SSEBop)	34
2.3.2	<i>Les modèles bi-couches (ou modèles à deux couches)</i>	35
2.3.2.1	Le modèle TSEB (Two Source Energy Balance)	35
2.3.2.2	Le modèle Two-Source Time-Integrated Model (TSTIM)	36
2.3.2.3	Le Modèle Atmosphere-Land Exchange Inversion (ALEXI)	36
2.3.2.4	Double Temperature Difference (DTD)	37
2.3.2.5	Le modèle Two-source Trapezoid Model for Evapotranspiration (TTME)	37
2.3.2.6	Hybrid dual source scheme and Trapezoid framework based Evapotranspiration Model (HTEM)	38
2.3.2.7	Le Modèle Enhanced Two-Source Evapotranspiration Model for Land (ETEML)	38
2.3.2.8	Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration SPARSE	39
3	ETUDE ET ANALYSE DE L'ETAT HYDRIQUE DE LA SURFACE PAR TELEDETECTION	40
3.1	INTRODUCTION	40
3.2	METHODES DU SUIVI DE L'ETAT HYDRIQUE DE LA VEGETATION PAR TELEDETECTION	41
3.2.1	<i>Les indices de végétation</i>	41
3.3	LES INDICATEURS DE STRESS HYDRIQUE	46
3.3.1	<i>Généralités</i>	46
3.3.2	<i>Limites générales des indicateurs dans l'IRT</i>	50
3.4	UTILISATION DE L'IMAGERIE SPATIALE POUR CARACTERISER LE STRESS HYDRIQUE	51
3.4.1	<i>Méthodes d'estimation du stress hydrique par télédétection</i>	51

3.5	CONCLUSION.....	51
3.6	LA TEMPERATURE DE SURFACE VARIABLE CLE POUR DETERMINER L'ETAT ENERGETIQUE ET HYDRIQUE DE SURFACE.....	54
3.6.1	<i>De la mesure à l'estimation de la température de surface.....</i>	<i>55</i>
3.6.1.1	Aspects instrumentaux.....	56
3.6.1.2	Aspects atmosphériques	57
3.6.1.3	Aspect spectral	58
3.6.1.4	Aspect directionnel.....	58
3.6.1.5	Aspect spatial	59
3.6.2	<i>Bilan d'énergie et déterminisme de la température de surface</i>	<i>60</i>
3.6.2.1	Dépendance de la température de surface avec le bilan d'énergie	60
3.6.2.2	Effet du vent sur la température de surface	60
3.6.2.3	Effet des variations d'albédo sur la température de surface.....	60
3.6.2.4	Effet de l'évapotranspiration.....	60
3.6.3	<i>Intérêt de la télédétection infrarouge thermique à Haute Résolution Spatiale</i>	<i>61</i>
4	ZONE D'ETUDE ET DONNEES UTILISEES	62
4.1	LOCALISATION DU SITE D'ETUDE	62
4.2	GEOLOGIE DU SITE.....	62
4.3	LE CLIMAT	62
4.4	OCCUPATION DES SOLS.....	62
4.5	CHOIX DE LA ZONE D'ETUDE	63
4.6	DONNEES UTILISEES.....	63
4.6.1	<i>Données météorologiques</i>	<i>63</i>
4.6.2	<i>Données de validation.....</i>	<i>64</i>
4.6.3	<i>Données satellitaires.....</i>	<i>64</i>
4.6.3.1	Caractéristiques du capteur Landsat-8. (LDCM)-OLI-TIRS.....	65
4.7	PRETRAITEMENT DES IMAGES SATELLITES	66
4.7.1	<i>Correction atmosphérique dans les bandes du visible et du proche infrarouge....</i>	<i>66</i>
4.7.2	<i>Correction atmosphérique dans l'infrarouge thermique</i>	<i>66</i>
5	MODELES ET METHODES.....	68
5.1	DETERMINATION DES PARAMETRES D'ENTREE	69
5.1.1	<i>Albédo de surface.....</i>	<i>70</i>
5.1.2	<i>L'indice de végétation</i>	<i>70</i>
5.1.3	<i>Température de surface.....</i>	<i>71</i>

5.2	LE MODÈLE METRIC (MAPPING EVAPOTRANSPIRATION AT HIGH RESOLUTION WITH INTERNALIZED CALIBRATION)	72
5.3	LE MODELE TIM (TRAPEZOID INTERPOLATION MODEL)	75
5.4	LE MODELE TSEB (TWO-SOURCE ENERGY BALANCE).....	77
5.5	LE MODÈLE SPARSE (SOIL PLANT ATMOSPHERE AND REMOTE SENSING EVAPOTRANSPIRATION)...	79
5.5.1	<i>Mode prescrit et mode de récupération</i>	80
5.5.2	<i>Version série "Layer" et version parallèle "Patch"</i>	80
5.5.2.1	La version série « Layer »	80
5.5.2.2	La version Parallèle « Patch »	81
5.6	LA METHODE DU RAPPORT DE BOWEN « BREB » (BOWEN RATIO ENERGY BALANCE).....	82
5.7	ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION INSTANTANE.....	83
5.8	ESTIMATION DE LA FRACTION D'EVAPORATION	83
5.9	ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE JOURNALIERE	83
5.10	ESTIMATION DE L'HUMIDITE RELATIVE DU SOL	83
5.11	ESTIMATION DE L'INDICE DE STRESS HYDRIQUE	83
6	RESULTATS ET DISCUSSION	84
6.1	TEMPERATURE DE SURFACE	84
6.2	RAYONNEMENT NET	86
6.3	FLUX DE CHALEUR DANS LE SOL	87
6.4	FLUX DE CHALEUR SENSIBLE	88
6.5	LE FLUX DE CHALEUR LATENTE.....	90
6.6	L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE JOURNALIERE.....	97
	CONCLUSION ET PERSPECTIVES	100
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	102

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

L'évapotranspiration est un élément important de l'équilibre hydrologique; elle représente près des deux tiers du retour global des précipitations dans l'atmosphère (Brutsaert, 1982). Cette proportion est plus élevée dans les régions arides et semi-arides (Chehbouni et al., 2008a). Dans ces régions, l'irrigation consomme plus de 80 % de l'eau disponible (Programme mondial d'évaluation de l'eau, 2012). Mais, l'efficacité de cette utilisation pourrait être grandement améliorée en réduisant les pertes d'eau par évaporation dans l'atmosphère et l'infiltration dans le sol et en calculant mieux les besoins en eau d'irrigation. L'optimisation de l'utilisation de l'eau a un impact significatif sur la productivité agricole en réduisant les coûts et en augmentant la production. L'évapotranspiration peut être mesurée dans le temps et à un moment donné dans une parcelle agricole, mais il est très difficile, voire impossible, de la mesurer à grande échelle, comme c'est le cas dans le bassin versant. La télédétection est un outil approprié pour la surveillance de l'état hydrique de surface, car elle permet la spatialisation de l'évapotranspiration en surveillant la croissance de la végétation ou en détectant le stress hydrique. L'estimation de l'évapotranspiration par télédétection optique et thermique a fait l'objet de nombreuses approches méthodologiques au cours des trente dernières années. De nombreuses approches ont été développées en utilisant la télédétection optique et thermique pour estimer l'évapotranspiration. Nous citons trois catégories de modèles :

1 - Modèles utilisant des relations semi-empiriques simples pour relier l'évapotranspiration quotidienne à la mesure instantanée de la température de surface (Seguin et Itier, 1983). L'avantage de ces modèles est de contourner trois problèmes : a / Estimation des longueurs de rugosité de surface (impliquées dans le flux de chaleur sensible), b / Absence de mesure continue des températures de surface et c / Estimation du flux de chaleur du sol qui est négligeable sur une base quotidienne. Cependant, elles ont des limites liées à la faible représentativité spatiale de la température de l'air, mesurée localement, et la difficulté de prendre en compte l'hétérogénéité d'une surface. Contrairement aux méthodes thermiques, ces modèles reposent également sur l'hypothèse que le rapport H/R_n , un flux de chaleur sensible par rapport au rayonnement net, est constant pendant la journée et que le flux de chaleur du sol G est substantiellement nul.

2 - Modèles utilisant des relations déterministes fondées sur une description détaillée des sols et de la couverture végétale (Ezzahar et al., 2012; Muzylev et al., 2010; Olioso et al.,

1999). Ces modèles sont souvent appelés transfert sol-végétation-atmosphère (SVAT) et peuvent simuler la température de surface à partir des apports d'irrigation et des précipitations (Chirouze et al., 2014).

Ces modèles, difficiles à mettre en œuvre à grande échelle en raison du manque d'information sur l'irrigation, ne dépendent pas des données de télédétection pour leur mise en œuvre. Cependant, les données de télédétection peuvent être assimilées dans ces modèles (Oliosio et Jacob., 2002) et simuler les transferts de masse et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère sur des échelles de temps de moins d'une heure, conformément à la dynamique des processus atmosphériques et de surface; Cependant, ces modèles sont hautement paramétrés et nécessitent des informations sur l'approvisionnement en eau, en particulier l'irrigation.

3 - Méthodes utilisant des données de télédétection dans le domaine de l'infrarouge thermique (TIR, 3-15 μm) pour calculer l'évapotranspiration instantanée au moment du passage supérieur du satellite, qui peut être convertie en valeurs quotidiennes à l'aide de l'extrapolation algorithmique comme fraction d'évaporation. Ces méthodes peuvent être divisées en deux groupes :

a- Les modèles contextuels à source unique élaborés pour résoudre l'équation du bilan énergétique en reliant les conditions actuelles des pixels aux sites dans des conditions d'eau extrêmes (très sec et très humide) pour diverses conditions de couverture végétale. Les propriétés de ces sites sont utilisées pour déterminer certaines variables d'interface sol-végétation-atmosphère qui ne sont pas accessibles par télédétection (Hamimed et al., 2009). Un modèle source unique bien calibré pourrait bien dépasser un modèle source double mal configuré (Kustas et al., 1990). Ces modèles utilisent les valeurs de pixel d'une image donnée et interpolent les valeurs d'évapotranspiration entre les deux extrêmes pour fournir des valeurs d'évapotranspiration intermédiaires. En revanche, ils présentent une faiblesse lorsque des conditions d'eau extrêmes ne sont pas présentes dans l'image, en particulier dans les zones agricoles où l'irrigation est suffisante ou lorsqu'elles sont appliquées à des images satellites à faible résolution spatiale où la température de surface d'un pixel est une valeur moyenne. On peut citer dans ce groupe les modèles simples comme TIM, Ts-VI ou S-SEBI ou les modèles complexes comme SEBS, SEBAL ou METRIC.

b- Les méthodes à pixel unique adaptées aux images à haute et basse résolution spatiale permettent d'estimer l'évapotranspiration en résolvant l'équation de bilan énergétique pour chaque pixel indépendamment des autres. Nous pouvons mentionner dans ce groupe des

modèles tels que TSEB et SPARSE. Toutefois, on s'attend généralement à ce que ces modèles soient bien adaptés à des paysages uniformes avec une végétation et des conditions d'eau de surface assez homogènes (Chirouze et al., 2014).

De nombreuses études ont comparé et évalué ces modèles et déterminé le rendement et la capacité de ces modèles à s'adapter à différents paysages et conditions. Ces études ont montré une grande différence dans les résultats du flux de chaleur latente par rapport aux données au sol, avec des erreurs quadratiques moyennes (RMSE) allant de 60 Wm^2 (Timmermans et al., 2007) à 150 Wm^2 (Choi et al., 2009). Ces différences peuvent s'expliquer par plusieurs paramètres tels que la mauvaise adaptation de ces algorithmes aux domaines étudiés (par exemple, le paramètre Priestley-Taylor pour estimer le flux de chaleur latente de la végétation allant de 1,26 à 1,8 selon le climat, ou le coefficient x_g pour estimer le flux de chaleur du sol G variant de 0,2 à 0,4. Donc, les modèles contextuels sont très sensibles à la différence de température de surface entre les deux extrêmes et donnent des résultats erronés lorsque cette différence est faible. Les modèles pixel par pixel (tels que TSEB et SPARCE) sont sensibles aux valeurs de l'indice NDVI (avec des valeurs LE qui explosent dans les extrêmes) ou même des corrections atmosphériques qui s'appuient sur des algorithmes adaptés aux régions et non aux autres ainsi que la qualité des images infrarouges pose des problèmes pour certains capteurs comme Landsat TIRS (Bande 11). Ces erreurs dans l'estimation de la température de surface peuvent également conduire à des erreurs dans l'estimation de l'émissivité de surface (1 % d'erreur dans la valeur d'émissivité provoque une sous-estimation de la température de surface d'environ 0,4 à 0,8 °C (Vidal et al., 1990).

Tableau 1.0 : Les principaux travaux de comparaison des modèles de bilan énergétique pour l'estimation de l'évapotranspiration

Publication	Modèles	Résolution	Precision de LE (Wm^{-2})	Couverture spatio-temporelle
Jia et al. (2003)	SEBS, SEBI	1 km (ATSR-2)	RMSD 10–40	11 stations on 1 site, 11 dates, 1 scintillometer
French et al. (2005)	TSEB, SEBAL	15–90m (ASTER)	Bias 10–80	8 stations on 1 site, 1 date
Timmermans et al. (2007)	TSEB, SEBAL	6–12m (airborne)	RMSD 60–70	2 stations on 1 site, 5 airborne flights
Gonzalez-Dugo et al. (2009)	TSEB, METRIC	120–60m (Landsat 5, Landsat 7)	RMSD _50	12 stations on 1 site, 3 dates

Minacapilli et al. (2009)	TSEB, SEBAL	15m (airborne)	-	1 date
Choi et al. (2009)	METRIC, TSEB, TIM	60m (Landsat 7)	RMSD 50–150	14 stations on 1 site, 2 dates
Galleguillos et al. (2011)	S-SEBI, WDI	90m (ASTER)	-	Comparison with SVAT (Hydrus 1-D) and 1 station on 1 site
Tang et al. (2012)	LPJ-DGVM, LH	-	R2 0.72 – 0.94	-
Chirouze et al. (2014)	SEBS, TSEB, S-SEBI, VIT	90m (ASTER), 8m FORMOSAT-2	RMSD 117–131	5 stations on 1 site, 26 dates,

L'objectif de ce travail est de comparer et d'évaluer la performance relative de quatre modèles de bilan d'énergie à la surface, en utilisant des données de télédétection dans le domaine du visible et de l'infrarouge thermique. Notre démarche est testée sur le périmètre irrigué de la Habra (ouest algérien) de contexte climatique semi-aride et de couverture végétale hétérogène. Ces quatre modèles permettent de résoudre l'équation du bilan d'énergie et d'estimer le flux de chaleur latente comme le terme résiduel de cette équation les flux d'énergie de surface. Les flux de chaleur latente peuvent être convertis en évapotranspiration réelle quotidienne. Celle-ci peut être utilisée pour la caractérisation du degré de stress hydrique ainsi que la détermination de l'utilisation de l'eau des cultures, pour enfin fournir une solution adéquate et efficace aux gestionnaires de l'eau et des acteurs de pilotage d'irrigation.

CHAPITRE 1 : ÉTAT DE L'ART

1 ÉTAT DE L'ART

1.1 Introduction

L'état physiologique de la plante est déterminé par les conditions environnementales (climat, état hydrique du sol), par ses paramètres (variété, dimension de la canopée), par les pratiques culturales (labour, mauvaises herbes, besoins en eau, méthodes d'irrigation, qualité et la quantité de l'eau d'irrigation) et par les agents de stress biotiques externes (maladies, ravageurs) (Ben-Gal et al., 2009). La réponse immédiate de la plante au manque d'eau est liée à la fermeture des stomates, ce qui entraîne une augmentation de la température de la canopée (Gonzalez-Dugo et al, 2012).

Notre étude se base sur la détermination du stress hydrique, vu qu'il constitue une cause majeure des pertes agricoles. Le suivi de ce phénomène en se basant sur la télédétection plus particulièrement les données de l'infrarouge thermique, provenant des images satellitaires Landsat8 sera le but de notre travail de recherche. Dans ce chapitre, en première partie, on définira les paramètres liés au stress hydrique plus particulièrement le bilan d'énergie.

1.2 Bilan d'énergie de surface

1.2.1 Définition

Plusieurs définitions existent dans la littérature pour définir les termes majeurs du bilan d'énergie et ses modèles qui traduisent la loi de conservation de l'énergie dans les conditions d'équilibre à l'interface sol-végétation-atmosphère. Cette loi se traduit dans la formule suivante :

$$R_n = H + LE + G \text{ (W/m}^2\text{)}$$

R_n : le rayonnement net à la surface du sol (W/m²)

H : le flux de chaleur sensible (W/m²)

LE : le flux de chaleur latente (W/m²)

G : le flux de chaleur dans le sol (W/m²)

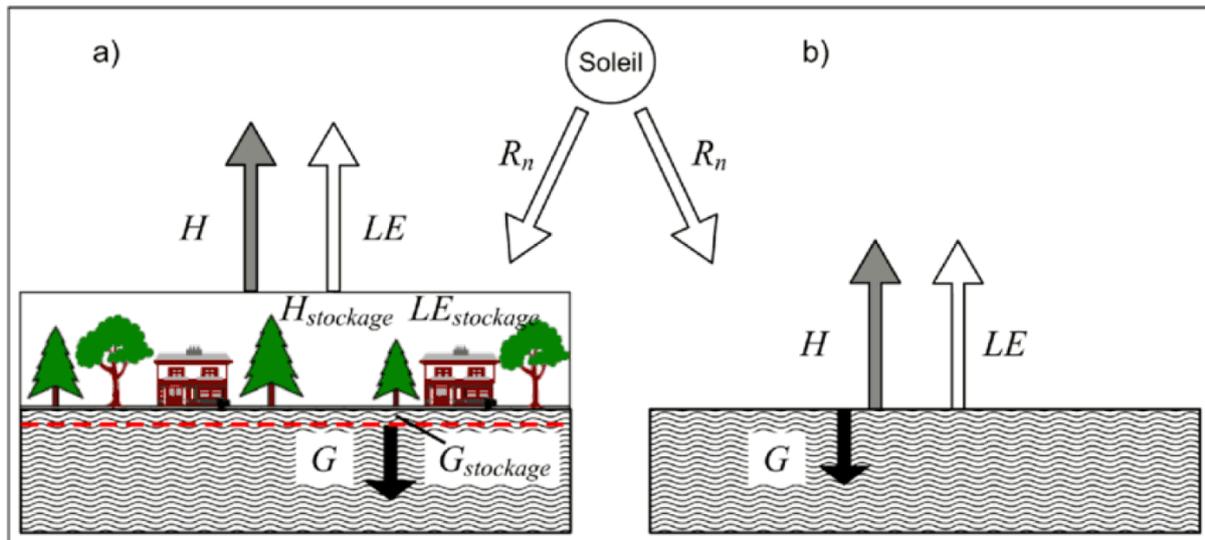


Figure.1.1 : Schéma du bilan d'énergie de surface (adapté de Stull, 1988)

Deux composantes mineures ont délibérément été négligées dans cette expression. Il s'agit de la photosynthèse (2 à 3 % du rayonnement net d'après **Thom, 1975**) et du stockage de chaleur dans le couvert. Comme le rapporte **Troufleau, 1996**), ce dernier peut toutefois devenir non négligeable dans le cas des couverts forestiers à l'échelle instantanée.

Ces divers termes s'expriment en W/m^2 et sont détaillés dans ce qui suit. On observera qu'ils correspondent en réalité à des densités de flux. Dans la pratique, par abus de langage on a employé simplement le terme de « flux ». Au niveau de la surface le bilan énergétique être établi à toute échelle de temps (heure, jour, année ...) et d'espace (feuille, sol, plante, canopée, parcelle, région ...). En comptant l'énergie arrivant à la surface positivement, l'énergie la quittant négativement (figure 1.1).

Les surfaces continentales échangent en permanence de l'énergie et de la matière entre les divers éléments qui les constituent ainsi qu'avec l'atmosphère à leur contact. La compréhension des mécanismes associés à ces transferts est indispensable à l'étude du fonctionnement des surfaces et des couverts végétaux.

1.2.2 Échanges d'énergie et de masse à l'interface SVA

De manière générale, la quantification des échanges d'énergie et de masse se fait à partir de « la densité de flux » représentant la quantité d'énergie qui traverse une surface par unité de temps. Elle s'exprime en $W.m^{-2}$ et sera simplement dénommée, par abus de langage, flux par la suite.

Les principales composantes énergétiques qui interviennent à l'interface SVA ont différentes origines. En premier lieu, la surface de la Terre reçoit de l'énergie radiative provenant du soleil et de l'atmosphère.

Cette énergie d'origine électromagnétique constitue la source principale à tous les échanges qui interagissent au niveau du continuum SVA (Demarty, 2001 ; Philip, 1966). La surface (au sens couvert végétal et surface du sol sous-jacent) n'intercepte qu'une partie de cette énergie. La partie complémentaire étant alors réfléchie vers l'atmosphère.

La surface redistribue dans son proche environnement l'énergie radiative absorbée. Ceci se fait sous différents modes de propagation, soit par émission d'énergie radiative dans l'infrarouge thermique, soit par conduction de chaleur dans le sol ou par convection dans l'atmosphère (Figure 1.2).

L'ensemble de ces composantes permet d'introduire la notion de « bilan d'énergie » traduisant le principe de conservation de l'énergie dans le milieu. Il est aussi important de noter qu'une fraction de l'énergie absorbée par la végétation, qui représente qu'une très faible partie par rapport aux autres flux, est utilisée dans le complexe processus de photosynthèse. Ce processus est indispensable au développement et à l'entretien de la végétation. Généralement, ce terme est négligé dans l'expression du bilan d'énergie.

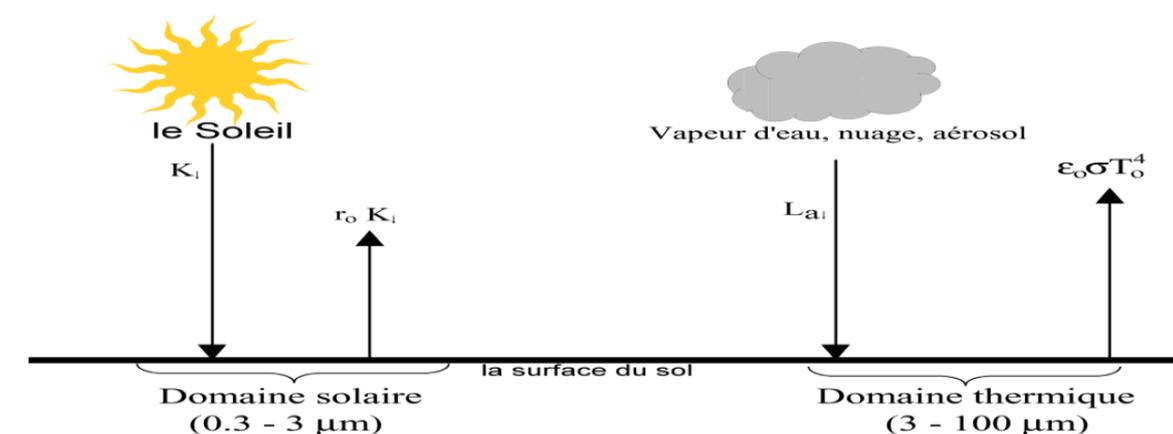


Figure 1.2 : Les différentes composantes du rayonnement net.

K_{\downarrow} est le rayonnement solaire global, $r_0 K_{\downarrow}$ est le rayonnement solaire réfléchi par la surface en fonction de l'albédo r_0 , $L_{a\downarrow}$ est le rayonnement atmosphérique incident et $\epsilon_0 \sigma T_0^4$ est le rayonnement émis par la surface à la température T_0 .

Les échanges mis en jeu dépendent du système choisi et se font selon les processus physiques suivants :

1.2.2.1 Echanges radiatifs

Les échanges radiatifs correspondent à un rayonnement énergétique d'origine purement électromagnétique. Par définition, tout corps à la température thermodynamique T , supérieure à 0 K ($-273,15\text{ °C}$), émet un rayonnement caractéristique de son agitation moléculaire interne et se propageant aussi bien dans le vide que dans un milieu matériel. Inversement, tous les corps sont soumis au rayonnement émis par son environnement, qu'ils absorbent partiellement et qui contribue à modifier leurs températures thermodynamiques. Absorption et émission sont donc des phénomènes, intimement liés, régis par les lois de la physique statistique. On définit un « corps noir » comme un objet à la fois capable d'absorber tout le rayonnement qu'il reçoit et de le réémettre exclusivement sous forme radiative. La loi de Planck exprime la luminance spectrale $L_\lambda(T)$ d'un tel corps en fonction de sa température T et de sa longueur d'onde λ :

$$L_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(\exp \frac{hc}{\lambda KT} - 1 \right)} \quad (1.1)$$

Où h est la constante de Planck ($6,63 \times 10^{-34}\text{ J.s}$), c 'est la vitesse de la lumière ($3 \times 10^8\text{ m.s}^{-1}$) et K est la constante de Boltzmann ($1,38 \times 10^{-23}\text{ J.K}^{-1}$).

Le rayonnement du corps noir étant isotrope, son émittance est donnée par la relation suivante :

$$M = \int_{2\pi} L_\lambda \cdot \cos(\theta) \cdot d\Omega = \pi L_\lambda \quad (1.2)$$

L'émittance totale rayonnée par un corps noir, c'est-à-dire le rayonnement émis sur l'ensemble du spectre est donnée par la loi de Stephan-Boltzmann. Elle est égale à l'intégrale de l'émittance $M_B(\lambda, T)$ sur l'ensemble du spectre électromagnétique :

$$M_B(T) = \int_0^\infty M_B(\lambda, T) d\lambda = \frac{2\pi^4 K^4}{15 c^2 h^3} T^4 = \sigma T^4 \quad (1.3)$$

Où σ est la constante de Stephan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8}\text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$). Toutefois, les corps qui nous entourent ne se comportent généralement pas comme des corps noirs. Ils absorbent partiellement le rayonnement qu'ils reçoivent et retransmettent l'énergie à leur environnement sous différents modes de propagation. Par conséquent, ils rayonnent spectralement (et totalement) moins d'énergie que celle estimée par la loi de Planck (et de Stephan-Boltzmann).

L'efficacité d'émission électromagnétique de l'objet est caractérisée par son émissivité. Si l'on considère l'ensemble du spectre électromagnétique et la surface comme une entité suffisamment homogène pour être décrit dans son ensemble, l'émissivité de la surface peut alors être définie comme le rapport de son émittance totale réelle $M(T)$ à son émittance totale $MB(T)$ s'il était assimilé à un corps noir à la même température T .

$$M(T) = \varepsilon_0 \sigma T^4 \quad (1.4)$$

Avec ε_0 est l'émissivité du couvert végétal intégrée sur l'ensemble du spectre.

La surface est soumise aux radiations électromagnétiques d'origine solaire et atmosphérique.

Les premières constituent la source la plus importante de rayonnement reçu. Elles sont comprises pour l'essentiel entre 0,3 et 3 μm avec un maximum d'émission à 0,48 μm , caractéristique d'un corps noir à 5900 K. Cependant, la couche atmosphérique absorbe et diffuse en partie ce rayonnement solaire. Ceci implique que le spectre solaire reçu au niveau du sol est sensiblement différent de celui au sommet de l'atmosphère, notamment dans les courtes longueurs d'onde (Figure 1.3).

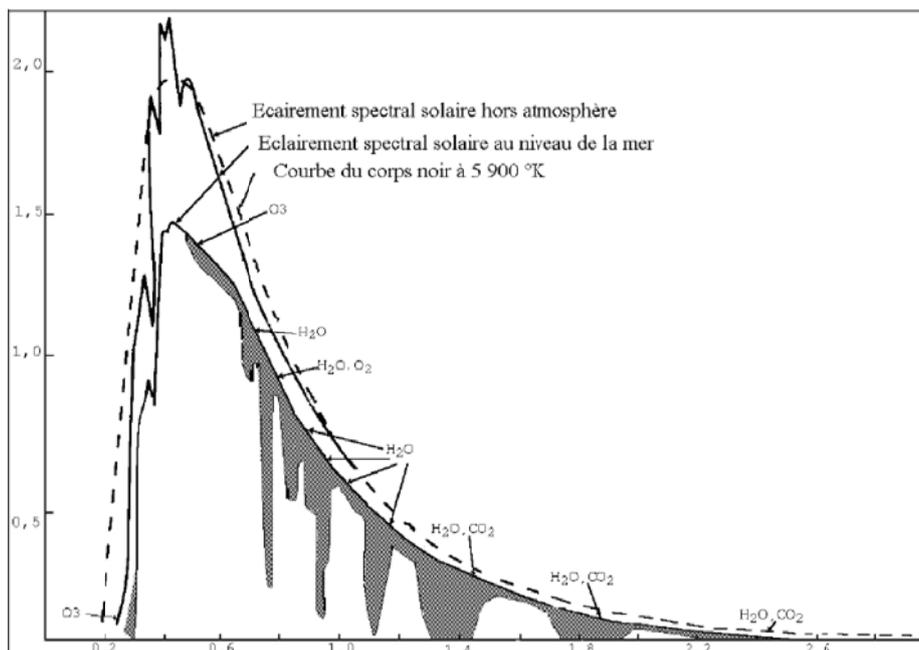


Figure 1.3 : Spectres du rayonnement solaire à la limite de l'atmosphère et au niveau de la mer, comparés à ceux d'un corps noir à 5900 K. Les parties ombrées correspondent à l'absorption gazeuse. (D'après Iqbal, 1983).

On a coutume d'exprimer la part de rayonnement diffusé par l'atmosphère vers la surface à partir d'un indice défini comme le rapport du rayonnement diffus au rayonnement total (direct

et diffus) incident à la surface. Celui-ci peut atteindre 100 % par temps totalement couvert. Enfin, une partie de l'énergie reçue par la surface est renvoyée directement vers l'atmosphère par diffusion et réflexion sur les éléments qui le composent. Sur l'ensemble du spectre solaire et pour l'ensemble des directions d'une hémisphère, on définit alors l'albédo de surface r_0 comme le rapport du rayonnement solaire réfléchi $K\uparrow$ au rayonnement solaire incident $K\downarrow$ (dit aussi rayonnement de courtes longueurs d'onde).

La seconde source de rayonnement agissant sur la surface provient de l'ensemble de la colonne atmosphérique. Elle intervient dans une gamme spectrale des grandes longueurs d'onde, comprises entre 3 et 100 μm . La composition chimique de l'atmosphère et la présence d'aérosols affectent simultanément l'interception solaire et l'émission atmosphérique. En supposant toujours la surface comme homogène, sur cette fenêtre spectrale, le coefficient de réflexion est très faible et le coefficient de transmission nul. Il en résulte alors que le rayonnement absorbé par la surface est fort.

Enfin, la surface émet son propre rayonnement dans une gamme spectrale proche de celle de l'atmosphère. Ce rayonnement est en général supérieur au rayonnement thermique atmosphérique incident (température de surface plus forte). Celui-ci peut être estimé sur l'ensemble du spectre électromagnétique par la relation de Stéphan-Boltzmann. Il est ainsi possible à partir de toutes ces composantes électromagnétiques d'établir un bilan radiatif pour la surface. Celui-ci traduit la fraction d'énergie radiative gagnée ou perdue par ce dernier, appelée communément rayonnement net Q^* . Dans le cas d'un élément homogène de défini en l'occurrence par une température T_0 , il vient :

$$R_n = (1 - r_0)K\downarrow + La\downarrow - \epsilon_0\sigma T_0^4 \quad (1.5)$$

Avec $La\downarrow$ est le rayonnement atmosphérique incident au-dessus de la surface (rayonnement grandes longueurs d'onde). En général, R_n est positif le jour car le terme d'origine solaire est prépondérant et généralement négatif la nuit car l'émission thermique de la surface est supérieure à l'apport d'origine atmosphérique.

1.2.2.2 Échanges conductif

La conduction est un mode de propagation de chaleur qui s'opère sous l'effet des collisions intermoléculaires intervenant dans un milieu. Elle est efficace dans des milieux denses et soumis à de forts gradients thermiques, typiquement rencontrés dans le cas des sols naturels. Le flux associé à ce processus est le flux de chaleur par conduction à travers la surface, noté

G_o . Il est couramment modélisé dans un cas mono-directionnel à partir de la loi de Fourier, exprimant la relation de proportionnalité qui le lie avec le gradient de température à la surface du sol (Demarty, 2001 ; Jacob, 1999). La constante de proportionnalité étant la conductivité thermique du sol λ_s :

$$G_o = \lambda_s \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} \quad (1.6)$$

où z est la profondeur dans le sol. La conductivité thermique λ_s est fonction de la constitution du sol (composants et structure), ainsi que de son humidité.

L'intégration de l'équation 1.6 entre la surface et un niveau de référence donné conduit à la formulation suivante :

$$G_o = h_s (T_o - T_g) \quad (1.7)$$

où h_s est un coefficient de transfert, T_g est la température au niveau de référence et T_o est la température de surface qui correspond à la température de la couche supérieure du sol en contact avec l'atmosphère. Le flux de chaleur dans le sol varie avec la profondeur et selon la journée. Par convention, il est positif au niveau de la surface et devient négatif à une profondeur de quelques mètres le jour. Ce profil s'inverse la nuit (Lagouarde et al., 1995).

1.2.3 Échanges convectif

La convection est le régime prépondérant des transferts de chaleur et de masse entre la surface et l'atmosphère. Elle correspond au brassage quasi permanent de l'air des diverses couches atmosphériques par l'action de différents facteurs extérieurs (vent et gradient de température). Il existe différents régimes de convection : on parle ainsi de « convection forcée » quand le vent est à l'origine du phénomène, de « convection libre » quand un gradient de température provoque des différences verticales de densité de l'air, ou de « convection mixte » quand les deux phénomènes agissent de pair. Dans ce dernier cas, on distingue aussi les conditions stables (compensation des deux régimes de convection), des conditions instables (superposition des deux régimes).

1.2.4 Notion de la couche limite atmosphérique

Au contact d'une surface, l'air est perturbé, ses mouvements, sa température et sa composition sont modifiés. Le vent est le facteur dominant de l'homogénéisation de la masse d'air par son action sur les échanges de masse et d'énergie (vapeur d'eau, CO₂, chaleur, etc.)

entre l'air et le couvert végétal. La couche d'air perturbée par la présence d'une surface solide ou liquide porte le nom de couche limite. Suivant que l'on s'intéresse aux mouvements de l'air, à sa température, à son humidité on considère la couche limite dynamique, thermique ou de tension de vapeur. Ainsi, la propagation de la chaleur sensible est toujours limitée à une couche bien déterminée de l'atmosphère, il s'agit de la couche limite atmosphérique.

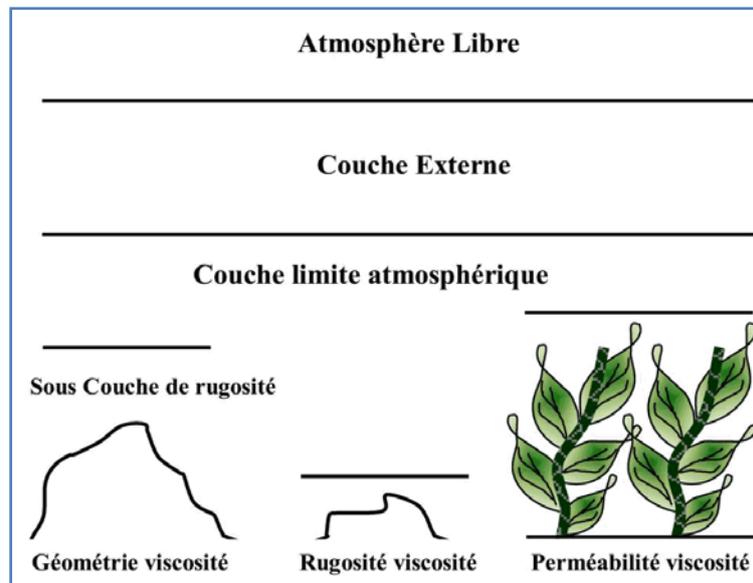


Figure 1.4 : Représentation schématique des différentes parties de la couche limite planétaire (d'après Brutsaert, 1982).

D'une façon très schématique, l'atmosphère peut être divisée en trois couches parallèles (Brutsaert, 1982) (cf. figure 2.3). Très près de la surface se trouve la sous-couche de rugosité dans laquelle l'écoulement est directement dépendant de variable locale, comme l'état de la surface (lisse ou rugueuse) la présence d'un couvert végétal et sa densité, la viscosité, etc.

Très au-dessus de cette couche dans l'atmosphère, à une altitude comprise approximativement entre quelques dizaines de mètres et 1000 ou 1500 m, se trouve ce qu'on appelle la couche externe. Dans cette couche, l'écoulement de l'air est affecté à la fois par l'état de surface du sol et par la rotation terrestre (la force de Coriolis). Au-delà de cette couche se trouve l'atmosphère libre dont les mouvements ne dépendent plus que de gradients horizontaux de pression, de température et de la rotation terrestre. Entre la sous-couche de la rugosité et la couche externe se trouve la couche limite de surface. Elle est suffisamment éloignée du sol pour que les mouvements ne soient pas affectés par les caractéristiques locales de la surface, et elle est suffisamment près du sol pour que l'effet de la rotation terrestre puisse être négligé.

L'épaisseur caractéristique de cette couche peut varier de quelques mètres à quelques dizaines de mètres à l'échelle locale (au niveau de la parcelle) et de 1 à 2 kilomètres à l'échelle régionale. Dans cette couche, on considère que tous les flux verticaux sont pratiquement constants. Entre la surface et la couche limite de surface les profils des différentes variables telles que la vitesse verticale du vent sont de type logarithmique. La structure de cette couche dépend de l'écoulement atmosphérique (essentiellement de sa vitesse) et des interactions avec la surface. C'est ce domaine qui va être plus particulièrement étudié dans ce qui suit.

1.2.5 Composants du bilan d'énergie

Au niveau de la surface le bilan énergétique peut être établi à toute échelle temporelle (heure, jour, année, ...) et spatiale (feuille, sol, plante, canopée, parcelle, région...). L'énergie arrivant à la surface est comptabilisée positivement et l'énergie la quittant négativement. Tous ces termes de l'équation du bilan dépendent de la température de surface.

1.2.5.1 Le rayonnement net (Rn)

Le rayonnement net représente la quantité d'énergie radiative disponible à la surface de la terre, apte à se transformer en d'autres formes d'énergies par différents mécanismes (Bonn et Rochon, 1992). Le rayonnement net (Rn) est obtenu par l'équation du bilan radiatif (Monteith et Unsworth, 1990) :

$$R_n = (1 - \alpha) \times R_g + \varepsilon_s \times R_a - \varepsilon_s \times \sigma \times T_s^4 \quad (1.8)$$

Rn : le rayonnement net (W/m²)

α : l'albédo de surface

R_g : le rayonnement solaire incident global (W/m²)

R_a : le rayonnement thermique incident émis par l'atmosphère (W/m²)

ε_s : l'émissivité de surface

σ : la constante de Stefan-Boltzmann (W/m².K⁴)

T_s : la température radiométrique de surface (°K)

Le rayonnement net est négatif la nuit vu que les échanges radiatifs diminuent et que la surface se refroidit. Pendant la journée, il est positif car la surface se réchauffe aux rayonnements énergétiques provenant du soleil.

1.2.5.2 Le flux de chaleur dans le sol (G)

L'expression de G, en termes de flux, est proportionnelle au gradient de température entre une profondeur de référence et la surface du sol et au potentiel et résistance, est donnée par Choudhury (1998) et Bastiaanssen (1995) :

$$G = \frac{\rho_s * C_s * (T_s - T_{sol})}{r_{sh}} \quad (1.9)$$

G : flux de chaleur dans le sol (W/m²)

ρ_s : densité apparente du sol (kg/m³)

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

R_{sh} : résistance du sol au transfert par chaleur (s/m)

T_s : température de surface du sol (°K)

T_{sol} : température dans le sol (°K).

Ce flux est positif 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.

1.2.5.3 Le flux de chaleur sensible (H)

Le flux de chaleur sensible correspond au transfert de chaleur par convection entre la surface et l'air. La chaleur sensible est la chaleur, qui contrairement à la chaleur latente, entraîne une modification de la température lorsqu'on l'ajoute ou la soustraire (Courault et al., 2005).

$$H = \rho * C_p * \frac{T_s - T_a}{r_a} \quad (1.10)$$

H : le flux de chaleur sensible (W/m²)

ρ : la densité de l'air (kg/m³)

C_p : la chaleur spécifique de l'air, à pression constante (J/kg/K)

r_a : la résistance aérodynamique au transfert de chaleur (s/m)

T_s : la température aérodynamique (°K)

T_a : la température de l'air à la hauteur de référence (°K)

1.2.5.4 Le flux de chaleur latente (LE)

Le flux de chaleur latente correspond à une quantité d'eau évaporée par unité de temps (E) convertie en énergie par la constante de vaporisation de l'eau λ , L étant la chaleur latente d'évaporation de l'eau. Le flux de chaleur latente est plus communément appelée évapotranspiration. Elle résulte à la fois de l'évaporation de l'eau présente sur les espaces physiques (sol, feuilles, eau libre) et de la transpiration foliaire (Luquet, 2002).

$$LE = \frac{\rho * C_p}{\gamma} * \frac{e_s(T_0) - e_a}{r_s + r_a} \quad (1.11)$$

LE : le flux de chaleur latente (W/m²)

ρ : la densité de l'air (kg/m³)

C_p : la chaleur spécifique de l'air, à pression constante (J/kg/K)

γ : la constante psychrométrique (66.1 Pa/K)

r_s : la résistance stomatique (s/m) intervenant dans le couvert végétal

e_s : la pression de vapeur d'eau à saturation (Pa)

e_a : la pression de vapeur d'eau de l'air au niveau de référence (Pa).

1.3 L'évapotranspiration

1.3.1 Définition et généralité

L'évapotranspiration se définit comme étant la réponse de la végétation aux conditions climatiques naturelles en relation avec les propriétés physiologiques de la plante et ses ressources en eau". Le phénomène de l'évapotranspiration se compose, d'une part, de l'évaporation directe qui s'effectue à partir des sols humides et des différents plans d'eau, mais aussi de la transpiration des végétaux dont elle représente une obligation physique dictée par la demande climatique, et est régulée par la présence des stomates dont l'ouverture est nécessaire pour la pénétration du gaz carbonique, élément important pour la photosynthèse.

Quand on passe à l'échelle d'un champ, la transpiration végétale ne représente pas la seule perte d'eau, car le sol aussi a sa propre évaporation; Dans les conditions naturelles, chaque fois qu'il y a un couvert végétal plus ou moins continu, on utilise donc le terme d'évapotranspiration comme étant la consommation de l'eau d'un couvert végétal.

L'évaporation désigne le processus physique de passage de l'eau de l'état liquide à l'état gazeux dans les conditions naturelles. Il dépend donc de la disponibilité de l'eau au niveau d'une culture et il nécessite une importante quantité d'énergie.

Pour faire passer l'eau de l'état liquide à l'état vapeur, il faut fournir une certaine quantité de chaleur L par unité de masse. L est la chaleur massique de vaporisation appelée encore chaleur latente de vaporisation de l'eau. Elle s'exprime généralement en hauteur de lame d'eau équivalente par unité de temps.

Elle diminue pratiquement linéairement lorsque la température augmente. À 0 °C , L est égale à $2,501\text{ MJ.Kg}^{-1}$ et à 20 °C à $2,454\text{ MJ. Kg}^{-1}$.

Ainsi, l'évaporation de l'eau liquide dans l'atmosphère à partir d'une surface d'eau libre (lac, mer, etc ...) ou d'un couvert végétal nécessite-t-elle la fourniture d'une importante quantité d'énergie. Elle joue donc un rôle fondamental pour la régulation de la température au niveau de la surface terrestre puisque elle absorbe pratiquement 76% du rayonnement solaire (Woodward et Sheehy, 1983)

L'évaporation suppose trois conditions :

- De l'énergie permettant le changement d'état ;
- Un gradient de pression de vapeur ;
- Un renouvellement de la masse d'air (turbulence).

L'évaporation n'est pas la même en été et en hiver, son importance diffère également dans les pays froids ou chauds. L'évaporation est beaucoup plus importante en été lorsque le rayonnement solaire est le plus intense, aussi dépend de la quantité d'eau disponible dans le sol. La transpiration est définie comme l'émission d'eau à l'état de vapeur par le végétal dans l'atmosphère non saturée en humidité.

C'est un mécanisme essentiel, purement physique permettant le maintien de l'équilibre hydrique des végétaux car elle est responsable de la circulation de l'eau à l'intérieur de la plante et des échanges entre le sol, la plante et l'atmosphère. C'est à dire l'approvisionnement en eau et en ions de la plante. Le cheminement de l'eau dans un végétal suit successivement les racines, puis le réseau du xylème pour arriver aux feuilles, la plus grande partie s'évapore dans l'atmosphère à travers les stomates des feuilles. L'autre partie va servir à la photosynthèse pour la production de la matière sèche.

Cette évacuation de l'eau sous forme de vapeur crée un gradient de pression négatif, ou tension, qui est l'élément moteur de l'absorption racinaire et de la circulation de l'eau dans la plante.

En ce qui concerne la végétation, lorsque l'eau se fait plus rare, les stomates se referment et la transpiration se ralentit. La plante évite ainsi de trop souffrir du manque d'eau. Lorsque ce dernier augmente et qu'il atteint le minimum vital, la plante se flétrit puis meurt. Les stomates constituent donc une interface stratégique pour le fonctionnement de la plante. Les régulations qui s'exercent sur leur fonctionnement doivent permettre simultanément l'absorption racinaire de l'eau et son transport, l'approvisionnement carboné et la limitation des pertes d'eau à un niveau compatible avec la survie de la plante malgré les variations rapides des facteurs environnementaux.

1.3.2 Les différents types d'évapotranspiration

1.3.2.1 Évapotranspiration réelle ETr

C'est la quantité d'eau réellement perdue sous forme de vapeur d'eau par une surface ou un couvert végétal, exprimée généralement en mm/jour.

L'ETr dépend:

- de la culture considérée,
- du stade phénologique de cette culture,
- du contenu en eau du sol,
- des conditions météorologiques observées.

En pratique, la détermination de l'évapotranspiration réelle (ETr) avec une précision suffisante est un problème commun à ceux qui, à titres divers (agronomes, hydrologues, météorologistes), s'occupent des problèmes de gestion des ressources en eau, des liaisons entre consommation en eau et la production végétale.

1.3.2.2 Évapotranspiration maximale ETm

C'est la valeur de l'ETr dans le cas d'une bonne alimentation en eau de la plante.

Lorsque l'eau n'est plus un facteur limitant au niveau de l'absorption racinaire, la régulation stomatique est minimale et l'évapotranspiration est maximale.

L'ETm dépend:

- De la culture considérée,
- Du stade phénologique de cette culture,

- Des conditions météorologiques observées.

1.3.2.3 Evapotranspiration potentielle ETp

La notion d'évapotranspiration potentielle (ETp) a été introduite par Thornthwaite en 1948. Selon lui, l'évapotranspiration potentielle correspondrait à la perte en eau par évaporation directe de l'eau du sol et par transpiration d'un couvert végétal dense. Bien développé, en pleine croissance et surtout bien alimenté en eau. Comme les connaissances théoriques ont progressé depuis ces premiers travaux, on sait maintenant que seul le terme d'évaporation potentielle a un sens physique et que la définition donnée pour l'ETp. Correspond en fait à l'évapotranspiration maximale de référence pour un couvert végétal donné. L'ETp ainsi définie correspond, sensiblement, à l'évapotranspiration d'une prairie ou d'un gazon en pleine croissance (mais non épié), fauché régulièrement, correctement fumé et bien enraciné, sur un sol maintenu à une humidité proche de la capacité au champ (mais sans excès d'eau).

1.3.3 Estimation de l'évapotranspiration

Ils existent une multitude de méthodes pour l'estimation de l'évapotranspiration soit directement à l'aide des lysimètres ou par l'intermédiaire des bacs évaporants; soit indirectement à l'aide des formules.

1.3.3.1 Les lysimètres

Ce sont des réservoirs pleins de sol dans lesquels les plantes croissent dans des conditions normales soit les conditions du champ. Ils permettent de mesurer les quantités d'eau perdues par évaporation ou transpiration. Cette méthode demande des mesures directes et aide à reconnaître l'influence des conditions climatiques sur l'évapotranspiration du sol. Les conditions du sol dans le lysimètre doivent être les mêmes hors du lysimètre. Le lysimètre doit être entouré par la même végétation qu'il contient. Le lysimètre doit être au minimum à 100m du bord du champ. Cette méthode semble poser des problèmes relatifs à la représentativité spatiale et la surveillance minutieuse du matériel pour s'assurer de la validité des résultats.

1.3.3.2 Les bacs d'évaporation

Ils permettent de mesurer l'effet intégré du rayonnement, du vent, de la température et de l'humidité sur l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre. Les végétaux réagissent d'une manière similaire aux mêmes variables climatiques, mais plusieurs facteurs importants

peuvent entraîner des différences appréciables en ce qui concerne la perté d'eau.

Le rayonnement que réfléchit un plan d'eau n'est que de 5 à 8 pour cent, tandis que pour la plupart des surfaces végétatives, il représente 20 à 25 pour cent du rayonnement solaire reçu.

L'emmagasinement de chaleur dans le bac pendant le jour peut être appréciable et entraîner une répartition presque égale de l'évaporation entre la nuit et le jour alors que, pour la plupart des cultures, les pertes sur 24 heures se produisent à 95 pour cent et plus pendant les heures diurnes. Par ailleurs, les pertes d'eau à partir des bacs et à partir du couve11 végétal peuvent différer considérablement en raison de la variance de la turbulence de l'air immédiatement adjacent à ses surfaces.

1.3.4 1.3.4. Les formules de calcul de l'évapotranspiration

On trouve deux types de formules: empiriques et théoriques. Les premières sont obtenues et ensuite testées dans des conditions climatiques particulières, ce qui fait que leur extrapolation à d'autres conditions climatiques nécessite un contrôle et parfois des ajustements afin qu'elles soient adaptées aux conditions locales.

En revanche, parmi les formules théoriques proposées pour le calcul de l'évapotranspiration, on trouve celle de Penman (1948). Il a proposé 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 qui n'oppose aucun frein à l'évapotranspiration.

Le déficit de pression de vapeur de l'air défini par $\Delta e_{\text{sat}} = e_{\text{sat}}(T_o) - e_a$ est classiquement introduit dans la différence $e_{\text{sat}}(T_o) - e_a$ après une linéarisation:

$$e_{\text{sat}}(T_o) - e_a = e_{\text{sat}}(T_o) - e_{\text{sat}}(T_a) + e_{\text{sat}}(T_o) - e_a \quad (1.12)$$

d'où :

$$e_{\text{sat}}(T_o) - e_a \approx \Delta \cdot (T_o - T_a) + \Delta e_{\text{sat}} \quad (1.13)$$

où Δ représente la pente de la courbe de pression de vapeur saturante à la température T_o .

On a alors :

$$LE = \frac{\rho C_p}{\gamma} \Delta [(T_o - T_a) / r_{ah}] + \frac{\rho C_p}{\gamma} [\Delta e_{\text{sat}} / r_{ah}] \quad (1.14)$$

d'où l'expression de Penman du flux de chaleur latente

$$LE = \frac{\Delta(Q^* - G) + \rho C_p \frac{\Delta e_{ah}}{r_{ah}}}{\Delta + \gamma} \quad (1.15)$$

Les deux termes de cette équation sont parfois qualifiés de composantes 'radiatives' et 'advectives' de l'évaporation de Penman. L'équation précédente est souvent mise sous une forme faisant apparaître le pouvoir évaporant de l'air, LE_a :

$$LE = \frac{\Delta(Q^* - G) + \gamma LE_a}{\Delta + \gamma} \quad (1.16)$$

$$\text{Avec } LE_a = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_a) - e_a}{r_{ah}} \quad (1.17)$$

Monteith (1965) l'a repris pour l'adapter à une surface végétalisée en introduisant une résistance spécifique au couvert. L'hypothèse de Penman selon laquelle une surface végétalisée (telle qu'un gazon) parfaitement alimentée en eau se comporte comme une surface mouillée est trop forte. La plante oppose en effet toujours une certaine résistance au transfert d'eau (résistance stomatique). Il en résulte à l'échelle de la parcelle une résistance du couvert r_s . La pression de vapeur à la surface ne correspond alors plus - contrairement à l'hypothèse de Penman - à la pression de vapeur saturante à la température de surface.

On a à résoudre le jeu d'équations suivant :

$$R_n - G = H + LE \quad (1.18)$$

$$H = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_{ah}} \quad (1.19)$$

$$LE = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_s) - e_a}{r_a + r_c} \quad (1.20)$$

On arrive à L'équation de Penman-Monteith:

$$LE = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho C_p \frac{\Delta e_{sat}}{r_{ah}}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_{ah}}\right)} \quad (1.21)$$

Cette équation générale est largement utilisée en bioclimatologie et météorologie.

Cette paramétrisation de l'évapotranspiration (et la forme correspondante pour le flux de chaleur sensible) est en effet introduite dans les modèles de surface par un grand nombre d'auteurs. Diverses paramétrisations de la résistance de la végétation ont été proposées.

Dans le cas d'une surface bien alimentée en eau, r_s prend une valeur minimum ($r_{s \min}$) qui permet de calculer une évaporation maximum de référence. Choissnel *et al* (1992) proposent les valeurs 20 s/m et la gamme 100-140 s/m respectivement pour les régions tempérées du Nord de l'Europe et pour la région méditerranéenne.

La formule de l'évaporation de référence de Priestley-Taylor (1972) se base sur le fait qu'il existe en général une corrélation étroite entre $(R_n - G_0)$ et L_{1sat} .

Elle correspond au premier terme de l'équation de Penman qui est affecté d'un coefficient empirique multiplicatif α

$$E_{pt} = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (1.22)$$

(α) varie suivant les couverts et vaut environ 1.267 pour un gazon bien alimenté en eau. Cette formulation peut s'appliquer à des couverts non saturés en eau, à condition d'ajuster à chaque type de conditions. Δ La dérivée partielle de la courbe d'évolution de la pression de vapeur saturante avec la température de l'air, cependant toutes ces méthodes souffrent de la difficulté d'accès à la variabilité spatiale et à la variabilité temporelle des déterminants de l'évapotranspiration, en particulier des quantités décrivant :

- Les échanges énergétiques (albédo, rugosité...),
- L'état de l'atmosphère (température de l'air, vitesse du vent, rayonnements incidents ...),
- L'état hydrique du sol (humidité du sol, caractéristiques permanentes du sol comme les paramètres des propriétés hydrodynamiques),

S'y ajoute aussi le problème récurant à toutes les échelles de la méconnaissance de la variabilité spatio-temporelle, donc l'appréhension de la dimension spatiale est un apport considérable, rendu possible par l'utilisation de données issues de la télédétection qui permet de définir un ensemble d'outils diagnostiques à destination des chercheurs.

La disponibilité de données de télédétection dans de nombreuses bandes spectrales a grandement contribué à développer les travaux sur l'estimation des flux. C'est ainsi que les canaux dans le domaine solaire apportent des informations concernant les paramètres de surface, tel que par exemple l'albédo, le taux de couverture et la nature de la végétation ...

La télédétection fournit également des mesures qui témoignent directement des conditions hydriques de la surface (température de surface dans l'infrarouge thermique, humidité superficielle dans le domaine des micro-ondes) et qui permettent de décrire la variabilité spatiale des flux.

L'attrait de la télédétection repose en effet sur la possibilité de cartographier certaines variables déduites des rayonnements mesurés

Le domaine de l'énergie solaire correspond à l'intervalle spectral des courtes longueurs d'onde,

compris entre 0,3 à 3 μm , avec exclusion de certaines bandes pour lesquelles l'atmosphère est quasiment opaque (absorption par la vapeur d'eau et les gaz H_2O , O_3 , CO_2 ; diffusion par les aérosols).

Dans ce domaine, on estime l'albédo ainsi que certaines variables biophysiques des couverts végétaux telles que l'indice foliaire LAI (Baret & Guyot, 1991 ; Myneni et al, 1995), le pourcentage de couverture du sol (Carlson & Rippley, 1997), la fraction de rayonnement solaire absorbée pour la photosynthèse FAPAR (Sellers, 1987), l'angle moyen d'inclinaison des feuilles ou encore la teneur en chlorophylle (Weiss, 1998).

Le domaine de l'infrarouge thermique correspond à l'intervalle spectral compris entre 3 et 100 μm , néanmoins réduit à la gamme entre 3 et 14 μm , l'atmosphère étant opaque pour les longueurs d'onde supérieures à 14 μm . Dans ce domaine, on estime la température de surface (Becker et al, 1995; Kerr et al, 1992; Ottlé & Vidal-Madjar, 1992).

Le domaine des micro-ondes, s'étalant de 1 00 μm à quelques centimètres, présente l'avantage de ne pas être affecté par les perturbations atmosphériques. Dans ce domaine, on estime la biomasse en eau (plus particulièrement pour les couverts forestiers (Dobson et al., 1995)), l'humidité du sol (Chanzy, 1991) et le contenu en eau de la végétation (Prévoit et al., 1993b ; Wigneron et al., 1999).

CHAPITRE 2 : TELEDETECTION ET ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION

2 TELEDETECTION ET ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION

2.1 Les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection

Les méthodes d'estimation des flux à partir de la télédétection s'appuient sur des modèles de niveaux de complexité très différents allant de modèles semi empiriques à des modèles d'échanges sol plante atmosphère élaborés. On peut retenir trois catégories de méthodes:

2.1.1 Les méthodes utilisant des relations semi empiriques

Ces méthodes utilisent des relations semi empiriques simples permettant de relier l'évapotranspiration journalière à une mesure instantanée de température de surface (Seguin et Hier 1983 ; Lagouarde, 1991 ; Vidal et al., 1987). Ces méthodes directes sont basées sur des relations reliant une donnée issue de la télédétection et caractéristique de l'état hydrique, température de surface ou humidité superficielle au flux étudié chaleur sensible ou évapotranspiration réelle. Elles ont été développées initialement pour pallier les difficultés de mise en œuvre des modèles déterministes de transfert. Ces derniers exigent en effet la connaissance d'un grand nombre de paramètres et de variables au niveau de chaque pixel (caractéristiques du sol et de la végétation, rugosité de la surface,) difficiles à déterminer sur des pixels composites incluant plusieurs types de végétation. Elles ont l'inconvénient de ne donner qu'une valeur journalière d'évapotranspiration réelle, et d'être des méthodes de nature essentiellement statistiques.

2.1.2 Les méthodes de couche limite atmosphérique

Ces méthodes de couche limite atmosphérique ne présentant pas les inconvénients précités (Taconet et al., 1986). 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 (Jacob, 1999) ;

2.1.3 Les méthodes intermédiaires du bilan d'énergie à la surface

A mi-chemin entre les deux modèles cités précédemment, on peut distinguer une troisième catégorie de modèles, que nous appelons « approches intermédiaires » (Jacob, 1999). Ces modèles prennent en considération les phénomènes physiques lorsque cela ne nécessite pas la connaissance d'un grand nombre de variables, et font appel à des relations empiriques ou semi-empiriques dans le cas contraire (Jacob, 1999).

Ces modèles tirent leur source des travaux de Carlson et al, à Penn State University à la fin des années 80, repris par la suite par Moran et al, et maintenant popularisés pour donner le

jour à différents modèles: SEBAL (Bastiaanssen et al. 1998, 2005, Jacob et al. 2002a), S-SEBI (Roerink et al. 2000, Gomez et al. 2005), SEBS (Su 2002), METRIC (Allen et al. 2007).

L'existence de ce type de modèle résulte de la volonté d'utiliser exclusivement les informations issues de la télédétection. Les variables radiatives estimées sont injectées dans des relations physiques, semi-empiriques ou purement empiriques pour estimer le rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol et le flux de chaleur sensible. Le flux de chaleur latente est calculé comme le terme résiduelle de l'équation du bilan d'énergie.

Les estimations du rayonnement net et du flux de chaleur dans le sol ne posent pas de problèmes particuliers en comparaison avec l'estimation du flux de chaleur sensible. Pour ce dernier, en effet, il s'avère impossible dans la plupart des cas de s'affranchir de certaines variables de l'interface sol-végétation-atmosphère (SVA) difficilement accessibles par télédétection. Ces variables sont principalement atmosphériques telles que la température de l'air et la vitesse du vent (Price, 1980 ; Kustas et al., 1990 ; Humes et al., 1994 ; Moran et al., 1994a ; Kustas et al., 1994a), ainsi que des variables de structures du couvert végétal (hauteur, longueur de rugosité mécanique). Divers modèles ont donc été développés afin d'extrapoler les mesures météorologiques et les mesures locales caractéristiques des couverts végétaux. Jackson (1985) a mis au point une méthode de cartographie locale des flux énergétiques de surface à partir de mesures micro météorologiques et de données spatiales ou aéroportées. Cette approche a donné des résultats satisfaisants (Reginato et al., 1985 ; Jackson et al., 1987 ; Moran et al., 1989). Néanmoins, une cartographie plus étendue est confrontée à la représentativité des mesures, celle-ci étant fonction des conditions météorologiques et de la variabilité des surfaces (Jacob, 1999).

En supposant que la variabilité des mesures micro-météorologiques est négligeable par rapport à celles des autres variables du bilan d'énergie, Gash (1987) a proposé une formulation différentielle au premier ordre pour réaliser des cartographies de flux de chaleur latente. Pour cela, il combine des mesures de référence avec les variations spatiales de l'albédo et de la température. Kustas et al., (1990) ont étendu cette formulation à l'ensemble des composantes du bilan d'énergie, en supposant que la résistance aérodynamique pour le flux de chaleur sensible est uniforme. Une erreur de l'ordre de 100 W.m^{-2} sur le flux de chaleur sensible a été constatée pour des couverts épars. Kustas et al. (1994a) ont obtenus des résultats satisfaisants: la précision sur le flux de chaleur latente atteignait 50 à 60 W.m^{-2} , expliquée par une rugosité de surface peu importante (Humes et al., 1994) ; et le coefficient de corrélation entre les simulations et les mesures de la fraction d'évaporation journalière était

de 0.96 (Kustas et al., 1994a) (la fraction d'évaporation est le rapport entre le flux de chaleur latente et les flux convectifs de chaleur et de masse). Kustas & Humes (1997) ont amélioré le modèle en proposant une formulation différentielle pour la résistance aérodynamique. La comparaison a montré une amélioration de 10 % sur la précision du flux de chaleur sensible (Humes et al., 1997 ; Kustas et Humes, 1997).

L'utilisation exclusive de mesures de télédétection ne permet pas d'accéder directement aux longueurs de rugosité mécanique et thermique, et aux variables intervenant dans l'expression du flux de chaleur dans le sol. Diverses relations empiriques ou semi-empiriques ont alors été proposées.

2.2 Approches basées sur le bilan d'énergie dans l'estimation de l'évapotranspiration réelle

Une classification commune pour la détermination de l'évapotranspiration réelle (ET_r) comprend des méthodes directes et indirectes. Des techniques telles que le lysimètre, le flux de sève (SF), l'eddy covariance (EC), le rapport de Bowen (BR) et le scintillomètre, mesurent l'ET directement tandis que les méthodes indirectes utilisent des équations spécifiées pour estimer le flux de chaleur latente. Les méthodes directes ne peuvent pas être des représentants spatiaux appropriés pour la cartographie de l'ET à grande échelle en raison de la configuration et de la maintenance du capteur qui sont coûteuses, ainsi que les mesures ponctuelles du flux autour des capteurs. En revanche, les méthodes indirectes, celles qui bénéficient de concepts physiques pour estimer l'ET, sont capables de fournir les distributions spatiales de l'ET avec une précision acceptable sur de grandes surfaces.

2.2.1 Les méthodes indirectes d'estimation de l'ET

Les méthodes indirectes d'estimation de l'ET comprennent les modèles de transfert de masse, les modèles aérodynamiques, les modèles basés sur la résistance, les modèles basés sur le rayonnement ou la température et les modèles de bilan énergétique. Les modèles de transfert de masse, qui estiment l'ET en fonction de la différence de pression de vapeur entre la surface et la hauteur de référence, ne conviennent pas aux couverts soumis à un stress hydrique à long terme. Les méthodes aérodynamiques paramètrent l'ET en utilisant le gradient vertical de la pression de vapeur et la diffusivité turbulente. Ces méthodes sont capables de fournir des estimations précises de l'ET à l'aide de sources de données conventionnelles. Cependant, des erreurs considérables se produisant dans des conditions hétérogènes limitent leur large emploi. En reliant le transport de vapeur d'eau au gradient de pression de vapeur et au réseau

de résistance, des modèles de résistance ont été formés pour estimer l'ET pour les feuilles et la canopée. À l'échelle de la canopée, la méthode peut être inappropriée en raison de l'hypothèse d'un emplacement identique pour les sources et les puits de transfert de chaleur et de vapeur.

Les modèles basés sur des données de rayonnement ou de température sont des méthodes empiriques populaires qui sont principalement utilisées pour estimer l'ET potentiel. Enfin, les modèles de bilan énergétique de surface (SEB, *Surface Energy Balance*), qui sont le concept physique le plus populaire pour simuler les processus de surface terrestre, y compris l'évapotranspiration, estiment l'ET sur la base de la loi de conservation de l'énergie. De nombreux algorithmes complexes ont été développés pour prévoir différentes parties du bilan énergétique. Les modèles SEB reposent sur l'hypothèse que l'énergie de surface disponible est répartie entre le chauffage de l'air et du sol, le transfert de vapeur d'eau de la surface d'évaporation vers l'atmosphère, ainsi que le stockage de chaleur pour les conditions non advectives. Les algorithmes SEB et les LSM (*land surface models*) sont régis par la température de surface terrestre (LST) en tant que condition aux limites et force motrice significatives, et différentes solutions de l'équation SEB peuvent être présentées à l'aide de différentes méthodes de récupération de LST pour estimer le flux de chaleur latente. Par conséquent, l'examen actuel a été conçu pour fournir une évaluation complète des modèles basés sur l'énergie en vue de mettre en évidence le rôle clé du LST dans la classification de ces modèles. En général, trois types d'approches ont été classés pour estimer l'utilisation réelle de l'ET-LST et SEB.

2.2.1.1 Approches basées sur l'équation de Penman–Monteith

Comme première approche, Penman–Monteith (PM) est un modèle monocouche combinant les concepts de bilan énergétique et de transfert de masse. L'équation PM suit l'hypothèse de la grande feuille (*Big leaf*), où la canopée de la plante est modélisée comme une grande feuille pour paramétrer la transpiration à travers la conductance stomatique de la canopée. Compte tenu des changements dans la distribution des feuilles dus aux variations de la taille et de la densité des feuilles, de la hauteur des plantes et de l'angle des feuilles, cette hypothèse conduit à une modélisation irréaliste de la structure de la canopée. D'autre part, la variable de température de la surface terrestre dans le modèle PM est éliminée et, à la place, l'ET est estimée à l'aide de la pente de la courbe de pression de vapeur saturante à la température de l'air. Malgré les hypothèses susmentionnées, le modèle PM est largement utilisé en raison de sa nature simple et de sa base physiquement solide, et il a été prouvé que ce modèle est

suffisant pour simuler l'ET des canopées à végétation dense. TOPUP et PROMET sont des exemples de modèles basés sur PM à une couche unique. Pour les canopées clairsemées, le modèle PM a tendance à négliger l'évaporation du sol en raison de la théorie des grandes feuilles, en particulier dans les modèles de type mosaïque. Par conséquent, des modèles à deux couches (*bi-couches ou dual source*) ont été introduits par Shuttleworth et Wallace, dans lequel les interactions de masse et de chaleur entre le sol et la végétation sont utilisées pour estimer l'évaporation du sol nu et la transpiration des plantes et des surfaces vivantes humides. Étant plus compliqués, les modèles multicouches, qui ont plus d'une couche de canopée, calculent le réseau de résistance séparément pour des couches discrètes à l'intérieur de la canopée. Ces modèles sont plus flexibles et capables de fournir une ET précise que les deux modèles précédents dans différentes conditions météorologiques et de croissance des cultures. Bien que la première approche jouisse d'une popularité notable, sa précision peut diminuer en raison de l'élimination de la température de surface (LST). Pour résoudre ce problème, les modèles LSM continus peuvent être utilisés pour résoudre simultanément les bilans de masse et d'énergie.

2.2.1.2 Les modèles LSM

Dans ces modèles, l'équation du bilan énergétique dans laquelle tous les flux d'énergie dépendent du LST est résolue par une méthode numérique telle que la méthode de Newton-Raphson pour trouver le LST qui ferme l'équation. L'ET peut ensuite être estimé par l'équation LST et MT (*mass transfer*) calculée, qui utilise les valeurs moyennes des variables de la couche de surface et principes de transfert turbulent. Il y a quelques exemples d'application des LSM dans la littérature, y compris l'étalonnage du modèle de capacité d'infiltration variable (VIC) pour améliorer la précision des estimations de l'ET, la résolution des bilans énergétique et hydrique à l'aide du modèle TOPLATS, détermination des propriétés hydrauliques du sol avec le modèle de surface terrestre Noah (Noah land surface model), et validation du modèle FEST-EWB (*Flash-Flood Event-Based Spatially Distributed Rainfall-Runoff Transformation Energy Water Balance*) à l'aide du satellite LST.

2.2.1.3 Approches résiduelles basées sur l'équation SEB

La dernière approche calcule l'ET comme le résidu de l'équation SEB (après l'acquisition de tous les autres flux d'énergie) ou une fraction de l'ET potentiel/référence. Dans cette approche, les informations LST sont dérivées des données infrarouges thermiques (TIR) des satellites, ce qui en fait la méthode la plus largement appliquée pour fournir des estimations

de l'ET avec un degré de précision relativement élevé pour une gamme étendue d'objectifs (comme la gestion de l'irrigation, analyse de sécheresse, besoins en eau d'irrigation agricole, comptabilité et productivité de l'eau, ...). Cependant, l'application de cette approche est limitée par la contamination par les nuages, et les récupérations des LST basées sur la télédétection TIR dans des conditions nuageuses provoquent des discontinuités dans les calculs de l'ET. Les modèles utilisant l'approche basée sur LST sont divisés en : 1) modèles à source unique (mono-source) qui évaluent la végétation et le sol comme une seule composante du bilan énergétique, et 2) modèles à deux sources (bi-couche) qui évaluent le bilan énergétique de la végétation et le sol séparément. Les modèles à source unique incluent les modèles SEBS (*Surface Energy Balance System*), METRIC (*Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*), SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), S-SEBI (*Simplified Surface Energy Balance Index*), et SSEBop (*Operational Simplified Surface Energy Balance*). Les modèles à deux sources incluent le TSEB (*Two-Source Energy Balance*), ALEXI (*Atmosphere-Land Exchange Inverse model*), DTD (*Dual Temperature Difference*), et ETEML (*Enhanced Two-Source Evapotranspiration Model For Land*).

2.2.1.4 Les défis confrontés à la simulation de l'ET

La simulation de l'ET est confrontée à de nombreux défis, à la fois conceptuels et pratiques. Premièrement, la fermeture SEB et son effet sur la quantification ET sont discutés. Au cours des dernières décennies, il est devenu évident que l'équation SEB ne pouvait pas être fermée complètement. Dans la plupart des cas, en particulier sur les sites EC (eddy covariance), l'énergie disponible s'est avérée supérieure à la somme des flux turbulents (c'est-à-dire la chaleur sensible et latente). La différence entre l'énergie disponible et les flux turbulents est appelée le déséquilibre d'énergie de surface ou le problème de fermeture SEB, qui peut être de 10 % à 30% de l'énergie disponible (par exemple). Les raisons sous-jacentes du déséquilibre énergétique de surface peuvent être classées en quatre groupes : 1) les erreurs instrumentales et de mesure/calcul telles que les erreurs systématiques de la chaleur du sol et des flux rayonnement net ; 2) les erreurs liées au traitement et à l'analyse des données telles que les algorithmes de correction, 3) les processus de transport sous-méso-échelle, et 4) des sources d'énergie supplémentaires négligées (stockage de la chaleur de la canopée, stockage de la chaleur de l'air, etc.).

Le deuxième défi est celui de la paramétrisation du réseau de résistance incluant les résistances de surface et aérodynamique pour la végétation et le sol nu, et l'évaluation de leurs impacts sur le processus ET. La résistance de la canopée (ou résistance de surface) est influencée par des variables agronomiques et climatologiques telles que la teneur en eau du sol, la structure de la canopée, etc. Étant donné que la résistance de surface est mathématiquement et physiquement difficile à modéliser, les équations empiriques ont reçu une attention particulière. Bien que les méthodes empiriques doivent être calibrées, de nombreux chercheurs les ont recommandées pour une utilisation pratique. Cependant, il a été souligné que les formules empiriques conduisent à des incertitudes notables dans l'estimation des paramètres de résistance. La manière la plus courante de déterminer la résistance de la canopée a été présentée dans les modèles de type Jarvis, qui prennent en compte des facteurs environnementaux tels que la température de l'air, l'état de l'eau du sol et la pression de vapeur de l'atmosphère. Outre la résistance de surface, les résistances aérodynamiques au transfert de chaleur ou de quantité de mouvement jouent également un rôle crucial dans la détermination du flux de chaleur latente. Par conséquent, ces résistances doivent être calculées en tenant compte de différentes caractéristiques atmosphériques et de surface telles que la rugosité de la surface, le profil de la vitesse du vent, les conditions de stabilité atmosphérique, la température de l'air, etc. Diverses méthodes allant de la plus simple (juste la fonction de la vitesse du vent) à des méthodes plus sophistiquées et précises ont été développées pour calculer la résistance aérodynamique. A cet effet, les formulations de Thom, Brutsaert et Monteith et Unsworth, qui utilisent une forme logarithmique du profil de vitesse du vent, sont les méthodes les plus utilisées.

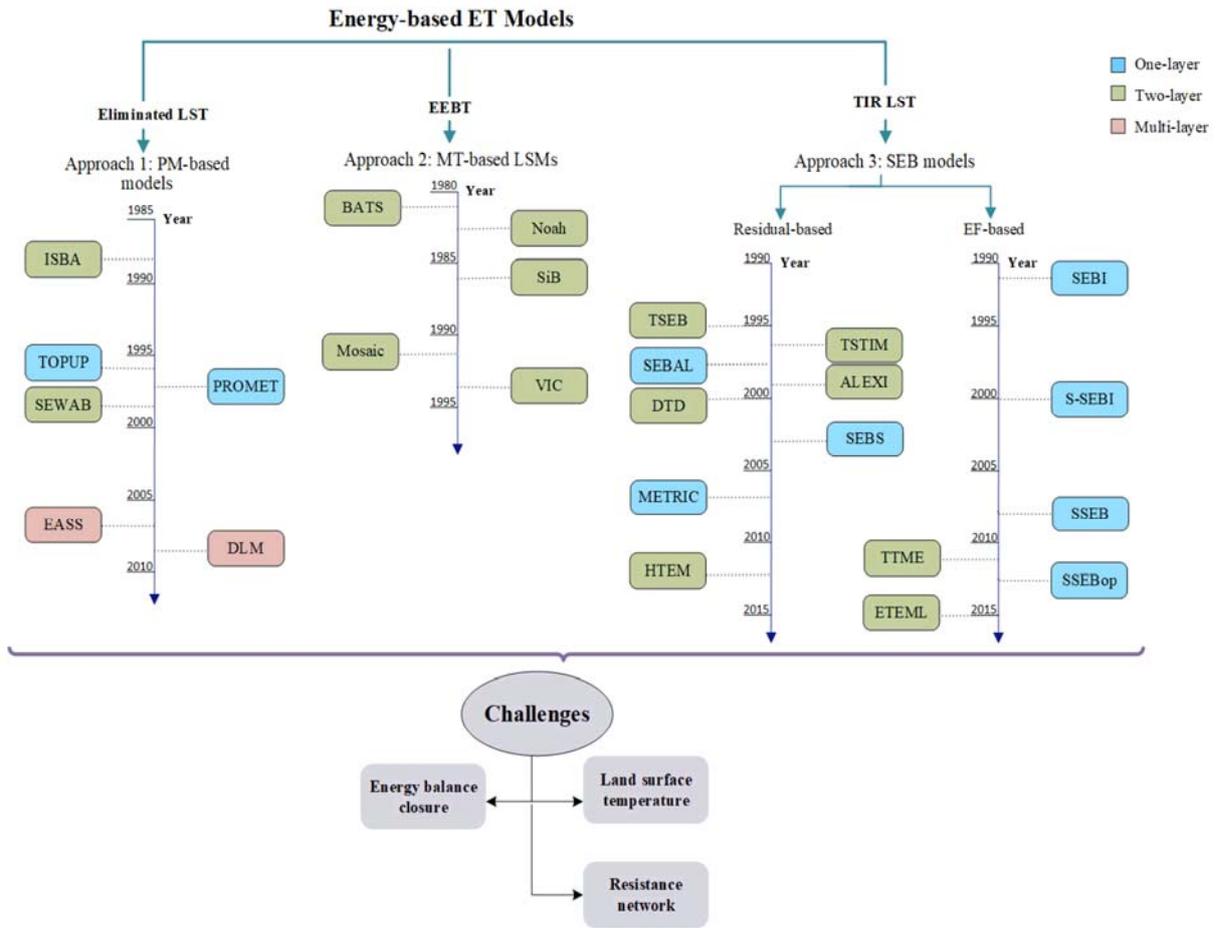


Figure 2.1. L'organigramme des différentes méthodes de simulation de l'évapotranspiration basées sur le bilan d'énergie (adapté d'après Taheri 2022).

2.3 Les modèles du bilan énergétique de surface SEB : revue de synthèse

Les modèles SEB se composent de deux catégories, les modèles à une source (ou source unique) et à deux sources (ou double source), qui résolvent l'équation SEB en utilisant la température de surface TIR LST pour estimer ET comme résidu de la différence entre l'énergie disponible ($R_n - G$) et la perte due au flux de chaleur sensible ou en fraction de potentiel/référence ET. Les modèles SEB à source unique analysent le sol et la canopée en utilisant un bilan énergétique combiné, tandis que les modèles à deux sources sont capables de diviser la température de surface radiométrique en composants du sol et de la canopée pour estimer l'évaporation du sol et la transpiration des plantes. En conséquence, un grand nombre de modèles SEB ont été développés, qui sont discutés en détail dans les sous-sections suivantes.

2.3.1 Modèles résiduelles à une source (ou modèles à une couche)

2.3.1.1 Indice 'Surface Energy Balance Index' (SEBI)

Choudhury et Menenti (1993) ont développé un indice appelé « *Surface Energy Balance Index* (SEBI) » qui est basé sur une fraction d'évaporation pour calculer l'ET relative (la fraction d'évaporation) en utilisant l'indice de stress hydrique des cultures. Dans cette méthode, les limites supérieure (sèche) et inférieure (humide) sont définies en fonction de la différence entre la température de surface et la température de l'air. L'évaporation est supposée nulle en conditions sèches, et l'énergie totale disponible (avec une valeur maximale de température de surface) est alors affectée au flux de chaleur sensible. D'autre part, la température de surface minimum dans des conditions humides est obtenue à partir de l'ET potentielle (PET) en utilisant l'équation de Penman-Monteith avec l'hypothèse d'une résistance de surface nulle. Il convient de garder à l'esprit que la conception pixel par pixel de SEBI est utilisée dans d'autres modèles, c'est-à-dire SEBAL, SEBS et S-SEBI, avec des définitions différentes des limites sèches et humides.

2.3.1.2 Algorithme de bilan énergétique de surface pour la terre (SEBAL)

L'algorithme SEBAL est une approche mono-source qui utilise l'imagerie satellitaire et les mesures météorologiques pour estimer l'ET à partir de l'équation du bilan d'énergie à la surface. Cet algorithme permet de résoudre les problèmes des premiers modèles SEB mono-sources concernant l'application locale et l'échec de l'évolutivité spatio-temporelle. De plus, SEBAL est capable de gérer des images thermiques (TIR) avec différentes résolutions et fournit un outil puissant pour estimer les changements spatio-temporels dans l'ET avec des exigences minimales de données.

La complexité du modèle SEBAL résulte du processus de calcul du flux de chaleur sensible et de la résistance aérodynamique dus aux changements des caractéristiques météorologiques et de surface. En conséquence, SEBAL considère un étalonnage interne utilisant deux pixels de référence choisis au choix de l'utilisateur pour estimer le flux de chaleur sensible et la résistance aérodynamique corrigée de la stabilité lors d'une procédure itérative. Il convient de noter que le processus d'étalonnage itératif peut réduire l'effet des erreurs associées aux observations LST sur l'algorithme.

Les points de référence comprennent des pixels humides (froids), où $ET = PET$ (ou ET de référence) et $H = 0$, et des pixels secs (chauds), où $ET = 0$ et $H = R_n - G$. La réussite de l'application de SEBAL dépend sur la sélection précise de ces pixels dans la scène, qui est mise en œuvre par une procédure subjective. Les pixels humides/froids et secs/chauds sont définis comme un plan d'eau et un champ agricole nu, respectivement. Cependant, les

définitions susmentionnées peuvent être irréalistes dans certaines situations telles que les zones avec des conditions météorologiques extrêmes, les zones semi-arides sans aucun plan d'eau, les bassins montagneux et, en général, les paysages hétérogènes en raison de la relation linéaire invalide entre LST et dT (dT : la différence de températures mesurées à deux niveaux près de la surface). De plus, SEBAL est limité par différents régimes de stabilité atmosphérique et des erreurs dans la température de surface TIR ou dT peuvent affecter les estimations de H. En raison de ces inconvénients dans SEBAL, le modèle physique de SEBS a été développé, qui est décrit comme suit.

2.3.1.3 Surface Energy Balance System (SEBS) model

Le modèle du bilan énergétique SEBS (*Surface Energy Balance System*) est un modèle bien connu, proposé pour la première fois par Su et al. (2005). SEBS, un dérivé du SEBI, est mis en œuvre en utilisant des observations de luminance spectrale et de réflectance en combinaison avec des données au sol pour estimer le bilan énergétique de surface et les flux turbulents atmosphériques. Dans ce modèle, une nouvelle formulation basée sur SEB est présentée pour calculer la fraction d'évaporation pour des conditions aux limites (c'est-à-dire, les zones complètement sèches et humides) en utilisant une procédure non subjective. À la limite sèche, l'ET est supposé nul et le flux de chaleur sensible atteint sa valeur maximale (c'est-à-dire $H_{dry} = R_n - G$). En revanche, l'ET se produit à un taux potentiel limité par la disponibilité de l'énergie la limite humide, et le flux de chaleur sensible prend sa valeur minimale (c'est-à-dire, $H_{wet} = R_n - G - LE_{wet}$).

Cette méthode est capable d'estimer l'ET à différentes échelles spatiales, du local au régional, dans toutes les conditions de stabilité atmosphérique en utilisant la théorie de la similarité atmosphérique de masse (pour la mise à l'échelle de la couche limite atmosphérique) et la théorie de la couche de surface atmosphérique de Monin-Obukhov (pour la mise à l'échelle de la couche de surface). De plus, la longueur de rugosité pour le transfert de chaleur est calculée à l'aide d'un modèle étendu, incluant les paramètres de surface tels que l'albédo, l'émissivité, la couverture de la canopée, etc. Il est à noter que l'algorithme SEBS ne nécessite aucune connaissance préalable des flux de chaleur turbulents, et la prise en compte du SEB aux limites d'étalonnage peut atténuer les incertitudes provenant du LST et des variables atmosphériques. Cependant, d'énormes quantités de données requises et la structure relativement complexe du modèle peuvent causer des inconvénients dans les régions où les données sont rares. De plus, SEBS est le modèle mono-source le plus sensible aux paramètres aérodynamiques et au gradient de température surface-air.

2.3.1.4 Simplified Surface Energy Balance Index (S-SEBI) model

Ce modèle est identique au modèle SEBI, l'indice simplifié du bilan d'énergie à la surface Simplified (*Surface Energy Balance Index*, S-SEBI) calcule le flux de chaleur latente par une fraction d'évaporation, qui dépend des conditions humides et sèches.

Dans le modèle S-SEBI, T_H et T_{LE} sont déterminés par l'image elle-même, qui a des conditions atmosphériques constantes avec des pixels secs et humides, tandis que SEBI estime les températures extrêmes via une source de données externe. De plus, T_H et T_{LE} peuvent être régressés vers l'albédo de surface.

Étant donné que le concept principal du modèle est dérivé du contraste entre la température minimale et maximale de la surface terrestre pour les limites sèches et humides, cette méthode ne peut être appliquée qu'à des zones homogènes avec des parties sèches et humides et des conditions atmosphériques constantes sur l'image. S-SEBI ne calcule pas le flux de chaleur sensible, ce qui rend la méthode différente des autres modèles SEB. De plus, aucune donnée supplémentaire n'est nécessaire pour estimer l'ET, à l'exception de la température de surface et l'albédo qui sont dérivés de l'imagerie de télédétection. Contrairement à d'autres modèles, comme SEBAL, qui considèrent une température fixe pour des conditions extrêmes, le modèle S-SEBI régule les variations de LST proportionnellement aux valeurs d'albédo en conditions sèches et humides. Il convient de noter que la détermination du LST pour les zones extrêmes est spécifique à l'emplacement dans des conditions atmosphériques instables sur de vastes zones. Selon Rocha et al. (2020), la dépendance au LST pour le modèle S-SEBI est moindre que pour les autres modèles d'estimation de l'ET.

2.3.1.5 Le modèle METRIC (Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration)

Pour réduire les erreurs de calcul des modèles SEB basés sur la télédétection dans la cartographie de l'ET sur des surfaces hétérogènes, METRIC (développé par Allen et al. (2007)) se concentre sur un étalonnage interne automatique de l'équation SEB. Le processus d'étalonnage dépend principalement de la différence entre la température de surface et celle de l'air, récupérée par le radiométrie IRT pour simplifier le calcul de H. De cette manière, deux pixels d'ancrage (similaires à l'algorithme SEBAL) sont définis pour décrire les conditions aux limites d'évaporation du SEB. Les pixels d'ancrage froids (ou humides) et chauds (ou secs) sont choisis dans un champ bien irrigué avec une couverture végétale complète et un champ nu et sec, respectivement. Contrairement à l'algorithme SEBAL qui suppose une

évapotranspiration nulle au pixel chaud, METRIC utilise un modèle de bilan hydrique journalier du sol pour vérifier si l'ET du pixel chaud est égal à zéro. Cette hypothèse modifiée d'évapotranspiration non nulle, rend les estimations de H plus fiables, et le processus de sélection des pixels d'ancrage est employé plus précisément. Pour un pixel froid, l'ET est égal à 1,05 fois l'évapotranspiration de référence, ce qui n'est pas applicable pendant les saisons de non-croissance ainsi que les premières saisons de croissance. Pour réduire les incertitudes liées à la sélection des pixels d'ancrage, certaines études ont utilisé différents algorithmes pour automatiser le processus de sélection.

METRIC utilise l'ET de référence (ET_{ref}) pour mettre à l'échelle l'évapotranspiration instantanée au lieu de la fraction d'évaporation (EF) utilisée par SEBAL. Ceci permet de prendre en compte les effets de la vitesse du vent et des variations d'humidité. METRIC et SEBAL utilisent tous deux le gradient de température près de la surface au lieu de la température de surface, ce qui élimine le biais systémique du LST. Les modèles SEBAL et METRIC sous-estiment l'ET dans les zones non agricoles et arides avec des conditions climatiques extrêmes. Dans de telles situations, SEBS peut être une alternative appropriée en raison de son approche non subjective dans la sélection des limites sèche et humide.

2.3.1.6 Bilan énergétique de surface simplifié (SSEB)

Pour estimer rapidement l'ET sur de grandes surfaces, une méthode simplifiée et rentable appelée *Simplified Surface Energy Balance* (SSEB) a été développée par Senay et al. (2011). Une utilisation conjointe de LST et de l'ET de référence est à la base du modèle SSEB de sorte que l'ET de référence est ajusté par la fraction d'évaporation, calculée à partir des données LST. SSEB est une approche similaire aux modèles SEBAL et METRIC. SSEB met à l'échelle l'ET entre deux limites : l'ET minimale et l'ET maximale (correspondant respectivement aux pixels chauds et froids) en fonction des changements de LST. Cependant, SSEB utilise le scalaire LST pour dériver directement l'ET sans l'estimation du flux de chaleur sensible. D'autre part, SSEB ignore le flux de chaleur du sol et l'albédo, sous-estimant ainsi l'ET pour les surfaces à faible albédo et surestimant l'ET pour les surfaces à flux de chaleur du sol élevé et à albédo élevé. Par conséquent, certaines corrections telles que les corrections de l'indice de végétation (NDVI) et du modèle numérique d'élévation (DEM) peuvent être appliquées pour améliorer le modèle SSEB pour les paysages hétérogènes.

2.3.1.7 Bilan énergétique de surface simplifié opérationnel (SSEBop)

SSEBop (*operational Simplified Surface Energy Balance*) est un modèle de télédétection à source unique. Il est établi sur la base de la théorie de SSEB. Contrairement à SEBAL, METRIC et SSEB, le modèle SSEBop utilise une procédure non subjective afin de sélectionner les pixels de référence chauds et froids. Étant donné que les informations requises pour ce modèle sont LST, E_{Tr} et la température de l'air, SSEBop bénéficie d'un concept beaucoup plus simple que les autres modèles à source unique. De plus, SSEBop est plus applicable par rapport à METRIC et SEBAL sur de grandes régions car il simule le modèle SEB en utilisant peu de paramètres. L'ET réel est calculé à l'aide d'une procédure similaire à celle de SSEB. La température de surface terrestre pour le pixel froid (T_c) est calculée en utilisant la température de l'air corrigée avec l'hypothèse de conditions de ciel clair. En ajoutant le dT à T_c , la température de la surface du sol pour le pixel chaud (T_h) est calculée. Il convient de noter que dT est obtenu en utilisant la solution partielle du SEB pour le pixel froid (où $ET = 0$ et H est maximal) et le pixel chaud (où ET est maximal et H est minimal). SSEBop peut mal estimer les valeurs ET sur les surfaces à faible couverture végétale et à albédo élevé en raison de la sous-estimation de LST. A cet égard, un masque ou facteur de correction est appliqué à ces zones afin d'augmenter la LST.

2.3.2 Les modèles bi-couches (ou modèles à deux couches)

Les modèles bi-couches utilisent la température de surface du sol et de la canopée pour estimer l'évaporation et la transpiration. Étant donné que la LST dérivé par les capteurs TIR est une température unique, diverses approches sont adoptées pour décomposer la température de surface en températures du sol et de la végétation, comme expliqué ci-dessous.

2.3.2.1 Le modèle TSEB (Two Source Energy Balance)

Le modèle de bilan énergétique à deux sources (TSEB) estime séparément l'évaporation du sol et la transpiration de la canopée. En conséquence, l'équation SEB est résolue pour les composants du sol et de la végétation en partitionnant les flux d'énergie en fonction de la température de surface radiométrique (T_{rad}) dérivée des plates-formes de télédétection. Pour calculer la température de surface radiométrique d'ensemble, T_{rad} est divisée en températures thermodynamiques de la végétation (T_c) et du sol (T_s) par une fraction de vue radiométrique ($f(\theta)$). T_c et T_s sont utilisés pour calculer le flux de chaleur sensible H . Le flux de chaleur latente LE pour la canopée et le sol sont calculés en utilisant l'approche résiduelle du bilan énergétique.

Si la température radiative est observée à un seul angle zénithal de vue, les relations de Priestly-Taylor et Penman-Monteith sont utilisées pour estimer T_c et la transpiration des plantes, appelée TSEB-PT et TSEB-PM, respectivement, et T_s est ensuite calculé en utilisant l'équation. L'une des principales difficultés de ces méthodes est que les coefficients de Priestly-Taylor et Penman-Monteith varient sur les zones hétérogènes.

2.3.2.2 Le modèle Two-Source Time-Integrated Model (TSTIM)

Le modèle à intégration temporelle à deux sources (TSTIM) est une modification du modèle TSEB, qui combine TSEB avec la couche limite planétaire (CLP) intégrée dans le temps pour la mesure des flux turbulents aux échelles régionale à continentale. Pour estimer le flux de chaleur sensible (H), TSTIM utilise deux températures de surface instantanées par satellite pendant la matinée avec un intervalle de 4 heures. En conséquence, une estimation instantanée de H est liée à une température de surface radiométrique en utilisant la composante de la couche limite de surface du modèle. La valeur intégrée dans le temps pour le flux de chaleur sensible est obtenue à partir de ces estimations instantanées. Un autre flux est estimé par la composante de la couche limite planétaire du modèle, et au cours d'une procédure itérative, TSTIM converge sur des estimations pour H au moyen d'une comparaison entre les flux intégrés dans le temps. En raison de la combinaison du flux de chaleur sensible avec les variations temporelles de la température de surface et de la température de la couche limite, la nécessité de mesurer la température de l'air est éliminée. De plus, les variations temporelles de la température radiométrique peuvent réduire les effets des biais de la température radiative (Trad) sur les flux calculés. Par conséquent, le modèle TSTIM est moins sensible aux biais systématiques de la température de surface télédéteectée par rapport au TSEB. Il est à noter que les calculs nécessaires pour estimer LE pour ce modèle sont similaires au modèle TSEB lorsque deux températures de surface sont observées.

2.3.2.3 Le Modèle Atmosphere-Land Exchange Inversion (ALEXI)

Le schéma TSEB peut être utilisé pour générer des cartes des flux d'énergie quotidiens à l'échelle continentale en utilisant les variations de température radiative dérivée de Meteosat Second Generation (MSG) et des satellites environnementaux opérationnels géostationnaires (GOES), de la carte de la couverture terrestre dérivée de l'AVHRR et des données météorologiques dans un cadre intégré dans le temps appelé *Atmosphere-Land Exchange Inversion Model* (ALEXI). Les flux d'énergie quotidiens en temps réel de LE, H , G , R_n et l'humidité du sol sont obtenus à partir de ce modèle avec une résolution spatiale de 5 à 10 km.

Afin d'améliorer la résolution spatiale des flux résultants, Dis-ALEXI, qui suit une technique spatialement désagrégée, a été développé en utilisant la LST récupéré à partir de satellites en orbite polaire, tels que Landsat ou Aster.

2.3.2.4 Double Temperature Difference (DTD)

Un autre modèle intégré dans le temps à deux sources est la double différence de température (DTD), qui utilise deux observations LST similaires aux modèles TSTIM et ALEXI. Cependant, la DTD bénéficie d'une structure plus simple et de moins de données d'entrée, ce qui la rend plus applicable que les deux modèles précédents. Comme pour le TSEB, la partition du LST pour le sol et les composants de la canopée dans le modèle DTD sont basés sur une fraction de la vue du radiomètre.

2.3.2.5 Le modèle Two-source Trapezoid Model for Evapotranspiration (TTME)

Les modèles bi-sources peuvent estimer la LST pour les composants du sol et de la canopée en utilisant soit des observations de température de surface à un seul angle de vue, soit des observations de température radiométriques à deux angles zénithaux de vue. Pour récupérer les données LST à partir d'une seule observation, des modèles spatiaux d'indice de végétation (VI) ont été développés à l'aide d'un espace VI/LST, qui est défini comme un espace triangulaire ou trapézoïdal formé par le nuage de points de VI *versus* LST. De plus, les espaces VI/LST comprennent des isolignes d'humidité du sol, qui sont utilisées pour représenter la température de surface du sol. Les espaces trapézoïdaux sont plus adéquats pour déterminer le stress hydrique, la transpiration des plantes et le comportement aérodynamique de la surface par rapport aux espaces triangulaires. Contrairement aux modèles non spatiaux, les modèles spatiaux ne nécessitent pas la paramétrisation du réseau de résistance, et par conséquent, la modélisation de l'ET est mise en œuvre sans avoir besoin de données excessives telles que la physiologie de la plante et les informations micro-météorologique. Le modèle trapézoïdal à deux sources pour l'évapotranspiration (TTME) est l'un des modèles spatiaux qui utilise un espace f_c -Trad trapézoïdal et des isoplèthes d'humidité du sol pour estimer les composantes SEB. Le flux LE est estimé à l'aide d'une approche par patchs par laquelle le flux de chaleur latente pour la végétation et le sol est pondéré par la fraction du couvert végétal (f_c). Pour estimer les fractions d'évaporation, la température radiométrique est divisée en températures de surface pour la canopée et pour le sol par les conditions aux limites supérieure et inférieure, c'est-à-dire ($T_{rad} = T_{s,max}$, $f_c = 0$) pour une surface nue avec l'humidité la plus élevée, ($T_{rad} = T_{s,min}$, $f_c = 0$) pour un sol nu avec la plus faible humidité,

(Trad = $T_{c,min}$, $f_c = 1$) pour une zone entièrement végétalisée avec la température la plus basse, et (Trad = $T_{c,max}$, $f_c = 1$) pour une zone entièrement végétalisée avec la température la plus élevée.

2.3.2.6 Hybrid dual source scheme and Trapezoid framework based

Evapotranspiration Model (HTEM)

HTEM est une version modifiée du modèle TTME dans lequel un cadre hybride à double source des méthodes patch et couche est utilisé pour estimer les flux d'énergie de surface. L'approche par couche est utilisée pour attribuer des valeurs R_n aux composantes de la canopée et du sol, établies sur la base de la loi de Beer, et l'approche par patch est utilisée pour décomposer le rayonnement net en flux de chaleur sensible, de chaleur au sol et de chaleur latente pondérés par la fraction de canopée. De plus, un sous-modèle est défini pour diviser la LST en vrac en températures de surface du sol et de la végétation, qui est le même que celui de TTME. Comme avec TSEB, HTEM détermine les flux de chaleur sensible du sol et de la canopée sur la base de la loi d'Ohm, et les flux de chaleur latente pour le sol et la canopée sont calculés comme termes résiduels de l'équation SEB.

2.3.2.7 Le Modèle Enhanced Two-Source Evapotranspiration Model for Land (EEMML)

Un point clé des modèles spatiaux VI/LST est leur structure relativement indépendante en termes de calibrage spécifique au site des ensembles de paramètres. Cependant, l'application de ces modèles est limitée par plusieurs problèmes, notamment : 1) l'exigence d'un grand espace pour contenir une large gamme de fractions de canopée et de niveaux d'humidité du sol, limitant l'application de modèles sur des régions hétérogènes, 2) la sélection correcte des limites humides et sèches, 3) satisfaisant l'hypothèse du contrôle de l'isoligne par la disponibilité de l'humidité du sol, et 4) la difficulté de coupler les modèles spatiaux VI/LST avec d'autres modèles en raison des différentes sélections de bords humides/secs.

Pour détourner ces problèmes, le modèle EEMML (*Enhanced Two-Source Evapotranspiration Model for Land*) a été développé en décrivant un espace théorique VI/LST. Comme d'autres modèles, la décomposition du flux dans le sol et la canopée est utilisée à l'aide d'une approche par patch. En conséquence, quatre points limites, c'est-à-dire un sol nu sec, un sol nu saturé, une surface entièrement végétalisée et bien arrosée, et une surface entièrement végétalisée avec des conditions sèches, sont définis pour chaque pixel en fonction de R_n , T_a , G , et les quantités de déficit de pression de vapeur. De plus, la température de surface radiométrique

pour chaque pixel est divisée en températures du sol et de la canopée en fonction de l'espace trapézoïdal théorique VI/LST. Il convient de noter qu'une large gamme de produits d'ET télédéteçtés, tels que MODIS (MOD16), AVHRR, GLEAM et SSEBop, ont été développés sur la base des algorithmes SEB pour fournir des changements spatio-temporels de l'évapotranspiration à différentes échelles. En plus des incertitudes internes causées par la méthode d'estimation, les estimations de l'évapotranspiration comprennent d'autres incertitudes externes liées aux données d'entrée. Les données satellitaires à haute résolution spatiale (telles que ASTER et Landsat) souffrent de la faible fréquence de retour, et les plates-formes à résolution spatiale grossière (telles que SMAP et MODIS) ont une faible résolution spatiale. De plus, les délais de collecte des données par les capteurs, qui varient d'une heure à plusieurs jours, rendent les applications pratiques difficiles. Une autre incertitude majeure est le décalage d'échelle spatiale qui se produit entre les données météorologiques grossières et les informations fines sur la végétation. De plus, les paramètres physiologiques spécifiques au biome et l'indice de surface foliaire, qui sont supposés constants dans l'espace et dans le temps, peuvent entraîner des erreurs dans la récupération de l'ET, comme c'est le cas pour le produit MOD16.

2.3.2.8 Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration SPARSE

SPARSE (Boulet et al. 2015) est basé sur la logique du modèle TSEB toute en s'appuyant sur des formulations à la pointe des échanges turbulents et radiatifs avec ses deux versions série et parallèle. SPARSE est un modèle bi-couche simulant un bilan énergétique pour la végétation ainsi que pour le sol. Il permet la partition de l'ET en évaporation du sol et transpiration de la canopée.

**CHAPITRE 3 : ETUDE ET ANALYSE DE L'ETAT HYDRIQUE DE LA
SURFACE PAR TELEDETECTION**

3 ETUDE ET ANALYSE DE L'ETAT HYDRIQUE DE LA SURFACE PAR TELEDETECTION

3.1 Introduction

Lorsque furent lancés les premiers satellites d'observation de la Terre, au début des années 70, la recherche "environnementale" avait déjà connu un essor important grâce au développement de nouveaux instruments de mesure, précis, stables qui pouvaient mesurer de nombreuses variables en continu sur de longues périodes.

En parallèle, l'informatique facilitait d'une part l'acquisition et l'analyse de volumes importants de données et d'autre part la construction de modèles. En effet, de nombreux modèles ont été développés dans différentes communautés scientifiques. De "façon caricaturale", le centre d'intérêt des écologistes portent sur la connaissance du fonctionnement d'une feuille, d'un écosystème. Les météorologues et climatologues vont plutôt s'intéresser aux échanges surface - atmosphère pour l'utilisation des modèles de circulation générale de l'atmosphère et enfin les hydrologues étudient plus particulièrement le cycle de l'eau des bassins versants.

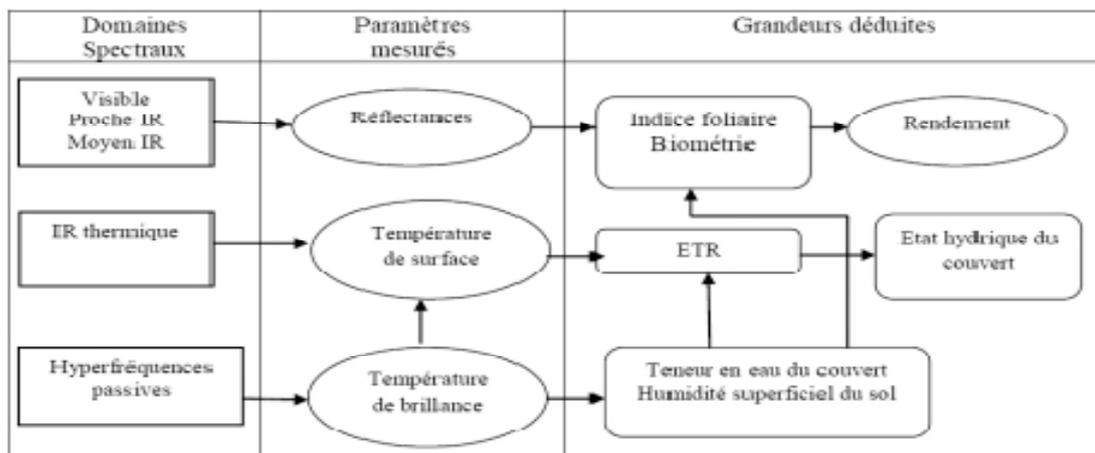


Figure 3.1. Relation entre les variables physiques mesurées par télédétection et les variables du milieu (d'après Guyot, 1995).

Toutefois, un lien entre "l'environnement" et la télédétection va se manifester progressivement dans la possibilité d'estimer des variables clés de surface (exemple sur la (Figure 1.4) comme la production végétale, l'humidité de surface, la température de surface. Ainsi, dans le domaine forestier, plusieurs recherches se sont développées pour étudier les possibilités offertes par la télédétection pour prévenir le danger d'incendie à travers l'état hydrique de la végétation.

3.2 Méthodes du suivi de l'état hydrique de la végétation par télédétection

3.2.1 Les indices de végétation

Les indices de végétation sont des combinaisons simples (somme et quotient le plus souvent) de deux bandes spectrales ou plus. Le rouge et le proche infrarouge (Equation 3.1) sont le plus souvent utilisés (Tableau 3.1). Les indices de végétation permettent d'augmenter le contraste entre végétation verte, photosynthétiquement active, d'un côté et sol nu, végétation sénescente ou eau, de l'autre. Les indices radiométriques les plus utilisés sont la différence normalisée ou NDVI pour "Normalised Difference Vegetation Index" (Rouse et al., 1974 ; Jackson, 1983 ;

Purevdorj et al., 1998) et le SR pour "Simple Ratio" (Pearson et Miller, 1972) :

$$\text{NDVI} = \frac{R_{\text{PIR}} - R_{\text{VIS}}}{R_{\text{PIR}} + R_{\text{VIS}}} \quad (3.1)$$

$$\text{SR} = \frac{R_{\text{PIR}}}{R_{\text{VIS}}} \quad (3.2)$$

où R_{PIR} est la réflectance dans le proche infrarouge (PIR : 700-1300 nm) et R_{VIS} dans le visible (le rouge, R : 600-700 nm). Pour un sol nu, le NDVI (mesuré au sol) se situe autour de 0.15-0.20 alors qu'il peut atteindre 0,8-0,9 pour un couvert végétal dense (le NDVI est borné par -1 et +1). Les réflectances dans le PIR augmentent avec la présence de la végétation, tandis que celles dans le R diminuent (Figure 3.2). Cependant, dans le cadre de l'étude de la végétation, il varie le plus souvent entre 0,2 et 0,8, ce qui permet d'établir une hiérarchie des couverts végétaux en fonction de leur densité (Figure 3.3).

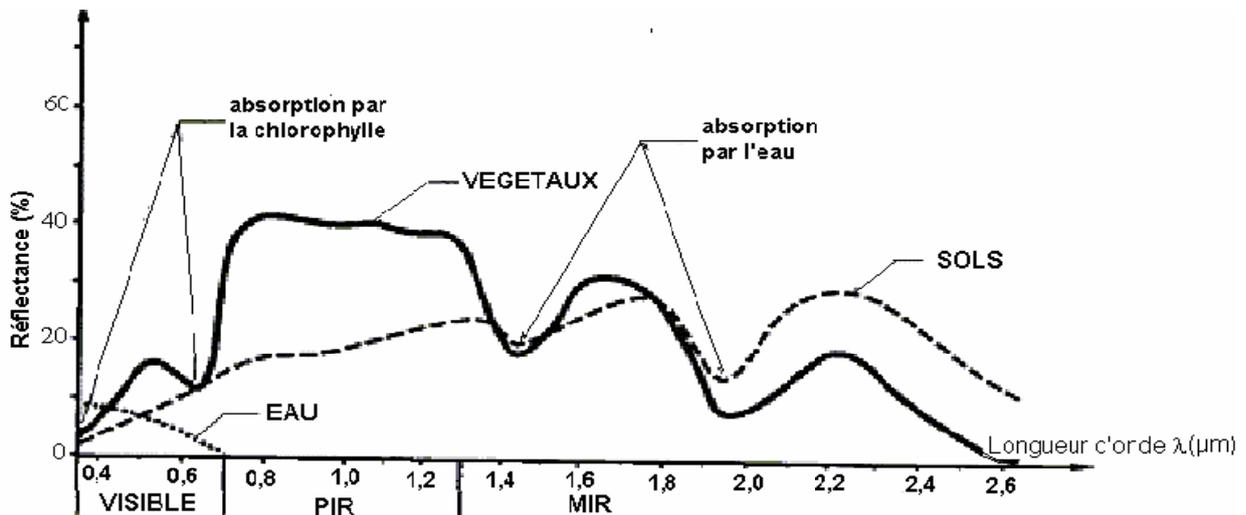


Figure 3.2. Réflectance de la végétation comparée à celles du sol et de l'eau (d'après Caloz, 1992).

Des études postérieures ont montré qu'il est tout de même relativement sensible aux positions respectives du capteur et du soleil (effets directionnels) (Goward et al. 1991 ; Roujean et al. 1992), aux variations spatiales et temporelles de composition de l'atmosphère (effets

atmosphériques) (Tanré et al., 1992) et à la couleur de la strate sous-jacente comme le sol, la litière (Huete et al., 1985 ; Baret et Guyot, 1991).

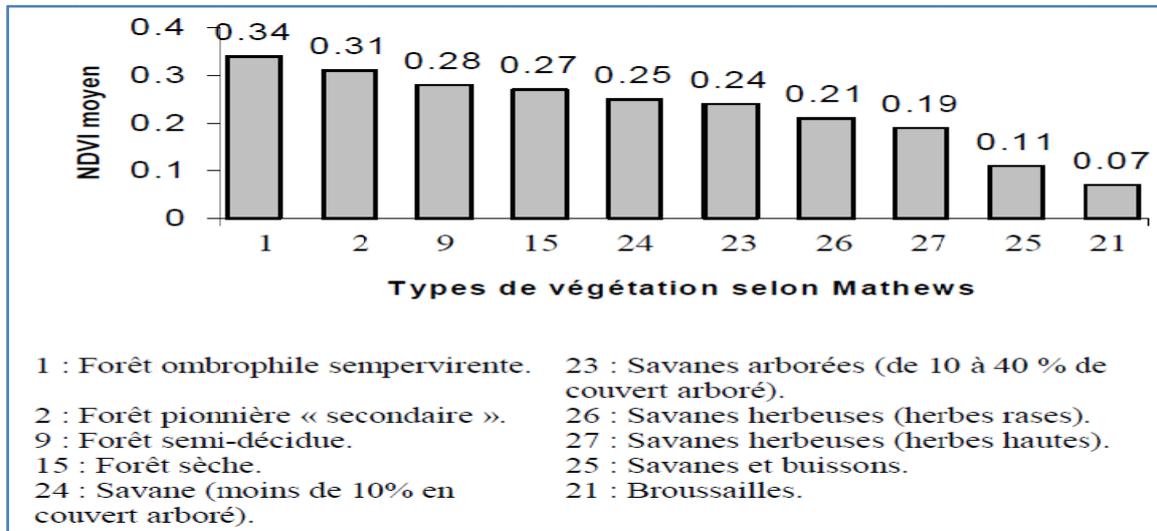


Figure 3.3. Variation du NDVI annuel moyen selon 10 types de végétation établis par Matthews (1983) en Afrique centrale et sur ses marges (de la plus forte à la plus faible valeur de NDVI).

Suite à ces critiques, de nouveaux indices ont été proposés dans le but de diminuer l'influence du couvert sous-jacent ou de l'atmosphère (Tableau 3.1).

Les premières études sur l'utilisation de la télédétection satellitaire pour suivre l'état hydrique de la végétation ont utilisé l'imagerie optique à partir des indices de végétation. En effet, les indices de végétation sont des mesures radiométriques de la variabilité spatiale et temporelle de l'activité photosynthétique de la végétation (Caloz et Puech, 1996), cette dernière étant en relation avec les variables biophysiques du couvert telles que l'indice de surface foliaire (LAI), la biomasse totale, la vigueur de la végétation, etc. Ces variables sont elles-mêmes en relation avec l'état hydrique de la végétation. En effet, il a été démontré qu'il existe de bonnes corrélations entre certains indices de végétation, tels que le NDVI, le ou le SAVI et certaines variables physiologiques du couvert végétal, tels que la biomasse verte, l'indice foliaire (Leaf Area Index, LAI), la productivité primaire et la radiation photosynthétiquement active absorbée¹ (Sellers, 1989; Leblon et al., 1993; Chuvieco et Martin, 1994).

Mais, malgré ses défauts c'est le NDVI qui reste le plus utilisé comme indicateur des paramètres de végétation (Elmore et al., 2000). De plus, il est souvent le seul indice présent dans de nombreuses bases de données multitemporelles, en particulier la base NOAAVHRR2 qui couvre aujourd'hui le globe sur environ 15 années (Los et al., 1994) et qui sont théoriquement disponibles quotidiennement.

Tableau 3.1. Quelques indices de végétation définis à partir de données de télédétection (Caloz et Puech, 1996; Gilabert et al., 2002).

Dénomination	Formule	Références
Sans compensation		
Indice de végétation normalisé <i>Normalised Difference Vegetation Index</i>	$NDVI = \frac{R_{PIR} - R_{VIS}}{R_{PIR} + R_{VIS}}$	Rouse et al., 1974
Avec compensation des effets du sol		
Indice de végétation de photosynthèse <i>Photosynthetic Vegetation Index</i>	$PVI = \frac{(PIR - a_{R,PIR} R - b_{R,PIR})}{\sqrt{a_{R,PIR}^2 + 1}}$	Richardson & Wiegand 1977
Indice de végétation ajusté au sol <i>Soil Adjusted Vegetation Index</i>	$SAVI = \frac{PIR - R}{PIR + R - Y}$	Huete, 1988
Avec compensation des effets atmosphériques		
Indice de végétation normalisé corrigé des effets atmosphériques <i>Atmospherically Resistant Vegetation Index</i>	$ARVI = \frac{(PIR - RB)}{(PIR + RB)}$ Avec $RB = R - \gamma(B - R)$ B et R réflectances dans le bleu et le rouge, γ fonction du type d'aérosols	Kaufman & Tanré (1992)
Avec compensation des effets du sol et des effets atmosphériques		
SARVI Transformé <i>Transformed SAVI</i> (SARVI, combinaison de SAVI et d'ARVI)	$TSARVI = \frac{a_{R,B}(PIR - a_{R,B}RB - b_{R,B})}{RB + a_{R,B}PIR - a_{R,B}b_{R,B} + 0,08(1 + a)}$ RB cf. ARVI	Bannari, 1995

Dans leur étude sur la prévision de l'état hydrique de la Prairie australienne, Paltridge et Barber (1988) utilisent un indice de végétation modifié (V) à partir du NDVI. Kogan (1995) a conçu l'indice de condition de la végétation (VCI) pour estimer le stress hydrique qui est entièrement basé sur le NDVI. Afin d'avoir des images exemptes de nuages, mais qui sont spatialement continues et qui ont une résolution temporelle suffisante, on utilise habituellement une image composite, où chaque pixel correspond à la valeur maximale du NDVI durant la période de composition, généralement 10 jours. Cette technique a l'avantage de réduire les effets directionnels et de visée non verticale, et de minimiser la contamination par les nuages. Ainsi que les effets de l'atmosphère, d'angle solaire et d'ombre (Holben, 1986).

L'utilisation d'images optiques pour cartographier le danger d'incendie a d'abord été développée dans le cas des écosystèmes herbacés. Ainsi, pour la Grande Plaine américaine, Sadowski et Westover (1986) pour le Nebraska, puis Eidenshink et al. (1989) pour tous les États américains compris entre le Montana et le Kansas estiment, à partir d'images NDVI composites mises à jour hebdomadairement, le pourcentage de biomasse verte. Ce paramètre représente l'état du combustible dans le calcul quotidien de l'indice de danger d'incendie par la

Méthode américaine d'estimation du danger d'incendie. L'état du combustible étant estimé seulement trois jours après la fin de la période de composition des images NDVI, le pourcentage de biomasse verte est, depuis 1989, estimé opérationnellement à partir d'images NOAA-Avhr dans le cas de la Grande Plaine américaine (Eidenshink et al., 1990).

Cette méthode est plus difficilement applicable dans le cas d'écosystèmes forestiers parce que la réponse spectrale de chaque pixel correspond à un mélange de signaux venant du couvert forestier et du sous-bois constitué d'herbes et d'arbustes (Eidenshink et al., 1990; Burgan et Hartford, 1993). Cependant, dans le cas de forêts méditerranéennes espagnoles, le danger d'incendie a été évalué à partir de la baisse cumulée du NDVI durant la saison sèche (Lopez et al., 1991) et par la pente cumulée de l'évolution temporelle du NDVI (Illera et al., 1996). De même, en utilisant des données acquises sur différentes formations végétales américaines, telles que la forêt de conifères mélangée, des formations arbustives uniformes, des formations mélangées herbacées et arbustives et des formations herbacées ouvertes. Eidenshink et al. (1990) montrent que le NDVI a une évolution saisonnière au cours de la saison de croissance pour toutes les formations végétales étudiées et que cet indice de végétation diffère significativement entre ces formations. De plus, en supposant que le contenu hydrique du combustible vivant varie dans des gammes similaires durant l'année, l'évolution saisonnière du NDVI a permis à ces auteurs de calculer un "niveau hydrique" pour chaque pixel de chaque site étudié à partir de la moyenne entre les valeurs de pourcentage relatif et absolu de vert et ainsi définir des indices (Eidenshink et al., 1990). Bien que les résultats obtenus en utilisant ces indices de verdure soient encourageants, définir des seuils critiques pour ces indices par rapport au danger d'incendie est encore problématique (Chase and Andrews, 1993; Hartford et Burgan, 1994). De même, le suivi du danger d'incendie à partir d'images NOAA-AVHRR a été développé pour l'Ouest américain où la probabilité d'avoir une image sans nuage est assez élevée. Ceci n'est pas le cas dans d'autres régions nord-américaines. Ainsi, en Ontario, pour la saison des feux de 1993, Lynham et Pierce (1997) montrent que même en utilisant des images composites, la contamination par les nuages des images NOAA-AVHRR, particulièrement au printemps et en automne, n'a pas permis d'avoir une seule image claire avant la fin juin. De plus, cette contamination explique les différences de verdure observées dans le nord-ouest de l'Ontario. Ainsi, des nuages trop minces laissaient apparaître la surface, mais dont la verdure était faussement atténuée. En fait, le NDVI est davantage relié à l'activité chlorophyllienne et à l'état de verdure de la végétation qu'à son état hydrique. Ainsi, les relations significatives entre le pourcentage de biomasse verte et le NDVI dans le cas des

États du Nord de la Grande Plaine américaine diffèrent significativement entre sites secs et humides (Eidenshink et al., 1989). De même, dans le cas de la Prairie australienne, la relation significative entre la teneur en eau du combustible et un indice de végétation modifié à partir du NDVI sature pour des teneurs en eau supérieures à 250% (% du poids sec de la matière végétale) (Paltridge and Barber, 1988). Dans le cas d'écosystèmes forestiers, Eidenshink et al. (1990) ne trouvent aucune corrélation significative entre le NDVI et le contenu hydrique foliaire. Pour le cas d'écosystèmes américains, Burgan et Hartford (1993) et Burgan (1996) montrent que les gammes historiques de variations du NDVI et donc l'indice de verdure relative sont différentes dans le cas de sites secs ou humides.

L'état hydrique de la végétation est mieux relié à une autre bande optique, soit le moyen infrarouge (Gates et al., 1965 ; Olson, 1967; Hoffer et Johannsen, 1969 ; Ward, 1969 ; Rohde et Olson, 1971 ; Olson, 1987; Pierce et al., 1990 ; Cohen, 1991a ; Cohen, 1991b ; Danson et al., 1992). Il a aussi été montré que cette bande optique permet de différencier les peuplements forestiers selon leur densité d'arbres morts, un autre paramètre important relié au danger de feu de forêt (Ahem et Archibald, 1986). Cependant, les variations de réflectance associées aux changements d'état hydrique foliaire peuvent être faibles (Olson, 1987) et, en tous cas, plus faibles que celles associées aux différences foliaires (Pierce et al., 1990; Cohen, 1991a; Cohen, 1991b). Par exemple, dans le cas de la végétation herbacée, il y a un changement significatif de la réflectance dans la région d'absorption de l'eau uniquement pour les feuilles brunes (Cohen, 1991c). Aussi, le suivi de l'état hydrique de la végétation forestière dans une perspective de prévision du risque d'incendie requiert des données journalièrement acquises sur la région étudiée. Le moyen infrarouge est uniquement mesuré par le satellite LANDSAT TM dont la répétitivité temporelle est de 16 jours. Par contre, une autre bande spectrale qui peut être utilisée comme indicatrice de l'état hydrique de la végétation est l'infrarouge thermique qui a l'avantage d'être mesurée quotidiennement par le satellite NOAA-AVHRR en même temps que les réflectances rouges et proche infrarouges. L'infrarouge thermique est relié à la température de surface qui représente mieux l'état hydrique de la végétation que le NDVI. Ainsi, dans le cas de massifs forestiers méditerranéens français, la température de surface a été meilleure que le NDVI pour suivre l'évolution saisonnière de l'état hydrique du sous-bois (Gouyet et al., 1991) et du nombre de départs de feux (Prosper-Laget et al., 1995). En effet, l'utilisation des indices de végétation pour une estimation de l'état hydrique de la végétation permettrait difficilement une détection du stress hydrique au bon moment (détection hâtive avec la fermeture des stomates). La température foliaire étant d'une part

directement associée au bilan hydrique, et d'autre part mesurable par radiométrie, elle a donné lieu au développement de plusieurs indices spectraux dans l'infrarouge thermique.

3.3 Les indicateurs de stress hydrique

3.3.1 Généralités

L'utilisation de la température de surface dans le suivi de l'état hydrique d'un couvert végétal a vu le jour il y a plus de vingt ans. L'évolution des techniques successivement développées est représentative des potentialités acquises ainsi que des limites persistantes de tels outils.

En effet, dans le cas d'un couvert végétal partiellement couvrant, il est important de séparer le signal satellitaire entre ses composantes : végétation et sol nu. Ces deux éléments ont des températures de surface différentes, de par leur nature (Bonn et Rochon, 1992) et leur état hydrique qui peut être fort différent. Ainsi, plus le taux de couverture augmente, plus la température de surface totale diminue, à cause d'une plus grande perte de chaleur latente vers l'atmosphère due à une plus grande transpiration par la végétation (Goward et al., 1985; Guyot, 1989). Le taux de couverture peut être estimé à partir de données optiques. Celles-ci sont acquises en même temps que les données thermiques par les deux satellites actuels fonctionnant dans l'infrarouge thermique, soit NOAA-AVHRR et LANDSAT-TM. Les données optiques sont souvent transformées en indices de végétation, comme le NDVI. Le NDVI peut être un bon indicateur du taux de couverture à condition, cependant, que la relation entre le NDVI et le taux de couverture soit presque linéaire, comme montré par Carlson et al. (1994). En effet, le NDVI est très sensible au sol (Baret and Guyot, 1991), au sous-bois de la forêt boréale (Cihlar and Chen, 1983) et à la présence de lichens dans les forêts nordiques (Granberg, 1997). Le NDVI est également sensible aux changements de couleurs du couvert dus à la sénescence de la végétation (Cyr et al., 1991) ou aux maladies (Malthus et al., 1991), et aux effets d'ombre qui peuvent être importants à des latitudes élevées (Leblon et al., 1996) parce que le NDVI est un meilleur indicateur de l'état de verdure du couvert végétal, qui est relié à l'indice foliaire (Leblon et al., 1993), que du taux de couverture. De plus, la relation entre le NDVI et le taux de couverture est non linéaire quand le NDVI est mis à l'échelle par rapport aux valeurs de NDVI d'un sol nu et d'un couvert totalement couvrant (Gillies et Carlson, 1995, Carlson et Ripley, 1997).

Étant donné qu'une augmentation du taux de couverture s'accompagne d'une baisse de la température de surface totale, Moran et al. (1994a) propose le VIT trapezoid (Vegetation Index/Temperature) (Figure 3.4) pour représenter toutes les combinaisons possibles des paires

Indice de végétation / T_0-T_a , l'indice de végétation étant un indicateur du taux de couverture et T_0-T_a de l'état hydrique du couvert végétal.

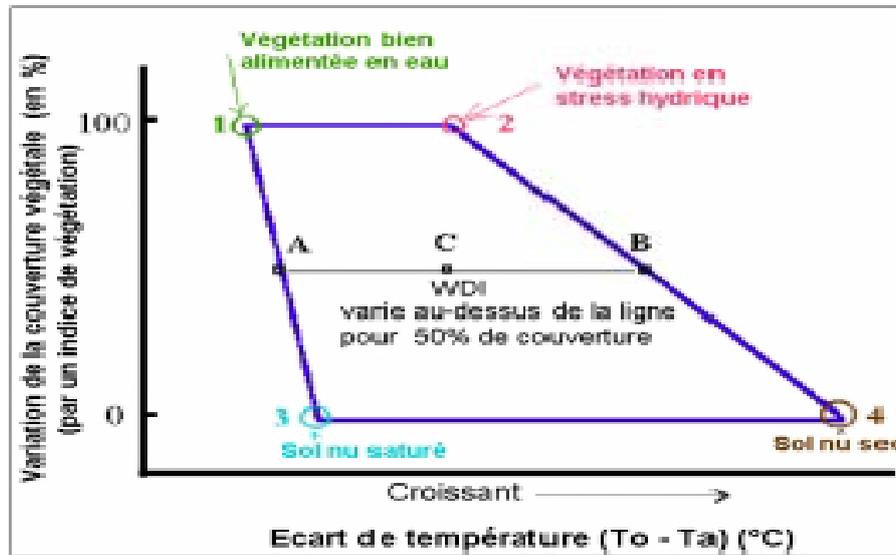


Figure 3.4. Le Vegetation Index/Temperature Trapezoid résultant de la relation entre l'indice de végétation et T_0-T_a . Le WDI (Water Deficit Index) au point C est égal au rapport AC/AB (adaptée d'après Moran et al., 1994b).

Ce genre d'approche a été généralisé à tout type de conditions environnementales, et notamment aux conditions semi-arides, pour répondre à des problématiques de détection de stress hydrique. La méthode du VIT trapezoid permettant de calculer un indicateur de stress, le WDI (Water Deficit Index) quel que soit le taux de couverture de la végétation considérée.

Cette méthode est basée sur la construction, expérimentale ou théorique, d'un trapèze (Figure 3.5) dont les 4 coins correspondent aux conditions extrêmes de culture en termes de taux de couverture et de température (sol nu mouillé et très sec, végétation complètement couvrante bien irriguée et très stressée). La construction de ce trapèze repose sur l'hypothèse de linéarité à ses bornes. Toutes les combinaisons entre le taux de couverture et (T_0-T_a) sont supposées contenues dans le trapèze, permettant alors de calculer le WDI pour un taux de couverture donné.

Alors, le WDI permet d'estimer le stress hydrique de couverts végétaux en fonction de leurs taux de couverture. WDI est fonction du rapport ETR/ETP calculé à partir de T_0-T_a selon (Moran et al., 1994a; Vidal et Devaux-Ros, 1995) :

$$WI = 1 - ETR / ETP = 1 - \frac{(T_0 - T_a) - (T_0 - T_a)_{sec}}{(T_0 - T_a)_{humide} - (T_0 - T_a)_{sec}} \quad (3.3)$$

Les indices sec et humide correspondent respectivement aux limites droites et gauches du trapèze VIT (Figure 1. 9).

WDI a aussi une représentation graphique donnée par:

$$\text{WDI}_c = 1 - \text{BC}/\text{AB} = \text{AC}/\text{AB} \quad (3.4)$$

où WDI_c est le Water Deficit Index au point C [0,1], BC, AB, AC sont les distances représentées sur le trapèze VIT.

Deux cas particuliers peuvent être déduits du trapèze VIT. Ainsi, dans le cas de couverts végétaux totalement couvrants, WDI devient égal au Crop Water Stress Index (CWSI) de Idso et al. (1981), un indice utilisé pour détecter le stress hydrique des cultures agricoles totalement couvrantes. CWSI et WDI, calculés à partir d'images LANDSAT-TM, ont été comparés aux probabilités de feux dans le cas de forêts méditerranéennes françaises (Vidal et Devaux-Ros, 1995). Ces deux indices ont donné des résultats similaires pour prévoir les départs de grands feux parce que les massifs forestiers étudiés avaient un taux de couverture proche de 100%. Cependant, WDI a été le seul indice capable de décrire précisément l'état hydrique du complexe sol-végétation.

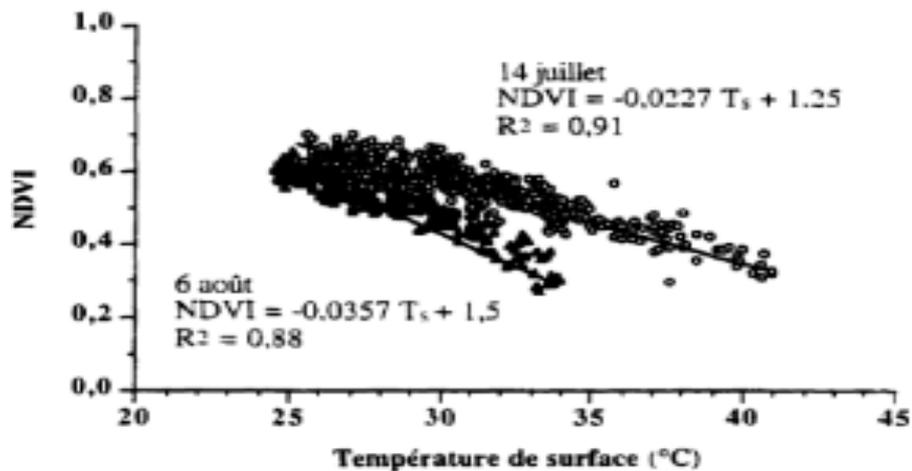


Figure 3.5. Relations entre l'indice de végétation NDVI et la température de surface calculés à partir d'images NOAA-AVHRR dans le cas d'une forêt de conifères au Montana (USA) pour deux journées correspondant à des conditions sèches (14 juillet) et humides (6 août) (d'après Nemani et Running, 1989).

Le calcul du WDI nécessite la connaissance du taux de couverture, qu'il est possible d'estimer par télédétection au travers d'indices de végétation tels que le NDVI ou le SAVI (Moran et al., 1994a; Moran et al., 1997; Moran et al., 1995). Ainsi, l'estimation et le suivi de l'état hydrique d'une végétation au cours de son développement par le WDI peut être obtenue uniquement à partir de mesures satellitales, aéroportées ou au champ. Un autre cas particulier est la relation linéaire inverse entre le NDVI et la température de surface (T_s) trouvée par

Nemani et Running (1989) (Figure 3.4), dans le cas d'une forêt de conifères au Montana, et par Carlson et al. (1990), dans le cas de cultures agricoles, qui est incluse dans le trapèze VIT.

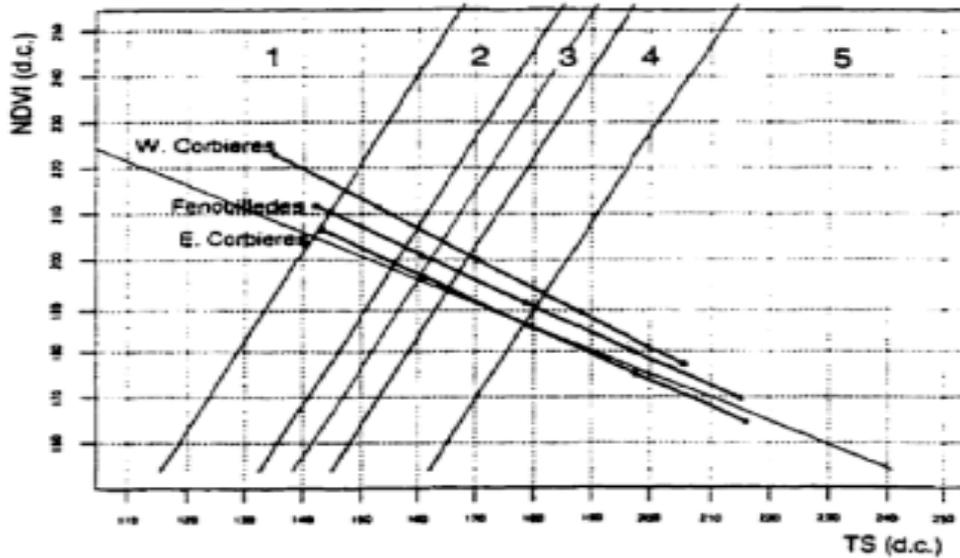


Figure 3.6. Classes de danger d'incendie dans le cas de trois massifs forestiers méditerranéens français à l'été 1990 (classe 1 = aucun danger, classe 2 = danger faible, classe 3 = danger, moyen, classe 4 = danger élevé, classe 5 = danger très élevé) (d'après Prosper-Laget et al., 1994).

Nemani et Running (1989) suggèrent que la pente négative de cette relation linéaire est liée au rapport entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente et qu'elle pourrait donc être utilisée pour estimer l'évapotranspiration de la végétation forestière à l'échelle régionale. Appliquée au suivi du danger d'incendie de forêt, cette relation linéaire inverse a permis à Prosper-Laget et al. (1994) de déterminer, en région forestière méditerranéenne française, cinq classes de danger d'incendie, à partir d'images NOAA-AVHRR (Figure 1.8). De même, le rapport $NDVI/T_0$, obtenu à partir d'images NOAA-AVHRR, a été corrélé à l'Indice du combustible léger de la Méthode canadienne de l'indice forêt-météo dans le cas de la Prairie et de la forêt boréale canadienne (Dominguez et al., 1994), à l'évapotranspiration potentielle de forêts méditerranéennes (Martin et al., 1994) et à la teneur en eau de trois espèces arbustives de forêts méditerranéennes espagnoles (Alonso et al., 1995). Cependant, dans le cas de la toundra et des zones de transition entre la toundra et la taïga québécoise, Goïta et al. (1997) trouvent des relations linéaires positives entre le NDVI et la température de surface calculés à partir d'images NOAA-AVHRR. Deux raisons peuvent expliquer ces corrélations positives : 1) les régions arctiques et subarctiques ont un rayonnement net plus faible que la forêt boréale à cause principalement de leurs albédos plus élevés et 2) les régions arctiques et subarctiques ont une transpiration plus faible dû à une végétation peu dense et à la présence accrue de mousses et de lichens.

3.3.2 Limites générales des indicateurs dans l'IRT

L'utilisation de données thermiques pour évaluer l'état hydrique de la végétation est basée sur une relation analytique entre l'évapotranspiration réelle et $T_0 - T_a$. Cependant, cette relation n'est valable que pour une couverture végétale totalement couvrante. Dans le cas de notre région d'étude, les peuplements forestiers étudiés ont un taux de couverture inférieur à 100% vu qu'ils sont situés dans une région semi-aride et des forêts dégradées. Dans ce cas, la température de surface mesurée par un capteur infrarouge thermique sur de tels peuplements est un mélange de la température de surface de la canopée, ainsi que de celle du sous-bois et du sol nu (températures bidirectionnelles).

Donc, l'utilisation de la télédétection IRT dans une stratégie de diagnostic hydrique d'un couvert végétal est donc confrontée actuellement à des limites d'ordre théorique liées aux effets directionnels et aux interactions entre le sol et la végétation.

La température de surface mesurée sur une parcelle à un instant t depuis différentes directions n'est pas isotrope, alors que le rapport ETR/ETP est, pour sa part, unique. La proportion totale de sol vue depuis une direction donnée (appelée aussi « fraction de trous » et notée F) et la fraction ensoleillée de ce sol (F_s) en fonction de la structure du couvert et de la configuration angulaire capteur/soleil, sont deux paramètres de surface déterminants de la mesure directionnelle de T_0 . Ils s'inscrivent donc au cœur de la problématique abordée.

L'importance de la configuration angulaire entre le capteur et le soleil dans la caractérisation de T_0 a été introduite très tôt dans ce contexte : Jackson (1986) préconisaient déjà un angle de visée d'au moins 45° par rapport à la verticale pour n'observer que la végétation lors de la mesure de la température de couvert avec un radio-thermomètre. Plus tard, Nemani and Running (1993) ont montré que les effets directionnels dus à la présence de sol dans le champ de visée du capteur n'étaient pas corrigés dans la méthode du triangle, conduisant à des erreurs parfois considérables sur les résultats obtenus. Par ailleurs, de récents travaux sur des prairies semi-arides fortement dégradées ont mis en évidence l'intérêt -autant que la difficulté- d'utiliser des températures de surface bidirectionnelles pour caractériser des paramètres de surface tels que la teneur en eau du sol ou des flux de chaleur sensible (Chehbouni et al., 2001; Chehbouni et al., 2002). La modélisation s'avère indispensable, tant au niveau des transferts radiatifs IRT qu'au niveau des échanges énergétiques, afin de tirer profit de la richesse d'une information IRT bidirectionnelle. Des travaux réalisés sur la vigne ont conforté les perspectives prometteuses de cette voie d'investigation (Lagouarde et al., 2000; Lagouarde and Kerr, 1993; Lagouarde et al., 1995).

La modélisation peut permettre de s'affranchir de ces limites en apportant une meilleure compréhension des mécanismes biophysiques intervenant dans un système sol/plante en fonctionnement et caractérisant la température de surface mesurée. Du fait des enjeux de cette problématique, de nombreux modèles simulant T₀ ont été développés. On peut dégager deux critères pour les différencier :

D'une part, la théorie biophysique sur laquelle repose le modèle considéré : on peut ainsi différencier les modèles de transferts radiatifs thermiques par rapport aux modèles de bilan d'énergie;

D'autre part, la finesse de description du couvert végétal, pouvant aller d'une approche mono, bi- ou tridimensionnelle selon les modèles.

Les principes de ces grands types de modélisation sont présentés ci-après, afin de mettre en avant quels en sont les intérêts et les limites devant la problématique de ce travail.

3.4 Utilisation de l'imagerie spatiale pour caractériser le stress hydrique

Beaucoup des études ont montré que la combinaison de données thermiques, des données multispectrales et les indices spectraux constituent un puissant outil pour évaluer les effets du stress hydrique sur les plantes cultivées. L'un des indices les plus utilisés est le Crop Water Stress Index (CWSI) développé par Jackson. (1981) et interprété comme l'évolution dans le temps du facteur de stress. Une extension de cet indice est le Water Deficit Index (WDI), proposé par Moran et al. (1994) pour des cultures non couvrantes dont les images thermiques génèrent des pixels mixtes ayant une proportion variables de sol et de végétation. Dans ce sens, plusieurs indicateurs de stress ont été développés : Shortwave Infrared Water Stress Index (SIWSI) (Fensholt et Sandholt, 2003), Temperature Vegetation Dryness Index (TVDI) (Sandholt et al., 2002).

3.4.1 Méthodes d'estimation du stress hydrique par télédétection

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour estimer et mesurer le stress hydrique à partir de la température d'un couvert végétal (SIWSI, TVDI, WDI ; Tableau 3.2), l'utilisation de la télédétection infrarouge thermique est celle qui semble offrir plus des voies prometteuses. Elle présente l'avantage de la rapidité et de la facilité d'acquisition, nécessaire pour un diagnostic hydrique.

3.5 Conclusion

Comme on vient de le mentionner précédemment la télédétection permet de spatialiser plusieurs processus physiques à l'échelle régionale. La qualité de l'information dans l'infrarouge thermique dépend donc de la capacité à saisir la forte variabilité temporelle de la température de surface, ce qui est possible au détriment la résolution spatiale.

Dans la suite de notre étude on optera vers l'utilisation du capteur LANDSAT OLI-TIRS à haute résolution spatiale (30m), et on présentera les modèles basés sur la résolution des équations du bilan d'énergie de surface à utiliser pour pouvoir modéliser l'évapotranspiration ainsi que les indices de stress hydrique.

Tableau 3.2. Aperçu de quelques méthodes d'estimation du stress hydrique (d'après Safa 2016)

Références	Paramètres	Produits	Objectifs	Limites des méthodes
Fensholt et Sandholt (2003)	La réflectance de surface et Le NDVI MODIS	SIWSI (Shortwave Infrared Water Stress Index) $SIWSI(6,2) = \frac{R_6 - R_2}{R_6 + R_2}$ $SIWSI(5,2) = \frac{R_5 - R_2}{R_5 + R_2}$ R est la réflectance et la plage spectrale de MODIS dans la bande 2 est de 841 à 876 nm, la bande 5 est de 1230 à 1250 nm et la bande 6 est de 1628 à 1652 nm.	Dérivation d'un indice de stress hydrique à ondes infrarouges courtes à partir de données d'ondes courtes et proche infrarouge.	Le travail sur le terrain en 2002 n'a pas vérifié les résultats trouvés en 2001. Le SIWSI n'a pas été testé sur plusieurs séries chronologiques de données in situ pour différentes fractions de la couverture végétale et l'influence du sol doit également être étudiée plus.
Garcia et al (2014)	La Température de surface (Ts) NDVI La température de l'air (Tair), la radiation solaire, la vitesse du vent et l'humidité relative	TDVI (Temperature-Vegetation Dryness Index) $TDVI = \frac{T_{S_{obs}} - T_{S_w}}{T_{S_d} - T_{S_w}}$ TSobs : Température de surface radiométrique observée Tsw est le minimum de Ts pour un intervalle NDVI (pixel humide) et Tsd est le maximum de Ts pour le même intervalle (pixel sec)	Evaluer le TDVI pour estimer le déficit hydrique, les flux de chaleur de surface et le rapport E / Ep Fournir des indications sur les facteurs qui affectent le plus l'exactitude des résultats en Andalousie en Espagne. (E, Ep sont l'évapotranspiration et l'évapotranspiration potentielle)	TVDI est performant pour un site dominé par une disponibilité en eau mais pas pour un site sous contrôle d'énergie. L'algorithme de TVDI proposé récupère les bords secs automatiquement le diagramme du triangle et assume un bord humide où Ts = Tair éliminant la nécessité d'avoir des pixels humides dans l'image, problématique dans les régions sèches.
Moran et al (1994)	Ta température de l'air Tc température de la canopée Ts température de la surface T0 température de la surface du sol. Facteur de réflectance de surface mesuré par un radiomètre multi bande modulaire	WDI(Water Deficit Index) $WDI = 1 - \frac{E}{E_p}$ E : Taux d'évapotranspiration de surface Ep : Taux d'évapotranspiration potentiel	L'approche proposée ici, appelé le trapèze : indice de végétation / température (VIT), est une combinaison des indices de végétation spectrales avec des mesures de température de surface afin de permettre l'application de la théorie CWSI pour des champs sans la connaissance a priori du pourcentage de couverture de la végétation.	L'évolution rapide des conditions nuageuses peut causer un biais, en particulier si la température de l'air est mesurée à quelques minutes avant ou après les mesures de température du couvert. Les erreurs d'estimation de Ts associés avec l'instrument : Problèmes d'étalonnage et de mauvaises d'émissivité sont aussi une source d'erreur, notamment lorsque la température de surface est très élevée

3.6 La température de surface variable clé pour déterminer l'état énergétique et hydrique de surface

La notion de température joue un rôle primordial dans l'état énergétique des surfaces naturelles. Elle apparaît en effet dans toutes les composantes du bilan d'énergie. Il s'agit plus exactement de grandeurs différentes, et supposer qu'elles sont équivalentes peut générer des erreurs conséquentes sur l'estimation des flux (Huband, 1986 ; Hall et al., 1992).

Dans l'expression du rayonnement net, la température de surface correspond à la température radiative T_{rad} , c'est-à-dire à une température représentative de l'énergie émise par la surface dans le demi-espace supérieur et sur l'intervalle spectral compris entre 3 et 100 μm (Norman et Becker, 1995) :

$$T_{rad}^4 = \frac{1}{\varepsilon_o \sigma} \int_{3\mu\text{m}}^{100\mu\text{m}} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L_{\uparrow}(\lambda, \Omega_v) \cos \theta_v d\Omega_v d\lambda \quad (3.5)$$

avec $L_{\uparrow}(\lambda, \Omega)$ est la luminance spectrale directionnelle émise par la surface dans la direction (θ_v, φ_v) où θ_v est l'angle zénithal et φ_v l'angle azimutal. L'émissivité hémisphérique de la surface ε_o est définie comme une valeur pondérée de l'émissivité spectrale directionnelle $\varepsilon(\lambda, L_{\uparrow}(\lambda, \Omega_v))$:

$$\varepsilon_o = \frac{1}{T_{rad}^4 \sigma} \int_{3\mu\text{m}}^{100\mu\text{m}} L_{\uparrow}^{planck}(\lambda, T_{rad}) \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \varepsilon(\lambda, \nu) \cos \theta_v d\Omega_v d\lambda \quad (3.6)$$

La température de surface intervenant dans l'expression du flux de chaleur dans le sol correspond à la température de la couche supérieure en contact avec l'atmosphère. Elle symbolise une température thermodynamique, nommée aussi température cinétique.

La température de surface intervenant dans l'expression du flux de chaleur sensible a plusieurs aspects. Elle est assimilée à la température aérodynamique ou bien à la température radiométrique, le paramètre d'ajustement étant le kB^{-1} .

Enfin, la formulation du flux de chaleur latente par le biais de la résistance stomatique fait intervenir la température de la végétation.

La télédétection infrarouge thermique fournit des mesures de température de brillance du système surface-atmosphère dans une direction donnée et sur l'intervalle spectral du capteur considéré (intervalle appartenant au domaine du 8 à 14 μm). L'énergie incidente est la somme de trois composantes suivantes (Figure 3.7) :

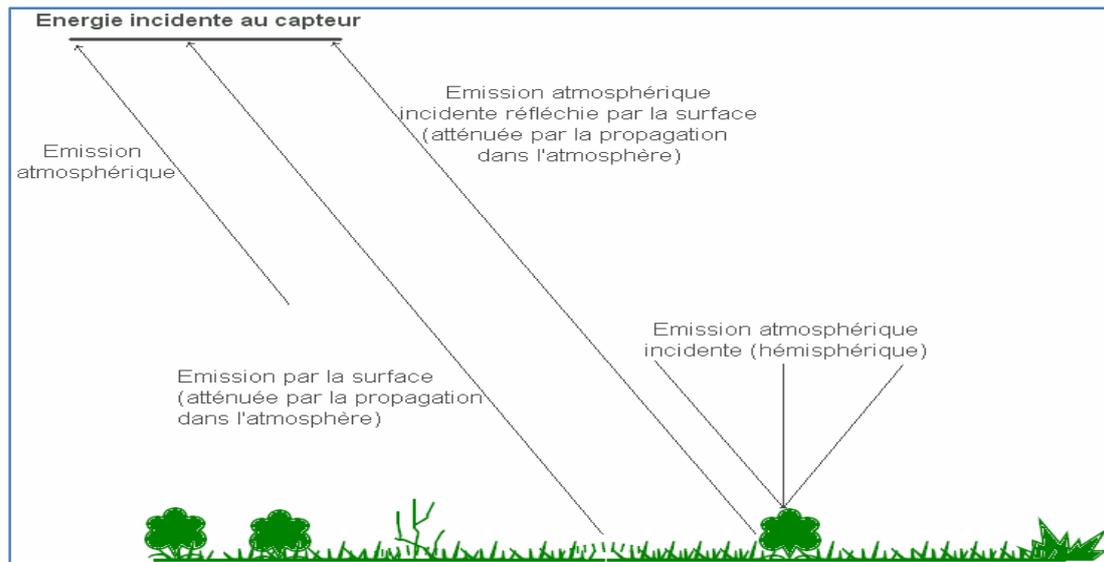


Figure 3.7. Les trois composantes énergétiques incidentes au capteur infrarouge thermique.

1. L'émission de surface : Elle résulte de la propagation à l'intérieur de la cible du rayonnement émis par ses propres éléments (tiges, feuilles, branches et troncs à l'intérieur d'un couvert végétal). Cette composante est atténuée par l'absorption dans la couche d'atmosphère comprise entre la cible et le capteur, absorption caractérisée par la transmittance atmosphérique ;
2. La réflexion de surface : Elle résulte de la propagation à l'intérieur de la cible du rayonnement atmosphérique incident. Cette composante est aussi atténuée par la couche atmosphérique ;
3. L'émission atmosphérique : Elle résulte de la propagation vers le capteur du rayonnement émis par les composantes de l'atmosphère.

Une fraction de cette énergie incidente est ensuite détectée par le capteur, et convertie en température de brillance.

Le défi est de quantifier à partir de cette température de brillance les grandeurs de surface précitées (température radiative, température aérodynamique, température radiométrique et température du sol). On peut distinguer deux axes : d'une part, l'estimation précise d'une température de surface (c'est-à-dire corrigée des effets instrumentaux et atmosphériques) ; et d'autre part, l'interprétation au niveau spectral, directionnel et spatial de cette température afin d'en déduire les variables recherchées.

3.6.1 De la mesure à l'estimation de la température de surface

La cartographie de la température de surface par télédétection infrarouge thermique aéroportée ou satellitaire nécessite de prendre en considération les perturbations générées par l'instrument (de nature radiométrique et géométrique), de même que celles générées par l'atmosphère (de nature radiométrique). Les corrections appliquées permettent d'accéder à deux sortes de température de surface (Jacob, 1999). L'hypothèse d'une cible se comportant comme un corps noir (émissivité égale à 1 et réflectivité égale à 0) conduit à une estimation de la température de brillance. La prise en compte de l'émissivité de surface (réflectivité différente de 0) conduit à une estimation de la température radiométrique, c'est-à-dire corrigée des effets de réflexion.

3.6.1.1 Aspects instrumentaux

D'un point de vue radiométrique, la mesure est influencée par le comportement thermique de l'optique (absorption et émission), par la sensibilité du détecteur, et par l'électronique assurant le traitement du signal (Slater, 1983). Ces perturbations étant généralement non linéaires, on utilise une gamme de plusieurs températures de référence. Par ailleurs, les systèmes embarqués présentent une évolution durant la vie orbitale. Il est donc nécessaire d'effectuer des étalonnages au cours de la mission. On peut pour cela utiliser des corps noirs embarqués ou bien le rayonnement de l'espace. Une autre possibilité est d'utiliser des surfaces terrestres homogènes comme cibles de référence. Cette méthode possède de fortes contraintes relatives à l'atmosphère (la température, la vitesse du vent, etc.). Une troisième solution est l'inter-étalonnage des capteurs. Les limitations sont alors l'équivalence spectrale, directionnelle, temporelle et spatiale des mesures considérées.

Un autre aspect radiométrique à considérer est l'influence sur la mesure des filtres utilisés, ces derniers, qui permettent de sélectionner des intervalles spectraux, sont caractérisés par leur bande passante. La mesure est alors une énergie moyenne pondérée par la sensibilité spectrale du filtre utilisé, ainsi que les grandeurs correspondantes (transmittance atmosphérique, émissivité de surface, etc.).

D'un point de vue géométrique, les déformations des images sont engendrées par l'optique de l'instrument et l'attitude du vecteur (satellite ou avion). Ces distorsions peuvent être corrigées en caractérisant l'optique dans le premier cas et en utilisant les paramètres d'attitude du vecteur dans le second cas. Néanmoins, des erreurs subsistent, entraînant des problèmes de coregistration pour l'exploitation de mesures multi-temporelles (Li et Becker, 1993) ou multi-spectrales (Seguin et al., 1999).

3.6.1.2 Aspects atmosphériques

La prise en compte des perturbations atmosphériques consiste à corriger le rayonnement mesuré des effets de réflexion, d'absorption et d'émission engendrés par la couche d'atmosphère entre la cible et le capteur. Ces perturbations sont principalement dues à la présence de vapeur d'eau, de dioxyde de carbone, et d'ozone (Lenoble, 1993). Elles peuvent générer des différences en température supérieures à 10 °C (Cooper et Asrar, 1989 ; Wukelic et al., 1989). Diverses méthodes ont été développées durant ces dernières décennies afin de corriger les conséquences de ces perturbations. On peut les distinguer selon trois catégories :

1. Ces corrections peuvent être effectuées à l'aide d'un code de transfert radiatif atmosphérique qui simule la propagation de l'énergie électromagnétique émise par la surface et l'atmosphère (Susskind et al., 1984). Cette approche nécessite la connaissance de l'état de l'atmosphère, donné généralement par radiosondages. Les résultats obtenus sont satisfaisants lorsque ces radiosondages coïncident spatialement et temporellement (Cooper et Asrar, 1989), ce qui n'est malheureusement pas toujours le cas. Une autre possibilité est alors d'utiliser des sondages de l'atmosphère effectués par capteurs, mais ça présente des limitations quant à la caractérisation des basses couches de l'atmosphère qui jouent un rôle très important dans le transfert radiatif.
2. L'utilisation de mesures multi-angulaires, appelée méthode de la sécante, permet de déterminer par différence de chemin, optique la transmittance atmosphérique (Malkevich et Gorodetsky, 1988). En supposant que la composante de réflexion par la surface est négligeable et en linéarisant le terme de transmission atmosphérique, la luminance émergente de la surface s'exprime à partir des températures de brillance mesurées et des angles zénithaux de visée correspondants.
3. La méthode dite de « *split-window* » est la plus notoire. Elle consiste à exprimer la température de surface selon une combinaison linéaire de mesures multispectrales en température de brillance T_b (Deschamps et Phulpin, 1980). En général, on considère deux canaux (T_{b1} et T_{b2}): $T_o = a_1 \times T_{b1} + a_2 \times T_{b2} + a_3$. Cette relation est obtenue par linéarisation de l'équation du transfert radiatif atmosphérique pour les deux canaux, puis élimination des termes d'absorption et d'émission. La détermination des coefficients a_1 , a_2 , a_3 a fait l'objet de nombreuses investigations (Price, 1984 ; Becker et Li, 1995 ; Kerr et al., 2005).

Des trois méthodes représentées ici, la méthode Split-Window semble à l'heure actuelle la plus robuste, mais la non connaissance de l'émissivité de surface limite sa précision, actuellement de l'ordre de 2 °C (Caselles et al., 1997).

3.6.1.2.1 Impact des caractéristiques de surface sur l'estimation de la température

Les corrections présentées au paragraphe précédent permettent d'accéder soit à une température radiométrique, soit à une température de brillance au niveau de la surface, selon la prise en compte de l'émissivité ou non. La grandeur estimée est la résultante du transfert radiatif au sein des couverts vus par l'instrument. De ce fait, elle est fonction de l'intervalle spectral utilisé, de l'angle de visée et de la trace au sol. Ces trois aspects sont intimement liés.

Par exemple, l'émissivité est fonction de l'angle de visée puisque ce dernier influe sur les proportions de sol et de végétations vues (les émissivités du sol et de la végétation sont très différentes). De même, elle est fonction de la trace au sol dont dépendent l'hétérogénéité, et donc le comportement spectral et directionnel de l'ensemble constituant la cible.

3.6.1.3 Aspect spectral

D'un point de vue spectral, les travaux portent sur l'estimation de l'émissivité pour les intervalles considérés. Cette grandeur permet de retrouver la température radiométrique, correspondant à la température thermodynamique d'un corps équivalent émettant la même énergie que la cible. En effet, la notion de température thermodynamique pour un couvert végétal n'a pas de sens à cause de l'hétérogénéité verticale et horizontale (Becker et Li, 1995 ; Norman et Becker, 1995). L'estimation de la température radiométrique est néanmoins primordiale pour plusieurs raisons. D'une part, les différences avec la température de brillance peuvent atteindre 8 °C (Oliosio, 1995), d'autre part, des corrections atmosphériques précises nécessitent la connaissance de l'émissivité.

Le problème de la détermination de l'émissivité est que si l'on dispose de N mesures multi-spectrales, il y a N+1 inconnues (N valeurs d'émissivité relatives aux N canaux et la température radiométriques). Les solutions sont alors soit d'éliminer une inconnue ou d'ajouter une équation, soit d'identifier des corrélations entre l'émissivité et des variables accessibles par télédétection. Afin de s'affranchir de l'inconnue supplémentaire, diverses méthodes ont été proposées.

3.6.1.4 Aspect directionnel

Les variations angulaires de la température de surface (température radiométrique ou température de brillance) sont la conséquence de plusieurs facteurs. Dans le cas des sols nus agricoles, le microrelief peut générer des différences de 6 °C en température de brillance pour les angles zénithaux de visée entre 0 et 60° (Verbrugge et Cierniewski, 1998). Dans le cas des surfaces cultivées et pour la même gamme d'angle, ces variations sont de l'ordre de 4°C (Lagouarde et al., 1995b). La structure d'un couvert, dont dépendent les proportions de sol nu et de végétation vus, a de fortes conséquences sur ces variations angulaires (la différence entre les températures du sol et de la végétation peut atteindre 5 à 10 °C selon les conditions d'ensoleillement, le sol nu étant plus chaud). Ainsi, un couvert épars ou une culture en rang présentera de fortes variations. La position du soleil est aussi un facteur important, qui induit en effet un phénomène « Hot-Spot » similaire à celui observé dans le visible. L'instrument, lorsqu'il est placé entre la cible et le soleil, ne perçoit que des éléments éclairés et donc plus chaud. Cela entraîne un « pic » de température.

3.6.1.5 Aspect spatial

Les mesures acquises par télédétection infrarouge thermique sont relatives à des pixels dont la taille varie d'un satellite à un autre. De ce fait, les grandeurs estimées sont des grandeurs effectives représentatives d'un milieu homogène et isotherme ne correspondant pas à la réalité (Labeled, 1990). Cet aspect a de grandes conséquences. Contrairement au domaine du visible au proche infrarouge, les processus mis en jeu ne sont pas linéaires, ce qui induit que la température effective n'est pas la moyenne des températures des éléments à l'intérieur du pixel. Cette température effective est donnée par la luminance incidente, qui est une moyenne des luminances émises par les éléments du pixel, chacune d'entre elles étant pondérée par l'angle solide dans lequel est vu l'élément (Becker et Raffy, 1987). On peut néanmoins assimiler la température mesurée à une moyenne classique, lorsque la dynamique spatiale à l'intérieur du pixel est faible (Becker et Li, 1995). Ce cas de figure n'est malheureusement pas fréquent.

Nous nous sommes intéressés, au cours des trois paragraphes précédentes, à l'influence des caractéristiques de surface sur l'estimation de la température par télédétection infrarouge thermique. Notons aussi que les facteurs climatiques et physiologiques influent sur les températures des éléments du couvert et donc sur la mesure. L'ensemble de ces effets confère une signification physique très complexe à la température mesurée, ce qui nécessite actuellement l'avènement de nouvelles techniques d'observation.

3.6.2 Bilan d'énergie et déterminisme de la température de surface

3.6.2.1 Dépendance de la température de surface avec le bilan d'énergie

La température de surface apparaît comme étant la solution de l'équation du bilan d'énergie. Celle-ci devant être respectée à chaque instant et à tout endroit, toute variation spatiale ou temporelle des paramètres de la surface ou des conditions ambiantes induit des modifications de T_o . Ainsi les variables météorologiques figurent de façon explicite dans l'équation ou en conditionnent directement plusieurs coefficients (les résistances aérodynamiques r_{ah} et celle de surface r_s dépendent de la vitesse du vent, de la température de l'air, du déficit de saturation, etc.). Il en va de même des paramètres de la surface qui apparaissent soit directement (albédo, émissivité, conductivité thermique du sol, etc.) soit par le biais des résistances (LAI, rugosité, etc.). L'état hydrique de la surface enfin conditionne plusieurs paramètres : l'albédo, la résistance r_s , la conductivité thermique du sol λ_s .

3.6.2.2 Effet du vent sur la température de surface

Une augmentation de la vitesse du vent a pour conséquence de favoriser les transferts convectifs par diminution de la résistance aérodynamique. Ceci se par une diminution de T_o en conditions diurnes (Lagouarde et al., 1996). En conditions nocturnes, les profils étant inversés, l'effet du vent est contraire, et une augmentation de sa vitesse se traduit par une augmentation de T_o (Lagouarde et al., 1996).

3.6.2.3 Effet des variations d'albédo sur la température de surface

Les surfaces présentant l'albédo le plus élevé (par exemple le gypse) apparaissent systématiquement plus froides par rapport à celles ayant les faibles valeurs d'albédo (argile par exemple). Cela tient à la plus forte réflexion du rayonnement solaire, et à la moindre énergie radiative disponible qui en résulte au niveau de la surface (Lagouarde et al., 1996).

3.6.2.4 Effet de l'évapotranspiration

La température de surface reste inférieure dans les surfaces humides par rapport aux surfaces sèches, avec un écart important qui dépasse 10 °C environ et se réduit progressivement au cours du dessèchement. T_o sur la zone humide est plus faible en raison du phénomène d'évaporation qui consomme une grande part de l'énergie radiative disponible à la surface et se révèle être un témoin plus adapté au suivi du dessèchement que l'albédo. Ce dernier

retrouve en effet dès la fin de journée la valeur qu'il avait avant l'irrigation, en raison de la formation d'une pellicule très mince de sol sec à la surface (Lagouarde et al., 1996).

3.6.3 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 États-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, les capteurs européens PRISM et américain Landsat ETM+ et ASTER 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. 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 4 : ZONE D'ETUDE ET DONNEES UTILISEES

4 ZONE D'ETUDE ET DONNEES UTILISEES

4.1 Localisation du site d'étude

Pour ce travail, nous avons choisi un site pilote qui correspond aux zones agricoles de la plaine de Habra et qui est une dépression sous-littorale d'Oran. Ce site est situé dans le nord-ouest de l'Algérie entre les longitudes 0°15 '42 'W et 0°7'6 'E et les latitudes 35° 31 '34' N et 35° 44' 30' N (Fig. 2.1), cette plaine abrite le périmètre irrigué de Mohammadia, connu par la culture des agrumes et également appelé "la plaine d'agrumes". La région choisie fait partie de l'immense plaine de la Makta (Fig. 4.1) avec une superficie de 14500 km² (Benzater et al., 2019).

4.2 Géologie du site

Communiquant par un canal étroit avec la Méditerranée avec une altitude moyenne de 40 m, la plaine de sols de Habra sont des formations sédimentaires à texture variable, alluvial-colluvial, alluvial, ou rarement colluvial, distribué en entités moins régulières et homogènes avec une salinité de 8-16 ms.cm-1 à une profondeur supérieure à 50 cm et à faible lessivage (Fellah et al., 2020).

4.3 Le climat

Le site d'étude est situé dans une zone semi-aride d'un climat méditerranéen caractérisé par une période humide et froide (Ta minimum entre 6 et 8°C) à la fin de l'automne et en hiver et une autre période sèche et chaude (Ta maximum environ 42°C) à la fin du printemps et en été. Les précipitations annuelles moyennes sont d'environ 450 mm (Elouissi et al., 2017).

4.4 Occupation des sols

En dehors des zones urbaines, la zone d'étude regroupe une partie des terres riches, occupée par l'activité agricole, et une autre impropre à la culture, réservée aux parcours pour le cheptel. L'agriculture irriguée est fort dominante dans la zone d'étude. Elle est représentée essentiellement par l'arboriculture fruitière (surtout les agrumes) et le maraîchage (surtout l'artichaut). La céréaliculture à sec (orge) vient en complément. Elle occupe une infime partie. La ressource en eau d'irrigation provient du barrage hydraulique de Fergoug.

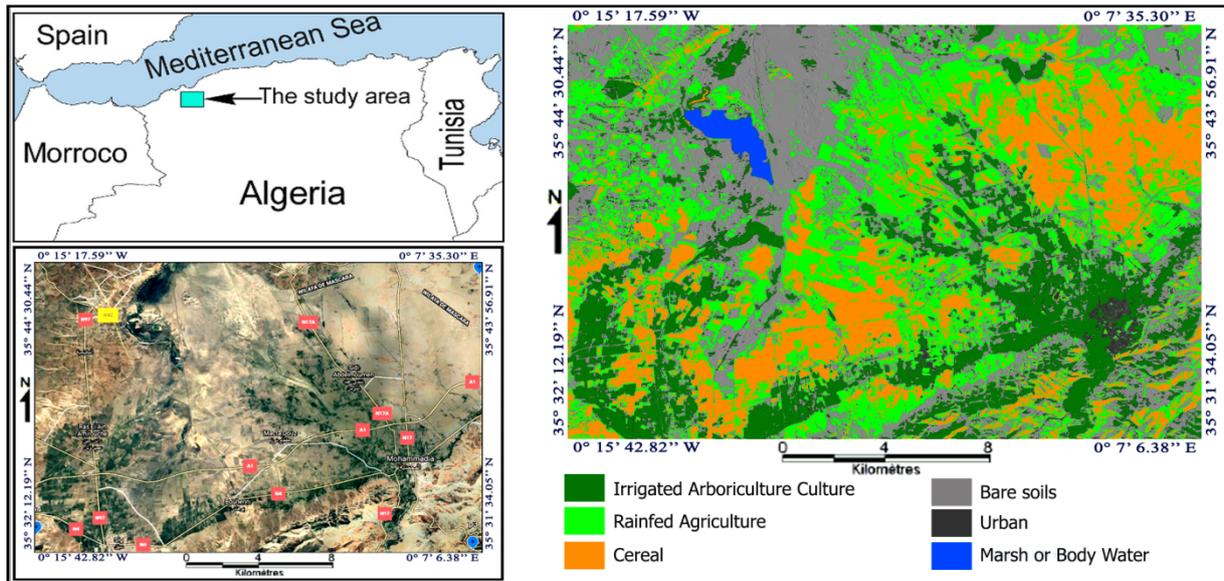


Figure 4.1. Localisation du site d'étude, utilisation des terres et couverture du sol de l'imagerie Landsat-8 acquise le 1er septembre 2014 (DOY 244).

4.5 Choix de la zone d'étude

Le choix de cette zone sélectionnée est dicté par l'existence de deux extrêmes d'eau entre terres sèches et terres humides, en particulier les marais de Macta et les parcelles irriguées de Habra, par la disponibilité de données agrométéorologiques aux stations situées sur le site d'étude, à savoir les stations Mohammadia, Shaouria, Bouhenni et Sidi Abdelmoumen, et sa topographie pratiquement plate, ce qui simplifie grandement l'application des quatre modèles.

4.6 Données utilisées

4.6.1 Données météorologiques

Les données météorologiques utilisées dans cette étude (tableau 4.1) proviennent des réseaux de l'Office national de météorologie (ONM) et de l'Agence nationale des ressources en eau (ANRH). Cependant, les données des stations météorologiques de Mohammadia, Sidi Abdelmoumen, Menasria et Shaouria sont utilisées, avec les mesures du satellite Landsat 8 Oli-Tirs, pour caractériser l'état de l'eau dans la plaine de la Habra.

Tableau4.1. Conditions météorologiques pendant l'acquisition de l'image de Landsat 8-OLI/TIRS pour les 04 jours sélectionnés.

Paramètre à 10H38 (GMT)	Unité	01/09/2014 (DOY 244)	19/10/2014 (DOY 292)	22/12/2014 (DOY 356)	12/03/2015 (DOY 071)
Humidité Relative	%	34.4	18	79	40
Température de l'air	C°	31	32.8	11.9	21.1
Rayonnement entrant O/C	W/m ²	796	647	431	740
Pression Atmosphérique	mbar	1013.2	1012.6	1024.6	1014.7
Rayonnement global	W/m ²	402	331	246	388
Vitesse du Vent	m/s	3	1.8	0.4	1.8
Transmittance Atmosphérique	-	0.73	0.71	0.75	0.77
Durée d'ensoleillement relative	-	0.83	0.81	0.62	0.69
Evapotranspiration Potentielle	mm	4.05	5.31	1.02	4.61

Les données disponibles sont :

- température de l'air à 2m à l'échelle de la minute pour les jours de tournage des satellites
- températures du sol (0,5 m et 1 m)
- précipitations quotidiennes du mois des jours de tournage satellite
- températures psychrométriques à 2 m (thermomètre humide et thermomètre sec);
- température du point de rosée
- pression de vapeur d'eau d'air
- pression atmosphérique
- l'humidité relative de l'air
- rayonnement global à intervalles horaires de jours de tournage satellite
- Vitesse du vent à 2 m.

4.6.2 Données de validation

- température de l'air à 0,5 m et 2,5 m (thermocouples en alumel chromé).
- Humidité relative à 0,5 m et 2,5 m (capteurs capacitifs Vaisala, modèle HMP35D)

4.6.3 Données satellitaires

L'utilisation de données satellitaires présente l'avantage de fournir un suivi spatio-temporel quasi quotidien de la plupart des variables de l'interface sol-végétation-atmosphère. Il s'agit de variables caractéristiques de l'atmosphère (radiatives, thermodynamiques, mécaniques), de la végétation (structurales, radiatives et physiologiques) et du sol (thermodynamiques et hydrauliques). Le jeu de données satellite comprend 04 images acquises par le capteur satellite Landsat 8 Oli-Tirs entre septembre 2014 et mars 2015.

4.6.3.1 Caractéristiques du capteur Landsat-8. (LDCM)-OLI-TIRS

(Landsat Data Continuity Mission), qui a été lancé le 11 février 2013 par une fusée Atlas V 401, est entièrement différent de la génération précédente. Sa masse au lancement est de 2623 kg et il emporte 386 kg d'hydrazine. Il utilise une plateforme stabilisée 3 axes SA-2000HP utilisé précédemment par les missions DeepSpace 1 et Coriolis. Le contrôle d'attitude utilise 3 viseurs d'étoiles, une centrale à inertie, 12 senseurs de Soleil, deux récepteurs GPS redondants et deux magnétomètres tri-axial. Les changements d'orientation sont réalisés à l'aide de 6 roues de réaction, trois magnéto-coupleurs et 8 moteur-fusée d'une poussée unitaire de 22 Newtons avec un delta-V total de 334 m/s. Les panneaux solaires sont positionnés sur une aile unique dotée d'un degré de liberté et fournissent 4300 Watts en fin de vie. Les télécommunications se font en bande X pour les données (débit 440 mégabits/s) et bande S pour la télémétrie et la réception des commandes. La capacité d'enregistrement des données de LANDSAT-8 est insuffisante pour permettre au satellite d'observer toutes les terres émergées à chaque passage. Seuls les Etats-Unis seront observés systématiquement, pour le reste du monde, le système de programmation utilisant des prévisions météorologiques devrait toutefois permettre d'observer 80% des pixels non nuageux, selon les études de la NASA.

Les instruments embarqués sont les suivants :

OLI (Operational Land Imager) est l'instrument principal. Ce radiomètre multispectral acquiert des images dans neuf bandes spectrales allant du visible au moyen infra-rouge. 7 de ces bandes spectrales étaient déjà présentes sur l'instrument ETM+ de Landsat-7, Deux canaux supplémentaires ont été ajoutés, destinés principalement à la correction atmosphérique (canal bleu à 440 nm) et à la détection des nuages (1380 nm). Enfin, les bandes dans l'infrarouge thermique sont maintenant confiées à l'instrument TIRS. La technologie utilisée sur OLI est radicalement différente de celle des instruments précédents. Le scanner à miroir oscillant (whiskbroom) est remplacé par une barrette fixe de détecteurs qui capte les données sur toute la largeur du champ optique (capteur en peigne ou pushbroom). L'instrument utilise une

technologie testée à bord du satellite expérimental EO-1. La résolution optique est de 30 mètres sur toutes les bandes sauf sur la bande panchromatique (15 m).

Tableau 4.2. Bandes spectrales du satellite Landsat 8 (Oli-Tirs)

Bandes spectrales du satellite Landsat 8 Oli-Tirs		
Bandespectrale	Longueurd'onde	Resolution
Band1–Aerosols	0,433-0,453 μm	30m
Band2–Bleu	0,450-0,515 μm	30m
Band3–vert	0,525-0,600 μm	30m
Band4–Rouge	0,630-0,680 μm	30m
Band5–Procheinfrarouge	0,845-0,885 μm	30m
Band6–MoyenInfrarouge1	1,560-1,660 μm	30m
Band7–MoyenInfrarouge2	2,100-2,300 μm	30m
Band8–Panchromatique	0,500-0,680 μm	15m
Band9–Cirrus	1,360-1,390 μm	30m
Band10–InfrarougeThermique	10,30-11,30 μm	100m
Band11–InfrarougeThermique	11,50-12,50 μm	100m

4.7 Prétraitement des images satellites

4.7.1 Correction atmosphérique dans les bandes du visible et du proche infrarouge

Les corrections radiométriques et atmosphériques ont été effectuées à l'aide du module logiciel ENVI FLAASH (Fast line-of-sightatmosphericanalysis of spectral hypercubes). Il s'agit d'une approche de correction à l'aide de tableaux de recherche en cinq dimensions (LUT) (Kaufman et al., 1997; Staenz et al., 2002), à savoir la longueur d'onde, la position des pixels, l'eau atmosphérique, l'élévation du terrain et l'épaisseur optique de l'atmosphère à 550 nm. Ce dernier est estimé en fonction de la visibilité (données météorologiques). L'algorithme de transfert radiatif Modtran 4 (Berk et al., 1999) est utilisé pour estimer la réflectance de surface.

4.7.2 Correction atmosphérique dans l'infrarouge thermique

Plusieurs méthodes existent pour corriger les données satellitaires dans le TIR des effets atmosphériques. Nous pouvons soit utiliser un code de transfert radiatif dans l'atmosphère tel que MODTRAN (Moderate Spectral AtmosphericResolution Transmittance) (Berk et al., 1999) pour estimer les différentes contributions de l'atmosphère, soit utiliser des méthodes semi-automatiques. Des études empiriques basées sur des différences d'absorption par

l'atmosphère entre deux bandes spectrales proches, c'est le cas de la méthode Split-window. Dans ce travail, nous avons choisi d'utiliser le code de transfert radiatif atmosphérique MODTRAN 4 pour corriger la luminance dans le capteur TIR Landsat.

CHAPITRE 5 : MODELES ET METHODES

5 MODELES ET METHODES

Tableau 5.1. Symboles utilisés dans cette étude

Symbol	Unit	Description
C_p	($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)	Air specific heat at constant pressure
d	(m)	Displacement height
dT	(K)	Near-surface temperature difference
e_a	(Pa)	Air vapour pressure at reference level
e_0	(Pa)	Air vapour pressure at the aerodynamic level
$e_{sat}(T_x)$	(Pa)	Saturated vapour pressure at temperature T_x
EF	–	Evaporative fraction
ET	($mm \cdot h^{-1}$)	Evapotranspiration
ET_o	($mm \cdot h^{-1}$)	Daily reference evapotranspiration
(ET_{inst})	($mm \cdot h^{-1}$)	Instantaneous evapotranspiration
(ET_i)	($mm \cdot h^{-1}$)	Daily evapotranspiration
ET_{hor}	($mm \cdot h^{-1}$)	Hourly evapotranspiration
f_c	–	Fraction cover
g	($m \cdot s^{-2}$)	Acceleration due to gravity
G	($W \cdot m^{-2}$)	Soil heat flux
H	($W \cdot m^{-2}$)	Sensible heat flux
k	–	Von Karman's constant (=0.41)
L	(m)	Monin-Obukhov length
L_{\downarrow}	($W \cdot m^{-2}$)	Incoming longwave radiation
L_{\uparrow}	($W \cdot m^{-2}$)	Emitted outgoing longwave radiation
L	(m)	Monin-Obukhov length
LE	($W \cdot m^{-2}$)	Latent heat flux
LE_s	($W \cdot m^{-2}$)	Soil latent heat flux
LE_c	($W \cdot m^{-2}$)	Canopy latent heat flux
m	–	Coefficient of the stability function
n_{sw}	–	Coefficient in r_{av}
$NDVI$	–	Normalised difference vegetation index
r, r_0	–	Surface albedo
r_a	($s \cdot m^{-1}$)	Aerodynamic resistance between the aerodynamic level and the reference level
r_{ah}	($s \cdot m^{-1}$)	Aerodynamic resistance to heat transport
r_{as}	($s \cdot m^{-1}$)	Aerodynamic resistance between the soil and the aerodynamic level
r_{av}	($s \cdot m^{-1}$)	Aerodynamic resistance between the vegetation and the aerodynamic level
r_g	($W \cdot m^{-2}$)	Net radiation over the soil
r_{sl}	($s \cdot m^{-1}$)	surface resistance to evaporation
r_x	($s \cdot m^{-1}$)	Resistance of the total surface layer boundary layer
R_g	($W \cdot m^{-2}$)	incoming shortwave radiation
R_n	($W \cdot m^{-2}$)	Total net radiation at the surface
R_{ns}	($W \cdot m^{-2}$)	Soil net radiation
R_{nc}	($W \cdot m^{-2}$)	Canopy net radiation
T_{atm}	($W \cdot m^{-2}$)	Incoming atmospheric radiation
T_s	(K)	Surface temperature
T_{sl}	(K)	Soil temperature

T_c		Canopy temperature
T_a	(K)	Air temperature
T_{aero}	(K)	Aerodynamic temperature
T_o, T_{ac}	(K)	Aerodynamic temperature of the air
T_{rad}	(K)	Radiative surface temperature
u^*	($m \cdot s^{-1}$)	Friction velocity
u_{200}	($m \cdot s^{-1}$)	Wind speed at blending height (200 m)
x_g	–	Coefficient of Soil heat flux
z_{om}	(m)	Roughness length for momentum transport
α_0	–	Coefficient in r_{av}
α_s	–	Soil albedo
α_v	–	Vegetation albedo
β	–	Evapotranspiration efficiency
β_o	–	Bowen ratio
ρ	($kg \cdot m^{-3}$)	Air density
ϕ		Priestley-Taylor parameter
ϵ_a	–	Atmosphere emissivity
ϵ_o	–	Surface emissivity
τ		Atmospheric transmittance
ϵ_s	–	Soil emissivity
ϵ_v	–	Vegetation emissivity
ϕ	–	Parameter similar to the Priestley-Taylor parameter
λ	($J \cdot kg^{-1}$)	Latent heat of vaporisation of water
γ	($kPa \cdot K^{-1}$)	Psychrometric constant
Δ	($kPa \cdot K^{-1}$)	Slope of the saturation vapor curve
σ	($W \cdot m^{-2} \cdot K^2$)	Stefan– Boltzman constant
ψ_h	–	Stability function for heat transport
ψ_m	–	Stability function for momentum transport

5.1 Détermination des paramètres d'entrée

Les radiomètres embarqués mesurent les luminances spectrales dans le visible, le proche infrarouge, le moyen infrarouge et l'infrarouge thermique au sommet de l'atmosphère; ces données élémentaires de luminance sont converties en albédo (r), indice de végétation (NDVI) et température de surface (T_s). Les données utilisées sont des images Landsat- 8 Oli-Tirs. Les bandes spectrales des deux capteurs sont fournies en comptes numériques (codés sur 8 bits) qui sont transformés en luminances spectrales exo-atmosphériques ($L^{\uparrow sat}(\lambda)$) dans les domaines optique et thermique. Nous utilisons la formule linéaire :

$$L^{\uparrow sat}(\lambda) = A \cdot CN + B \quad (5.1)$$

(CN = le nombre numérique et A et B = les coefficients d'étalonnage). Les luminances spectrales sont converties après correction des effets atmosphériques en réflectance de

surface, puis ce dernier est utilisé pour calculer l'albédo (r) et l'indice de végétation (NDVI).

5.1.1 Albédo de surface

L'albédo (r) est calculé selon la formule adaptée (pour Landsat8) proposée par S. LIANG et al. (2002) :

$$r = 0,356.r_2 + 0,13.r_4 + 0,373.r_5 + 0,085.r_6 + 0,072.r_7 - 0,0018 \quad (5.2)$$

Où r_2 , r_4 , r_5 , r_6 et r_7 sont respectivement les réflectances dans les canaux 2, 4, 5, 6 et 7 de Landsat-8.

Formule originale :

$$r = 0,356.r_1 + 0,13.r_3 + 0,373.r_4 + 0,085.r_5 + 0,072.r_7 - 0,0018 \quad (5.3)$$

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 de Landsat-7.

5.1.2 L'indice de végétation

L'indice de végétation a été calculé à partir de la réflectance de surface en rouge et proche infrarouge. Les valeurs obtenues pour une surface terrestre sont significatives et correspondent à la réalité physique (0 - 1) (fig. 5.1), contrairement à celles obtenues à partir de comptes numériques. On a calculé l'indice de végétation normalisé à l'aide de la formule (Rouse et al., 1974)

$$NDVI = \frac{NIR-R}{NIR+R} \quad (5.4)$$

$$NDVI = \frac{r_5-r_4}{r_5+r_4} \quad (5.5)$$

Indice de Végétation Normalisé (NDVI)

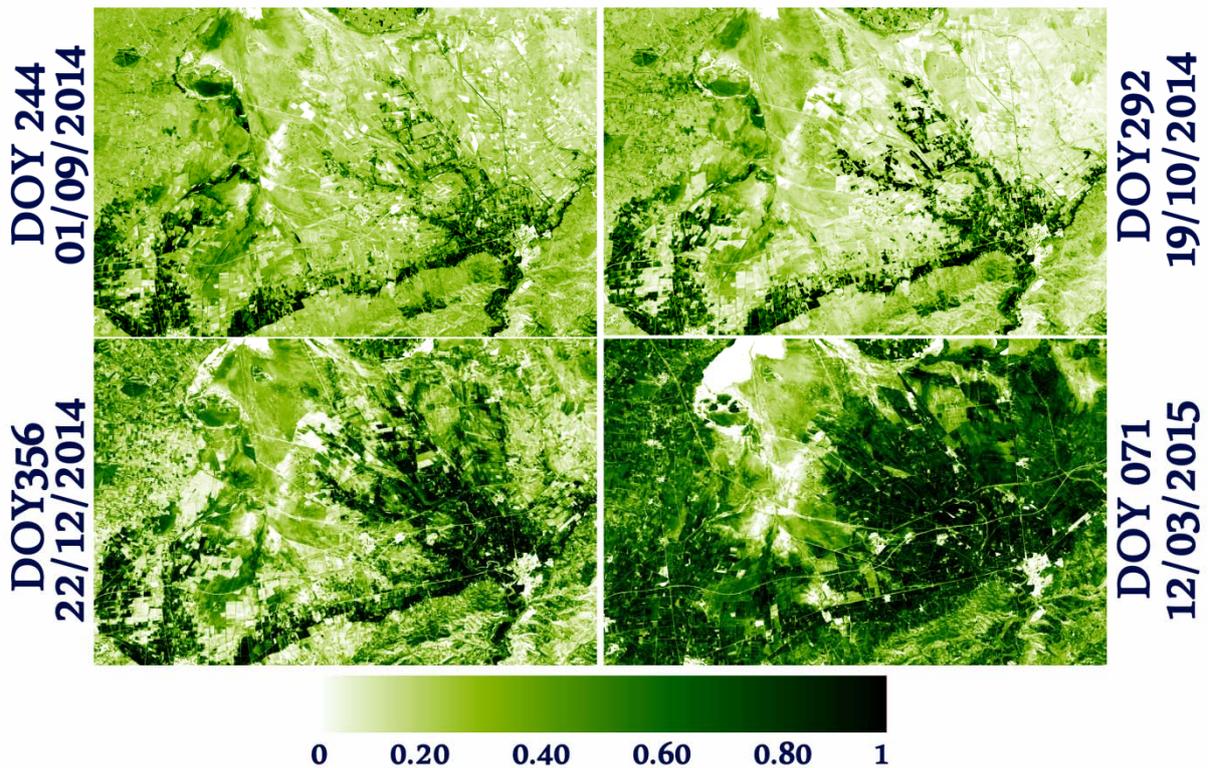


Figure 3.1. Evolution spatio-temporelle de l'Indice de Végétation Normalisé (NDVI) modélisée pour les jours (01/09/2014, 19/10/2014, 22/12/2014, 12 / 03/2015).

5.1.3 Température de surface

Dans l'infrarouge thermique ($L_{\downarrow \text{atm}}(\lambda)$), les luminances spectrales sont calculées à l'aide de la formule suivante (Barci et coll., 2005) :

$$L_{\uparrow \text{sat}}(\lambda) = [\varepsilon_0 L_{\lambda}(T_s) + (1 - \varepsilon_0) L_{\downarrow \text{atm}}(\lambda)] \cdot \tau_{\lambda} + L_{\uparrow \text{atm}}(\lambda) \quad (5.6)$$

Où $L_{\lambda}(T_s)$ = luminance spectrale de la surface, τ_{λ} = transmissivité spectrale de l'atmosphère, $L_{\downarrow \text{atm}}(\lambda)$ = rayonnement atmosphérique reçu par la surface, $L_{\uparrow \text{atm}}(\lambda)$ = rayonnement reçu par le capteur et ε_0 = émissivité de surface estimée en fonction de l'indice de végétation NDVI à l'aide de la formule (Van De Griend et Owe., 1993) :

$$\varepsilon_0 = 1.0094 + 0.047 \cdot \ln(\text{NDVI}) \quad (5.7)$$

Les paramètres atmosphériques (τ_{λ} , $L_{\downarrow \text{atm}}(\lambda)$ and $L_{\uparrow \text{atm}}(\lambda)$) sont calculés à l'aide d'un calculateur en ligne des paramètres de correction atmosphérique (Barsi et al., 2005). Ces paramètres permettent de déduire les luminances spectrales propres de la surface $L_{\lambda}(T_s)$ par inversion de l'équation (5.7). Les températures de surface (T_s) sont

finaleme nt obtenues en fonction de ces luminances en utilisant la formule de Planck (Chander et al., 2009) :

$$T_s = \frac{1321.08}{\ln\left(\frac{774.89}{L_\lambda(T_b)} + 1\right)} \quad (5.8)$$

5.2 Le modèle METRIC (Mapping Evapotranspiration at High resolution with Internalized Calibration)

Comme tous les modèles résiduels, METRIC estime l'évapotranspiration sur la base de la résolution de l'équation du bilan énergétique, le flux de chaleur latent (LE) comme terme résiduel :

$$LE = R_n - G - H \quad (5.9)$$

Le rayonnement net est le bilan des différentes formes d'échange radiatif. Il est calculé à l'aide d'une formule :

$$R_n = (1 - r) \cdot R_g + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (5.10)$$

Pour calculer (R_n), nous devons estimer les termes suivants : le rayonnement global incident R_g (obtenu à partir d'observations météorologiques); ces données nous ont permis d'estimer la transmissivité (τ) de l'atmosphère (qui représente la capacité de l'atmosphère à transmettre le rayonnement solaire). Émission par la surface L_{\uparrow} obtenue par l'expression Stephan-Boltzman ($L_{\uparrow} = \epsilon T_s^4$), en utilisant la température de surface (T_s) et l'émissivité de surface (ϵ). Rayonnement atmosphérique à ondes longues L_{\downarrow} , utilisant la température de l'air T_a et l'émissivité de l'atmosphère. Ce dernier est calculé en fonction de la transmissivité de l'atmosphère (τ) selon l'expression (Bastiaanssen et al., 1998):

$$\epsilon = 1,08 \cdot (\log \tau) + 0,265 \quad (5.11)$$

Le flux de chaleur du sol G est calculé à partir d'une formule empirique (Bastiaanssen et al., 2000) :

$$G = ((T_s - 273.15) \cdot (0,0038 + 0,0074(r_o) (1 - 0,98(NDVI)^4)) \cdot R_n \quad (5.12)$$

qui tient compte de la température de surface (T_s), de l'albédo (r_o), de l'indice de végétation (NDVI) et du rayonnement net (R_n). Pour les données Landsat-8 (acquis

vers 10h30 GMT). Le flux de chaleur sensible (H) est calculé en fonction de la différence entre T_{aero} et la température de surface (identique à celle sur la hauteur de rugosité thermique de Z_{oh}) et celle de T_a :

$$H = [(\rho \cdot Cp) / R_{ah}] \cdot (T_{aero} - T_a) \quad (5.13)$$

ρ = densité de l'air à pression constante, Cp = chaleur spécifique de l'air à pression constante, R_{ah} = résistance au transfert turbulent.

Dans le modèle METRIC, le flux de chaleur sensible (H) est calculé 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 $Z_1 = 0, 1$ et $Z_2 = 2m$ au-dessus de la surface) qui est une fonction de T_s :

$$H = [(\rho \cdot Cp) / r_{ah}] \cdot dT \quad (5.14)$$

r_{ah} est déterminé entre deux niveaux atmosphériques Z_1 et Z_2 en utilisant une vitesse du vent U_{200} , obtenue par extrapolation, à la hauteur de mélange Z_b (généralement entre 50 et 200 m au-dessus de la surface) et une procédure itérative pour la correction des stabilités atmosphériques au transfert de chaleur et au transfert de momentum, basée sur la théorie MONIN-OBUKHOV (Paulson, 1970). Dans ce travail, une hauteur de mélange Z_b de 200 m a été utilisée. La différence dT entre les températures T_1 et T_2 est calculée en utilisant la fonction linéaire de T_s :

$$dT = (a \cdot T_s) + b \quad (5.15)$$

Les coefficients (a) et (b) sont calculés empiriquement à l'aide du triangle du diagramme de dispersion généré par le diagramme de dispersion de l'indice de végétation NDVI et des températures de surface T_s (Khaldi et al., 2011). Sur les sols nus avec une température de surface élevée nous identifions des pixels secs et sur avec une couverture de végétation dense et une basse température nous identifions des pixels humides. Ensuite, H sec (H_s) et H humide (H_h) sont calculés à l'aide de l'équation du bilan énergétique, comme suit :

$$H_h = (R_n - G)_h - LE_h \quad (5.16)$$

$$H_s = (R_n - G)_s - LE_s \quad (5.17)$$

Dans ces deux équations, H_s = flux de chaleur sensible pour les pixels secs et H_h = flux de chaleur sensible pour les pixels humides. Un pixel sec est caractérisé par un flux de chaleur latent (LE_s) = 0 et $H = (R_n - G)$. Pour un pixel humide, le flux de chaleur latent (LE_{hor}) = valeur horaire de l' ET_r d'évapotranspiration de référence (Allen et al., 1998) multiplié par un coefficient empirique de 1,05. Le choix de ce coefficient est dicté principalement par l'hypothèse qu'un pixel humide (entièrement couvert par la végétation) a généralement un taux d'évapotranspiration supérieur de 5 % à l' ET_r , en raison de la présence de sol humide sous couvert, ce qui augmentera légèrement l'évapotranspiration totale (Allen et coll., 2007). La détermination de H_s et H_h permet, par inversion de l'équation (9), de déduire la différence des températures T_1 et T_2 des pixels secs (dT_s) et celle des pixels humides (dT_h). Les coefficients (a) et (b) de l'équation (5.15) sont calculés en utilisant l'ajustement d'une ligne passant par les deux paires de valeurs d_T et T_s , correspondant aux pixels secs et humides. L'utilisation de l'expression (H) permet alors d'estimer le flux de chaleur sensible et latent. Ce dernier doit permettre d'interpréter plus précisément l'attitude de la surface par rapport à la contrainte hydrique. Cependant, ses valeurs dépendent fortement des conditions de son estimation. Des indicateurs de stress hydrique peuvent être déduits tels que la résistance de surface à l'évaporation (r_s), le paramètre de Priesley Taylor (α) et la fraction d'évaporation (E_T).

Le flux de chaleur latente (LE) est ensuite converti en évapotranspiration instantanée (ET_{inst}) (exprimée en mm/h convertit de secondes en heures) en utilisant la formule suivante :

$$ET_{inst} = (3600 / (\rho \cdot \lambda)) \cdot LE \quad (5.18)$$

ρ = densité de l'eau ($\sim 1 \text{ kg} / \text{m}^3$), λ = chaleur latente de la vaporisation de l'eau ($\sim 2,45 \times 10^6 \text{ J} / \text{kg}$ à 20°C).

La fraction d'évapotranspiration de référence (ET_{rF}) est calculée à partir du rapport ET_{hor} et ET_r . Il est considéré comme semblable à celui qui est intégré pendant la journée (Gentine et al., 2011), (ET_j) est calculé à partir de l'expression (Allen et al., 2007) :

$$ET_j = ET_{rF} \cdot ET_o \quad (5.19)$$

Où les valeurs sont exprimées en mm/j et où ET_0 est l'évapotranspiration de référence quotidienne (mm/j) qui est calculée par l'équation de Penman-Monteith (Allen et al., 1998) à l'aide de données conventionnelles fournies par la station météorologique (fig. 5.2).

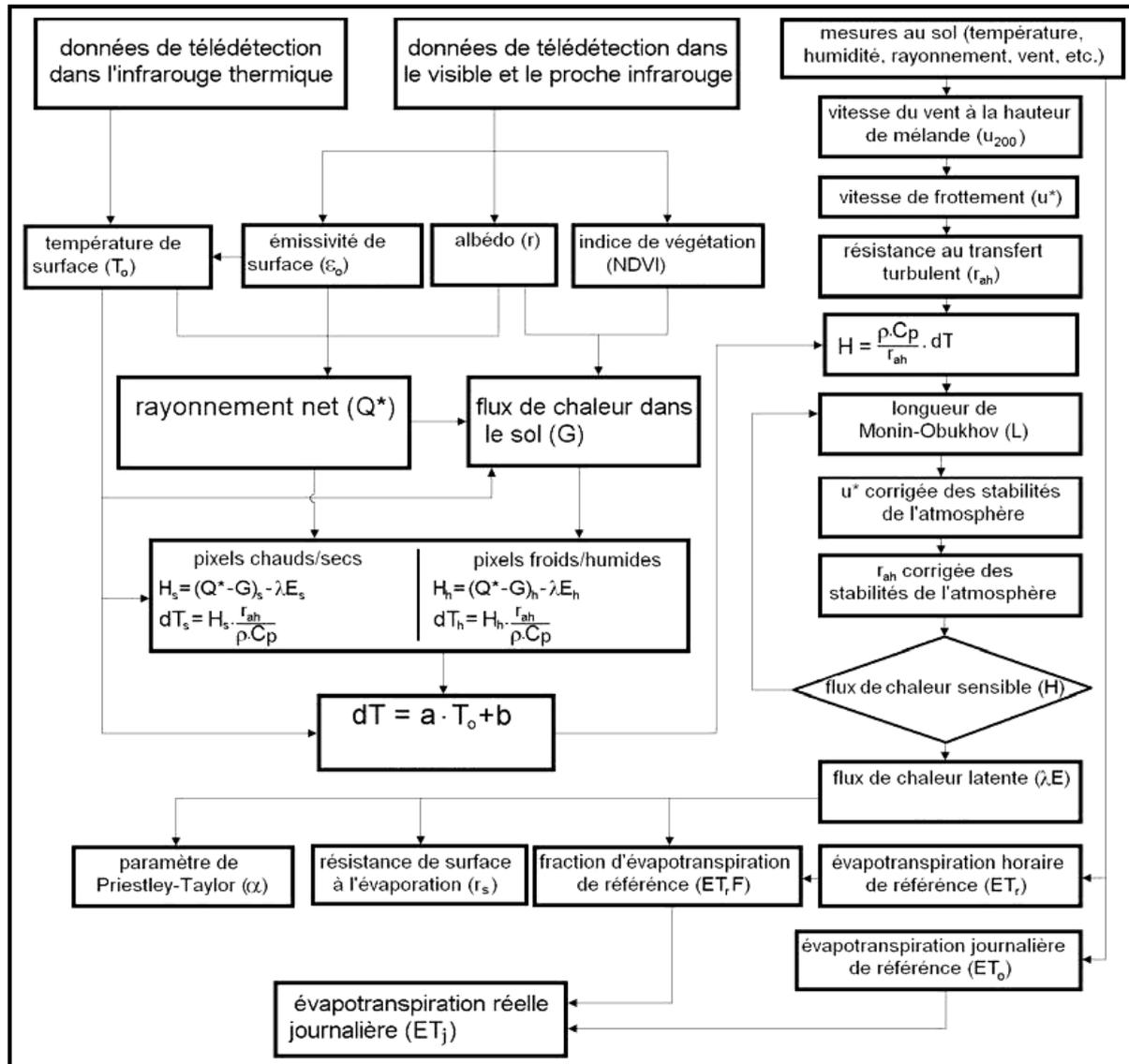


Figure 5.2. Organigramme du modèle METRIC pour la spatialisation de l'évapotranspiration et flux énergétiques de surface (Hamimed 2014).

5.3 Le modèle TIM (Trapezoid Interpolation Model)

Contrairement aux modèles qui utilisent l'équation du bilan énergétique pour estimer le flux de chaleur latent, et en raison de la complexité de l'estimation du flux de chaleur sensible (H), le TIM est un modèle contextuel à une couche basé sur une méthode d'interpolation simple utilisant des paramètres mesurables avec la

télétection proposée par (Jiang et Islam., 2001) qui établit un lien entre l'énergie disponible ($R_n - G$) et le flux de chaleur latent, ce qui est comparable à l'équation Priestley-Taylor :

$$LE = \phi \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (5.20)$$

où ϕ est un paramètre similaire au paramètre de Priestley-Taylor, (γ) est la constante psychrométrique, généralement égale à $0,66 \text{ mbar.K}^{-1}$ et Δ est le dérivé de la pression de vapeur par rapport à la température de l'air T_a (Crago et Brutsaert., 1992). Le point clé du modèle TIM est l'interprétation de la forme trapézoïdale du diagramme de dispersion résultant de l'interpolation entre la température de surface (T_s) et l'indice de végétation (NDVI), (Fig. 5.3). Quatre points du trapèze (couverture végétale sèche, couverture végétale humide, sol sec nu et sol humide nu) représentent les deux limites en termes de température de surface et de taux de couverture végétale, où ils sont déterminés dans nos travaux expérimentaux. Le rayonnement net (R_n) a été calculé à l'aide de la formule suivante (Allen et al., 1998) :

$$R_n = (1 - r) \cdot R_g + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (5.21)$$

G est calculé à l'aide d'une approche empirique proposée par (Moran et al., 1989) :

$$G = 0.583 \cdot \exp(-2.13 \cdot \text{NDVI} \cdot R_n) \quad (5.22a)$$

In the case where the $\text{NDVI} < 0$ the formula then becomes:

$$G = 0.583 \cdot R_n. \quad (5.22b)$$

Le paramètre Φ est déterminé sur la base de l'interprétation de la forme trapézoïdale du diagramme de dispersion entre la température de surface T et l'indice de végétation NDVI (Fig. 5.3) selon (Stisen et al. 2008) par l'expression :

$$\Phi = \frac{T_s - T_{smin}}{T_{smax} - T_{smin}} \cdot (\Phi_{max} \Phi_{min}) \cdot \Phi_{min} \quad (5.23)$$

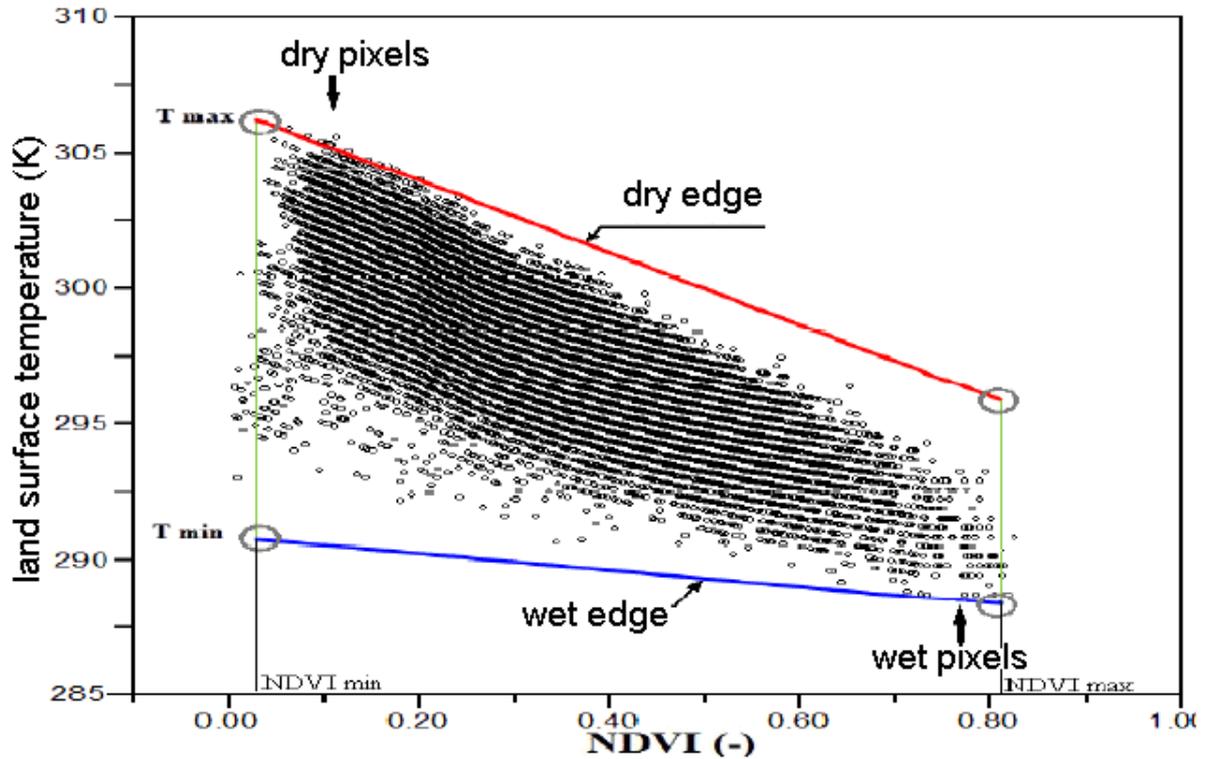


Figure 3.3. Illustration de la méthode trapézoïdale utilisée pour identifier les pixels humides et secs (Hamimed et al., 2016).

Φ min est la valeur minimale que le paramètre (Φ) prend. Il est déduit selon la fraction de couverture végétale (f_c) par :

$$\Phi_{min} = \Phi_{max} \cdot f_c \quad (5.24)$$

$$\text{ou } \Phi_{max} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta} \quad (5.25)$$

$$\text{et } f_c = \left[\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right]^2 \quad (5.26)$$

5.4 Le modèle TSEB (Two-Source Energy Balance)

Contrairement aux approches à couche unique METRIC et TIM qui utilisent la température de surface comme indicateur relatif pour différencier les pixels secs et humides et interpoler entre les deux limites, pour interpréter la température de surface par rapport au bilan énergétique, Le modèle TSEB adopte une approche plus physique (Choi et al., 2009) et sépare la surface de la terre en deux composantes : la surface du sol et la végétation, la température de surface est répartie à l'angle du zénith dans les contributions du sol et de la canopée à l'aide de l'équation :

$$Trad(\varphi) = [fc(\varphi) Tc^4 + (1 - fc(\varphi)) Ts^4]^{\frac{1}{4}} \quad (5.27)$$

Lorsque T_c = température du couvert, T_s = température du sol et $fc(\varphi)$ est la fraction du couvert ($fc = 1 - \exp(-0,5(LAI))$). Par conséquent, le flux de chaleur sensible H (sol et végétation) est calculé :

$$H = H_C + H_S \quad (5.28)$$

$$H_C = \rho C_p \frac{T_c - T_{ac}}{R_x} \quad (5.29) \quad \text{et} \quad H_S = \rho C_p \frac{T_s - T_{ac}}{R_s} \quad (5.30)$$

$$H = \rho C_p \frac{T_{ac} - T_a}{R_a} \quad (5.31)$$

T_{ac} = température aérodynamique de l'air, R_a = résistance aérodynamique au transfert de chaleur entre la voilure et la surface, R_x = résistance de la couche limite totale de la couche de surface (Kustas et Norman., 1999). Deux bilans énergétiques sont calculés séparément pour le sol et la végétation :

$$R_n = R_{n_s} + R_{n_c} = H + LE + G \quad (5.32)$$

$$R_{n_s} = H_s + LE_s + G \quad (5.33)$$

$$R_{n_c} = H_c + LE_c \quad (5.34)$$

H_s et le H_c sont des flux de chaleur sensibles séparés entre le sol et la végétation, le R_{n_s} et la R_{n_c} sont le rayonnement net pour le sol et la végétation. Le flux de chaleur latente (LE_c) de la végétation est calculé à partir de l'équation de Priestley-Taylor :

($LE_c = 1,26 \cdot f_g(\Delta) / (\Delta + \gamma) R_{n_c}$). Le flux de chaleur latent dans le sol ($LE = R_{n_s} + G + H_s$) est calculé comme un résidu du bilan énergétique (G) calculé en utilisant la fraction du R_{n_s} ($G \approx 0,35 \times R_{n_s}$ Choudhury et al., 1987). TSEB utilise des données météorologiques et de télédétection (fig. 3.4) afin de calculer les températures du sol et de la végétation pour enfin calculer les flux d'énergie de surface, Cependant, il reste sensible à l'incertitude des températures de surface provoquées par la qualité des capteurs ainsi que les erreurs d'émissivité dues à la correction atmosphérique.

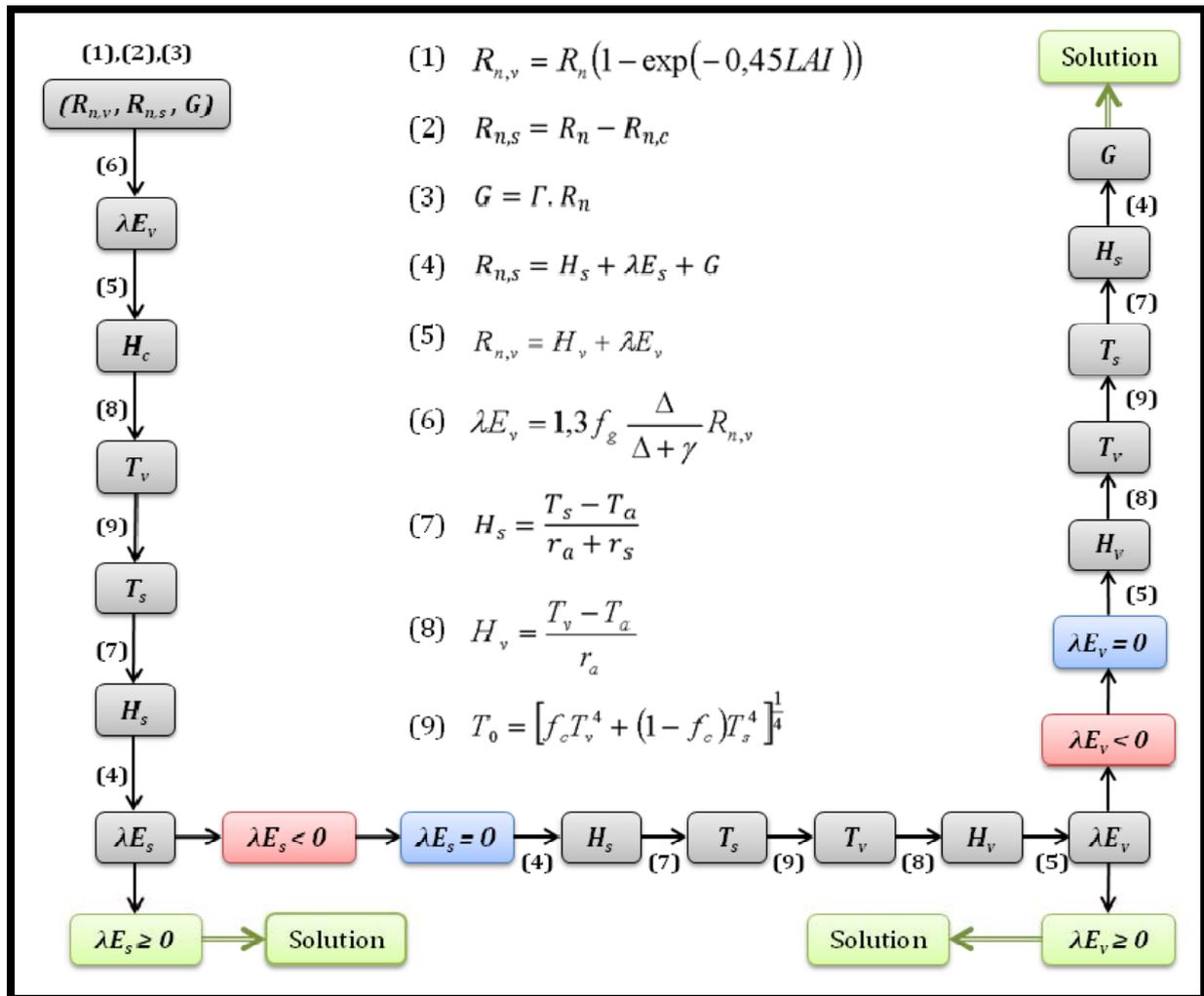


Figure 3.4. Schématisation de l’algorithme de résolution des bilans d’énergie aux deux interfaces solatmosphère et végétation-atmosphère du modèle TSEB (Chirouze 2014).

5.5 Le modèle SPARSE (Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration)

Articulé sur la logique du modèle TSEB et des formulations à la pointe des échanges turbulents et radiatifs, le modèle SPARSE est un modèle à deux sources avec deux versions (série et parallèle) qui estime l’évaporation du sol et la transpiration de la végétation séparément en estimant les composantes du bilan énergétique du sol et de la végétation, mais contrairement au TSEB, l’algorithme SPARSE utilise le Penman-Formule de Monteith plutôt que celle de Priestley-Taylor pour l’estimation de la transpiration potentielle applicable dans les zones semi-arides (Colaizzi et al., 2012) en raison du coefficient (=1,3) de Priestley-Taylor qui sous-estime la transpiration et

surestime l'évaporation. SPARSE est une linéarisation de toutes les équations de bilan énergétique.

5.5.1 Mode prescrit et mode de récupération

Le modèle SPARSE est basé sur la même logique de modèles monocouches tels que SEBAL, METRIC et SEBS pour l'identification de sites extrêmement secs et extrêmement humides en mode "prescrit" afin de fournir les limites théoriques (les conditions de contrainte avec un flux de chaleur sensible sont au maximum) et (les conditions potentielles où le flux de chaleur latent est au maximum), ces deux limites servent à encadrer le deuxième mode de "récupération" qui utilise la température de surface radiative T_{rad} pour estimer les flux d'énergie de surface (fig. 5.5).

5.5.2 Version série "Layer" et version parallèle "Patch"

Comme TSEB, SPARSE propose deux versions "Layer" et "Patch", la version « Layer » offre un couple sol-végétation étroitement lié à un système de résistance en série avec une température unique au niveau aérodynamique, la version « Patch » offre un système « atmosphère sol » indépendant de la Système de « végétation atmosphérique » avec deux températures aérodynamiques (Fig. 5.6).

Les flux d'énergie et la température radiative de surface sont exprimés pour les deux versions :

$$\begin{cases} Rn_s = G + H_s + LE_s & (5.35) \\ Rn_v = H_v + LE_v & (5.36) \\ H = H_s + H_v & (5.37) \\ LE = LE_s + LE_v & (5.38) \\ G = 0.35 \times Rn_s & (5.39) \end{cases}$$

5.5.2.1 La version série « Layer »

$$\left\{ \begin{array}{l} H_s = \rho c_p \frac{T_s - T_0}{r_{as}} \end{array} \right. \quad (5.40)$$

$$H_v = \rho c_p \frac{T_v - T_0}{r_{av}} \quad (5.41)$$

$$H = \rho c_p \frac{T_0 - T_a}{r_a} \quad (5.42)$$

$$LE_s = \frac{\rho c_p}{\gamma} \beta_s \frac{e_{sat}(T_s) - e_0}{r_{as} + r_{ssmin}} \quad (5.43)$$

$$LE_v = \frac{\rho c_p}{\gamma} \beta_v \frac{e_{sat}(T_v) - e_0}{r_{av} + r_{vvmin}} \quad (5.44)$$

$$LE = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_0 - e_a}{r_a} \quad (5.45)$$

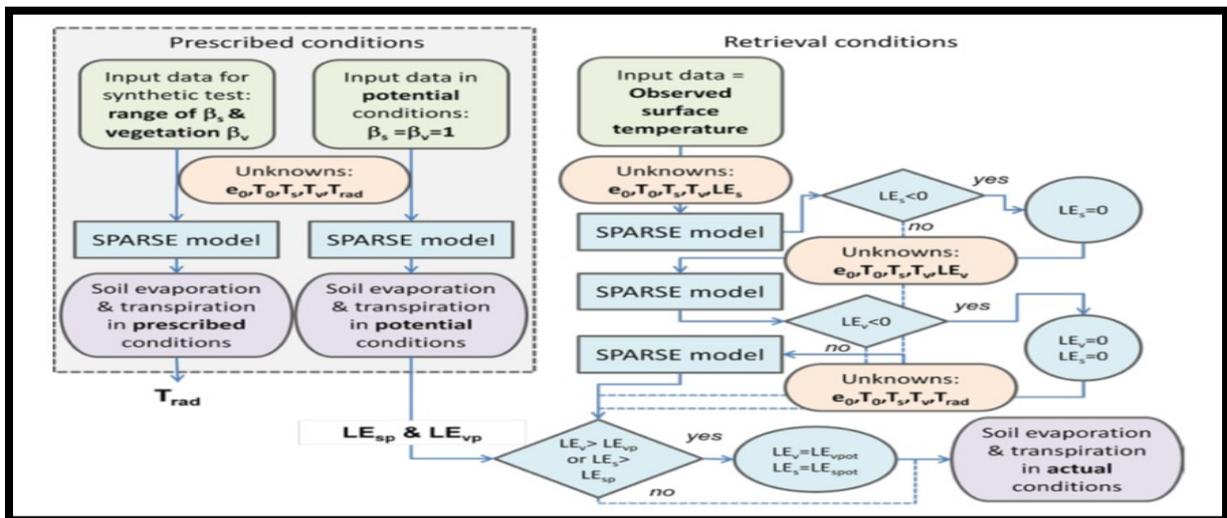


Figure 5.5. Logigramme de l’algorithme SPARSE dans des conditions prescrites et de récupération (Boulet et al, 2015).

5.5.2.2 La version Parallèle « Patch »

$$\left\{ \begin{array}{l} H_s = (1 - f_c) \rho c_p \frac{T_s - T_a}{r_{as} + r_a} \quad (5.46) \\ H_v = f_c \rho c_p \frac{T_v - T_a}{r_{av} + r_a} \quad (5.47) \\ H = \rho c_p \frac{T_0 - T_a}{r_a} \quad (5.48) \\ LE_s = (1 - f_c) \frac{\rho c_p}{\gamma} \beta_s \frac{e_{sat}(T_s) - e_a}{r_{as} + r_{ssmin} + r_a} \quad (5.49) \\ LE_v = f_c \frac{\rho c_p}{\gamma} \beta_v \frac{e_{sat}(T_v) - e_a}{r_{av} + r_{vmin} + r_a} \quad (5.50) \\ LE = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_0 - e_a}{r_a} \quad (5.51) \end{array} \right.$$

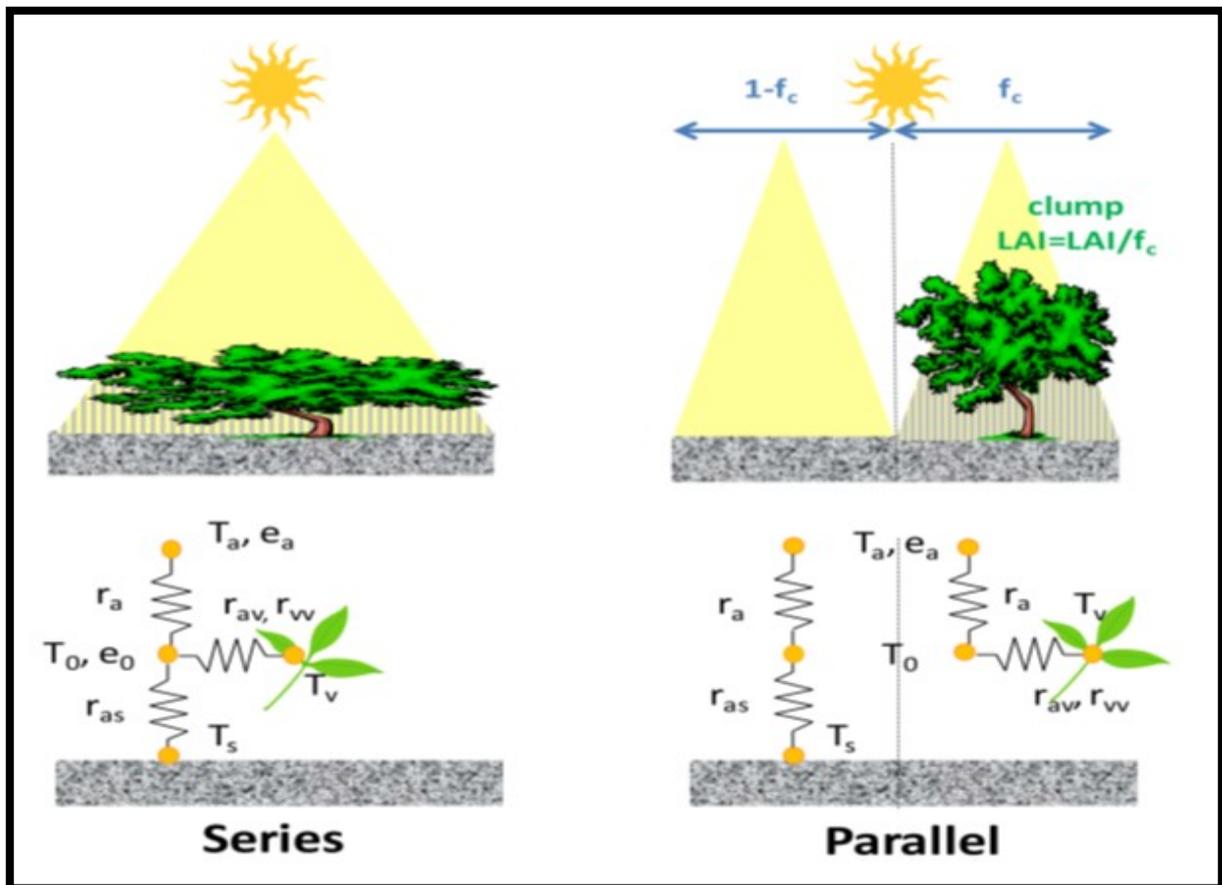


Figure 5.6. Diagramme montrant les approches du modèle en série et en parallèle (Boulet et al, 2015).

5.6 La méthode du rapport de Bowen « BREB » (Bowen Ratio Energy Balance)

Dans ce travail et pour la validation des données simulées par les quatre modèles, nous avons calculé le flux de chaleur latente par la méthode du bilan énergétique du rapport

Bowen (BREB) à partir de mesures à deux niveaux (0,5 et 2,5 m au-dessus de la surface) de la température de l'air à l'aide de chromel-thermocouples alumel et humidité relative à l'aide de sondes capacitives Vaisala (modèle HMP35D). En général, la méthode BREB présente une incertitude d'environ 20 % (Kustas et Norman., 1999).

$$\beta = \frac{H}{LE} \cong \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (5.52)$$

H is the sensible heat flux, LE is the latent heat flux, ΔT and Δe are the temperature and vapour pressure gradient respectively, between the two levels of measurements.

we use the calculated Bowen ratio to derive the sensible and latent heat fluxes:

$$H = \frac{\beta(Rn-G)}{1+\beta} \quad (5.53)$$

$$LE = \frac{(Rn-G)}{1+\beta} \quad (5.54)$$

5.7 Estimation de l'évapotranspiration Instantané

$$ET_{inst} = (3600 / (\rho \cdot \lambda)) \cdot LE \quad (5.55)$$

ρ = densité de l'eau ($\sim 1 \text{ kg} / \text{m}^3$), λ = chaleur latente de la vaporisation de l'eau ($\sim 2,45 \times 10^6 \text{ J} / \text{kg}$ à 20°C).

5.8 Estimation de la fraction d'évaporation

$$Ef = \frac{LE}{(Rn-G)} \quad (5.56)$$

5.9 Estimation de l'évapotranspiration réelle Journalière

$$ETr24 = (Ef \times Rn24 \times 3600 \times 24 / (2.45 \times 10^6)) \quad (5.57)$$

Ou Rn24 est le rayonnement net journalier.

5.10 Estimation de l'humidité Relative du Sol

$$HRS = \exp(Ef-1./0.42) \quad (5.58)$$

5.11 Estimation de l'Indice de Stress Hydrique

$$SH = 1 - \frac{LE}{(Rn-G)} \quad (5.59)$$

CHAPITRE 6 : RESULTATS ET DISCUSSION

6 RESULTATS ET DISCUSSION

Dans ce travail, la simulation de l'équation de bilan énergétique par les quatre modèles METRIC, TIM, TSEB et SPARSE nous offre la possibilité de démontrer que les paramètres de surface, à savoir l'albédo, l'indice de végétation et la température de surface, obtenus à partir de données de télédétection optique, infrarouge proche, moyen et thermique, permet de simuler le flux de chaleur latent (LE), estimé pour METRIC comme terme résiduel de l'équation de bilan énergétique, estimé pour TIM directement à l'aide de l'équation de Priestley-Taylor et estimation pour TSEB et SPARSE en calculant séparément le flux de chaleur latent des LE_D de végétation et des LE_D de sol. Pour évaluer le rendement des résultats des quatre modèles, deux mesures statistiques ont été utilisées : l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et le BIAIS. Pour la validation des résultats de sortie du modèle et en l'absence de moyens de validation à grande échelle, le flux de chaleur latent simulé de l'EJ n'est pas précis et nécessite une attention particulière (Hamimed et al., 2014). Dans notre travail, nous avons utilisé la méthode du rapport Bowen (03 valeurs (Pixels) pour les quatre jours, le premier point caractérisé par une végétation dense, le second par une végétation modérée, le troisième par un sol nu) mesuré au sol pour le flux de chaleur latente. Ces valeurs ont été comparées à celles obtenues des quatre modèles, en notant que ce type de validation ne garantit pas que le modèle fournit un flux fiable pour tous les types de surface (Choi et al., 2009, Khaldi et al., 2011).

6.1 Température de Surface

La température de surface (T_s) a une influence majeure sur l'estimation du flux de chaleur latent (LE) auquel ils sont liés par l'équation du bilan énergétique de surface, il est essentiel d'acquérir l'information sur l'humidité du sol nécessaire dans plusieurs domaines, y compris un grand projet d'irrigation à grande échelle (agriculture de masse). La corrélation entre la température de surface (T_s) du satellite (Landsat-8 Oli-Tirs) et celle mesurée au sol, obtenue par un radiomètre infrarouge d'Apogee (IRTS-P), a montré des résultats fiables avec un R^2 de 0,96. La température de surface simulée T_s est légèrement sous-estimée par rapport à la température de surface mesurée, avec un RMSE de 3,45 (k) et un biais de -3,36 (k) (Fig. 6.1). Les erreurs de

température enregistrées sont presque identiques aux valeurs signalées dans les études précédentes, avec un RMSE d'environ 2,8 à 4,2 (k) (Timermans et al., 2007; Consoli et Vanella et al., 2014; Madugundu et al., 2017; Zou et al., 2018; Santos et al., 2020; Fellah et al., 2020). Signalant que pour notre site d'étude, les T de température de surface, les sols nus (pixels secs) sont caractérisés par des valeurs élevées, tandis que pour la végétation dense des sols irrigués (pixels humides) sont caractérisés par des valeurs faibles (**tableau 6.1**).

Tableau 6.1 - Instantaneous average values of surface parameters above dry and wet pixels in study area.

Parameter	Unit	01/09/2014 (DOY 244)		19/10/2014 (DOY 292)		22/12/2014 (DOY 356)		12/03/2015 (DOY 071)	
		PixelSec	PixelHum	PixelSec	PixelHum	PixelSec	PixelHum	PixelSec	PixelHum
NDVI	-	0.08	0.70	0.9	0.73	0.12	0.75	0.11	0.79
Albedo	-	0.32	0.21	0.29	0.16	0.20	0.15	0.27	0.21
Emissivité de Surface	-	0.92	0.99	0.91	0.99	0.90	0.99	0.91	0.99
Température de Surface	K	334.1	307.3	325.6	297.4	298.9	283.4	329.6	303.5
Différence de Température de l'Air près de la Surface	K	2.34	0	2.22	0	2.42	0	3.51	0
Vitesse de Frottement	s/m	0.30	0.37	0.26	0.29	0.25	0.28	0.35	0.42
Longueur de Monin-Oubukhov	m	-34.1	-825.6	-13.8	-769.4	-10.9	-730.2	-13.8	390.1
Résistance aérodynamique au transfert de chaleur	s/m	20.5	17.3	19.1	16.6	22.4	26.1	15.3	18.1

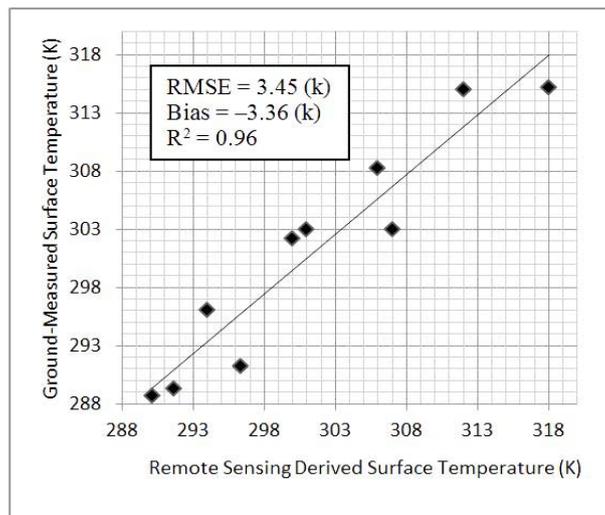


Figure 6.1. Comparaison entre la température de surface (T_s) mesurée au sol et celle simulée dans la journée du 1^{er} septembre 2014 (DOY 244).

Temperature de Surface (K)

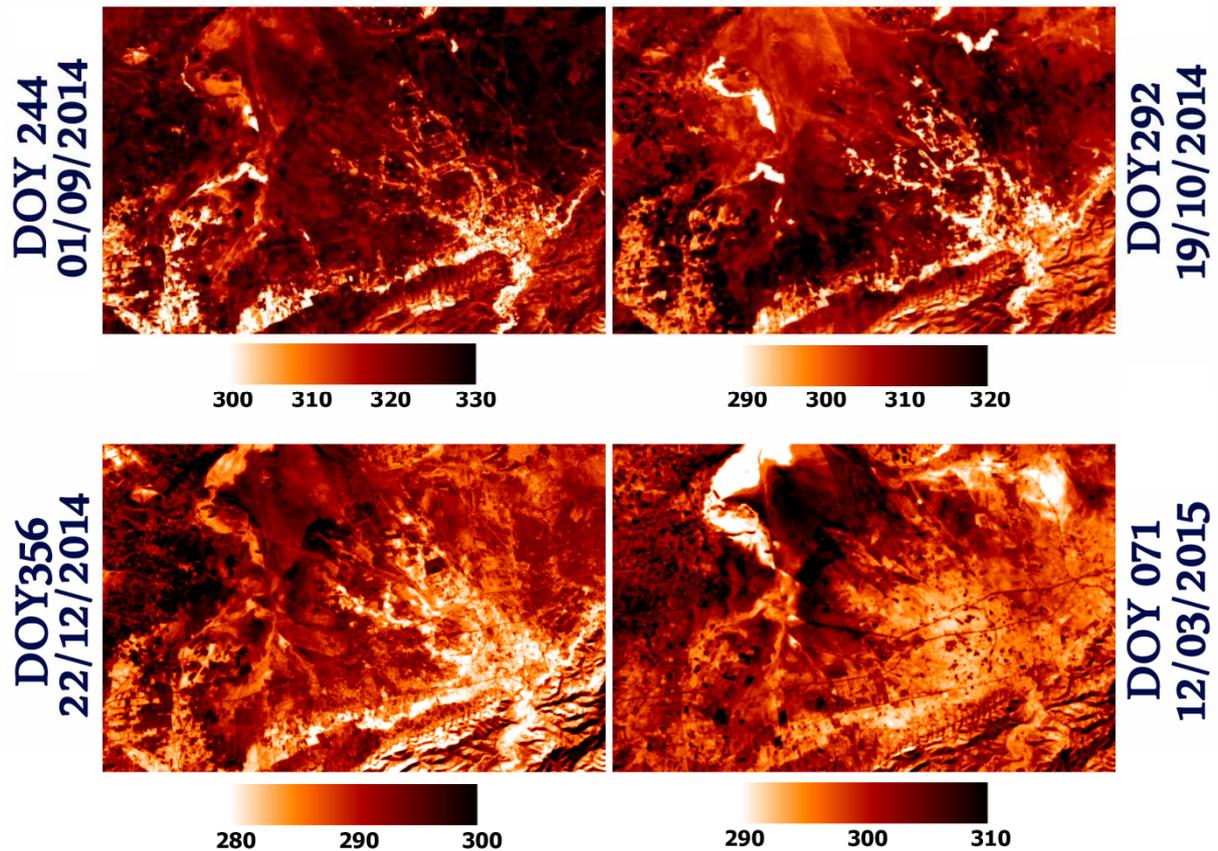


Figure 6.2. Evolution spatio-temporelle de la Température de Surface pour les jours (01/09/2014, 19/10/2014, 22/12/2014, 12 / 03/2015).

6.2 Rayonnement net

La spatialisation du rayonnement net R_n avec les quatre modèles a montré un accord significatif avec une légère surestimation pour TSEB et SPARSE, la différence est probablement due à la formulation différente entre les deux modèles à source unique (METRIC et TIM) qui estiment directement le rayonnement R_n net à l'aide de la formule (Allen et al., 1998) et des modèles TSEB et SPARSE à deux sources qui estiment séparément les R_n s de rayonnement net du sol et R_{nv} de rayonnement net de la végétation et enfin déduisent la valeur R_n comme somme des deux flux. Notant que des valeurs plus élevées du rayonnement net sont simulées sur un couvert dense et généralement humide (NDVI élevé et T bas) (tableau 6.2).

Tableau 6.2. Comparaison entre les pixels humides et secs et la moyenne du Rayonnement Net (RN), du flux de chaleur dans le sol (G), du flux de chaleur sensible (H) et du flux de chaleur latente (LE) [W/m^2] des quatre modèles (METRIC, TIM, TSEB, SPARSE)

Model	Pixel	01/09/2014 – DOY 244				19/10/2014 – DOY 292				22/12/2014 – DOY 356				12/03/2015 – DOY 071			
		Rn	G	H	LE	Rn	G	H	LE	Rn	G	H	LE	Rn	G	H	LE
METRIC		163	93	271	0.11	193	62	466	7.13	148	22	157	7.62	261	74	348	14
TIM	Sec	163	93	359	0.13	193	62	322	5.18	148	22	197	11.6	261	74	379	12
TSEB		166	111	296	2.64	193	104	95	118	198	136	59	88.7	316	135	117	216
SPARSE		181	121	299	1.7	210	111	70	133	164	72	17	123	276	129	82	186
METRIC		605	35	0	548	634	31	0	475	425	4	0	325	626	22	0	582
TIM	Hum	605	35	0	577	634	31	0	477	425	4	-73	374	626	22	-16	582
TSEB		647	42	-16	596	532	38	-76	501	392	69	-28	282	681	62	-27	568
SPARSE		641	-3	-21	549	553	42	-30	471	361	33	-4	293	647	55	-13	528
METRIC		421	85	172	164	387	56	209	120	271	16	54	200	518	51	106	360
TIM	Moy	421	85	211	125	387	56	137	192	271	16	27	226	518	52	68	397
TSEB		436	101	142	192	395	77	24	294	328	113	13	201	584	115	23	445
SPARSE		446	84	137	225	411	82	25	304	294	58	6	229	545	109	24	413

Les sols nus généralement secs et chauds (valeurs NDVI faibles et valeurs T élevées) sont caractérisés par des valeurs Rn faibles. La validation des résultats a montré que les valeurs mesurées sur le terrain et celles obtenues par tous les modèles montraient une meilleure concordance avec une RMSE de $27,6 W/m^2$ pour METRIC et TIM et d'environ $32,4 W/m^2$ pour TSEB et SPARSE, ces valeurs sont cohérentes avec les études précédentes (Choi et al., 2009; Tang et Li., 2015; Zou et al., 2018; Santos et al. 2020; Fellah et al., 2020).

6.3 Flux de chaleur dans le sol

Le flux thermique conducteur du sol G estimé par le TSEB et SPARSE a donné lieu à une surestimation significative par rapport au METRIC et au TIM, en particulier pour les deux jours DOY356 et DOY071 caractérisés par une température de surface basse avec une RMSE allant jusqu'à $97,70 W/m^2$ entre METRIC et TSEB, cette différence significative provient de la formulation de TSEB et de SPARSE qui estime G comme une fraction des RN avec un coefficient XG de 0,35 pour TSEB, et 0,4 pour SPARSE, pour METRIC et TIM, G est une fraction des Rn. Cependant, les jours où la température de surface est élevée, Le RMSE diminue à $6,57$. La comparaison entre les valeurs mesurées du flux thermique du sol et celles simulées par les données de

télétection montre que les modèles METRIC et TIM conduisent à une sous-estimation de G avec un RMSE de $21,3 \text{ W/m}^2$ et un BIAIS de $-20,8 \text{ W/m}^2$, alors que les modèles TSEB et SPARSE conduisent à une surestimation avec un RMSE de $11,9 \text{ W/m}^2$ avec un BIAIS de $10,7 \text{ W/m}^2$, ces résultats sont très similaires aux résultats des études précédentes : (Teixeira et al., 2009 avec une RMSE de $13,3 \text{ W/m}^2$, Mkhwanazi et Chavez., 2012 avec une RMSE de $14,2 \text{ W/m}^2$, Hamimed., 2014 avec une RMSE de $13,2 \text{ W/m}^2$, Nehal et coll., 2017 avec une RMSE de 14 W/m^2 , Fellah et al., 2020 avec une RMSE de $15,2 \text{ W/m}^2$). Il est également noté que pour les surfaces chaudes et sèches, les valeurs de G sont plus élevées, allant jusqu'à 93 W/m^2 pour les modèles METRIC et TIM, et jusqu'à 135 W/m^2 pour les modèles TSEB et SPARSE, mais les valeurs de G restent plus faibles pour les surfaces végétales et froides (tableau 4.2). L'impact du flux de chaleur du sol G sur l'énergie disponible ($RN-G$) reste faible, ce qui signifie que les inexactitudes des modèles n'ont pas d'impact sur la modélisation du bilan énergétique et sur tout ce qui touche le flux de chaleur latente LE (Nehal et al., 2017).

6.4 Flux de chaleur sensible

La spatialisation du flux de chaleur sensible H est le point le plus délicat pour les modèles résiduels car elle permet l'estimation du flux de chaleur latent en raison des difficultés d'estimation de la résistance aérodynamique au transfert de chaleur R_{ah} sauf pour le modèle contextuel TIM qui estime LE directement sans estimer H et estimé comme terme résiduel en fermant l'équation du bilan énergétique. La résistance aérodynamique au transfert de chaleur R_{ah} est faible pour les pixels chauds et secs (sol nu) (tableau 6.1), ce qui provoque la libération de chaleur dans l'atmosphère en raison des grandes différences entre les températures de surface T_s et air T_a . Cependant, pour les pixels humides (zone irriguée), les valeurs de R_{ah} sont également faibles car l'énergie disponible (R_n-G) est transformée en évapotranspiration ET . Cette différence de flux de chaleur sensible pour les pixels secs et humides est causée par l'humidité du sol et son impact sur la distribution d'énergie entre flux de chaleur latent et sensible. Les surfaces humides sont caractérisées par de faibles valeurs H , tandis que les surfaces sèches sont caractérisées par des valeurs H élevées (tableau 6.2). Les valeurs de flux de chaleur sensibles simulées par METRIC et TIM sont

surestimées par rapport à celles mesurées dans le sol avec des valeurs RMSE comprises entre 35 et 85 W/m^2 pour METRIC et entre 80 et 125 W/m^2 pour TIM, Notant que les modèles à deux sources sont plus précis pour estimer H avec un RMSE compris entre 30 et 75 W/m^2 pour le TSEB et entre 25 et 60 W/m^2 pour le SPARSE. Les erreurs dans les estimations sont presque identiques à celles des études précédentes (Kustas et Norman., 1999; Timmermans et al., 2007; Tang et Li., 2015; Liu et Xu., 2019; Santos et al., 2020; Fella et al., 2020). Ces résultats s'expliquent par le type de formulation utilisé dans chaque modèle, de sorte que les modèles à deux sources sont plus robustes que les modèles mono-sources qui ne tiennent pas compte de tous les paramètres de résistance tels que la résistance stomatique et qui utilisent une température de surface unique tandis que les modèles à deux sources utilisent une température pour le sol T_s et la végétation T_v pour l'estimation H_v et H_s .

Le flux de chaleur sensible H varie dans une plage de $H = 0$ (pixel extrêmement humide) et $H = R_n - G$ (pixel extrêmement sec), les histogrammes de H sont produits presque de la même façon par METRIC et TIM couvrant une plage complète de 0 à 410 W/m^2 (Fig. 4.3) en moyenne pour renforcer l'interpolation des valeurs dans cette plage, il existe également une distribution spatiale homogène de H sur le sol avec des valeurs extrêmes pour le sol nu sec à haute température de surface et près de zéro pour la végétation dense humide à basse température de surface, mais le problème est que lorsque les deux limites (sèche et humide) n'existent pas, les deux modèles à source unique METRIC et surtout TIM semblent être en difficulté pour simuler le flux de chaleur sensible H parce qu'ils sont sensibles à la différence de température entre les deux limites sèche et humide, pour corriger ce problème nous avons calculé théoriquement les 4 températures des 4 points (sol sec nu, sol humide nu, végétation humide dense et végétation sèche dense) pendant les jours DOY356 du 22/12/2014 et DOY71 du 12/03/2015 (deux jours où la différence de température est minimale) réduire les erreurs d'estimation de H, mais malgré cela, ces deux modèles restent en difficulté pour simuler H. Les modèles TSEB et SPARSE estiment H en calculant les différentes résistances aérodynamiques et la résistance stomatique et ne font aucune hypothèse sur les paramètres hydrologiques et de température, c'est-à-dire l'existence de sites extrêmement secs et extrêmement humides, on remarque ainsi une distribution

de fréquence de H qui culmine à des valeurs plus faibles est limitée et dans une fourchette étroite entre 100 et 200 W / m^2 , ces résultats sont presque identiques à ceux obtenus dans les études précédentes (French et al., 2005, Timmermans et al., 2007 et Choi et al., 2009) qui ont constaté une restriction similaire de la plage de flux en utilisant la SEBAL par rapport à TSEB et la TIM-METRIC par rapport à TSEB.

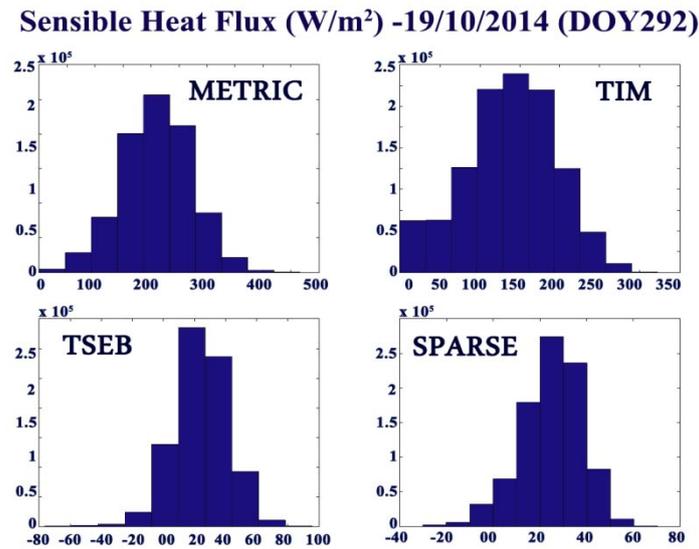


Figure 6.3. Histogrammes de fréquence du flux de chaleur sensible (H ; W/m^2) de METRIC, TIM, TSEB, SPARSE pour la journée du 19/10/2014 (DOY292).

6.5 Le flux de chaleur latente

En l'absence d'un moyen de validation à grande échelle du flux de chaleur latent LE , les résultats simulés ne sont pas exacts et nécessitent une attention particulière (Hamimed et al., 2014). La méthode utilisée pour la validation est le rapport Bowen basé sur la comparaison des valeurs au sol mesurées du point LE (03 valeurs pour les quatre jours, le premier point caractérisé par une végétation dense, le second par une végétation modérée, le troisième par un sol nu) avec ceux obtenus à partir des quatre modèles. Cette comparaison statistique (BIAIS, RMSE) montre une différence dans (Tableau 6.3).

Tableau 6.3. Statistics comparing latent heat flux LE [W/m^2] between field measurements and values obtained by the four models.

DOY	OBSERVED (BOWEN)	LE	LE (METRIC)			LE (TIM)			LE (TSEB)			LE (SPARSE)		
			Valeur	RMSE	BIAS	Valeur	RMSE	BIAS	Valeur	RMSE	BIAS	Valeur	RMSE	BIAS
DOY 244	Pixel Hum	502	523	21	-21	582	80	-80	591	89	-89	547	45	-45
	Pixel Mod	327	318	09	09	361	34	-34	403	76	-76	298	29	29
	Pixel Sec	26	16	10	10	14	12	12	90	64	-64	73	47	-47
DOY 292	Pixel Hum	472	469	03	03	503	31	-31	501	29	-29	490	18	-18
	Pixel Mod	291	310	19	-19	322	31	-31	345	54	-54	331	41	-41
	Pixel Sec	11	07	04	04	06	05	05	119	108	-108	135	124	-124
DOY 356	Pixel Hum	320	378	58	-58	401	81	-81	287	34	34	305	15	15
	Pixel Mod	199	259	60	60	350	151	-151	162	27	27	207	08	-08
	Pixel Sec	94	35	59	59	29	65	-65	90	04	04	125	31	-31
DOY 071	Pixel Hum	520	579	59	-59	581	61	-61	561	41	-41	527	07	-07
	Pixel Mod	313	364	51	-51	359	46	-46	317	05	-05	284	29	29
	Pixel Sec	182	59	123	123	12	170	170	220	38	-38	190	08	-08

Ces statistiques concordent avec celles obtenues par (Monsoon et al., 1990, Timmermans et al., 2007, Choi et al., 2009; Santos et al., 2020). Le résultat de la comparaison du flux de chaleur latente LE simulé avec le flux LE mesuré au sol montre que les quatre modèles fournissent des sorties comparables (fig. 6.4) avec un léger avantage du modèle METRIC en cas de grandes différences de température et d'humidité, Ce modèle peut être considéré comme une approche prometteuse pour la spatialisation de l'évapotranspiration dans le cas de lieux où les moyens de validation et d'information sont inaccessibles.

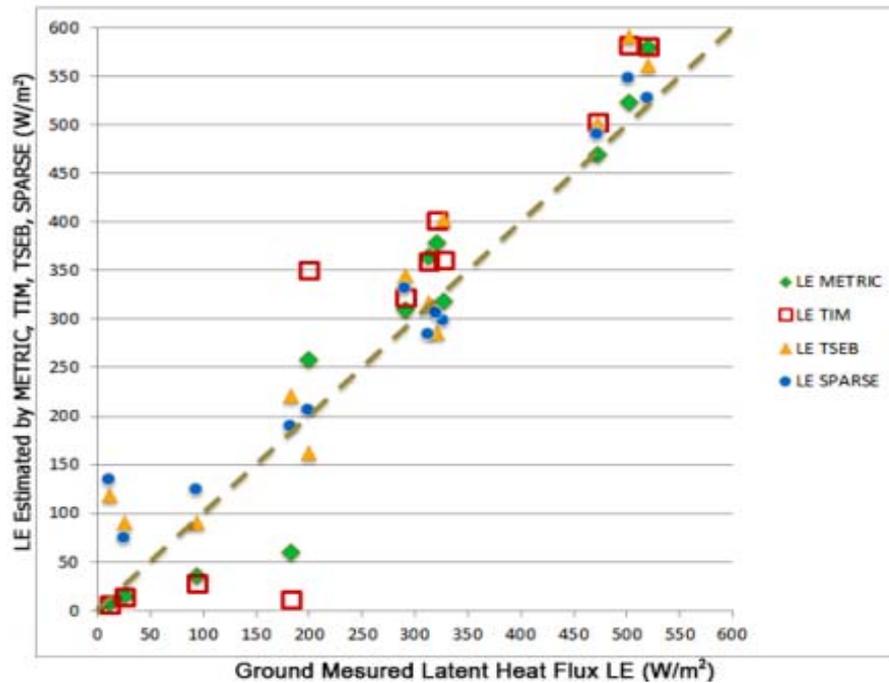


Figure 6.4. Comparaison entre le flux de chaleur latente (LE) mesuré au sol et modélisé par les quatre modèles, pour les trois points des quatre jours (01/09/2014-DOY244, 19/10/2014-DOY292, 22/12/2014-DOY356, 12/03/2015-DOY071).

toutefois, les jours où la différence de température et d'humidité est inexistante (jours froids d'hiver), les modèles à source unique METRIC et surtout TIM montrent une difficulté à simuler le flux de chaleur sensible et latent H et LE (tableau 6.3), considérant que les modèles à deux sources TSEB et SPARSE sont plus précis en raison de leurs algorithmes qui utilisent deux températures (T_v de végétation et T_s de sol) pour estimer le flux pixel par pixel et ne supposent pas l'existence de sites extrêmement secs et humides, le modèle SPARSE est le plus précis pour ces conditions et en deuxième position le modèle TSEB. Le flux de chaleur latente LE varie pour les 4 modèles et pour les 4 dates selon les moyennes représentées dans (Tableau 6.3). L'inter-comparaison du flux de chaleur latente LE entre les modèles est représentée dans (Fig. 6.5-6.6-6.7-6.8),

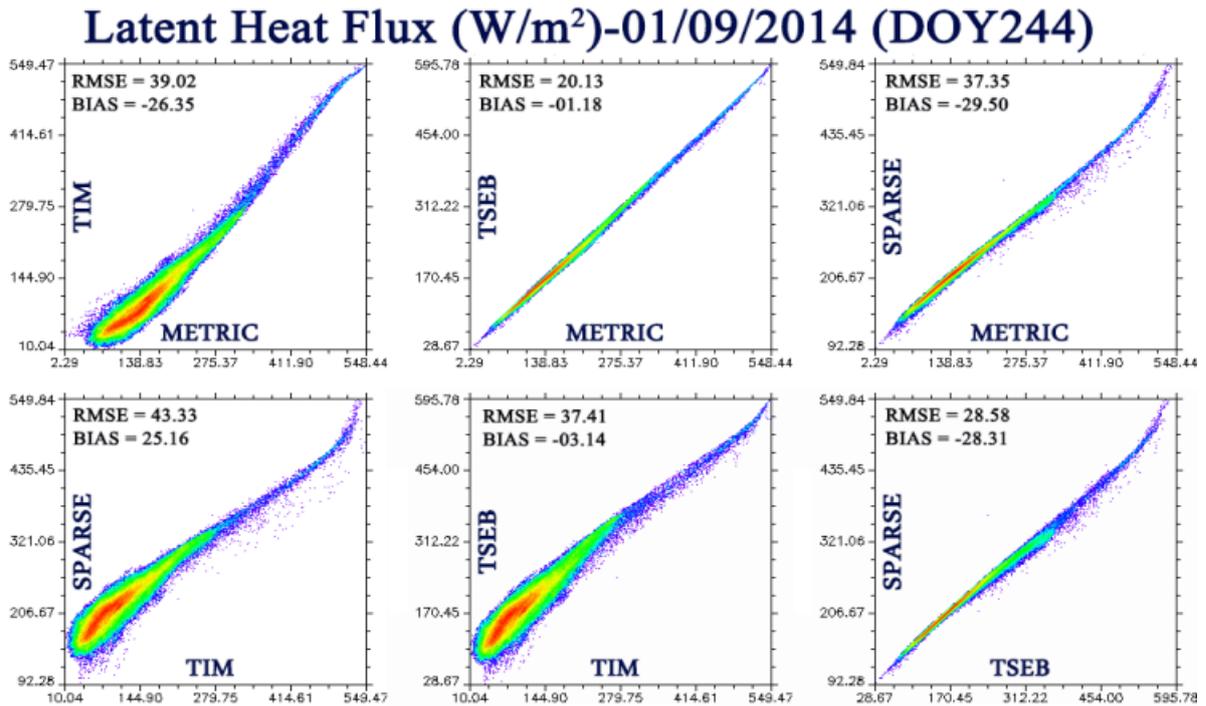


Figure 6.5 Nuage de points de densité du flux de chaleur latent (LE) pour les modèles ((METRIC-TIM), (METRIC-TSEB), (METRIC- SPARSE),(TIM-TSEB), (TIM-SPARSE) et (TSEB-SPARSE)) de la journée du 01/09/2014 (DOY244).

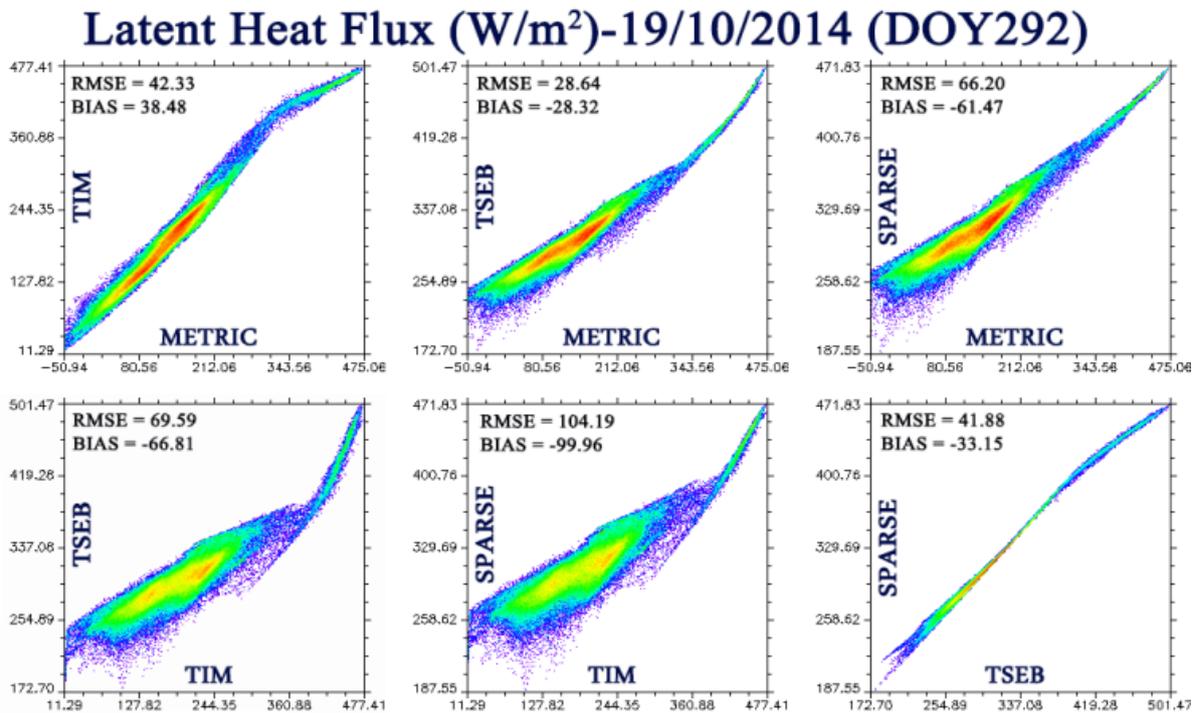


Figure 6.6. Nuage de points de densité du flux de chaleur latent (LE) pour les modèles ((METRIC-TIM), (METRIC-TSEB), (METRIC- SPARSE),(TIM-TSEB), (TIM-SPARSE) et (TSEB-SPARSE)) de la journée du 19/10/2014 (DOY292).

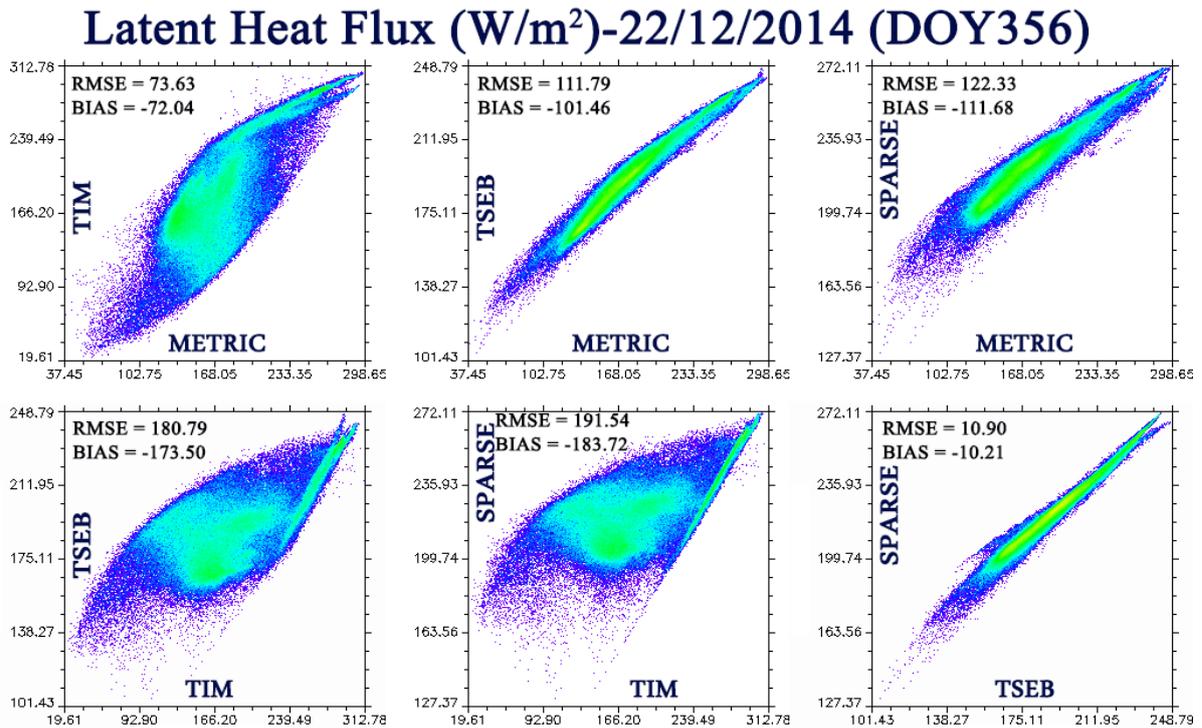


Figure 6.7. Nuage de points de densité du flux de chaleur latent (LE) pour les modèles ((METRIC-TIM), (METRIC-TSEB), (METRIC- SPARSE),(TIM-TSEB), (TIM-SPARSE) et (TSEB-SPARSE)) de la journée du22/12/2014 (DOY356).

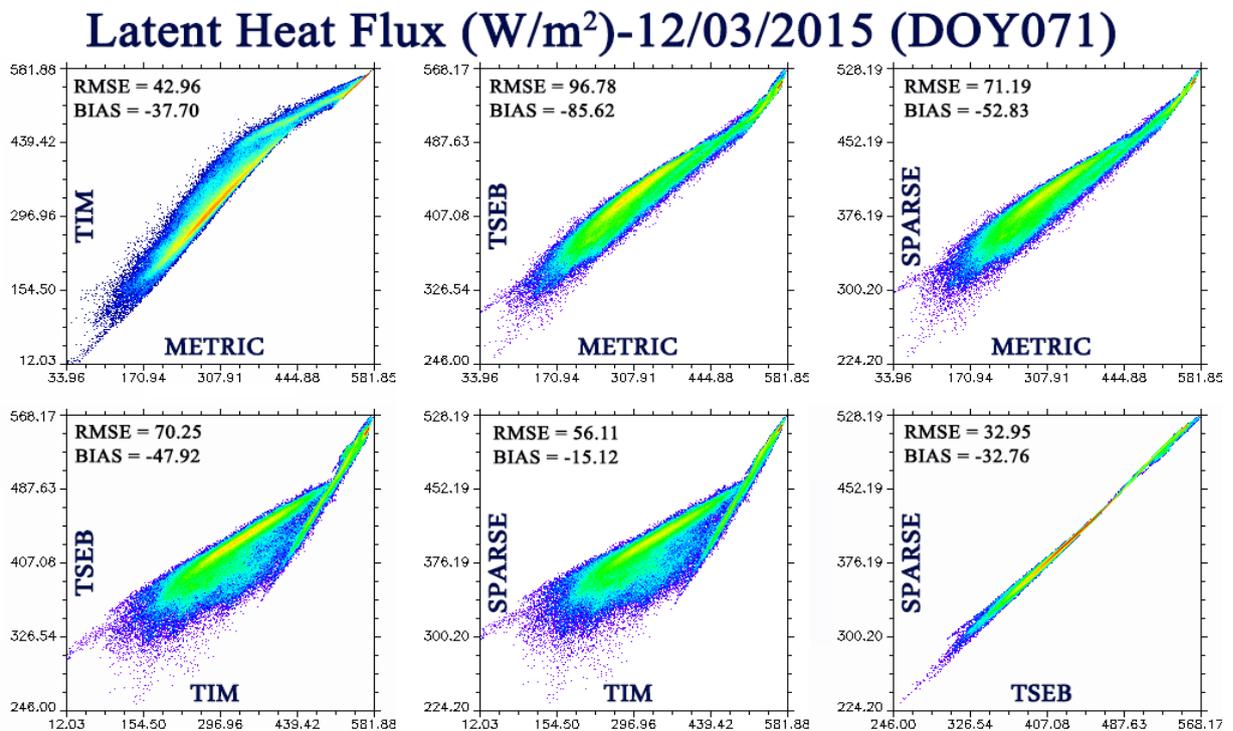


Figure 6.8. Nuage de points de densité du flux de chaleur latent (LE) pour les modèles ((METRIC-TIM), (METRIC-TSEB), (METRIC- SPARSE), (TIM-TSEB), (TIM-SPARSE) et (TSEB-SPARSE)) de la journée du12/03/2015 (DOY071).

La distribution spatiale du flux de chaleur latente entre les 4 modèles a montré un accord significatif (Fig. 4.9).

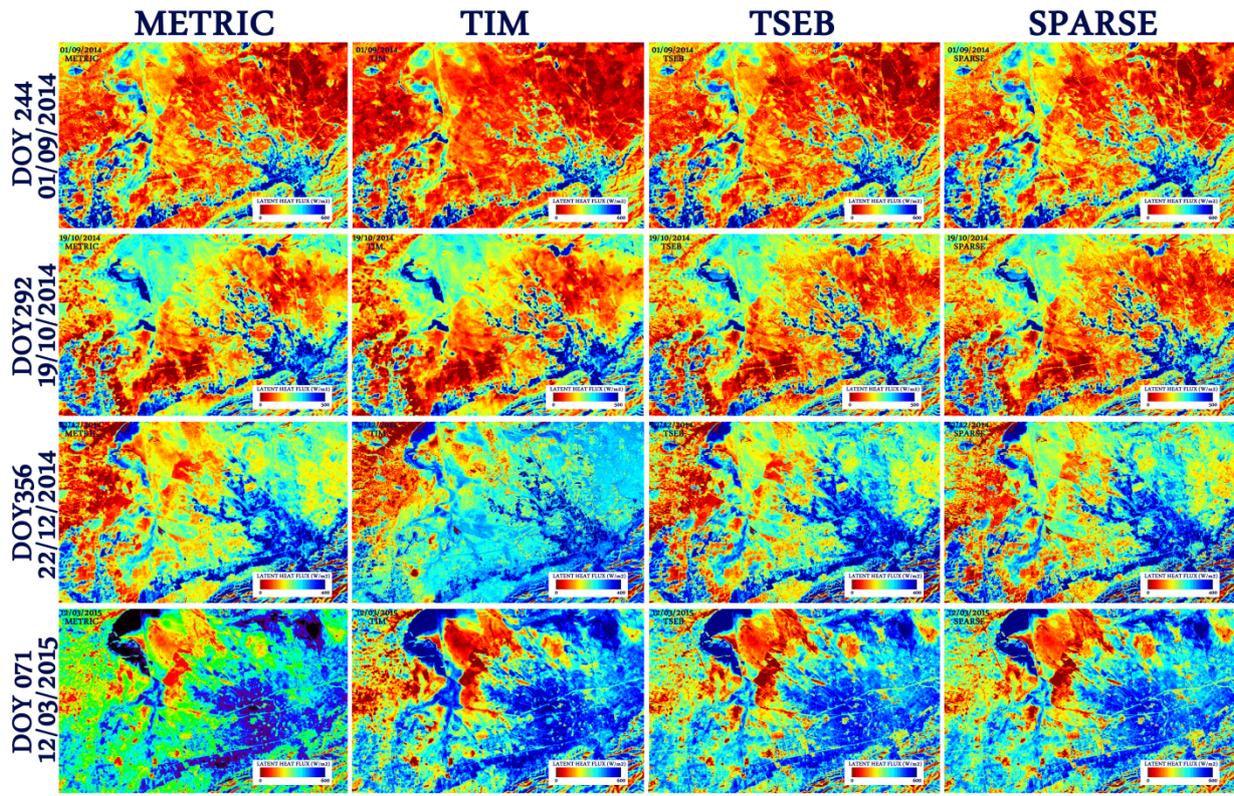


Figure 6.9. Distribution spatiale des flux de chaleur latente estimées avec METRIC, TIM, TSEB, SPARSE pour les quatre jours (01/09/2014, 19/10/2014, 22/12/2014, 12 / 03/2015).

Malgré la différence pour G et H entre les deux modèles METRIC-TIM et TSEB-SPASRE, les deux premiers surestiment H et sous-estiment G tandis que les deux derniers surestiment G et sous-estiment H, donc en fin de compte ils donnent presque les mêmes résultats les jours où il y a une grande différence de température et d'humidité DOY 244 et DOY 292, les jours où il y a une petite différence DOY 071 ou est pratiquement DOY 356, METRIC et surtout TIM ont des difficultés à simuler LE ce qui rend la différence significative avec les modèles TSEB et SPARSE qui sont très robustes dans ces conditions, notant que le SPARSE est le meilleur dans ces conditions et il est également noté que TIM et METRIC produisent des histogrammes LE, couvrant une gamme complète de 0 à 600 W/m² forçant l'interpolation des valeurs LE dans cette gamme en appliquant l'hypothèse d'existence de sites extrêmement humides $L = R_n - G$ et sec $LE=0$, TSEB et SPARSE produisent les valeurs LE les plus

élevées couvrant une plage étroite de 200 à 550 W/m^2 (Fig. 6.10), avec une estimation du flux de chaleur latente pixel par pixel indépendamment des autres en supposant qu'il n'y a pas d'hypothèses sur la portée de l'image.

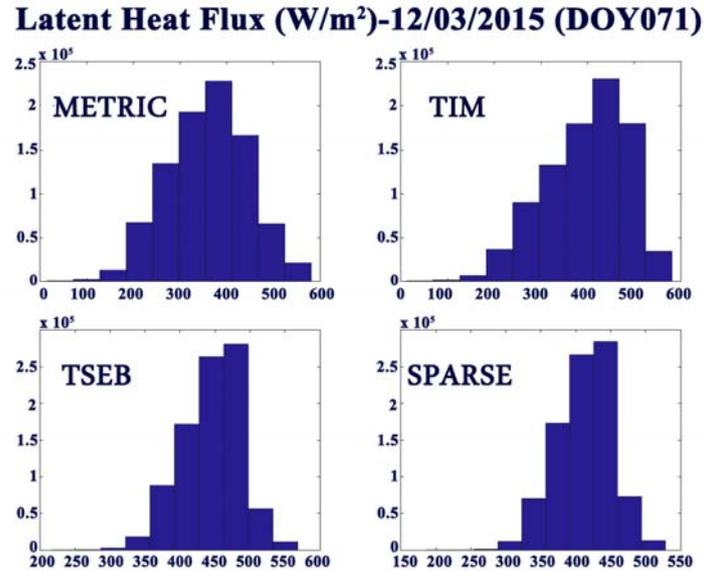


Figure 6.10. Histogrammes de fréquence du flux de chaleur latente (LE; W/m^2) des modèles(METRIC, TIM, TSEB, SPARSE) pour la journée du 12/03/2015 (DOY071).

Evapotranspiration Réelle Journalière (mm)

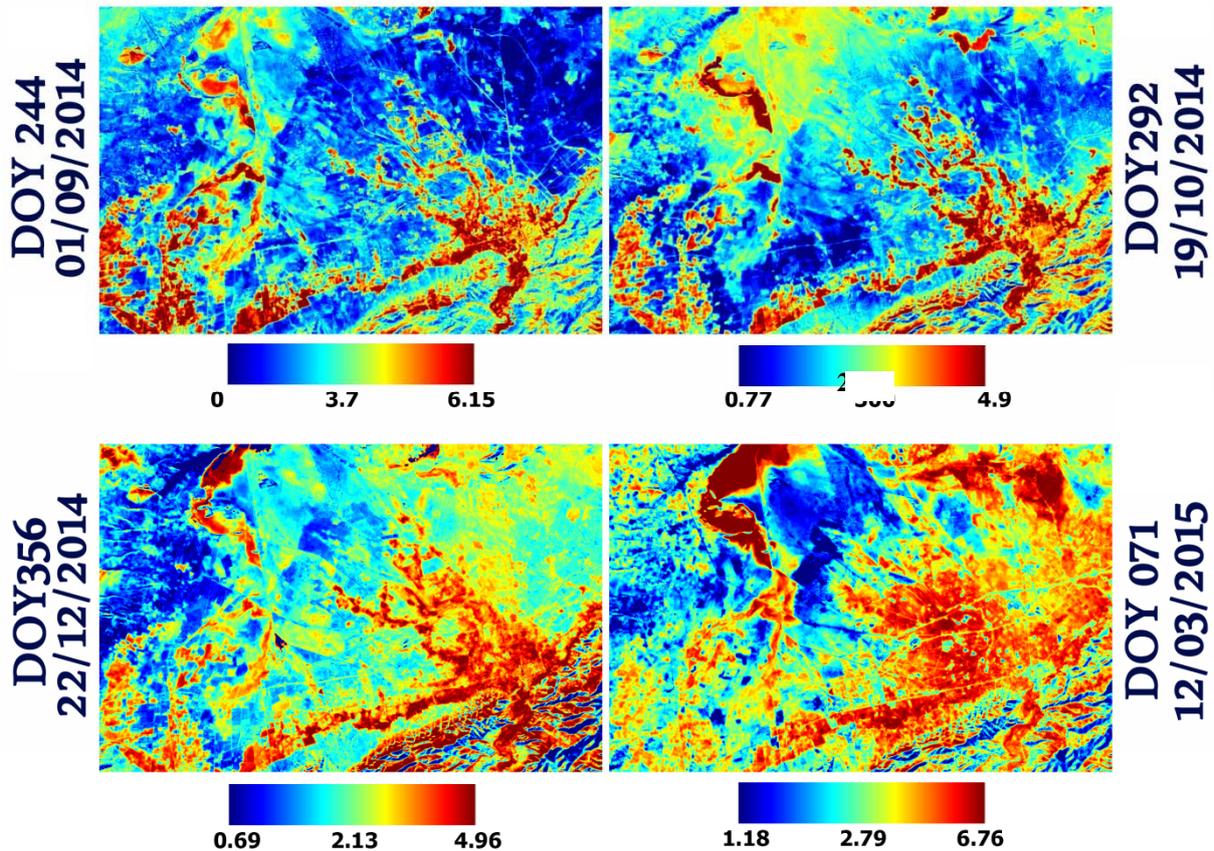


Figure 6.11. Evolution spatio-temporelle de l'évapotranspiration réelle journalière (ETr24) modélisée avec le modèle METRIC en (m^3/ha) pour les jours (01/09/2014, 19/10/2014, 22/12/2014, 12 / 03/2015).

6.6 L'évapotranspiration Réelle Journalière

Les valeurs du flux de chaleur latente sont converties en évapotranspiration instantané puis en valeurs journalière (mm) pour boucler le bilan hydrique ou en (m^3/ha) pour déterminer les pertes en eau de surface pour chaque pixel (30x30m) dans le cas de l'irrigation afin de satisfaire les besoins en eau des cultures lorsqu'il y'a un déficit hydrique, ce qui est le cas dans notre site d'étude et toute la région du Maghreb.

Le suivi spatial et temporel de l'évapotranspiration réelle journalière (ETr24) a montré un accord significatif avec la réalité du terrain avec des valeurs élevées pour les couverts végétaux denses bien irrigués avec une faible température de surface tandis que pour les sols nus sec avec des températures de surface élevées on observe des valeurs de ETr24 faible.

La figure (6.11) montre les variations spatiales de l'évapotranspiration réelle journalière (ET_{r24}) pour respectivement les jours 244, 292, 356, 071. Elle varie de 0 à 6,15 mm (avec une moyenne de 2,09 mm) pour le jour 244, de 0,77 à 4,9 mm (avec une moyenne de 3,15 mm) pour le jour 292, de 0 à 8,28 mm (avec une moyenne de 2,6 mm) pour le jour 356, et 1,18 à 6,76 mm (avec une moyenne de 5,05 mm) pour le jour 071. Ces valeurs montrent les pertes importantes en eau sous forme d'évapotranspiration et montre aussi la différence entre les valeurs pour les quatre saisons ainsi que la réponse de la surface après les précipitations (DOY 071), nous remarquons une forte activité de l'évapotranspiration sur toutes les surface en particuliers les surface avec une végétation dense ce qui reflète la réalité ainsi que du contraste hydrique pour les dates (DOY 244 et DOY 292) expliqué par l'irrigation dans les exploitations agricole caractérisées par une grande activité de l'évapotranspiration et au contraire dans le reste de l'image.

L'humidité du sol estimée à partir de la fraction d'évaporation reflète bien la nature des terrains ainsi que le climat et elle suit la logique de l'évapotranspiration c'est à dire que les valeurs élevés de l'humidité du sol correspond aux même valeurs de l'évapotranspiration (Fig. 6.12), ce qui explique la forte activité de cette dernière par contre les valeurs faibles de l'humidité du sol correspond aux valeurs élevées du stress hydrique ce qui est logique à cause de la fermeture des stomates de la végétation ainsi que l'absence de l'eau dans la zone d'évapotranspiration du sol (fig.6.13). Cet indice de stress hydrique est un excellent outil pour les gestionnaires de l'eau et en particulier les pilotes d'irrigation car il détermine avec précision les pixels avec un stress hydrique et avec l'information de l'humidité du sol combinée avec l'évapotranspiration réelle journalière on arrive à notre objectif ultime qui est la satisfaction des besoins en eau des cultures en estimant à distance exactement le volume d'eau à irriguer pour chaque pixel c'est-à-dire pour chaque parcelle agricole.

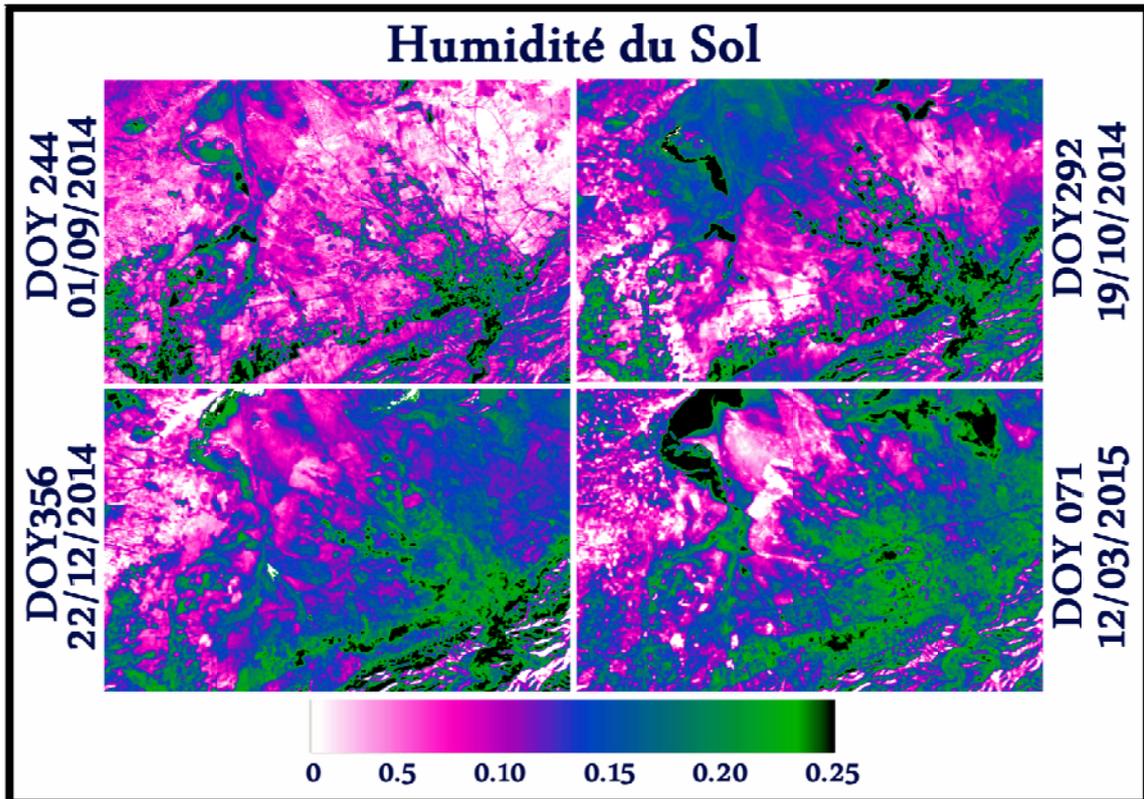


Figure 6.12 Evolution spatio-temporelle de l'Humidité du Sol modélisée avec le modèle METRIC pour les jours (01/09/2014, 19/10/2014, 22/12/2014, 12 / 03/2015).

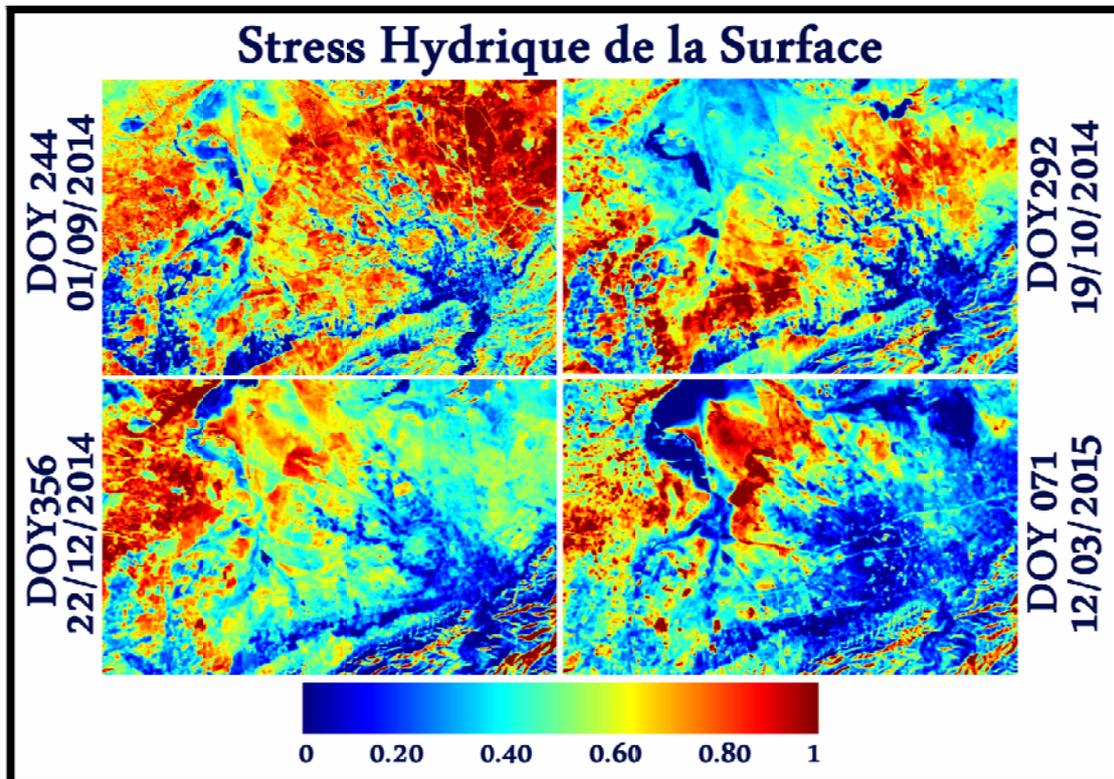


Figure 6.13. Evolution spatio-temporelle de Stress Hydrique de Surface modélisée avec le modèle METRIC pour les jours (01/09/2014, 19/10/2014, 22/12/2014, 12 / 03/2015).

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Dans ce travail, nous avons montré la valeur des données satellitaires multispectrales à haute résolution spatiale (Landsat-8 Oli-Tirs) pour estimer le flux énergétique et en particulier le flux thermique latent qui est l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration et de l'état de l'eau. Pour notre site d'étude caractérisé par une couverture de sol hétérogène et pour les jours où il y a une grande différence de température et d'humidité du sol, les quatre modèles utilisés fournissent des sorties LE presque similaires avec un léger avantage du modèle METRIC avec un RMSE entre 09 et 21 W/m² pour DOY244, en revanche les jours où cette différence est faible les modèles à deux sources TSEB et SPARSE distinguent et nous offrent une simulation proche de la réalité avec un RMSE entre 08 et 15 W/m² pour DOY071 contrairement à un modèle source METRIC et TIM qui ont des difficultés à simuler flux de chaleur latent LE. Les modèles METRIC et TIM forcent l'interpolation de H et LE qui se reflète dans les histogrammes avec une distribution large contrairement à TSEB et SPARSE. Les plus grandes différences entre les modèles pour H et LE ont été identifiées dans les sites où la couverture végétale a été divisée avec un LAI < 2. La sous-estimation de G et la surestimation de H pour METRIC et TIM et la surestimation de G et la sous-estimation de l'estimation de H pour TSEB et SPARSE ont eu tendance à moduler l'écart dans LE vers la fin pour les quatre modèles. Bien que les comparaisons avec les mesures au sol de la LE à l'aide de la méthode du rapport BOWEN avec les quatre modèles aient donné des résultats satisfaisants et encourageants pour l'avenir, deux modèles se distinguent dans cette étude METRIC et SPARSE le premier exécuté en été et en automne (grande différence de température et d'humidité du sol dans le site) la seconde se produisant en hiver et au printemps (petite différence de température et d'humidité du sol dans le site). Ce vaste site d'étude avec sa couverture hétérogène nous a permis de tester les quatre modèles, ce qui n'a pas été testé dans des études précédentes avec des sites généralement homogènes avec une zone simple comme le site de (SMACEX).

En perspective et puisque deux modèles se sont distingués des autres modèles METRIC et SPARSE respectivement avec leurs points de force et de faiblesse, nous proposons une méthodologie hybride qui est basée sur la logique du modèle METRIC dans les conditions de grande température et la différence d'humidité qui est le cas les jours d'été et d'automne avec une couverture partiellement végétalisée ainsi, et la logique de SPARSE basée sur la méthode pixel par pixel avec deux sources dans les conditions de basse température et d'humidité

différence sur l'image qui est le cas des jours d'hiver et de printemps avec une couverture naturelle presque totale (pas de sol sec nu). Jusqu'à ce que la technologie nous donne la possibilité d'avoir des images quotidiennes à haute résolution, les drones sont très utiles surtout dans des conditions météorologiques extrêmes avec une résolution au millimètre, mais le seul inconvénient reste la limite des moyens informatiques de traitement de grandes quantités de données.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLEN R.G., PEREIRA L.S., RAES D. Smith M. 1998. Cropevapotranspiration– guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper No. 56. Rome. Food and Agriculture Organization of the United Nations. ISBN 92-5-104219-5 pp. 300.
- ALLEN R.G., TASUMI M., TREZZA R. 2007. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (MevapotranspirationRIC) – model. *Journal of irrigation and drainage engineering*. Vol. 133. Iss. 4, p. 380–394. DOI 10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380)..
- BARSI J.A., SCHOTT J.R., PALLUCONI F.D., HOOK S.J. 2005. Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments. *Earth Observing Systems X. Proceedings of Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE)*. Vol. 5882, p. 136–142. DOI 10.1117/12.619990.
- BASTIAANSEN W.G.M. 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of hydrology*. Vol. 229. Iss. 1-2 p. 87-100. DOI 10.1016/S0022-1694(99)00202-4
- BASTIAANSEN W.G.M., MENENTI M., FEDDES R.A., HOLTSLAG A.A.M. 1998. Remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL), 1. Formulation. *Journal of Hydrology*. Vol. 212–213. No. 1-4 p. 198–212.
- BENZATER B., ELOUISSI A., BENARICHA B., HABI M. 2019. Spatio-temporal trends in daily maximum rainfall in northwestern Algeria (Macta watershed case, Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*. Vol. 12, Iss. 11 p. 370.
- BERK A., ANDERSON G.P., BERNSTEIN L.S., ACHARYA P.K., DOTHE H., MATTHEW M.W., ADLER-GOLDEN S.M., CHETWYND J.H., RICHTSMEIER S.C., PUKALL B., ALLRED C.L., JEONG L.S., HOKE M.L. 1999. MODTRAN4 radiative transfer modeling for atmospheric correction. *Optical spectroscopic techniques and instrumentation for atmospheric and space research III. Proceedings of Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers. SPIE's International Symposium on Optical Science, Engineering, and Instrumentation*. Vol. 3756. p. 348–353. DOI 10.1117/12.366388.
- BOULET G., MOUGENOT B., LHOMME J.P., FANISE P., LILI-CHABAANE Z., OLIOSO 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. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 19, Iss. 11, p. 4653-4672.
- BRUTSAERT W. 1982. *Evaporation into the atmosphere: Theory, history and applications*. Springer Dordrecht. ISBN: 978-90-277-1247-9 pp. 299. DOI 10.1007/978-94-017-1497-6
- CHANDER G., MARKHAM B.L., HELDER D.L. 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, evapotranspirationM+, and EO-1

- ALI sensors.Remote Sensing of Environment.Vol. 113.Iss. 5. p. 893–903. DOI 10.1016/j.rse.2009.01.007.
- CHEHBOUNI A., ESCADAFAL R., DUCHEMIN B., BOULET G., SIMONNEAUX V., DEDIEU G., ..., SOBRINO J.A. 2008. An integrated modelling and remote sensing approach for hydrological study in arid and semi-arid regions: The SUDMED Programme. *International Journal of Remote Sensing*.Vol. 29.Iss. 17–18, p. 5161-5181.
- CHIROUZE J., BOULET G., JARLAN L., FIEUZAL R., RODRIGUEZ J.C., EZZAHAR, J., CHEHBOUNI, G. 2014. Intercomparison of four remote-sensing-based energy balance methods to retrieve surface evapotranspiration and water stress of irrigated fields in semi-arid climate. *Hydrology and earth system sciences*. Vol. 18.Iss.3 p.1165-1188.
- CHOI M., KUSTAS W.P., ANDERSON M.C., ALLEN R.G., LI F., KJAERGAARD J.H. 2009.An intercomparison of three remote sensing-based surface energy balance algorithms over a corn and soybean production region (Iowa, U.S.) during SMACEX. *Agricultural and Forest Meteorology*.Vol. 149.Iss. 12, p. 2082–2097. DOI 10.1016/j.agrformet.2009.07.002.
- CHOUDHURY B. J., IDSO S. B., 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*. Vol. 39.Iss. 4, p. 283-297.
- COLAIZZI P.D., KUSTAS W.P., ANDERSON M.C., AGAM N., TOLK J.A., EVETT S.R., HOWELL T.A., GOWDA P.H., O'SHAUGHNESSY S.A. 2012. Two-source energy balance model estimates of evapotranspiration using component and composite surface temperatures. *Advances in water resources*.Vol. 50. p. 134-151.
- CONSOLI S., VANELLA D. 2014.Comparisons of satellite-based models for estimating evapotranspiration fluxes. *Journal of Hydrology*. Vol. 513, p. 475-489.
- CRAGO R.D., BRUTSAERT W. 1992.A comparison of several evaporation equations. *Water Resources Research*.Vol. 28.Iss.3, p.951-954.
- DOS SANTOS C.A.C., MARIANO, D.A., NASCIMENTO, F.C.A.; DANTAS, F.R.C., OLIVEIRA G., SILVA M.T., ..., NEALE C.M.U. 2020. Spatio-temporal patterns of energy exchange and evapotranspiration during an intense drought for drylands in Brazil. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*.Vol. 85.101982 p. 1-11.DOI 10.1016/j.jag.2019.101982.
- ELOUISSI A., HABI M., BENARICHA B., BOUALEM S.A. 2017. Climate change impact on rainfall spatio-temporal variability (Macta watershed case, Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*.Vol. 10.Iss. 22. 496 p. 1-14. DOI:10.1007/s12517-017-3264-x.
- FELLAH S., HAMIMED A., KHALDI A., MILOUDI K. 2021.Application of SEBAL and T_s/VI trapezoid models for estimating actual evapotranspiration in the Algerian semi-arid environment to improve agricultural water management. *Revista Brasileira*

- de Meteorologia. Vol. 36. No. 2 p. 219–236 DOI:10.1590/0102-77863610020.
- FRENCH A.N., JACOB F., ANDERSON M.C., KUSTAS W.P., TIMMERMANS W., GIESKE A., ..., BRUNSELL N. 2005. Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). Remote sensing of environment. Vol. 99. Iss. 1-2 p. 55-65.
- GENTINE P., ENTEKHABI D., POLCHER J. 2011. The diurnal behavior of evaporative fraction in the soil-vegetation-atmospheric boundary layer continuum. Journal of Hydrometeorology. Vol. 12. No. 6 p. 1530–1546.
- HAMIMED A., KHALDI A., MEHOR M., SEDDINI A. 2009. Estimation of daily actual evapotranspiration in Algerian semiarid environment with satellite ASTER. EARSeL eProceedings. Vol. 8. Iss. 2 p. 140-151.
- HAMIMED A., KHALDI A., MEHOR M., SEDDINI A. 2009. Estimation of daily actual evapotranspiration in Algerian semiarid environment with satellite ASTER. EARSeL Proceedings. Vol. 8. No. 2 p. 140–151.
- HAMIMED A., NEHAL L., KHALDI A., 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 MevapotranspirationRIC [Contribution to the spatialization of evapotranspiration in a semi-arid agro-system in Algeria using remote sensing and MevapotranspirationRIC model]. Physio-Géo – Géographie Physique et Environnement. Vol. 8, p. 197–213. DOI 10.4000/physio-geo.4063.
- HAMIMED A., NEHAL L., ZAAGANE M., BENARBA B., TEFFAHI M. 2019. Application of Two Remote Sensing-Based Surface Energy Balance Models for Estimating Actual Evapotranspiration in the Mascara Plain, Algeria. Proceeding of the 8th International Conference on Water Resources and Arid Environments (ICWRAE 8), 22-24 January 2019, Riyadh, Saudi Arabia. p. 369-380.
- JIANG L., ISLAM, S. 2001. Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. Water resources research. Vol. 37. Iss. 2 p. 329-340.
- KAUFMAN Y.J., TANRÉ D., REMER L.A., VERMOTE E.F., CHU A., HOLBEN B.N. 1997. Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer. Journal of Geophysical Research: Atmospheres. Vol. 102. Iss. D14 p. 17051-17067.
- KHALDI A., HAMIMED A., MEDERBAL K., SEDDINI A. 2011. Obtaining evapotranspiration and surface energy fluxes with remotely sensed data to improve agricultural water management. African Journal of Food Agriculture Nutrition and Development. Vol. 11. No. 1 p. 4558–4581. DOI 10.4314/ajfand.v11i1.65881.
- KUSTAS W.P., DAUGHTRY C.S. 1990. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data. Agricultural and Forest Meteorology. Vol. 49. Iss. 3, p. 205-223.
- 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*. Vol. 94. Iss. 1, p. 13-29.
- LIANG S., SHUEY C., RUSS A., FANG H., CHEN M., WALTHALL C. DAUGHTRY C., HUNT B. 2002. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 84. Iss.1 p. 25–41. DOI 10.1016/S0034-4257(02)00068-8.
- MADUGUNDU R., AL-GAADI K.A., TOLA, E., HASSABALLA A.A., PATIL V.C. 2017. Performance of the METRIC model in estimating evapotranspiration fluxes over an irrigated field in Saudi Arabia using Landsat-8 images. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 21. Iss. 12, p. 6135-6151.
- MKHWANAZI M., CHÁVEZ J.L., RAMBIKUR E.H. 2012. Comparison of large aperture scintillometer and satellite-based energy balance models in sensible heat flux and crop evapotranspiration determination. *International Journal of Remote Sensing Applications*. Vol. 2, Iss. 1, p. 24-30.
- MORAN M. S., JACKSON R. D., RAYMOND L. H., GAY L. W., SLATER P.N. 1989. Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground-based meteorological data. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 30. Iss. 1, p. 77-87.
- MUZYLEV E.L., USPENSKII A.B., STARTSEVA Z.P., VOLKOVA E.V., KUKHARSKII A.V. 2010. Modeling water and heat balance components for the river basin using remote sensing data on underlying surface characteristics. *Russian Meteorology and Hydrology*. Vol. 35 p. 225–235. DOI 10.3103/S1068373910030106.
- NEHAL L., HAMIMED H., KHALDI A., SOUIDI, Z., ZAAGANE M. 2017. Evapotranspiration and surface energy fluxes estimation using the Landsat-7 Enhanced Thematic Mapper Plus image over a semiarid agrosystem in the north-west of Algeria. *Revista Brasileira de Meteorologia*. Vol. 32. p.691-702.
- OLIOSO A. JACOB F. 2002. Estimation de l'évapotranspiration à partir de mesures de télédétection [evapotranspiration estimation using remote sensing data]. *La Houille Blanche*. Vol. 88. Iss. 1, p. 62–67. DOI 10.1051/lhb/2002008.
- OLIOSO A., CHAUKI H., COURAULT D. WIGNERON J.P. 1999. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 68 p. 341–356.
- PAULSON C.A. 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 9. No. 6 p. 857–861.
- SEGUIN B., ITIER B. 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 4. Iss. 2, p. 371-383.
- STAENZ K., SECKER J., GAO B. C., DAVIS C., NADEAU C. 2002. Radiative transfer codes applied to hyperspectral data for the retrieval of surface reflectance. *ISPRS*

- Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. Vol. 57. Iss. 3 p. 194-203.
- STISEN S., SANDHOLT I., NØRGAARD A., FENSHOLT R., 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 Sensing of Environment*. Vol. 112. Iss. 3 p. 1242– 1255. DOI 10.1016/j.rse.2007.08.013.
- TANG R., LI Z.L. 2015. Evaluation of two end-member-based models for regional land surface evapotranspiration estimation from MODIS data. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 202 p. 69–82.
- TEIXEIRA A.D.C., BASTIAANSEN W.G., AHMAD M.U.D., 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*. Vol. 149, Iss. 3-4, p. 462-476.
- TIMMERMANS W.J., KUSTAS W.P., ANDERSON M.C., FRENCH A.N. 2007. An intercomparison of the surface energy balance algorithm for land (SEBAL) and the two-source energy balance (TSEB) modeling schemes. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 108. Iss. 4 p. 369–384. DOI 10.1016/j.rse.2006.11.028.
- U.S. Geological Survey. Earth Explorer. Available online: <http://earthexplorer.usgs.gov>
- VAN DE GRIEND A.A., 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. Iss. 6, p. 1119-1131.
- VIDAL A., PERRIER A. 1990. Irrigation monitoring by following the water balance from NOAA-AVHRR thermal infrared data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. 28. Iss. 5, p. 949-954.
- WWAP (World Water Assessment Programme). 2012. The United Nations World Water Development Report 4: Managing Water under Uncertainty and Risk; UNESCO: Paris, France.
- ZOU M., ZHONG L., MA Y., HU Y., HUANG Z., XU K., FENG L. 2018. Comparison of two satellite-based evapotranspiration models of the Nagqu River Basin of the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. Vol. 123. Iss. 8, p. 3961-3975.