

UTILISATION DE LA TÉLÉDETECTION MULTISPECTRALE POUR L'ESTIMATION DES COMPOSANTES DU BILAN D'ÉNERGIE ET L'HUMIDITÉ DE SURFACE : APPROCHE, POTENTIEL ET LIMITES

A. CHEBBOUNI^{1*}, E.G. NJOKU², D. LO SEEN², F. CABOT³, Y.H. KERR³,
B.A. MONTENY¹, J.P. LHOMME¹

RÉSUMÉ

Les données de télédétection dans le visible, l'infrarouge, ont été largement utilisées pour estimer les composantes du bilan d'énergie. L'approche la plus répandue consiste à estimer le rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol et le flux de chaleur sensible à partir, d'une part, des données météorologiques récoltées sur le terrain, et d'autre part, des variables télédétectées : la température de surface, l'albédo et l'indice de végétation. L'évapotranspiration réelle est ensuite déduite comme étant le terme résiduel de l'équation du bilan d'énergie. Cette méthode a eu certes beaucoup de succès durant les dix dernières années, elle demeure cependant peu pertinente dans le cas des zones arides et semi-arides. En plus elle ne permet pas d'avoir accès à l'humidité du sol qui représente tout de même une des variables les plus importantes qui contrôle le cycle hydrologique. L'objectif de cette étude est de présenter une approche pour l'utilisation de la télédétection multispectrale (dans les domaines optique et micro-onde) en conjonction avec des modèles de processus et des modèles de transferts radiatifs, pour estimer les composantes du bilan d'énergie et l'humidité de surface dans le cas des surfaces hétérogènes. Les avantages et les limites associés à chacun des aspects de l'approche seront discutés.

¹Orstom, Laboratoire d'hydrologie, 911, avenue d'Agropolis, B.P. 5045, 34032 Montpellier, France.

^{1*}En affectation au Jet Propulsion Laboratory, MS 300-233, 4800 Oak Grove Drive, Pasadena, 91109, CA, USA.

²Jet Propulsion Laboratory, MS 300-233, 4800 Oak Grove Drive, Pasadena, 91109, CA, USA.

³LERTS-CNES-CNRS, 18 avenue E. Belin, 31055 Toulouse, France.

INTRODUCTION

CONTEXTE GÉNÉRAL

La menace d'une modification du climat de la terre potentiellement liée aux activités humaines mobilise de plus en plus la communauté scientifique chargée des problèmes d'environnement et trouve un impact significatif au sein de l'opinion publique. Les enjeux sont évidemment d'une importance majeure, ils débordent largement le cadre strictement écologique et concernent aussi bien les activités économiques que les conséquences au niveau social à court, moyen, et long terme (PINTY, 1991). Les études concernant le comportement des écosystèmes terrestres, leurs possibles modifications et leurs adaptations aux changements climatiques, ainsi que les effets rétroactifs de ces modifications sur les conditions climatiques occupent une place de choix parmi les préoccupations majeures des scientifiques. Dans ce contexte général, nous nous sommes intéressés à l'aspect des interactions entre le cycle hydrologique et les processus du climat dans les zones arides et semi-arides, dans le cadre de plusieurs programmes internationaux (EOS, Gewex, Bahc, Adeos).

DE QUELS MODÈLES HYDROLOGIQUES S'AGIT-IL?

Historiquement, les modèles hydrologiques ont été définis pour décrire les mouvements horizontaux et verticaux de l'eau à la surface et dans le sol à l'échelle du bassin versant, à partir des données de précipitation et des données de surface permettant l'estimation de la perte d'eau par les processus d'évaporation et d'infiltration. Traditionnellement, cependant, les hydrologues ont accordé beaucoup plus d'importance à la description des mouvements horizontaux de l'eau qu'à celle des mouvements verticaux. D'un autre côté, toujours historiquement, les modèles hydrologiques utilisés dans les (modèles de circulations générales) (GCMs) diffèrent complètement de ceux développés par les hydrologues, dans la mesure où l'intérêt des « atmosphériciens » se place surtout au niveau des mouvements verticaux de l'eau, plus particulièrement la proportion d'eau qui retourne vers l'atmosphère par les processus d'évapotranspiration. Ce n'est que récemment, en effet, qu'un certain consensus est apparu sur le fait que l'interprétation des changements environnementaux, en terme de leur impact hydrologique et écologique, nécessite une meilleure prise en compte de la dimension *verticale* et *horizontale* des mouvements de l'eau (SHUTTLEWORTH 1991). L'implémentation pratique de ce fait pose forcément le problème de la compatibilité des échelles de temps et d'espace.

LES ÉCHANGES À L'INTERFACE SOL-VÉGÉTATION-ATMOSPHÈRE : PROBLÈME D'HÉTÉROGÉNÉITE SPATIALE

Si les processus d'échange de masse et de chaleur entre la surface et l'atmosphère sont relativement bien maîtrisés, dans le cas des surfaces homogènes et à l'échelle locale, il n'en est pas de même pour les surfaces hétérogènes. Des études récentes ont en effet montré, que la variabilité spatiale de certaines caractéristiques de la surface peut induire des circulations meso-échelles qui peuvent avoir un grand impact sur les processus à grande échelle (MAHFOUF *et al.*, 1987 ; KOSTER and SUARES, 1992 ; AVISSAR et PIELKE, 1989 ; PINTY *et al.*, 1989). L'hétérogénéité de surface peut être due à la variabilité des caractéristiques du sol, de la topographie, et par voie de conséquence de la variabilité de l'humidité du sol, la nature de la végétation, l'albédo et la température de surface. Il est donc impératif, pour le réalisme et la crédibilité des simulations des modèles, que l'hétérogénéité de surface soit prise correctement en compte. S'il existe un accord au sein de la communauté scientifique sur la nécessité de tenir compte de l'hétérogénéité spatiale dans la paramétrisation des échanges à l'interface sol-végétation-atmosphère, il n'en est pas de même sur l'approche à adopter. D'une manière générale, les atmosphériciens paramétrisent l'hétérogénéité de surface en utilisant le concept du « *blending height* », qui consiste à estimer une hauteur où la valeur de la vitesse du vent peut être utilisée pour calculer des valeurs effectives des différentes résistances aux transferts. Par contre, les hydrologues utilisent généralement ce qu'on appelle les approches conceptuelles. Cela consiste à estimer les flux associés à une surface hétérogène en utilisant les mêmes formulations que pour une surface homogène mais avec des paramètres effectifs représentant toute la surface hétérogène (RAUPACH, 1991 ; LHOMME, 1992, LHOMME *et al.*, 1994 ; CHEHBOUNI *et al.*, 1994b). La question qui se pose à ce niveau est comment définir ces paramètres effectifs. LHOMME *et al.* (1994) ont récemment montré que pour une surface caractérisée par une hétérogénéité désorganisée, il n'existe pas de méthode unique pour définir les paramètres effectifs, et que le choix de la méthode doit être dicté par l'objectif recherché (préserver les flux individuels ou préserver l'équation du bilan d'énergie). Ils ont aussi montré que l'expression des paramètres effectifs dépend de la formulation utilisée pour exprimer les flux de surface. Dans ce contexte, l'outil de télédétection spatiale peut potentiellement fournir des éléments de solutions de la problématique d'agrégation de variables de surfaces accessibles à la mesure satellitaire comme la température, l'albédo et l'humidité. Le potentiel et les limites de l'outil satellitaire seront discutés dans le paragraphe suivant.

APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION SPATIALE

Les satellites d'observation de la terre permettent l'accès à un certain nombre de paramètres caractérisant l'état de la surface. Les satellites avec leur vision globale et répétée sont donc un excellent moyen d'améliorer la compréhension de la dynamique spatio-temporelle du système.

Mis à part les problèmes techniques tels que la calibration ou la dérive des capteurs, la contrepartie de ces avantages réside en deux points :

- la mesure satellitaire est affectée par des conditions extérieures telles que, l'atmosphère, la géométrie de visée et d'éclairement et le bruit du sol. Ces effets sont certes plus ou moins importants selon la longueur d'onde utilisée (moins d'effets atmosphériques dans la mesure micro-onde, par exemple) ;
- la difficulté d'interprétation physique de l'information contenue dans ces mesures. Le problème est que la mesure radiative obtenue par satellite n'est pas immédiatement en rapport avec des variables pertinentes utilisées pour décrire les processus de surface.

Deux approches d'utilisation des données de télédétection existent :

- une première approche qui consiste à relier empiriquement la mesure satellitaire aux paramètres de surface. L'exemple le plus courant est celui des relations entre le NDVI « Normalized Difference Vegetation Index » qui correspond à une combinaison du canal du visible et proche infrarouge du capteur AVHRR, et de la biomasse ou l'indice foliaire. D'autres études ont montré l'existence d'autres relations entre la température de brillance mesurée par les capteurs micro-onde (bandes C et L) et l'humidité de surface. Par son caractère empirique, ces relations sont difficilement généralisables à d'autres conditions qui diffèrent de celles sur lesquelles elles ont été établies. De plus, leur validité pour des surfaces hétérogènes est incertaine ;
- la seconde approche consiste à utiliser les données satellitaires en conjonction avec des modèles de transfert radiatif couplés à des procédures d'inversion pour restituer les paramètres physiques primaires de la surface qui conditionnent explicitement la luminance dans les courtes longueurs d'ondes ou l'émission dans le domaine thermique et micro-onde (PINTY, 1991). Cette approche est certes plus physique, son application pratique cependant, est limitée par trois facteurs :

- a) les modèles de transfert radiatif existants sont loin d'être parfaits ; en particulier leur paramétrisation de l'hétérogénéité spatiale a besoin d'être améliorée ;

b) avec les capteurs disponibles, pour une condition donnée « ponctuelle » de la surface, le nombre de paramètres à inverser est souvent supérieur au nombre d'observations disponibles, mais ce problème sera, en principe, résolu avec les nouveaux capteurs (EOS) ;

c) les paramètres primaires qui conditionnent la signature spectrale de la surface (épaisseur optique ou orientation de la feuille, dans le visible par exemple) ne sont pas nécessairement utilisables directement dans les modèles décrivant le bilan d'eau et d'énergie de la surface par exemple.

Dans cet article, nous proposons une nouvelle approche pour l'utilisation de la télédétection multispectrale (dans les domaines optique et micro-ondes). Cette approche est motivée par les considérations suivantes :

- tout d'abord, aucun capteur ne permet d'avoir accès à tous les paramètres de surface contrôlant les échanges surface-atmosphère. Une bonne caractérisation de la surface passe nécessairement par l'utilisation simultanée d'informations extraites de plusieurs capteurs ;
- la réponse spectrale d'une surface donnée représente la signature de l'état d'équilibre résultant des interactions entre les différents processus de surface (radiatif, énergétique, hydrique et physiologique). Par conséquent, le forçage de l'inversion avec des contraintes supplémentaires issues des modèles de processus doit permettre une meilleure restitution des paramètres de surface à partir de la mesure satellitaire.

Dans cette étude, nous allons présenter un schéma d'utilisation de données satellitaires dans différentes bandes spectrales en conjonction avec un modèle hydrologique dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel. En premier lieu, nous allons présenter le modèle hydrologique, ensuite le schéma permettant l'utilisation simultanée des données AVHRR (optique) et SSM/I (micro-ondes) qui ont différentes résolutions spatiales et temporelles, et en dernier lieu, la procédure de couplage. Des résultats préliminaires seront présentés, le potentiel et les limites de ce type d'approche seront discutés.

APPROCHE DE MODÉLISATION

PRÉSENTATION DU MODÈLE DU BILAN D'ÉNERGIE

Pour chaque pixel AVHRR (1 Km) du degré carré d'Hapex-Sahel, les flux de surface peuvent être formulés en utilisant un simple modèle à une seule couche. L'équation du bilan d'énergie peut s'écrire :

$$R_n = LE + H + G \quad (1)$$

avec Rn le rayonnement net de la surface, H le flux de chaleur sensible, LE le flux de chaleur latent et G le flux de chaleur dans le sol. Ces termes s'expriment avec un schéma monocouche comme :

$$Rn = (1 - \alpha)Rs + \varepsilon(R1 - \sigma Ts^4) \quad (2)$$

$$LE = (\rho Cp / \gamma) \frac{e^*(Ts) - ea}{ra + rs} \quad (3)$$

$$H = \rho Cp \frac{Ts - Ta}{ra} \quad (4)$$

$$G = Rn \left(k_1 \exp(-k_2 MSAVI) \right) \quad (5)$$

avec ρ la densité de l'air, C_p la chaleur spécifique de l'air à pression constante, γ est la constante psychométrique. k_1 et k_2 sont deux constantes empiriques qui dépendent de la nature de la végétation présente dans chaque pixel. T_a et e_a représentent, respectivement, la température et la pression de vapeur de l'air, mesurées à une hauteur de référence. $e^*(T_s)$ est la pression de vapeur saturante exprimée en fonction de la température de surface T_s . R_s , R_1 et R_2 sont les rayonnements descendants dans les courtes et dans les grandes longueurs d'ondes. r_a et r_s représentent, respectivement, la résistance aérodynamique corrigée des effets de la stabilité et la résistance de surface au transfert d'eau vers l'atmosphère.

La température de surface, T_s , l'albédo de surface, α , et l'indice de végétation, $MSAVI$, sont exprimés à partir des données l'AVHRR corrigées atmosphériquement, selon les procédures décrites par KERR *et al.*, 1992, pour la température de surface, CABOT et DEDIEU 1994, pour l'albédo ; et QI *et al.* 1994 ; CHEHBOUNI *et al.*, 1994a ; pour le $MSAVI$.

La température de surface, l'albédo et l'indice de végétation sont donc estimés pour des pixels de 1 km pour chaque passage « du jour » du satellite NOAA-AVHRR (entre 14 et 15 h locale). Les données de température de brillance obtenues à partir SSM/I sont à une résolution spatiale de 50 km (à 37 GHz), pour des heures de passage entre 16 et 17 h locale. L'utilisation simultanée de ces deux types de données nécessite donc un schéma qui doit permettre l'accès simultané à une même résolution spatiale, aux données optiques et micro-ondes.

APPROCHE D'AGRÉGATION SPATIO-TEMPORELLE DES DONNÉES AVHRR ET DES DONNÉES SSM/I

AGRÉGATION TEMPORELLE

Deux procédures distinctes ont été utilisées pour « synchroniser » temporellement les données AVHRR avec les données SSM/I. Pour les données du visible et du proche infrarouge, un modèle directionnel (CABOT et DEDIEU, 1994) a été utilisé pour estimer les reflectances hémisphériques à l'heure de passage de SSM/I à partir des mesures de l'AVHRR. Ces reflectances ont été ensuite utilisées pour exprimer l'albédo de surface, et le *MSAVI*.

La température de surface à l'heure de passage de SSM/I a été empiriquement obtenue à partir d'une relation entre la température de surface à l'heure de NOAA et les températures de l'air correspondant aux temps de passage des deux satellites. Cette relation peut être contrainte à suivre les tendances des températures de surface obtenues à partir des sorties du modèle de prévision européen (ECMWF).

AGRÉGATION SPATIALE

Le couplage avec les données SSM/I (50 km à 37 GHz) et les données AVHRR nécessite donc une procédure d'agrégation des paramètres de surface à la résolution SSM/I (50 km). Pour chaque grille de 50 km, l'analyse des données des 12 stations météorologiques nous a permis de conclure au caractère désorganisé de l'hétérogénéité de surface. Dans ces conditions, les paramètres de forçage atmosphérique peuvent être considérés comme constants au sein d'une même grille (de 50 km) de la surface. La procédure initiée par L'HOMME, 1992 et modifiée par CHEHBOUNI *et al.*, 1994b et 1994c peut donc être utilisée pour exprimer les valeurs effectives des paramètres de surface (T_s , ra , $k1$, $k2$, ε , α , *MSAVI*) pour chacune des 4 grilles (2 x 2) du degré carré d'Hapex-Sahel.

PROCÉDURE DE COUPLAGE ENTRE LE MODÈLE HYDROLOGIQUE ET LES DONNÉES SATELLITAIRE

La procédure du couplage entre le modèle de flux et les données de télédétection est basée sur l'hypothèse qui consiste à supposer que la résistance de surface pour chacune des grilles de 50 km, peut être formulée en utilisant l'expression suivante :

$$rs = (rs \min F1/LA1e) \left/ \left(1 - \frac{\theta_r - \theta_s}{\theta_{fc} - \theta_w} \right) \right. \quad (6)$$

où FI est un terme de rayonnement (PINTY *et al.*, 1989), LAI_0 l'indice foliaire effectif, exprimé à partir du $MSAVI$ effectif. θ_r , θ_s , θ_w et θ_{fc} représentent, respectivement, l'humidité du sol au niveau des racines, l'humidité de surface, l'humidité du sol au point de flétrissement, et l'humidité de sol à la capacité au champ.

La procédure de couplage avec les données SSM/I et le modèle de transfert radiatif dans les micro-ondes est la même que celle que nous avons présentée dans NJOKU *et al.* (1994) et CABOT *et al.* (1994). Le couplage est centré autour de la relation établie entre l'humidité de surface et le contenu en eau de la végétation. Cette relation a été établie de la façon suivante :

- tout d'abord la résistance de surface est exprimée à partir des équations 1, 2, 3, 4 et 5, où les variables de surfaces à 1 km sont remplacées par leurs correspondants effectifs (à 50 km) ;
- ensuite une relation analytique entre l'humidité du sol au niveau des racines et l'humidité de surface est obtenue en utilisant simultanément les deux expressions de la résistance de surface obtenues à partir de l'étape précédente et à partir de l'équation 6 ;
- d'un autre côté, les mesures effectuées durant Hapex-Sahel ont montré l'existence d'une relation entre l'humidité du sol au niveau des racines et le contenu en eau de la végétation ;
- en combinant les étapes deux et trois, l'humidité de surface peut être analytiquement reliée au contenu en eau de la végétation.

Le contenu en eau de la végétation, l'humidité et la température de surface, sont en effet les paramètres les plus importants qui contrôlent l'émission dans les micro-ondes. La relation établie dans l'étape 4, représente la contrainte « supplémentaire » permettant de forcer l'inversion à restituer des valeurs cohérentes du contenu en eau de la végétation et donc de l'humidité de surface, à partir des données SSM/I (19 et 37 GHz H et V) en utilisant un modèle de transfert radiatif (KERR et NJOKU, 1990) couplé à une procédure de minimisation numérique (la méthode de Levenberg-Marquardt). D'un point de vue pratique, l'inversion se fait en itérant jusqu'à ce que la différence entre les valeurs simulées et observées des températures de brillance soit inférieure à une valeur qu'on s'est fixée *a priori* (voir figure 1).

(P_i et M_i sont respectivement les paramètres effectifs et les données météorologiques).

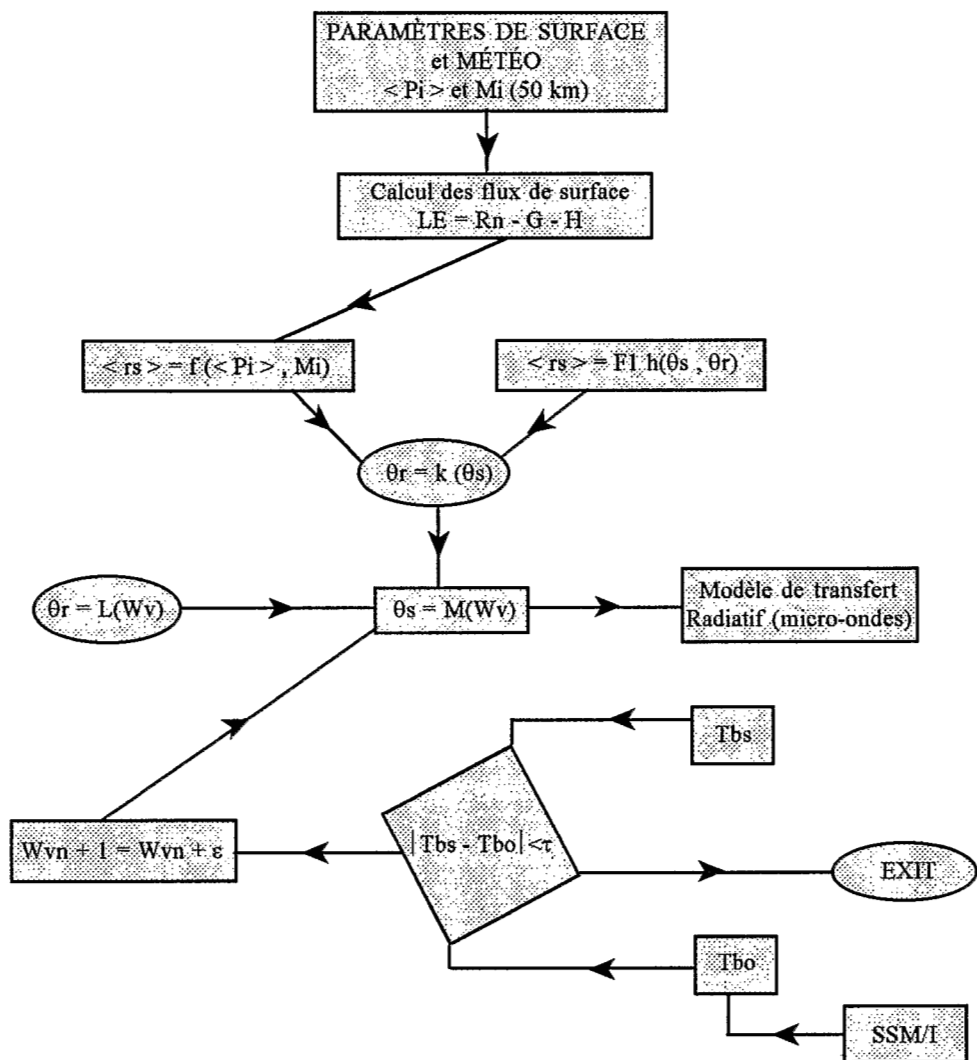


Figure 1 :
Procédure de synergie.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Ce schéma a été testé en utilisant les données satellitaires et les données météorologiques (au sol, et celles de ECMWF) disponibles sur la zone de Hapex-Sahel. Les résultats, qui sont à ce stade très préliminaires, ont montré que le modèle restitue correctement le rayonnement net observé, et que le comportement spatio-temporel de la fraction d'évaporation (Evaporative Fraction, $EF = LE/(R_n - G)$), suit assez bien celui de l'humidité de surface obtenue par inversion du modèle. Cependant, beaucoup de travail reste à faire avant de pouvoir utiliser ce schéma de manière opérationnelle. Notre objectif pour les mois à venir est d'analyser rigoureusement des implications des hypothèses utilisées dans les différentes étapes du schéma ainsi que de comparer les différentes sorties (R_n , H , LE , G , humidité du sol et contenu en eau de la végétation) aux données réelles. En conclusion, l'approche basée sur la synergie entre la modélisation hydrologique et les données de télédétection multispectrale apparaît très prometteuse pour l'étude des interactions surface-atmosphère dans les zones arides et semi-arides.

BIBLIOGRAPHIE

- AVISSAR R., PIELKE R.A., : 1989. « A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology », *Mon. Weather Rev.*, 117 : 2113-2136.
- CABOT F., DEDIEU G., 1994. « Surface albedo from space : coupling bidirectional models and remotely sensed measurements » *J. Geophys. Res.*, (submitted).
- CABOT F., CHEHBOUNI A., NJOKU E.G., KERR Y.H., DEDIEU G., 1994. Combined use of spectral measurements : A promise for surface parameter retrieval. Presented in IGARSS'94, *IEEE, Vol I*.
- CHEHBOUNI A., KERR Y.H., QI J., HUETE A.R., SOROOSHIAN S., 1994a. Toward the development of multidirectional vegetation index, *Water Res. Res.*, vol 30, 5, 1281-1286.
- CHEHBOUNI A., NJOKU E.G., LHOMME J.P., KERR Y.H., 1994b. An approach for Averaging Surface Temperature and Surface Fluxes over Heterogeneous Terrain, *In revision for J. of Climate*.
- CHEHBOUNI A., NJOKU E.G., KERR Y.H., LHOMME J.P., MONTENY B. M., 1994c. « On the aggregation of remotely sensed surface parameters ». Submitted to *J. of Hydrology*, October.
- KERR Y.H., LAGOUARDE J.P., IMBERNON J., 1992. « Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm » *Rem. Sen. Envir.*, 41, 197-209.
- KERR Y.H., NJOKU E.G., 1990. « A semiempirical model for interpreting microwave emission from semi-arid land surfaces as seen from space » *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sen.*, 28, 384-393.
- KOSTER R.D., SUARES M.J., 1992. « Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independant vegetation stands », *J. Geophys. R.*, 97 : 2697-2716.
- LHOMME J.P., 1992. « Energy balance of heterogeneous terrain : averaging the controlling parameters », *Agric. Meteorol.*, 61 : 11-21.

- LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., MONTENY B., 1994. Effective parameters of surface energy balance in heterogeneous landscape, *Boundary Layer Meteorology*, 1994, in press.
- MAHFOUF J.F., RICHARD E., MASCART P., 1987. « The influence of soil and vegetation in the development of mesoscale circulations », *J. Climate App. Meteor.*, 26 : 1483-1495.
- NJOKU E. G., CHEHBOUNI A., CABOT F., RAGUEB., FLEMING K., KERRY.H., 1994. « An approach to estimating surface parameters and fluxes using modeling and multispectral remote sensing », Presented in *IGARSS '94, IEEE*, Vol 1, August.
- PINTY B., 1991. « Atmospheric correction for AVHRR data », *Internal document, LERTS*, 1991.
- PINTY, J.P., MASCARD P., RICHARD E., ROSSET R., 1989. « An investigation of mesoscale flows induced by vegetation inhomogeneities using an evapotranspiration model calibrated against Hapex-Mobilhy data » *J. Appl. Meteorol.*, 28, 976-992.
- QI J., CHEHBOUNI A., HUETE A.R., KERR Y. H., SOROOSHIAN S., 1994. « A Modified Soil Adjusted Vegetation Index : MSAVI », *Remote Sens. Environ*, 48, 119.126.
- RAUPACH M.R., 1991. « Vegetation-atmosphere interaction in homogeneous and heterogeneous terrain : some implications of mixed-layer dynamics », *Vegetatio* : 105-120.
- SHUTTLEWORTH WJ., 1991. Hydrological models, regional evaporation and remote sensing : Let's start simple and maintain perspective'. Presented in Nato Advanced research workshop : « *Global environmental and land surface processes in Hydrology : the trial and tribulations of modeling and measuring* », Tucson (AZ.), 17-21 May.