ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION D'UN COUVERT FORESTIER EN ALGÉRIE PAR TÉLÉDÉTECTION

Zahira SOUIDI[1,*], Abderrahmane HAMIMED[1], Frédéric DONZE[2], Abdelali SEDDINI[1], Khalladi MEDERBAL[1]

[1] Laboratoire de recherche sur les systèmes biologiques et la géomatique, Centre Universitaire de Mascara, B.P. 305, Mascara, 29000, Algérie. Téléphone : + 213 45 80 41 68 ; Fax : + 213 45 80 31 99 ; Courriel : souidi_z@yahoo.fr ; hamimed@gmail.com ; kmederbal@hotmail.com.

[2] Laboratoire 3S-R, BP 53 – 38041, Grenoble cedex 9, France. Téléphone : +33 (0) 4 76827055 ; Fax : +33 (0) 4 76827043 ; Courriel : Frederic.Donze@hmg.inpg.fr

Soumis le 25 février 2009; accepté le 18 mars 2010 - © *Revue Télédétection*, 2010, vol. 9, n° 3-4, p. 164-181

Résumé :

*La présente étude a pour objectif principal d'établir la possibilité de cartographier l'évapotranspiration réelle (ETR) d'un couvert forestier à partir des données de télédétection pour le suivi de l'état hydrique de la végétation, dans une perspective de lutte contre les incendies de forêt. La méthodologie adoptée repose sur l'approche SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) pour la résolution de l'équation du bilan d'énergie à la surface. Les paramètres d'entrées font intervenir le NDVI, la température de surface et l'albédo. Le jeu de données est constitué de sept bandes spectrales du capteur Landsat-7 ETM+ et des mesures météorologiques de terrain. Pour l'estimation du flux de chaleur sensible, qui représente le point focal pour la résolution de l'équation du bilan d'énergie, nous avons opté pour une méthode basée sur l'utilisation de la théorie de Monin-Obukhov à la base de la couche limite convective en considérant le sol et la végétation comme une couche unique. Il est alors possible d'estimer le flux de chaleur sensible et de calculer le flux de chaleur latente comme le terme résiduel de l'équation du bilan d'énergie. Ce qui permet de déterminer l'évapotranspiration réelle journalière et les indices d'humidité, à savoir la fraction d'évaporation et le paramètre de Priestley et Taylor. Ces indices permettent le suivi quantitatif de l'état de stress hydrique à l'échelle du pixel. Cette étude a montré que l'estimation de l'ETR par télédétection permet d'offrir une couverture spatio-temporelle plus satisfaisante que les données ponctuelles particulièrement en Afrique où les données terrain sont rares et les zones difficilement accessibles.*

***Mots-clés** : évapotranspiration ; télédétection ; SEBAL ; Landsat-7 ETM+ ; couvert forestier ; Algérie*

Estimation of forest cover evapotranspiration in Algeria with remotely-sensed data

Abstract

*The present study had a maim purpose is to establish the possibility for mapping the actual evapotranspiration (aET) of a forest cover using remote sensing data, for monitoring water state vegetation in the perspective of forest fire risk prevention in Algeria. The methodology relied on approach SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) to solve the energy balance equation. The study area corresponds at two near forests in west Algerian region. The parameters in input, involves the NDVI (Normalised Difference Vegetation Index), the surface temperature and the albedo. The data encompassed by seven spectral bands of satellite Landsat-7 ETM+ and some ground data. To assess the sensible heat flux which represents the delicate point in the resolution of the energy balance equation, we used the Monin–Obukhov similarity hypothesis which consider that the soil and vegetation as a only convective boundary layer. We offered then the possibility to estimate the sensible heat flux and consequently dissect the energy balance equation to assess the latent heat flux. Finally, evapotranspiration and different moisture indicators (evaporative fraction, Priestley and Taylor parameter and the Bulk surface resistance to evaporation) were calculated. These moisture indicators facilitate the quantitative diagnosis of moisture stress status in pixel basis. The authors tried to validate an aET estimation method using remote sensing in soil measures. The values obtained by SEBAL approach were compared with other methods of aET calculated and with field measurements. These comparisons had good agreement and shown that the*

approach SEBAL is sufficiently accurate to be used for monitoring of the water budget of forest cover characterized by heterogeneous land surface and difficult access. This new approach has demonstrated its importance in showing the relative spatial differences in evaporation under data scarce conditions and has served as a source of ancillary information in the process of actual evapotranspiration estimation using conventional methods. This method has important applications in future for moisture stress studies in Africa where meteorological data is extremely scarce and for fire prevention.

Keywords: evapotranspiration, remote sensing ; SEBAL ; Landsat-7 ETM+ ; forest cover ; Algeria.

1. INTRODUCTION

La connaissance de la teneur en eau de la végétation a été depuis longtemps un axe de recherche privilégié pour l'hydrologie (prévision des bilans hydriques) et l'agronomie (suivi de l'irrigation). Mais à l'heure actuelle, elle constitue une voie de recherche fortement exploitée dans le domaine forestier pour prévenir le risque d'incendie de plus en plus fréquent et important, conséquence d'un réchauffement climatique et d'une sécheresse prolongée (Hoff et Rambal, 1999). En effet, plusieurs systèmes de prévention des risques d'incendies de forêt s'intéressent à l'état hydrique des plantes inversement relié à l'inflammabilité des couverts forestiers (Viegas *et al.*, 1992).

La mesure de la teneur en eau de la végétation peut se faire à partir de mesures directes. Nous pouvons citer la méthode par étuvage qui est de loin la méthode universelle pour sa simplicité. Elle permet le calcul de la teneur en eau initiale du végétal à partir de l'indice FMC (Foliage Moisture Content). Dans la littérature cet indice est le plus couramment rencontré, calculé et recommandé par de nombreux auteurs (Viegas *et al.*, 1992 ; Chuvieco *et al.*, 1999).

Cependant, les limites des méthodes directes de mesure de la teneur en eau de la végétation (coûteuses en temps et en matériels, peu représentatifs de la région) ont incité les chercheurs à se tourner vers d'autres méthodes indirectes, basées essentiellement sur la télédétection satellitaire. Celle-ci est en effet un outil prometteur pour le suivi de la variabilité spatio-temporelle de l'état hydrique du combustible, puisqu'elle a l'avantage de fournir des observations régulières et synoptiques de l'état de la végétation. En plus, elle représente la réponse intégrée de la végétation aux différents facteurs influençant son état (Goward et Dye, 1987). La télédétection satellitaire offre aussi l'avantage de ne pas détruire la ressource étudiée et de permettre d'acquérir des données sur des régions éloignées et difficilement accessibles.

Les premières études sur l'utilisation de la télédétection satellitaire pour le suivi de l'état hydrique de la végétation ont utilisé l'imagerie optique sur des écosystèmes herbacés. Elles montrent qu'il existe de bonnes corrélations entre certains indices de végétation comme le NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) et certaines variables physiologiques du couvert végétal, telle que la photosynthése (Leblon *et al.,* 1993 ; Chuvieco et Martin, 1994). Mais dans le cas d'écosystèmes forestiers, Eidenshink *et al.* (1990) n'ont trouvé aucune corrélation significative entre l'indice de végétation et le contenu hydrique.

Ce sont des travaux réalisés principalement sur des surfaces agricoles qui ont mis en évidence l'intérêt de la température de surface comme indicatrice de l'état hydrique du couvert végétal. Ainsi, dans le cas de massifs forestiers méditerranéens, la température de surface a été un meilleur indicateur que l'indice de végétation, pour suivre l'évolution saisonnière de l'état hydrique du sous-bois (Gouyet *et al.*, 1991). Lorsque la plante est en situation de déficit hydrique, elle ferme ses stomates pour réduire ses pertes en eau (Tardieu et Dreyer, 1997). Cette fermeture emprisonne une bonne partie de l'énergie destinée à être dissipée par transpiration, ce qui a pour conséquence l'augmentation de la température foliaire. Les flux de chaleur et les températures de surface mesurées sont étroitement liés au niveau de stress de la plante (Larcher, 1995). Cette augmentation de la température foliaire permet à la télédétection infrarouge thermique d'avoir accès à l'état hydrique de la plante (Vidal *et al.*, 1987, 1989 ; Price, 1990 ; Seguin *et al.*, 1994).

La température de surface est reliée à l'évapotranspiration réelle, qui est un terme significatif de l'état hydrique de la plante. Elle représente la consommation en eau réelle des végétaux et permet de calculer le rapport Evapotranspiration réelle/Evapotranspiration potentielle (ETR/ETP). Ce rapport est un bon indicateur de l'état hydrique des végétaux et il est bien corrélé aux départs de feux (Vidal *et al.*, 1993 ; Prosper-Laget *et al.*, 1995). L'évapotranspiration est un terme qui résulte à la fois de la demande climatique (rayonnement, température, etc.), de la réserve en eau utile du sol, mais également des besoins propres pour chaque plante. Sa détermination est cependant assez problématique car elle fait intervenir un certain nombre de paramètres (déficit de vapeur d'eau, résistance stomatique,..) difficile à mesurer (Luquet, 2003). Elle est d'autant plus difficile à mesurer pour un couvert forestier qui a la particularité de présenter des dimensions importantes et une hétérogénéité de la couverture forestière dans des conditions topographique et d'exposition variées (Granier, 1987).

Plusieurs approches ont été testées afin d'utiliser des images satellites dans l'estimation de l'évapotranspiration réelle. Celles-ci varient de modèles complexes de type TSVA (Transfert Sol-Végétation-Atmosphère) basés sur une approche déterministe (Mahfouf *et al.*, 1995) à des modèles simples selon une approche semi-empirique (Seguin et Itier, 1983 ; Vidal *et al.*, 1987). Ces derniers estiment les flux à l'instant de la mesure et par extrapolation à l'échelle de la journée, qui est en général effectuée par le biais de la fraction d'évaporation qui présente une forte stabilité temporelle quelque soit le type de surface ou les conditions météorologiques (Brutsaert et Sugita, 1992).

Ces modèles ont été utilisées pour estimer l'évapotranspiration à partir de la température de surface (Seguin et Itier, 1983 ; Olioso *et al.*, 1999). L'évapotranspiration étant déterminée à partir de l'estimation de l'énergie disponible et du flux de chaleur sensible en utilisant l'équation du bilan d'énergie. La volonté d'utiliser exclusivement les informations télédétectées optique et thermique a conduit Bastiaanssen *et al.* (1998) à développer un algorithme, appelé SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), permettant de résoudre l'équation du bilan d'énergie avec une approche spatiale supposant l'existence de sites en conditions hydriques extrêmes (très secs et très humides). Les propriétés de ces sites sont exploitées pour déterminer certaines variables de l'interface sol-plante-atmosphère non accessibles par télédétection (la vitesse du vent, le régime de stabilité thermique de l'atmosphère, la résistance au transfert turbulent et la température de l'air).

En effet, plusieurs méthodes sont confrontées à cet obstacle majeur : la prise en compte de la variabilité spatiale de ces variables, sans avoir recours à des mesures de terrain. Le modèle SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) a été développé afin de surmonter cet obstacle (Bastiaanssen *et al.*, 1998 ; Teixeira *et al.*, 2009). Sa vocation est d'exploiter cette variabilité afin de cartographier les composantes du bilan d'énergie. Son indépendance vis-à-vis des mesures terrain, l'absence de simulations numériques lourdes et la possibilité de l'utiliser avec des données satellites quelque soit la résolution spatiale, lui confèrent un aspect opérationnel particulièrement adapté aux zones semi-arides des régions méditerranéennes, qui justifie notre choix pour cette étude.

L'objectif de cette étude est le suivi de l'état hydrique d'un couvert forestier, à travers la distribution spatiale de son évapotranspiration réelle, en se basant sur le modèle SEBAL. Cela nous permettra de localiser les zones les plus sèches à des fins de suivi de la végétation par télédétection à travers des indicateurs de l'état hydrique dans une perspective de lutte contre les incendies de forêt.

2. ZONE D'ÉTUDE

La zone d'étude se situe dans la région ouest algérienne, dans les monts des Béni Chougrane, entre les longitudes 0° 21' W et 0° 1' W et les latitudes 35°13' N et 35° 28' N. Elle s'étend sur une superficie de 775 km^2 (figure 1). L'altitude moyenne est de l'ordre de 450 m. Deux périodes caractérisent cette région : une saison froide du mois de novembre au mois d'avril, enregistrant des minima de 2 °C et une saison chaude du mois de mai au mois d'octobre avec des maxima de 35,5 °C. Les maxima thermiques sont accentués par le sirocco, un vent chaud desséchant venant du Sud, qui se manifeste plus particulièrement en été et favorise le déclenchement et la propagation des incendies. Les pluies sont concentrées durant la saison froide. Les précipitations moyennes annuelles sont autour de 320 mm.

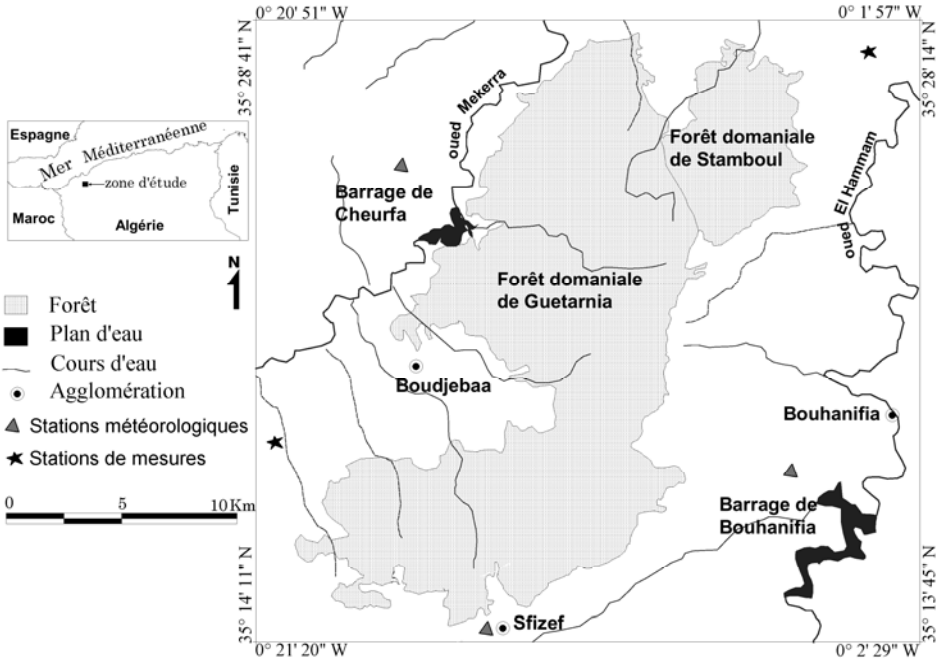


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude. *Location of the study area*

Le substrat est d'origine miocène et crétacé. Il est constitué par des éléments généralement tendres et érodés. Le miocène est représenté par les deux faciès : marin (calcaire, marne) et continental (grès conglomérats). Le substratum miocène est couvert partout par les formations quaternaires : croûtes calcaires, argiles sableuses et sables. Les sols sont en majorité sablo-argileux légers, mais parfois on rencontre des sols sablonneux, la profondeur des sols est en moyenne de 65 cm avec une réserve utile de 40 mm (Ivanov, 1972).

L'occupation du sol (figure 2) est à prédominance forestières représentée par deux forêts domaniales juxtaposées : la forêt de Guetarnia et la forêt de Stamboul. La végétation forestière est de type méditerranéen avec quatre types de formations principales : peuplements de pin d'Alep, maquis de thuya, garrigue de romarin et quelques reliques de chêne liège et d'eucalyptus.

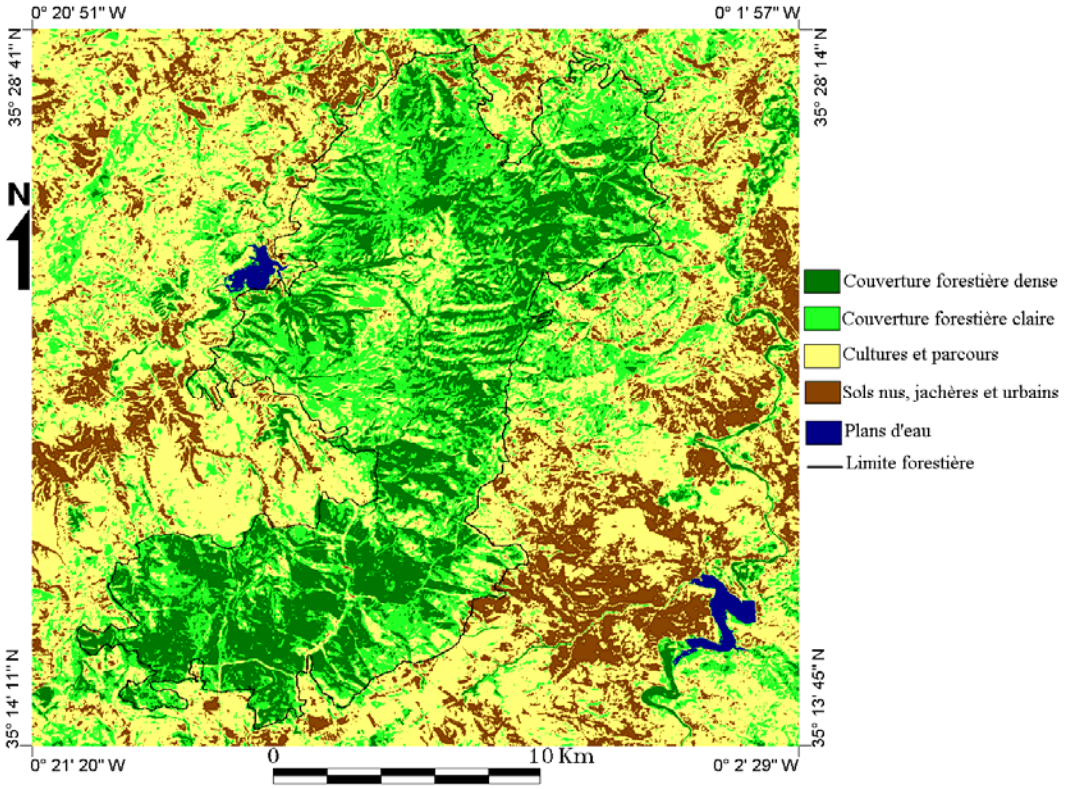


Figure 2 : Carte d'occupation du sol obtenue par classification automatique de l'image ETM+ de Landsat-7 du 29 mai 2000.
Land cover map obtained by automatic classification of Landsat-7 ETM+ of 29 may 2000

3. MATÉRIEL ET MÉTHODES

3.1. Données utilisées

Le jeu de données utilisé dans cette étude est constitué de sept bandes spectrales du capteur ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) de Landsat-7 acquises le 29 mai 2000 à 10 heures 30 minutes GMT.

Le capteur ETM+ mesure les luminances spectrales exo-atmosphériques dans les domaines optiques (visible, proche et moyen infrarouge) et thermiques (infrarouge thermique) (tableau 1). Les luminances dans le domaine optique sont converties en réflectances après correction des effets atmosphériques par utilisation du modèle SMAC *(Simplified Method for Atmospheric Correction)* (Rahman et Dedieu, 1994). Les effets liés aux reliefs sont corrigés à partir de la formule proposée par Duffie et Beckman (1991), faisant intervenir des variables dérivées du modèle numérique de terrain (MNT) et des paramètres relatifs à la position du soleil par rapport à un point sur l'image (les angles zénithal et azimutal et l'angle horaire). Les réflectances sont ensuite converties en albédo (r_o) et indice de végétation (NDVI).

Tableau 1: Caractéristiques du capteur ETM+ de Landsat.
Characteristics of Landsat ETM+ sensor.

Visible			**Proche et Moyen infra rouge**			**Infra rouge thermique**		
Bande	Domaine spectral (µm)	Résolution spatiale (m)	Bande	Domaine spectral (µm)	Résolution spatiale (m)	Bande	Domaine spectral (µm)	Résolution spatiale (m)
1	0,45 - 0,52	30 m	4	0,76- 0,90	30 m	6	10,4-12,5	60 m
2	0,52- 0,60	30 m	5	1,55 -1,75	30 m			
3	0,63- 0,69	30 m	7	2,08- 2,35	30 m			

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

$$r_o = 0{,}356.r_1 + 0{,}13.r_3 + 0{,}373.r_4 + 0{,}085.r_5 + 0{,}072.r_7 - 0{,}0018 \quad (1)$$

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

Les luminances dans le domaine thermique sont corrigées des effets de l'atmosphère à l'aide du calculateur de paramètres de correction atmosphérique (Barsi *et al.*, 2006). Les températures de surface (T_o) sont obtenues par conversion, suivant la loi de Planck, de ces luminances en températures radiatives qui sont ensuite corrigées des effets de l'émissivité par l'utilisation du modèle empirique de Van de Griend et Owe (1993). Une erreur de 1% sur la valeur d'émissivité conduit à une sous-estimation de la température de surface d'environ 0,4 à 0,8 °C (Vidal, 1989). Dans ce travail, l'émissivité, valeur estimée, est raisonnable eu égard aux valeurs rapportées pour le sol et la végétation (Van de Griend et Owe, 1993). Compte tenu de la taille du pixel (30 m), la différenciation des pixels est plus facile, conduisant à une estimation plus précise du NDVI. L'imprécision sur la température de surface (en tenant compte de l'émissivité et de la correction atmosphérique) peut être estimée à environ 2 à 3 °K.

Les données de télédétection sont complétées par des mesures météorologiques de terrain correspondant à la température (± 0,2 °C) et l'humidité de l'air (± 2 %), la vitesse du vent (± 0,11 $m.s^{-1}$), le rayonnement global, la fraction d'insolation et l'évapotranspiration potentielle journalière (tableau 2). Ces variables sont collectées au niveau de trois stations météorologiques (figure 1) : la station de l'office nationale de météorologie de Sfisef et les stations de l'agence des bassins hydrographiques, situées à proximité des barrages hydrauliques de Bouhanifia et de Cheurfa.

Les mesures météorologiques relevées au niveau de notre zone d'étude ont une assez bonne représentativité. Mais cependant pour la vitesse du vent et la température de l'air le relief est le premier facteur qui peut engendrer des imprécisions. Toutefois, ces deux paramètres ne varie que lentement dans l'espace "en terrain dégagé" (à moins de pénétrer en forêt, sous le couvert arboré). Et par jour de vent soutenu, le brassage de l'air homogénéise très rapidement la masse d'air. En plaine ou en zone de relief peu accidenté (comme dans notre site d'étude), une mesure tous les 10 à 20 kilomètres est certainement suffisante pour approcher la précision du degré Celsius sur la température de l'air.

Tableau 2 : Mesures météorologiques au moment de l'acquisition de l'image ETM+ de Landsat-7 du 29 mai 2000 à 10h 30' GMT.
Meteorological measurements at the time of the acquisition of ETM+ Landsat-7 of 29 May 2000 at 10h 30 'GMT.

Paramètres	Unité	Stations météorologiques		
		Sfisef	Bouhanifia	Cheurfa
Température de l'air	°C	25,6	26,4	25,8
Humidité relative	%	39,6	38,2	40,3
Vitesse du vent	$m.s^{-1}$	1,3	1,8	1,5
Rayonnement global	$W.m^{-2}$	894,3	892,8	889,5
Fraction d'insolation	-	0,95	0,97	0,96
Évapotranspiration potentielle	mm	10,2	10,4	10,6

3.2. Estimation de l'évapotranspiration

3.2.1 Rappel des bases théoriques du bilan énergétique

L'évapotranspiration, combinaison de la transpiration de la végétation et de l'évaporation du sol, est la quantité d'énergie cédée à l'atmosphère par le continuum sol-plante sous forme de vaporisation de l'eau liquide contenue dans le sol ou la plante. D'une manière générale, l'évapotranspiration d'une surface peut être reliée à la température de cette surface par l'intermédiaire du bilan d'énergie dont l'expression classique est :

$$Rn = G + H + \lambda E \quad (2)$$

indiquant la répartition du rayonnement net Rn en flux de chaleur par conduction dans le sol G, flux de chaleur convectif dans l'air H et flux de chaleur latente λE.

Le rayonnement net est la somme algébrique des différentes formes d'échanges radiatifs :

$$Rn = (1 - r_o)Rg + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (3)$$

faisant intervenir le rayonnement solaire global Rg, partiellement réfléchi par la surface en fonction de l'albédo r_o, le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde $L\downarrow$ et l'émission par la surface $L\uparrow$.

Le flux de chaleur par conduction dans le sol G est généralement faible devant les autres termes (Clothier *et al.*, 1986). Aussi a-t-on tendance à le négliger ou à en donner une valeur approchée par une fraction faible du rayonnement net. Quant au flux de chaleur sensible H, il est exprimé en fonction de l'écart entre la température de surface T_o et la température de l'air T_a :

$$H = \frac{\rho.Cp}{r_{ah}}(T_o - T_a) \quad (4)$$

Cette expression fait intervenir (en dehors des constantes ρ et Cp, masse volumique et chaleur spécifique de l'air à pression constante) la résistance au transfert turbulent r_{ah}, qui est fonction de la vitesse du vent, du régime de stabilité thermique de l'atmosphère et de la rugosité de la surface.

Pour estimer la résistance au transfert turbulent, certaines approches théoriques ont été proposées notamment par Paulson (1970). Elles sont basées essentiellement sur l'utilisation des profils logarithmiques de transfert de masse et d'énergie dans la partie de la couche limite de surface et sur le couplage surface-couche limite de surface qui s'opère au niveau des flux à la base de la couche limite convective. L'intégration des profils de vitesse conduit à deux fonctions de similitudes ψ_m et ψ_h paramétrées par le régime des échanges convectifs de quantités de mouvement et de chaleur, on a alors (Vidal *et al.*, 1987) :

$$u^* = K.u/\left[\ln(za/z_{om}) - \psi_m(za/L)\right] \quad (5)$$

$$r_{ah} = \frac{1}{K\,u^*}\left[(\ln za/z_{oh}) - \psi_h(za/L)\right] \quad (6)$$

où za est la hauteur de référence où se font les mesures météorologiques généralement égale à 2 m, u est la vitesse du vent à 2 m, ψ_h et ψ_m sont les fonctions de stabilité au transfert de chaleur et de quantité de mouvement, u* est la vitesse de frottement, K est la constante de von Karman (≈ 0,41), z_{om} est la rugosité au transfert de quantité de mouvement, z_{oh} est la rugosité au transfert de chaleur et L est la longueur de Monin-Obukhov :

$$L = -\frac{\rho.Cp.T_a.u^{*3}}{K.g.H} \quad (7)$$

où g est la pesanteur.

L'équivalent énergétique de l'évapotranspiration est le flux de chaleur latente λE, donné par :

$$\lambda E = \frac{\rho.Cp}{\gamma}\frac{e_{sat}(T_o) - e_a}{r_{ah} + r_s} \quad (8)$$

où γ est la constante psychrométrique, r_s est la résistance de surface, e_a est la tension de vapeur d'eau à la hauteur de référence (za) et $e_{sat}(T_o)$ est la tension de vapeur saturante à la température de surface. Ce flux constitue une des composantes principales sur lequel repose le modèle SEBAL.

3.2.2. Estimation de l'évapotranspiration réelle à partir du modèle SEBAL

Pour pouvoir accéder à l'évapotranspiration, le modèle SEBAL se base sur l'estimation du flux de chaleur latente (λE) par l'intermédiaire de l'équation du bilan d'énergie :

$$\lambda E = Rn - G - H \quad (9)$$

La cartographie du rayonnement net (Rn) nécessite l'évaluation des termes suivant :

- le rayonnement global incident (Rg), obtenu à partir des observations météorologiques; cette donnée permet d'évaluer la transmissivité de l'atmosphère (τ_{sw}) qui est, dans ce cas d'étude égale à 0,73 ;

- l'émission par la surface ($L\uparrow$) obtenue par l'expression de Stephan-Boltzman, utilisant la température de surface en supposant l'émissivité égale à 1;

- le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde ($L\downarrow$), utilisant la température de l'air et l'émissivité de l'atmosphère. Plusieurs relations empiriques ont été proposées pour exprimer l'émissivité de l'atmosphère (ε_a), dont la plupart sont fonction de la température de l'air (T_a) et la tension de vapeur d'eau dans l'air (Brurseart, 1975 ; Prata, 1996). Pour des raisons de simplicité, on utilisera ici la formule de Brutseart (1975) :

$$\varepsilon' = 1{,}24.\left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{1/7} \quad (10)$$

Pour le flux de chaleur dans le sol, il est pratiquement impossible de le cartographier directement. Le flux de chaleur conductif G_o est relié à l'écart entre la température de surface et celle du sol par la relation :

$$G_o = \frac{\rho.C_p}{r_{sol}}(T_o - T_{sol}) \quad (11)$$

Ce flux, avec la complexité des paramètres qui entrent en jeu, telles que la température du sol T_{sol} et la résistance du sol au transfert de chaleur r_{sol}, ne peut être estimé directement par télédétection. Plusieurs approches montrent qu'il peut être obtenu à partir du rapport G_o/R_n qui peut être estimé par télédétection.

Plusieurs formulations empiriques ou semi-empiriques ont été proposées afin de quantifier le flux de chaleur dans le sol à partir des propriétés radiatives de surface accessibles par télédétection. Clothier *et al.* (1986) ont observé expérimentalement que le rapport G_o/R_n est relativement constant autour du midi solaire. Par ailleurs, le rapport G_o/R_n varie essentiellement avec le pourcentage de couverture du sol par la végétation, induisant une forte corrélation avec le NDVI. Moran *et al.* (1989) ont exprimé le rapport G_o/R_n à l'aide du NDVI selon une relation exponentielle. Kustas et Daughtry (1990) ont proposé une relation linéaire entre les rapports G_o/R_n et $\rho(PIR)/\rho(R)$, où $\rho(PIR)$ et $\rho(R)$ sont les réflectances mesurées respectivement dans le proche infrarouge et le rouge. Pour l'ensemble de ces formulations, les coefficients sont déterminés empiriquement. Les résultats sont en général satisfaisants, mais de fortes dispersions ont été observées.

Dans SEBAL, le flux de chaleur dans le sol est estimé à partir de la formule empirique proposée par Bastiaanssen *et al.* (1998) :

$$\frac{G_o}{Rn} = \frac{T_o}{r_o}\left[(0{,}0032.r_o{}^{moy} + 0{,}0062.(r_o{}^{moy})^2\right].\left[1 - 0{,}978(NDVI)^4\right] \quad (12)$$

Expression qui prend en compte l'albédo, l'indice de végétation, la température de surface et le rayonnement net. Le premier coefficient, représente la proportionnalité entre le flux de chaleur dans le sol et le rayonnement net pour un sol nu. Le deuxième coefficient prend en compte l'extinction du rayonnement incident par le couvert, pour les surfaces couvertes de végétation (Clothier *et al.*, 1986). La précision de cette formulation pour le flux de chaleur dans le sol est de $0{,}04R_n$, soit une incertitude maximale de l'ordre de 40 $W.m^{-2}$ (Jacob, 1999).

Un autre point tout aussi crucial a estimé est la longueur de rugosité mécanique, noté z_{om} (cf. équation 4), qui est directement liée à la hauteur de la canopée h_v (Brutsaert, 1982). L'estimation directe de la hauteur de la végétation par télédétection optique étant impossible. On peut l'approcher par l'utilisation de l'indice NDVI. Allen (2007) a proposé une formulation d'estimation de z_{om} en fonction du rapport $NDVI/r_o$:

$$z_{om} = \exp\left[a + b\left(\frac{NDVI}{r_o}\right)\right] \quad (13)$$

L'utilisation de l'albédo r_o dans cette expression permet de distinguer entre un couvert végétal à développement vertical élevé (arbres par exemple) et un autre bas. Généralement, pour la même valeur du NDVI, l'albédo est faible pour un couvert haut par rapport à un couvert bas, à cause de la présence de l'ombre. Allen (2007) suppose que cette relation est aussi valable sur des surfaces hétérogènes, cas de notre zone d'étude, ce qui justifie son utilisation dans le présent travail.

La longueur de rugosité thermique z_{oh} (cf. équation 5) est déduite ainsi de la rugosité mécanique à l'aide du paramètre kB^{-1} (Choudhury, 1989) :

$$z_{oh} = \frac{z_{om}}{(kB^{-1})} \quad (14)$$

Dans le cadre de ce travail, on se base sur le modèle de Massman (1997), utilisé dans l'approche SEBS (Su, 2002), pour estimer le paramètre kB^{-1}.

Il est ensuite possible de cartographier le flux de chaleur sensible qui est fonction de l'écart entre la température de surface et la température de l'air, et de la résistance au transfert turbulent (r_{ah}) qui tient compte du régime de stabilité thermique de l'atmosphère, ce qui représente un point délicat. Pour l'estimation de (r_{ah}), on se base sur l'utilisation des profils moyens de la partie de la couche limite dans laquelle les flux verticaux (flux de quantité de mouvement τ, vitesse de frottement u*, vitesse du vent) peuvent être considérés comme constants même au dessus des terrains hétérogènes. Il est donc possible de supposer que, pour les pixels secs, le flux de chaleur latente (λE) est nul et l'équation du bilan d'énergie s'écrit alors :

$$H^{sec} = Rn - G \tag{15}$$

Le repérage des pixels secs (figure 3) se fait par l'analyse de la relation entre l'albédo et la température de surface (Hamimed *et al.*, 2001). Sur ces pixels, la résistance au transfert turbulent (r_{ah}^{sec}) est estimée selon l'expression :

$$\frac{\partial H}{\partial T_o} = \frac{\rho . C_p}{r_{ah}^{sec}} \tag{16}$$

Le terme $\partial H/\partial T_o$ qui peut être calculé par l'expression suivante :

$$\frac{\partial H}{\partial T_o} = -Rg \frac{\partial r_o}{\partial T_o} + \frac{\partial L^*}{\partial T_o} - \frac{\partial G}{\partial T_o} \tag{17}$$

correspond à une combinaison des équations 2 et 3 suivie d'une différenciation par rapport à la température de surface T_o.

L* est le bilan des rayonnements des grandes longueurs d'onde qui est défini par l'expression :

$$L^* = L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \tag{18}$$

La détermination de $\partial H/\partial T_o$, pour les pixels secs, nécessite l'évaluation des différents termes du membre droit de l'équation 17.

L'équation 16 permet d'obtenir une valeur de résistance au transfert turbulent (r_{ah}^{sec}) à la hauteur de la couche limite de surface (généralement égale à 100 m) (Bastiaanssen *et al.*, 2000). Cette valeur, introduite dans un procédé itératif, permet d'obtenir la vitesse de frottement à la hauteur de la couche limite de surface u^*_{100} (tableau 3). Cette dernière valeur, considérée constante à cette hauteur, permet d'estimer la vitesse moyenne du vent (u) à la hauteur de référence en utilisant les profils logarithmiques. En intégrant la rugosité aérodynamique au transfert de quantité de mouvement (z_{om}) dans un second procédé itératif, nous pouvons cartographier la vitesse de frottement (u*) à la hauteur de référence. Enfin, l'utilisation du modèle de similarité de Monin-Obukhov nous permet la cartographie de la résistance au transfert turbulent suivant l'équation 6.

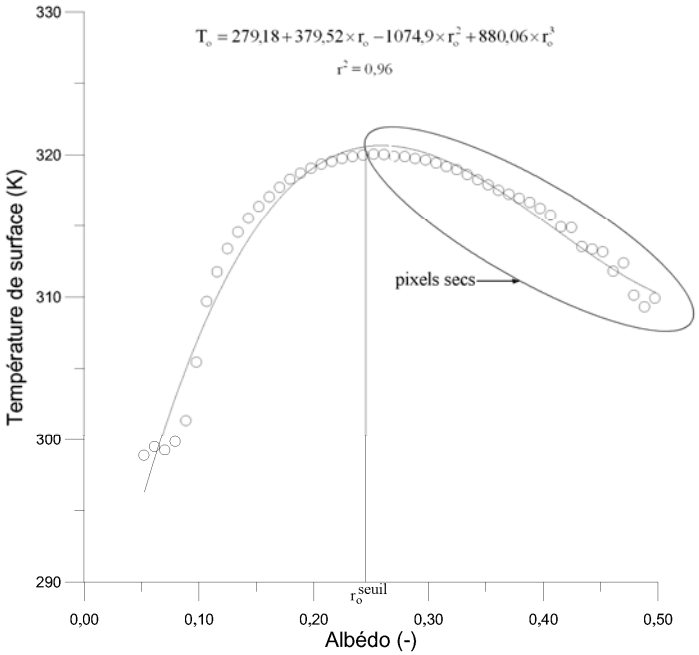


Figure 3 : Repérage des pixels secs à partir de la relation entre l'albédo et la température de surface.
Location of the dry pixels with relationship between albedo and surface temperature.

Tableau 3 : Les paramètres du flux de quantité de mouvement à la hauteur de la couche limite de surface (100 m).
Momentum flux parameters at the surface boundary layer height (100 m).

Paramètre	**Unité**	**Valeur**
u*	$m.s^{-1}$	0,54
L	m	-56,796
ψ_h	-	2,616
ψ_m	-	0,069
r_{ah}	$s.m^{-1}$	42,55
T_p (température potentielle)	K	281,84

La différence δT entre les températures de surface et de l'air est obtenue par inversion de l'expression de flux de chaleur sensible pour les surfaces humides (T_o=T_a) et les surfaces sèches (H = Rn - G), en supposant que la relation entre T_o et T_a est linéaire.

L'utilisation de l'équation 4 nous permet enfin d'estimer, à l'échelle du pixel, le flux de chaleur sensible H et de résoudre la relation du bilan d'énergie. Cette démarche aboutit à la cartographie du flux de chaleur latente instantané. Cependant, ses valeurs dépendent fortement des conditions de son estimation, elles sont confrontées à la représentativité des mesures, celle-ci étant fonction des conditions météorologiques et de la variabilité des surfaces (Jacob, 1999). Il est donc préférable, pour une interprétation plus aisée, d'en déduire des indicateurs d'alimentation hydrique tels que la fraction d'évaporation (Λ) qui nous permettra de déduire l'évapotranspiration journalière. Cette grandeur doit permettre d'interpréter de façon plus précise le comportement d'une surface vis-à-vis d'un déficit d'eau.

Plusieurs auteurs considèrent que la fraction évaporative (Λ) est stable à l'échelle de la journée (Sugita et Brutsaert, 1991). A partir de cette hypothèse, il est ainsi possible de spatialiser l'évapotranspiration à partir de mesures instantanées de la fraction évaporative, similaire à celle intégrée sur la journée (Kustas *et al.* 1994), selon l'expression :

$$\Lambda = \frac{\lambda E_j}{Rn_j - G_j} \tag{19}$$

L'évapotranspiration journalière ETR_j (mm/j) est déduite ainsi par l'expression :

$$ETR_j = \Lambda\left(Rn_j - G_j\right) \tag{20}$$

Avec G_j est le flux conductif journalier qui peut être négligé et Rn_j est le rayonnement net journalier qui est exprimé par l'expression (De Bruin et Holtslag, 1982) :

$$Rn_j = (1 - r_o)Rg_j - 110\tau_{swj} \tag{21}$$

Où Rg_j est le rayonnement global journalier et τ_{swj} la transmissivité journalière de l'atmosphère (évaluée à partir de la fraction d'insolation) qui peuvent être estimés selon Allen *et al.* (1998).

D'autre part, les résultats obtenus à partir du modèle SEBAL sont comparés à d'autres méthodes : la méthode de Priestley-Taylor et le rapport de Bowen. Notre choix s'est porté sur ces deux méthodes car, d'une part, le rapport de Bowen a pu être calculé à partir de données terrain accessibles dans notre zone d'étude et d'autres part, la méthode de Priestley-Taylor a donné de bons résultats en région semi-aride (Xiaoying et Erda, 2005).

Le flux de chaleur latente est donné à partir de la formule de Priestley et Taylor (1972) :

$$\lambda E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\left(Rn - G\right) \tag{22}$$

où Δ est la pente de pression de vapeur saturante à la température T_a et, γ est la constante psychrométrique (0,66 $mb.K^{-1}$) et α est le paramètre de Priestley et Taylor qui varie de 0 à 1,26.

Cette méthode repose sur le point stratégique de l'estimation du paramètre α qui est considéré comme l'intégration de la résistance de surface de la canopée et de la résistance aérodynamique, difficile à estimer. Une interpolation linéaire est utilisée pour obtenir la valeur de α dans l'équation 22 basée sur la température de surface et le NDVI selon l'approche proposée par Jiang et Islam (2001) (figure 4), mais qui reste tributaire des conditions du vent et de l'état hydrique de la région. Les limites fixées à 1,26 pour le paramètre α se justifient dans des conditions de vent faible et de déficit hydrique peu important (Xiaoying et Erda, 2005), cas de notre site d'étude. Les autres termes peuvent être calculés à l'aide des données de télédétection.

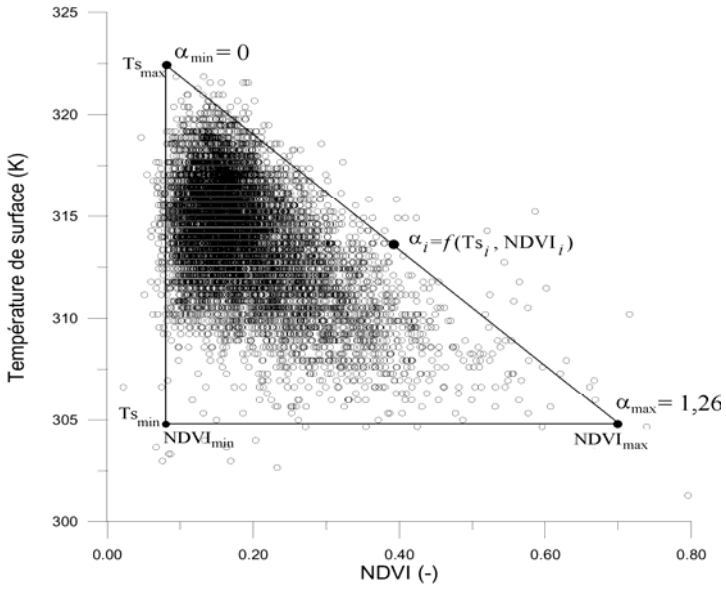


Figure 4 : Approche utilisée pour estimer le paramètre de Priestley et Taylor(α).
Approach using to derived the Priestley & Taylor parameter (α).

Le rapport de Bowen représente le rapport entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente ($\beta = H/\lambda E$) (Guyot, 1997). Il a été calculé selon la formule de Bowen (1926) :

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{(T_1 - T_2)}{(e_1 - e_2)} \quad (23)$$

D'où $$\lambda E = \frac{Rn - G}{\beta + 1} \quad (24)$$

avec T la température de l'air et e la pression de vapeur, à deux niveaux, mesurés par les trois stations météorologiques et deux mesures supplémentaires ont été effectués dans des stations de mesures automatiques sur le site d'étude (cf. figure 1).

Dans des environnements semi-arides d'advection, les erreurs possible pour l'estimation de l'évapotranspiration avec la méthode du rapport de Bowen se situe entre 5 à 15% durant la journée (Gavilan *et al*., 2007) en comparaison avec la méthode du lysimètre.

4. RÉSULTATS ET DISCUSSION

A partir de l'approche proposée par le modèle SEBAL, une majeure partie des variables de l'interface sol-végétation-atmosphère intervenant dans le bilan énergétique des surfaces, ainsi que les flux résultants, peut être cartographié.

Les résultats obtenus reflètent la dynamique spatiale du site d'étude dans le cas des variables étudiées (tableau 4). La température de surface est reliée indirectement au flux de chaleur latente par le biais de l'équation du bilan d'énergie. Elle varie dans l'image satellite entre 314 et 325,5 K avec une valeur moyenne pour les pixels secs supérieure à celle des pixels humides qui est en adéquation avec les écarts de température (T_o-T_a) très élevé sur les pixels secs (29,13°C) et très faibles sur les pixels humides (1,32°C) pour une vitesse de vent faible (1,5 $m.s^{-1}$), ne permettant pas une homogénéisation des surfaces. Les pixels secs correspondent en majorités à des surfaces où les sols nus sont dominants (NDVI faible), tandis que les pixels humides sont représentés par une couverture forestière dense (NDVI élevé), pour cette période d'étude qui se situe au printemps. Prosper-Laget (1998) a démontrée qu'en période estivale, pour un couvert forestier, l'indice de végétation peut diminuer et la température de surface augmenter, mettant ainsi en évidence un stress hydrique de la végétation et donc présentant un risque élevé d'incendie, caractéristiques des forêts méditerranéennes.

Tableau 4 : Paramètres et flux de surface instantanés au dessus des pixels secs et humides.
Instantaneous and surface fluxes above dry and wet pixels.

Paramètre	**Unité**	**Pixels secs**	**Pixels humides**
NDVI	-	0,11	0,51
Albédo	-	0,30	0,10
Emissivité	-	0,90	0,99
Température de surface	°C	57,11	27,11
Température de l'air	°C	27,98	25,79
Rayonnement net	$W.m^{-2}$	612,09	837,32
Flux de chaleur dans le sol	$W.m^{-2}$	130,41	74,43
Vitesse de frottement	$m.s^{-1}$	0,14	0,12
Longueur de Monin-Obukhov	m	-1,18	-10,26
Résistance au transfert de chaleur	$s.m^{-1}$	94,86	160,67
Flux de chaleur sensible	$W.m^{-2}$	214,24	41,79
Flux de chaleur latente	$W.m^{-2}$	00	603,15
Fraction d'évaporation	-	00	1
Différence entre la température de surface et la température de l'air	° C	29,13	1,32

Il a été remarqué que la résistance au transfert turbulent pour les pixels secs reste faible (voir tableau 4), provoquant ainsi la libération de la chaleur sensible vers l'atmosphère. Ceci peut s'expliquer par les différences élevées entre les températures de surface et de l'air. En revanche, les pixels humides présentent les fortes valeurs de la résistance au transfert turbulent, car l'énergie disponible à la surface est alors essentiellement utilisée dans l'évapotranspiration.

Finalement, les cartographies obtenues (figure 5) permettent de visualiser la variabilité spatiale de l'évapotranspiration journalière. L'évapotranspiration observée varie de 0 à 12,2 mm/jrs avec une moyenne de 6,1 mm/jrs et une dominance marquée des surfaces soumise à un déficit hydrique ($0 < \Lambda < 0,2$) (zone en rouge) qui correspond au sol nu, culture, jachère, parcours et couverture forestière claire. Alors que l'état hydrique optimal ($\Lambda \geq 0,7$) n'est représenté que sur une faible superficie, surfaces forestières dense et zone humides (ripilsylve et plan d'eau). Idso *et al.* (1981) montrent dans leurs travaux, que les surfaces marquées par un déficit hydrique enregistrent une fraction d'évaporation inférieure à 0,5 ($\Lambda \leq 0,5$). La dominance de ce déficit hydrique est nettement observée sur les distributions fréquentielles de l'évapotranspiration réelle journalière (figure 6) et sur celles de la fraction d'évaporation (figure 7) qui peut s'expliquer par des sols en majorité sablo-argileux donc présentant une forte infiltration (faible réserve utile) et un couvert végétal clair.

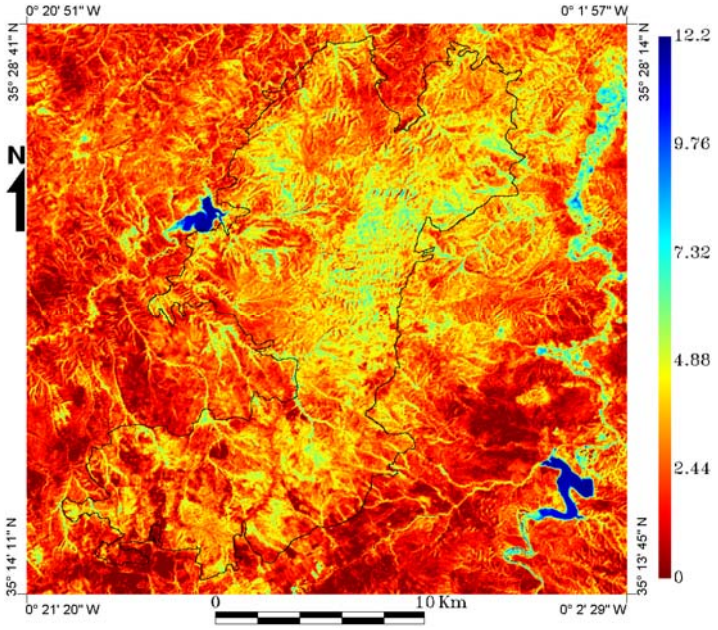


Figure 5 : Variation de l'évapotranpiration réelle journalière estimée à partir du modèle SEBAL (mm/j).
Daily actual evapotranspiration derived using SEBAL (mm/day).

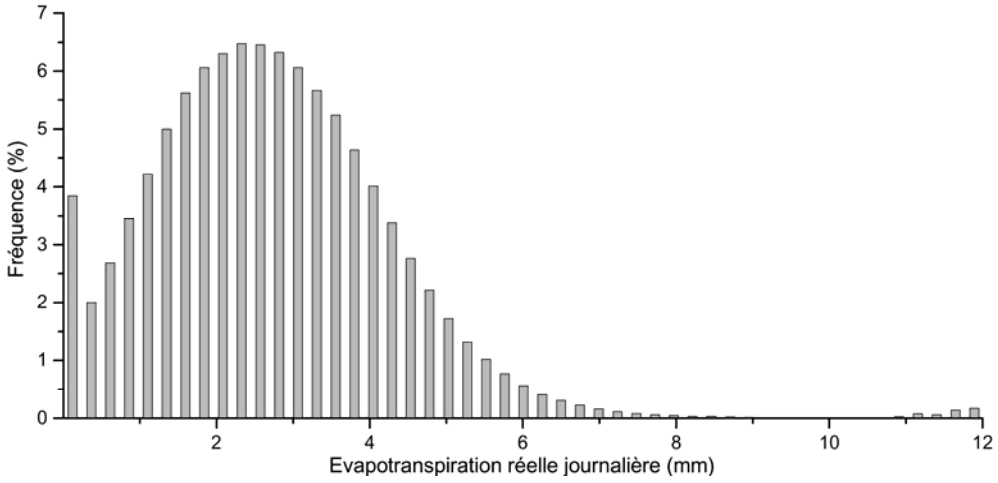


Figure 6 : Distribution fréquentielle de l'évapotranpiration réelle journalière.
Frequency distribution of daily actual evapotranspiration.

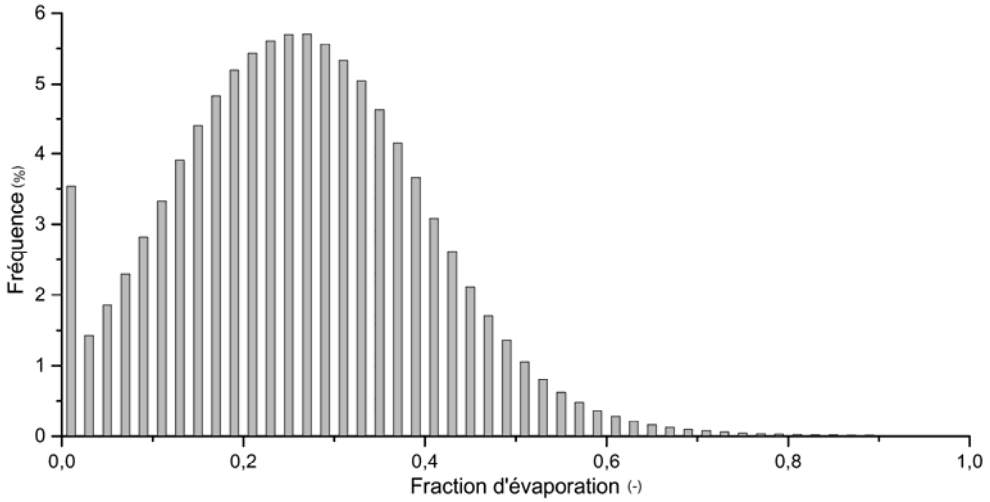


Figure 7 : Distribution fréquentielle de la fraction d'évaporation.
Frequency distribution of fraction evaporative.

Les résultats présentés sur le tableau 5, résument l'évapotranspiration journalière pour les différentes occupations du sol. Il est constaté que les valeurs élevées sont observées sur les couverts forestiers denses et que les faibles valeurs concernent les sols nus qui correspondent à des valeurs élevées d'albédo.

Tableau 5: Variation de l'évapotranspiration réelle journalière
et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol.
Variation of daily actual evapotranspiration and moisture indicators with land use.

Type d'occupation des sols	**Λ** (-)	**ETR** (mm)	**α** (-)
Sol nu, jachère et urbain	0,1826	1,66	0,27
Culture et parcours	0,2353	2,34	0,34
Couverture forestière claire	0,3097	3,26	0,44
Couverture forestière dense	0,3546	3,98	0,50
Surface d'eau libre (barrage)	0,9392	10,72	1,22

Cette variabilité spatiale s'observe aussi à l'intérieur du couvert forestier (tableau 6 et 7) suivant l'hétérogénéité du milieu, principalement pour la pente et l'exposition. Les versants ouest présentent la valeur la plus importante qui suit la logique de l'arrivée des pluies, zone plus humide. Mais ce sont les zones représentées par toutes les expositions qui indiquent le plus grand stress hydrique, car elles représentent souvent des terrasses à pentes faibles qui constituent des vides labourables en milieu forestier, et à cette période de l'année elles sont considérées comme des sols nus (fort albédo). Ce sont souvent des zones favorables au départ de feu. Les versants exposés au nord ont eux aussi des valeurs plus élevées d'évapotranspiration comparées à ceux exposés au sud. Les versants sud étant plus secs et plus dénudés. Ce sont les zones situées sur les pentes fortes qui comptabilisent les valeurs les plus élevées d'évapotranspiration. En effet, ces zones présentent les plus fortes densités de végétation dans un objectif de protection des versants contre l'érosion et les plus difficiles d'accès, alors que les faibles pentes sont souvent des couverts clairs auxquels sont associés la culture ou le pâturage, favorables au départ de feu (bordure de routes). Cela confirme la relation étroite entre le taux de couverture végétale et l'évapotranspiration journalière (Ayenew, 2003).

Tableau 6 : Variation de l'évapotranspiration réelle journalière et de la fraction d'évaporation en fonction de la topographie.
Variation of daily actual evapotranspiration and fraction evaporative with topography.

Topographies	**ETR** (mm)	**Λ** (-)
Piedmonts, terrasses (0 – 12,5 %)	3,45	0,3363
Haut piedmonts (12,5 – 25 %)	3,60	0,3509
Flancs de coteaux, crête (> 25 %)	4,12	0,3997

Tableau 7 : Variation de l'évapotranspiration réelle journalière et de la fraction d'évaporation en fonction de l'exposition.
Variation of daily actual evapotranspiration and fraction evaporative with aspect.

Exposition	**ETR** (mm)	**Λ** (-)
Nord	3,26	0,3178
Sud	2,90	0,2943
Est	3,27	0,3212
Ouest	3,96	0,3335
Toutes	2,72	0,2681

Les valeurs de l'évapotranspiration réelle ainsi estimées sont à considérer avec précaution et n'ont qu'une valeur relative, car il n'existe pas de méthode de validation à des échelles d'espace aussi larges. Cependant, l'originalité de SEBAL, quant à la détermination de la température de l'air et de la vitesse du vent, a donné des estimations relativement réalistes, ce qui constitue un point très positif pour valider les résultats obtenus. La température de l'air et la vitesse du vent a été déterminé au niveau de référence, en considérant l'évapotranspiration négligeable, propriétés des pixels secs (cf. figure 3), selon un processus d'agrégation (cf. équation 15).

Nous pouvons donc remarquer que la vitesse moyenne du vent (cf. tableau 1) mesurée au sol à l'instant du passage du satellite (1,5 $m.s^{-1}$), ne diffère pas beaucoup de la vitesse moyenne du vent simulée par les profils logarithmiques (1,44 $m.s^{-1}$) sur le site retenu. En outre, la comparaison de la température de l'air mesurée au niveau des cinq stations de mesure (cf. figure 1) situées dans notre zone d'étude avec celles simulée par le modèle SEBAL (figure 8) montre un bon ajustement avec une faible valeur de RMSE (root mean squared error) de seulement 0,78 ° C de T_a observée.

Une autre possibilité pour valider nos résultats consiste à comparer les valeurs de flux de chaleur latente obtenues au sol par l'utilisation du rapport de Bowen (Guyot, 1997) avec celles estimées sur l'image par SEBAL. Pour estimer le flux de chaleur latente avec la méthode du rapport de Bowen les mesures de Rn, G, Ta et e (pression de vapeur) à deux niveaux ont été utilisés (cf. équation 22) à partir de cinq stations de mesures (cf. figure 1). Le résultat de cette confrontation entre les deux séries de valeurs montre une corrélation suffisante (figure 9) avec un RMSE de 64 $W.m^{-2}$ sur λE du rapport de Bowen.

D'autre part, nous avons comparé nos résultats avec une autre méthode, utilisée pour estimer le flux de chaleur latente à partir de la formule de Priestley et Taylor (1972). La confrontation des valeurs du flux de chaleur latente obtenues par SEBAL avec celles estimées par la méthode de Priestley et Taylor montre une bonne concordance (figure 10), ce qui justifie la validité de l'approche utilisée.

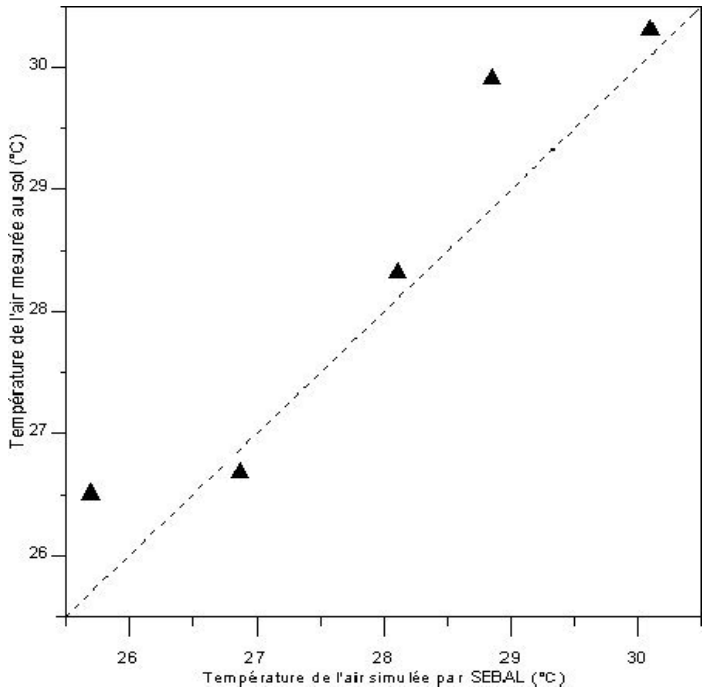


Figure 8 : Comparaison entre les températures de l'air mesurées et celles simulées par le modèle SEBAL.
Comparison between SEBAL and ground-measured air temperatures.

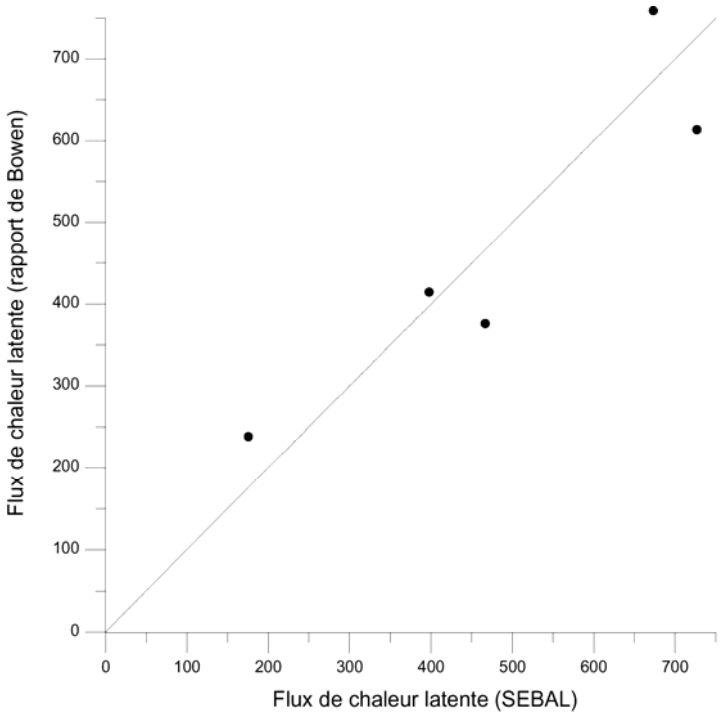


Figure 9 : Comparaison entre les valeurs du flux de chaleur latente ($W.m^{-2}$) obtenues par SEBAL et celles estimées au sol à partir du rapport de Bowen.
Comparison between SEBAL and the Bowen ratio latent heat fluxes ($W.m^{-2}$).

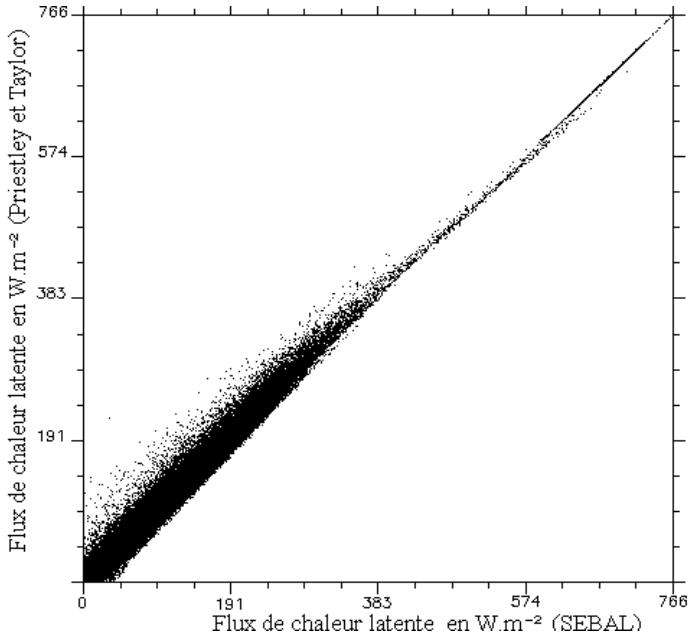


Figure 10: Comparaison entre les valeurs du flux de chaleur latente obtenues à partir du modèle SEBAL et celles estimées à partir de la formule de Priestey et Taylor.
Comparison between SEBAL and Priestley & Taylor latent heat fluxes.

6. CONCLUSION

Les différents résultats présentés illustrent parfaitement les possibilités qu'offrent les données de télédétection pour la paramétrisation du bilan d'énergie à la surface à des fins de suivi de l'évapotranspiration de surfaces naturelles. Cependant, l'utilisation de la télédétection infrarouge thermique dans une stratégie de diagnostic hydrique d'un couvert végétal est assez confrontée à des limites d'ordre théorique liées aux effets directionnels et aux interactions entre le sol et la végétation particulièrement en région semi-aride où la végétation est fortement dégradée (Chehbouni *et al.*, 2001). Cependant, la modélisation, comme nous l'avons démontré, 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.

En effet, le modèle SEBAL fonctionnent de manière appropriée pour des images haute résolution, comme ETM+ de Landsat (NDVI résolution de pixel de 30 m et T_o de 60 m), avec des conditions atmosphériques constantes et présentant une hétérogénéité spatiale suffisante (sites secs et humides), comme celle étudiée ici. Il permet de déterminer la fraction d'évaporation et le flux de chaleur latente de manière assez rapide, qui peuvent représenter des indicateurs directs et simples pour le suivi des conditions de sécheresse des milieux forestiers.

L'approche SEBAL apparaît donc assez indiquée pour une réelle exploitation des données satellitaires pour l'estimation d'un certain nombre de paramètres à l'interface sol-plante-atmosphère, apprécier le degré du stress hydrique et bien différencier les zones sèches des zones humides. Ces paramètres ont l'avantage d'offrir une couverture spatiale plus satisfaisante que les données ponctuelles dans une perspective de lutte contre les incendies de forêt.

Étant donné la simplicité du modèle utilisé dans cette étude, nos résultats sont raisonnables, mais pourrait bénéficier d'études complémentaires. En effet, les valeurs obtenues à partir de cette méthode pour un seul jour ne sont pas suffisantes pour un suivi rigoureux du risque d'incendie qui nécessite un suivi quotidien de l'état hydrique. D'autant plus que les données Landsat n'offrent pas une couverture temporelle suffisante (répétitivité tous les 16 jours). Cependant, pour une meilleure représentation des variations en teneur en eau de la végétation, l'utilisation d'une couverture d'images multi-temporelle plus large notamment avec Spot-Végétation ou Modis, NOAA-AVHR (répétitivité journalière), serait plus appropriée.

Ainsi, cette nouvelle approche pourrait avoir un impact important dans l'avenir pour la lutte contre les feux de forêts, en particulier si elle est utilisée en combinaison avec d'autres données (carte des feux) ou d'autres informations comme les systèmes d'information géographique (SIG). Elle constituerait ainsi un outil extrêmement pertinent et prometteur pour la cartographie de la couverture de surface et la caractérisation des écosystèmes terrestres en Algérie où les données terrain sont rares et difficilement accessibles.

Remerciements

Les auteurs remercient les conservations des forêts de Mascara et de Sidi bel Abbes (Algérie) pour leur support lors des visites sur le terrain et la mise à notre disposition de la documentation. Nous tenons aussi a remercier M. Sylvain Bigot, professeur a l'Institut de Géographie Alpine a Grenoble (France) pour son soutien et ses précieux conseils.

Références

Allen, R.G., Pereira, L.A., Raes, D., Smith, M. (1998) Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56, FAO, Rome, Italy, 293 p.

Allen, R.G., Tasumi, M. and Trezza, R. (2007) Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, vol. 133, no 4, p. 380-394.

Ayenew, T. (2003) Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in Ethiopian rift and adjacent highlands. Journal of Hydrology, vol. 279, p. 83-93.

Barsi, J. A., Barker, J. L., and Schott, J. R. (2006) An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a Single Thermal Band Earth-Sensing Instrument. http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/Barsi_IGARSS03.PDF

Bastiaanssen, W. g. m. (2000) SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz basin, Turkey. Journal of Hydrology, vol. 229, p. 87-100.

Bastiaanssen, W. g. m., Menenti, M., Feddes, R.a. and Holtslag, A. a. m. (1998) Remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) : 1. Formulation. Journal of Hydrology, vol. 213, p. 198-212.

Bowen, I.S. (1926) The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Physics Review, vol. 27, p.779-787.

Brutsaert, W. (1975) On a derivable formula for long wave radiation from clear skies. Water Resources Research, vol. 11, p. 742-744.

Brutsaert, W. (1982) Evaporation into the atmosphere. Reidel D. Publishing Company, Boston, Massachusets, 299 p.

Brutsaert, W. and Sugita, M. (1992) Application of self-preservation in the diurnal evolution of the surface energy budget to determine daily evaporation. Journal of Geophysical Research, vol. 97(D17), p. 18377-18382.

Chehbouni, A., Nouvellon, Y., Kerr, Y. H., Moran, M. S., Watts, C., Prevot, L., Goodrich, D. C., and Rambal S., (2001) Directional effect on radiative surface temperature measurements over a semi-arid grassland site. Remote Sensing of Environment, vol. 76, p. 1-13.

Choudhury, B.J., (1989) Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data:vistas in modelling. P. 628-690 in G. Asrar (Ed.) Theory and Applications of Optical Remote Sensing. Wiley edition, New York, 750p.

Chuvieco, E. and Martin, M.P (1994) Global Fire Mapping and Fire danger estimation using AVHRR images. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 60, no 5, p. 563-570.

Chuvieco, E., Deshayes, M., Stach, N., Cocero and D., Riaño, D. (1999) Short-term fire risk: Foliage moisture content estimation from satellite data. P. 122-135 in E. Chuvieco (Ed.) Remote sensing of large wildfires in the European Mediterranean Basin. Alcala´ University press, Madrid, Spain, 228 p.

Clothier, B.E., Clawson, K.L., Pinter, P.J., Moran, M.S., Reginato, R.J. and Jackson, R.D. (1986). Estimation of soi1 heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 37, p. 319-329.

De Bruin, H. a. r., Holtslag, A. a. m. (1982). A simple parameterization of the surface fluxes of sensible and latent heat during daytime compared with the Penman–Monteith concept. Journal of Applied Meteorology, vol. 21, p. 1610-1621.

Duffie, J.A. and Beckman, W.A. (1991) Solar Engineering of Thermal Processes. Edition 2, Wiley - Interscience, New York, 944p.

Eidenshink, J.C., Burgan, R.E. and Haas, R.H. (1990) Monitoring fire fuels condition by using time series composites of Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) data. P. 68-82 in Proceedings of Resource Technology, Washington, 12-15 November 1990, 2nd International Symposium on Advanced Technology in Natural Resource Management, 180p.

Gavilan, P. (2007) Accuracy of the Bowen ratio-energy balance method for measuring latent heat flux in a semiarid advective environment. Irrigation Science, vol. 25, no 2, p. 127-140.

Gouyet, J.F., King, C., Le Gleau, H., Malon, J.F., Phulpin, T. et Valette, J.C. (1991) Apport des données satellitaires NOAA-AVHRR dans le suivi de la végétation forestière. P. 625-629 in Proceedings of the 5th international Colloquium on Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, Courchevel, 14- 18 January 1991, France, vol. II, 700 p.

Goward, S.N. and Dye, D.G. (1987) Evaluating North American net primary productivity with satellite observations. Space Research, vol. 11, no 3, p. 249-253.

Granier, A. (1987) Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurement. Tree Physiology, vol. 3, p. 309-320.

Guyot, G. (1997) Climatologie de l'environnement. Éditions Masson, 505 p.

Hamimed, A., Mederbal, K. et Khaldi, A. (2001) Utilisation des données satellitaires TM de Landsat pour le suivi de l'état hydrique d'un couvet végétal dans les conditions semi-arides en Algérie. Télédétection, vol. 2, p. 29-38.

Hoff, C. et Rambal, S., (1999) Les Ecosystèmes Forestiers Méditerranéens face aux Changements Climatiques. In Impacts potentiels du changement climatique. On line, http://www.agora21.org/mies/chan-clim13.html

Idso, S.B., Jackson, R.D., Pinter, J.R., Reginato, R.J. and Hatefield, J.L. (1981) Normalizing the stress degree-day parameter for environmental variability. Agricultural Meteorology, vol. 24, p. 45-55.

Ivanov, R. (1972) Projet d'aménagement des forêts domaniales de Louza, Baudens et Guetarnia. Edition Bendimered, Tome 1, 400 p.

Jacob, F. (1999) Utilisation de la télédétection courtes longueurs d'onde et infrarouge thermique à haute résolution spatiale pour l'estimation des flux d'énergie à l'échelle de la parcelle agricole. Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III, 268 p.

Jiang, L. and Islam, S. (2001) Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. Water Resource Research, vol. 37, no 2, p. 329-340.

Kustas, W. p., Perry, E. m., Doraiswamy, P. c. and Moran, M. s. (1994). Using satellite remote sensing to extrapolate evapotranspiration estimates in time and space over a semi arid rangeland basin. Remote Sensing of environment, vol. 49, p. 275-286.

Kustas, W.P. and Daughtry, C.S.T. (1990) Estimation of the soil heat flux / net radiation ratio from spectral data. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 49, p. 205-223.

Larcher, W. (1995) Ecophysiology and stress physiology of functional groups. Physiological plant ecology, 3rd edition, Springer, New-York, USA, 528p.

Leblon, B., Granberg, H., Ansseau, C. and Royer, A. (1993). A semi-empirical model to estimate the biomass production of forest canopies from spectral variables. Part 1: Relationship between spectral variables and light interception efficiency. Remote Sensing, vol. 7, p. 109-125.

Liang, S., Shuey, C., Russ, A., Fang, H., Chen, M., Walthall, C. and Daughtry, C. (2002) Narrowband to Broadband Conversions of Land Surface Albedo: II. Validation. Remote Sensing of Environment, vol. 84, p. 25–41.

Luquet, D., Begue, A., Vidal, A., Clouvel, P., Dauzat, J., Olioso, A., Gu, X. F., and Tao Y. (2003) Using multidirectional thermography to characterize water status of cotton. Remote Sensing of Environment, Vol. 84, no 3, p. 411- 421

Mahfouf, J.F., Manzi, A.O., Noilhan, J., Giordani, H. and Deque, M. (1995). The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I. Implementation and preliminary results. Journal of Climate, vol. 8, p. 2039-2057.

Massman, W.J., (1997) An analytical one-dimensional model of momentum transfer by vegetation of arbitrary structure. Boundary Layer Meteorology, vol. 83, p. 407-421.

Moran, M.S., Jackson, R.D., Raymond, L.H., Gay, L.W. and 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, p. 77-87.

Olioso, A., Chauki, H., Courault, D. and Wigneron, J.P. (1999) Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. Remote Sensing Environment, vol. 68, p. 341-356.

Paulson, C. A. (1970) The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospferique surface layer. Journal of Applied Meteorology, vol. 9, p. 857-861.

Prata, A. J. (1996) A new long-wave formula estimating downward clear-sky radiation at the surface. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 122, p. 1127-1151.

Price, J.C. (1990) On the information content of soil reflectance spectra. Remote Sensing of Environment, vol. 33, p. 113-121.

Priestley, C. H. B. and Taylor, R. J. (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. Monthly Weather review, vol. 100, p. 81-92.

Prospert-Laget, V. (1998) A Satellite Index of Risk of Forest Fire Occurrence in Summer in the Mediterranean Area. The International Journal of Wildland Fire, vol. 8 no 4, p. 173-182.

Prosper-Laget, V., Wigneron, J-P., Guinot, J-P et Seguin B. (1995) Utilisation du satellite NOAA pour la détection des risques d'incendies de forêts. La Météorologie, vol. 8, no 10, p. 28-38.

Rahman, H. and Dedieu, G. (1994) SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. International Journal of Remote Sensing, vol. 15, p. 123-143.

Seguin, B. and Itier, B. (1983) Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite IR data. International Journal of Remote Sensing, vol. 4, p. 371-383.

Seguin, B., Gouraut, D. and Guerif, M. (1994) Surface temperature and evapotranspiration: application of local scale methods to regional scales using satellite data. Remote Sensing of Environment, vol. 49, p. 287-295

Su, Z. (2002) The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes at scales ranging from a point to a continent, Hydrology Earth System of Science, vol. 6, no 1, p. 85-99.

Sugita, M. and Brutsaert, W. (1991) Daily evaporation over a region from lower boundary layer profiles. Water Resources Research, vol. 27, p. 747-752

Tardieu, F., et Dreyer, E. (1997) Régulation des échanges gazeux par les plantes soumises à la sécheresse. P.41-59 in L'eau dans l'espace rural. Production végétale et qualité de l'eau. INRA – Editions. Institut National de la Recherche Agronomique, France, 200p.

Teixeira, A.H.C., Bastiaanssen, W.G.M., Ahmad, M.D. and Bos, M.G. (2009) Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil, Part A: Calibration and validation. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 149, p. 477-490.

Van de Griend, A.A., and 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, no 6, p. 1119-1131.

Vidal, A., Kerr, Y., Lagouarde, J. P., Seguin, B. (1987) Télédétection et bilan hydrique : utilisation combinée d'un modèle agrométéorologique et des données thermique du satellite NOAA-AVHRR. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 39, p. 155-175.

Vidal, A. and Perrier A. (1989) Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. Technical note. International Journal of Remote Sensing, vol. 10, no 8, p. 1237-1337.

Vidal, A. et Durand, H. (1993) Application de l'imagerie satellitaire NOAA au suivi de la sensibilité au feu de la forêt méditerranéenne. Laboratoire Commun de Télédétection CEMAGREF-ENGREF. Ministère de l'environnement, France, 18 p.

Viegas, D.X., Viegas, T.P. and Ferreira, A.D. (1992) Moisture content of fine forest fuels and fire occurrence in Central Portugal. The International Journal of Wildland Fire, vol. 2, no 2, p. 69-85.

Xiaoying, L. and Erda, L. (2005) Performance of the Priestley–Taylor equation in the semiarid climate of North China. Agricultural Water Management, vol. 71, no 1, p. 1-17.