

UTILISATION D'IMAGES THERMIQUES NOAA POUR ESTIMER L'ÉVAPOTRANSPIRATION À LARGE ÉCHELLE. APPLICATION À LA DÉTECTION DES EFFETS DE SÉCHERESSE EN FRANCE DE 1988 À 1990.

D. COURAULT¹, P. CLASTRE², JP. GUINOT², B. SEGUIN²

RÉSUMÉ

Dans cette communication, les auteurs proposent une méthode d'estimation de l'ETR saisonnière à large échelle à partir d'images thermiques NOAA et de données climatiques collectées sur le réseau météorologique. Ils l'appliquent pour détecter les effets de la sécheresse en France de 1988 à 1990.

Cette méthode est basée sur l'équation de Jackson qui relie de façon linéaire la différence entre l'ETR et le rayonnement net, (ETR-R_n), à celle entre les températures de surface et de l'air prises au maximum de la journée, (T_s-T_a).

Les paramètres de cette relation s'obtiennent par une régression linéaire entre les cumuls saisonniers des valeurs de (ETR-R_n), calculées, à partir des données climatiques, par un modèle couplé bilan d'énergie-bilan hydrique, d'une part, et des valeurs de (T_s-T_a), d'autre part, où T_s est déduite des données infrarouges thermiques NOAA. Ces paramètres sont ensuite utilisés pour la régionalisation de l'ETR à partir des images NOAA et des cartes des variables climatiques interpolées par krigeage.

Pour appliquer cette démarche à l'ensemble de la France, les auteurs ont utilisé les données de 20 stations météorologiques réparties sur l'ensemble du pays. Ils ont employé le modèle Magret pour le calcul des valeurs de l'ETR et du rayonnement net.

La pente et l'ordonnée à l'origine de la droite de régression peuvent varier suivant les sites, et parfois, pour un même site, entre les différentes années. L'ordonnée à l'origine présente les variations les plus importantes. Le calage pour chaque année, fait à partir des 20 stations confondues, induit des erreurs sur l'ETR d'environ 10 à 20 %.

Par manque de données, il n'a pas été possible de valider de façon rigoureuse les valeurs régionalisées de l'ETR.

¹Inra, unité de bioclimatologie,

65 route de St Briec, 35000 Rennes, ²Domaine St Paul 84143 Montfavet

INTRODUCTION

La connaissance des différents termes qui interviennent dans le cycle de l'eau est essentielle à la fois pour les hydrologues et les agronomes qui ont besoin, pour les premiers de prévoir les crues et pour les seconds de gérer l'irrigation. L'évapotranspiration est un terme significatif de ce cycle, qui représente la consommation en eau réelle des cultures. C'est un terme qui résulte à la fois de la demande climatique (rayonnement, température, ...), de la réserve en eau utile du sol, mais également des besoins propres à chaque plante. Sa détermination fait donc intervenir un certain nombre de paramètres (déficit de vapeur d'eau, résistance stomatique, ...) qu'il est parfois difficile de mesurer simultanément sur un grand nombre de sites. Aussi son estimation se fait le plus souvent de façon indirecte par résolution du bilan hydrique ou énergétique. Différents modèles existent, de complexité variable suivant le nombre de paramètres pris en compte (CHOISNEL, 1992), mais la plupart sont adaptés à des échelles spatiales et temporelles limitées correspondant le plus souvent à la plante ou à la parcelle analysées à des pas de temps horaire à journalier. Parmi ceux-ci, le modèle simplifié de JACKSON *et al.* (1977) basé sur le bilan d'énergie, relie de façon linéaire l'évaporation et le rayonnement net à la différence de températures entre la surface et l'air prises au maximum de la journée. La relation proposée est de la forme :

$$ET - R_n = A + B(T_s - T_a)$$

avec l'évaporation (ET) et le rayonnement net (R_n) exprimés en millimètres d'eau par jour, T_s : la température de surface, T_a : la température de l'air prise au maximum de la journée près de 14h00 TU. Le cumul dans le temps des différences de températures entre la surface et l'air est par ailleurs, un bon indicateur du stress hydrique subi par les cultures (appelé SDD : stress degree day par Jackson).

Cette relation simplifiée a été reprise par de nombreuses équipes sous des aspects théoriques ou opérationnels (SEGUIN *et al.*, 1982), car elle permet l'utilisation des températures de surface fournies par les satellites météorologiques, et par ce fait d'accéder à des larges échelles spatiales et temporelles jusqu'ici inaccessibles par des méthodes classiques. Une étude physique des coefficients de calage de cette relation simplifiée a été faite par SEGUIN et ITIER (1983) montrant la dépendance du coefficient de pente B vis-à-vis de la rugosité de surface. Ces observations ont été précisées par LAGOUARDE et BRUNET (1991) qui ont établi des formulations pour A et B faisant intervenir la rugosité de surface et la vitesse du vent, pour des couverts homogènes. Récemment ces relations ont été améliorées par LAGOUARDE et Mc ANENEY (1992) en considérant des données de nombreuses expériences menées sur différents types de couverts.

Les domaines d'application de la relation simplifiée sont nombreux et peuvent couvrir des échelles spatiales variables, grâce à l'utilisation de la télédétection. Une étude récente conduite par SEGUIN *et al.* (1991) a montré les potentialités du satellite Météosat pour estimer l'évaporation à large échelle. Mais cette étude a également révélé que la précision des températures de surface obtenues par Météosat n'était pas suffisante et devait être corrigée par des données NOAA. Aussi une nouvelle étude, que nous présentons ici, a été menée utilisant directement des données NOAA afin d'améliorer cette approche. L'objectif est de proposer une méthodologie opérationnelle pour estimer l'évapotranspiration à large échelle, intégrée sur plusieurs mois, en testant les potentialités du satellite NOAA qui permet d'obtenir des températures de surface plus précises que Météosat. Une application de cette méthode est faite à l'échelle de la France en vue de détecter les effets de sécheresse de 1988 à 1990. Nous avons utilisé de façon combinée des données thermiques satellitaires et un modèle agrométéorologique suivant la relation simplifiée. Nous présenterons le traitement spécifique des images pour obtenir des températures de surface et le modèle agrométéorologique dans une première partie puis nous discuterons des résultats et de la façon de valider nos estimations dans une seconde partie.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

Deux types de données ont été utilisées :

- 1) des données climatiques journalières durant les trois années étudiées (1988-1989-1990) sur 20 stations réparties sur l'ensemble de la France (figure 1). Ces sites ont été choisis de façon à représenter les principales variations régionales. Ils appartiennent au réseau météorologique géré par l'Inra (STEFCE) sur lesquels des mesures classiques de températures, rayonnement, pluviométrie... sont effectuées en continu. Aucune des stations sélectionnées ne se situe sur des reliefs importants ou sous forêts. Le nombre de stations retenues peut paraître limité, mais il répond à un souci d'opérationnalité, l'augmentation du nombre de stations entraînant des temps de calculs beaucoup plus longs ;

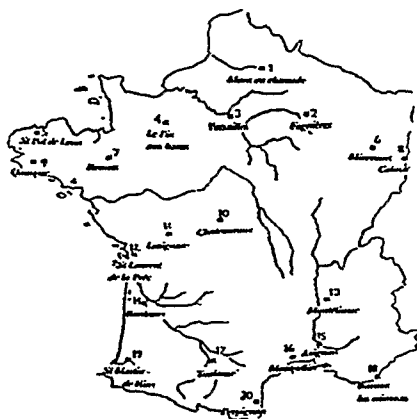


Figure 1
Localisation géographique des 20 sites sélectionnés à partir du réseau météorologique géré par le STEFCE-Inra

2) **des données infrarouges thermiques.** Il s'agit d'images de synthèses NOAA provenant du CNES de Toulouse, qui sont élaborées à partir du maximum de l'indice de végétation sur 5 jours, sur une période allant de mars à octobre pour chacune des trois années étudiées (soit 48 images par an). La résolution spatiale des images est de 1 km². Ces images ont été corrigées géométriquement (par le CNES) et sont donc superposables entre elles, par contre, elles n'ont pas été corrigées des effets atmosphériques (ceci demandant des données des profils atmosphériques que nous n'avions pas). Le fait de travailler sur des images de synthèses pentadaires réduit le nombre d'images mauvaises ou nuageuses, cependant il reste quelques nuages que nous avons éliminés en passant un filtre défini à partir d'un seuillage effectué sur l'indice de végétation. Chaque site est représenté par une zone de 15 km/15 km (soit 196 pixels), et caractérisé par la moyenne de ses pixels. Les images sont visualisées à l'écran suivant 256 niveaux. À chaque niveau correspond une température de surface (brillance) exprimées en dixième de °K et codées sur 16 bytes.

Afin de mieux comprendre la signification et la précision de cette mesure, nous rappelons les quelques bases physiques et les traitements effectués pour obtenir une température de surface.

***Obtention de la température de surface à partir de capteur satellitaire**

Le signal reçu par le capteur NOAA correspond à une luminance spectrale qui résulte à la fois de l'émission propre de la surface et de celle de l'atmosphère.

$$L_{\lambda} = \tau_{\lambda} [Ls_{\lambda} + (1-\varepsilon) La_{\lambda\downarrow}] + La_{\lambda\uparrow}$$

Ls_{λ} : luminance spectrale propre de la surface, $La_{\lambda\downarrow}$: luminance spectrale propre de l'atmosphère reçue par la surface (souvent appelé rayonnement atmosphérique), $La_{\lambda\uparrow}$: luminance spectrale propre de l'atmosphère reçue par le capteur, ε : émissivité spectrale de la surface, τ : coefficient de transmission atmosphérique.

La luminance est reliée à la température de surface par la loi de Planck, elle varie suivant les longueurs d'onde étudiées :

$$L_{\lambda} = 2hc^2/\lambda^5 \exp(hc/\lambda kT - 1)$$

h : constante de Planck, c : vitesse de la lumière, k : constante de Boltzmann, T : température absolue du corps noir.

En pratique, la luminance est mesurée sur des bandes spectrales (pour NOAA, les bandes spectrales utilisées sont : $C_4=10-11,5\mu\text{m}$; $C_5=11,5-12,5\mu\text{m}$) et l'on obtient suivant la loi de Stefan-Boltzmann

$$Ls_{\lambda} = \varepsilon\sigma T_s^4 + (1-\varepsilon) La_{\lambda\downarrow}$$

Pour accéder à la température de surface réelle, il est nécessaire de connaître l'émissivité de la surface et le rayonnement atmosphérique. L'émissivité varie suivant le type de surface, l'humidité, l'angle de visée, les bandes spectrales, ... ($\varepsilon=0,90$ pour du sable sec, $\varepsilon=0,98$ pour de la végétation dense). Aussi les mesures d'émissivité ne se font que très localement (STOLL, 1988, VAN

DE GRIEND *et al.*, 1991). JACKSON (1983) estime qu'une variation de 1 % sur l'émissivité entraîne une erreur de 0,5° à 0,6°K pour la température de surface. De même, l'estimation du rayonnement atmosphérique demande des données, soit des basses couches atmosphériques (BRUNT, 1932, BRUTSAERT, 1975, IDSO, 1981), soit de profils atmosphériques fournis par des radiosondages (utilisation de programme tel que Lowtran 7, KNEIZYS *et al.*, 1983). Des telles mesures ne sont pas envisageables pour notre étude qui couvre l'ensemble de la France sur plusieurs années, aussi nous avons considéré que l'émissivité était égale à 1. Compte tenu de l'émissivité élevée du couvert végétal et de l'échelle spatiale large considérée conduisant à des pixels mixtes, l'erreur peut être estimée à environ 1°K. L'autre problème pour l'utilisation des données satellitaires est celui de la perturbation par l'atmosphère. Dans l'infrarouge thermique, si le calcul de l'effet atmosphérique par les modèles de transfert radiatif est difficilement effectuable en routine, il existe la possibilité d'utiliser la méthode dite de Split Window qui permet d'éliminer une partie des effets atmosphériques lorsque l'on dispose de deux canaux thermiques comme c'est le cas pour NOAA (C_4 , C_5). La température de surface est alors calculée à partir d'une combinaison linéaire des températures obtenues dans les deux bandes spectrales du satellite :

$$T_s = a_0 + a_1 T_{c_4} + a_2 T_{c_5}$$

Cette méthode donne des résultats relativement précis ($\pm 0,2^\circ\text{K}$) sur les mers où elle a été mise au point (DESCHAMPS et PHULPIN, 1980). Par contre elle semble moins bien adaptée sur les terres où différentes expériences ont montré des écarts de températures de l'ordre de 4°K (ceci étant dû aux émissivités variables de la surface, plus l'émissivité est proche de 1, cas des océans, plus la précision de la température est élevée, BECKER et LI, 1990). Récemment KERR (1991) a proposé une méthode semi-empirique utilisant la méthode de split window et tenant compte de l'occupation de la surface par l'intermédiaire de l'indice de végétation. Deux températures sont calculées avec des coefficients différents, l'une correspondant à des sols nus dominants (où la constante a_0 est positive), l'autre correspondant à un couvert de végétation dense (a_0 négative). Ces deux températures sont ensuite pondérées par un terme CV représentant le taux de couverture de la surface du sol, qui est proportionnel à l'indice de végétation. La combinaison de ces deux termes donne finalement la température de surface.

$$T_{sn} = 3,1 + 3,2 T_{c_4} - 2,2 T_{c_5} \quad T_{sv} = -2,4 + 3,6 T_{c_4} - 2,6 T_{c_5}$$

$$CV = a IV \text{ avec } a = \frac{CV_1 - CV_0}{IV_{\max} - IV_{\min}}$$

$$T_s = CV T_{sv} + (1 - CV) T_{sn}$$

Le coefficient a est déterminé suivant les valeurs minimales et maximales de l'indice de végétation. Il varie suivant les corrections atmosphériques effectuées ou non dans le visible et le proche infrarouge. Cette méthode a donné de bons résultats au Niger et en Algérie (IMBERNON *et al.*, 1991, DE BRISIS *et al.*, 1991). Nous l'avons utilisé avec $\alpha = 4/3$ pour les données NOAA 89 et 90 corrigées des

effets atmosphériques dans le visible et le proche infrarouge et $\alpha=2$ pour les images de 1988 (données non corrigées). Au total, 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.

* Un dernier point est à considérer avec attention, l'heure de passage du satellite. En effet, PRICE (1991) a observé un écart de près de deux heures par rapport à l'heure initiale de lancement du satellite NOAA 9, ceci étant dû à une dérive du satellite arrivant en fin de vie en 1988. En 1989, c'est un nouveau satellite qui est lancé, NOAA11, l'heure de passage est proche de 14H00. Un réajustement des valeurs de températures pour 1988 est nécessaire pour les comparer à celles des années suivantes. Nous avons normalisé les valeurs de 1988 à partir de relations utilisant des données de terrain acquises à Caumont par Lagouarde, à différentes heures de la journées avec un radiothermomètre.

Les températures de surface ainsi obtenues (T_s), sont analysées suivant leur cumul dans le temps afin d'éliminer les fluctuations journalières dues au vent, puis elles sont comparées aux températures maximales de l'air (T_a). La différence ($T_s - T_a$) est ensuite combinée aux sorties d'un modèle agrométéorologique suivant la relation simplifiée.

- 3) **Description sommaire du modèle utilisé.** Il s'agit d'un modèle couplé bilan d'énergie-bilan hydrique (Magret) adapté par Lagouarde à partir du modèle Earth de CHOISNEL (1977). Le bilan hydrique considère le sol comme un système à deux réservoirs, dont l'initialisation se fait le 1^{er} janvier d'une année où la réserve d'eau est supposée maximale. Le bilan d'énergie traite les équations classiques des transferts, en prenant en compte les différentes conditions atmosphériques (instabilité thermique,...). L'évaporation potentielle (ETP) est calculée à partir de la formule de PRIESLEY et TAYLOR (1972). L'introduction d'une résistance du couvert permet ensuite de calculer l'évaporation maximale (ETM). Enfin l'évaporation réelle (ETR) est obtenue à partir du rapport ETR/ETM, paramétré en fonction de la profondeur du réservoir superficiel. Les variables d'entrée du modèle sont peu nombreuses : il s'agit des données climatiques journalières disponibles sur le réseau météorologique. Le modèle reconstitue les variations horaires des principales variables climatiques. Les paramètres de calage sont de trois types : géographique, pédoclimatique, et biologique (figure 2).

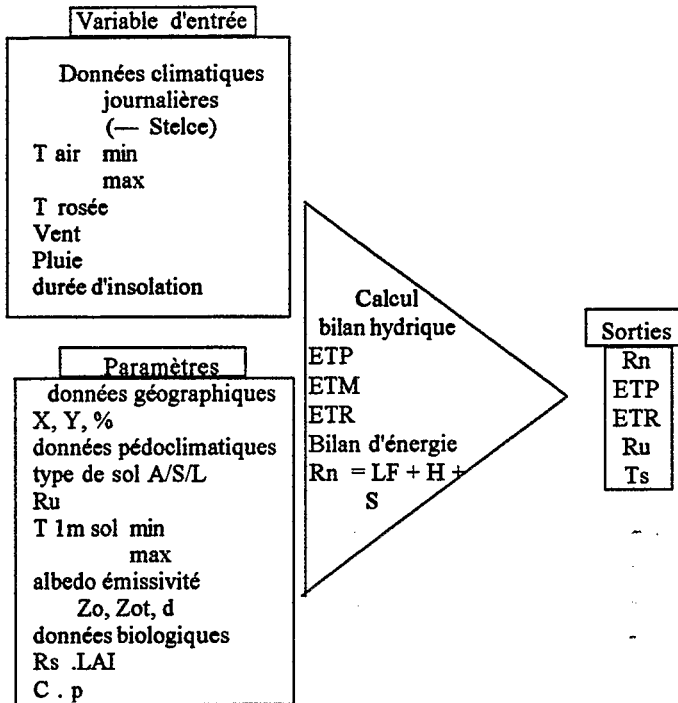


Figure 2

Récapitulatif des entrées et des principales sorties du modèle Magret. (A : argile, S : sable, L : limon, RU : réserve utile maximale, zo : rugosité mécanique; zot : rugosité thermique, Rs : résistance de structure du couvert, LAI : indice foliaire, C : coefficient d'atténuation pour le flux de conduction, p : paramètre de courbure des relations ETR/ETM en fonction de la profondeur du réservoir superficiel)

Les principales sorties du modèle sont l'ETR, l'ETP, le rayonnement net, la température de surface, la réserve utile restante à un pas de temps journalier. Pour notre étude, les 20 stations ont été assimilées à une prairie, invariante au cours de l'année ($z_0=0,03m$, LAI=2, $r_s=10s/m$, $a=0,3$, $\epsilon=0,96$, $p=0$). Seuls les paramètres géographiques, le type de sol dominant, la réserve utile et la température à 1 mètre du sol varient.

Compte tenu de ses caractéristiques, ce modèle n'est pas réellement adapté à une estimation de l'ETR régionale mais plutôt locale, sur des couverts invariants au cours de l'année. Tel que nous l'avons utilisé, ce modèle nous fournit une référence d'ETR de signification essentiellement climatique, permettant de comparer les situations hydriques entre sites et années.

* Combinaison du modèle et des données thermiques

La combinaison des différentes données thermiques, climatiques et des sorties du modèle s'est effectuée en trois étapes (figure 3) :

- dans un premier temps, nous avons analysé le SDD, cumuls de mars à octobre des différences ($T_s - T_a$) pour chacune des stations, afin de détecter les régions ayant subi des déficits hydriques importants ;
- dans un second temps, nous avons calculé les valeurs d'ETR et de R_n par le modèle Magret pour chacun des sites, et combiné ces valeurs avec les différences ($T_s - T_a$) suivant la relation simplifiée afin d'obtenir des coefficients de calage A et B applicables à l'ensemble de la France ;
- enfin la dernière étape a consisté à cartographier l'ETR à l'échelle de la France en utilisant des cartes interpolées par krigeage des variables climatiques.

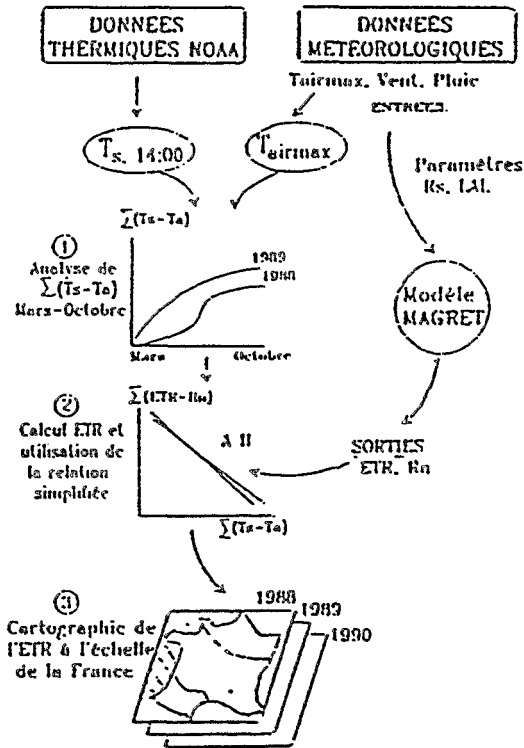


Figure 3

Les différentes étapes de traitements des données pour cartographier l'ETR à l'échelle de la France

La validation de ces estimations est envisagée à partir de bilans hydrologiques appliqués à des bassins versants.

RÉSULTATS

ANALYSE DES VARIATIONS SPATIALES ET TEMPORELLES DES TEMPÉRATURES DE SURFACE ET DU SDD.

L'analyse des courbes représentant les sommes des T_s de mars à octobre, montre l'effet prépondérant de la latitude : les stations les plus au sud qui ont un fort ensoleillement, ont des températures plus élevées que les stations situées au nord (figure 4a). L'occupation de la surface est également un des facteurs de variation important : les régions où les sols nus sont dominants (cas de Perpignan où il y a des cultures horticoles et fruitières avec une forte proportion de surfaces en sols nus) ont des températures de surface supérieures à celles des régions plus humides et vertes telles que le site d'Avignon, zone fortement irriguée.

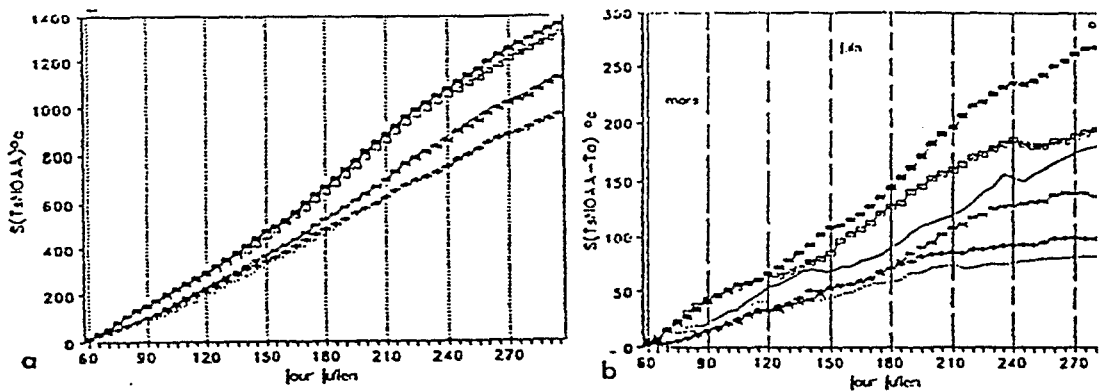


Figure 4

Évolution des sommes des températures de surface (a) et des écarts cumulés ($T_s - T_a$) (b) de mars à octobre en 1988 de quelques stations

Des images résultant du cumul des 48 images NOAA ont été réalisées pour chacune des trois années étudiées (figure 5). L'année 1988 apparaît plus froide sur l'ensemble de la France par rapport aux années 1989 et 1990. Ceci correspondant bien aux observations météorologiques faites sur les 20 stations : pluviométrie de mars à octobre plus importante en 1988 (avec 495 mm d'eau) qu'en 1989 et 1990 (350 et 400 mm), et température maximale de l'air moyennée sur la même période plus faible en 1988 ($20,4^\circ\text{C}$) qu'en 1989 et 1990 ($22,2^\circ\text{C} - 21,8^\circ\text{C}$). Les secteurs où les différences entre années sèches et humides sont les plus marquées, se situent surtout à l'ouest de la France, Charente, sud-ouest, Normandie. On observe peu d'écart entre les années 89 et 90, les températures de surface étant légèrement plus élevées dans les régions centre en 1989 qu'en 1990.

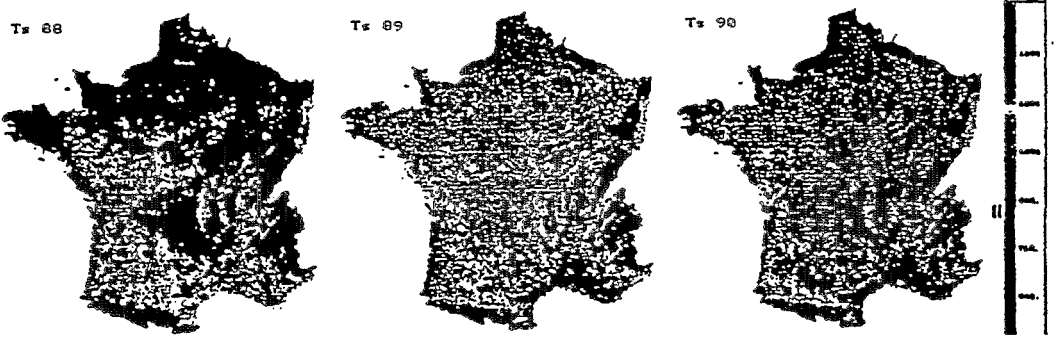


Figure 5

Images de synthèse représentant la somme des températures de surface de mars à octobre pour les trois années étudiées 1988, 1989, 1990 (soit 48 images NOAA pour chaque année)

La comparaison des températures de surface avec celles de l'air permet d'apprécier plus précisément les stress hydriques subis par les stations. ($T_s - T_a$) varie essentiellement en fonction de l'occupation de la surface, de la latitude, de la proximité par rapport aux côtes (figure 4b). Les conditions climatiques interviennent, comme l'effet des vents forts qui abaissent la température de surface et diminuent le SDD. La comparaison des courbes obtenues les trois années pour un même site permet de distinguer les sites les plus touchés par les sécheresses. Ainsi la différence entre l'année 1988 et les années 1989 et 1990 est beaucoup importante pour Toulouse que pour Avignon (figure 6), la première étant une zone ayant été fortement touchée par les sécheresses en 1989 et 1990, la seconde plus faiblement touchée car fortement irriguée.

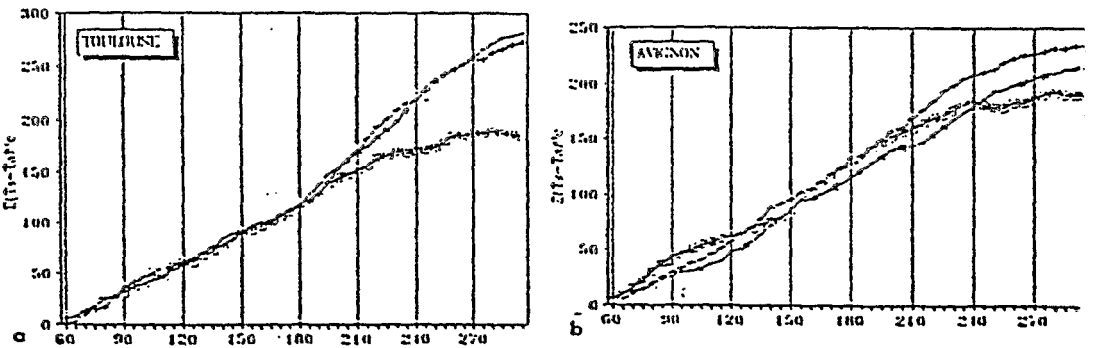


Figure 6

Comparaison de l'évolution des différences ($T_{s_{NOAA}} - T_{air_{max}}$) cumulées de mars à octobre en 1988, 1989 et 1990 pour les stations de a : Toulouse et b : Avignon

CALCUL DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION PAR MAGRET, ET DÉTERMINATION DES COEFFICIENTS DE CALAGE A ET B DE LA RELATION SIMPLIFIÉE

Les valeurs des évapotranspirations réelles cumulées de mars à octobre s'étendent de 215 mm à 545 mm pour l'ensemble des stations. Elles sont généralement plus élevée et plus dispersées en 1988 qu'en 1989 et 1990 (tab. 1).

Tableau 1

Valeurs d'évapotranspiration moyennes calculées sur les 20 sites par Magret

	1988	1989	1990
moyenne (mm)	445	357	391
écart-type	75	58	43
min	312	215	317
max	545	459	490

Des vérifications des sorties du modèle ont été faites, en comparant le rapport ETR/ETP (traduisant le besoin en eau des cultures) aux pluies cumulées. On observe une bonne corrélation entre ces deux termes.

La relation simplifiée est utilisée en combinant les valeurs cumulées de mars à octobre d'ETR et de R_n calculées par le modèle avec les différences cumulées entre les températures de surface issues de NOAA et la température maximale de l'air (soit de mars à octobre, 48 images NOAA).

$$\frac{\sum_{\text{mars}}^{\text{octobre}} (ETR - R_n)}{\text{mars}} = nA + B \frac{\sum_{\text{mars}}^{\text{octobre}} (Ts_{NOAA} - T_{airmax})}{\text{mars}}$$

Les valeurs des paramètres A et B varient entre les sites (figure 7), et parfois pour un même site entre les différentes années. Ceci peut s'expliquer par les variations de l'occupation de surface et des conditions climatiques qui sont différentes pour chaque station, la rugosité de surface et la vitesse du vent étant les principaux facteurs de variations de A et B (LAGOUARDE et BRUNET, 1991). La constante A présente les variations les plus importantes, la pente B reste quasiment constante pour certains sites comme Perpignan. Les valeurs trouvées se situent dans la gamme de celles citées dans la littérature. Les valeurs les plus couramment rencontrées sont $A=1$ et $B=-0,25$ (SEGUIN *et al.*, 1982). Les coefficients trouvés par JACKSON (1977) correspondent à des conditions d'advection ($A=0$ et

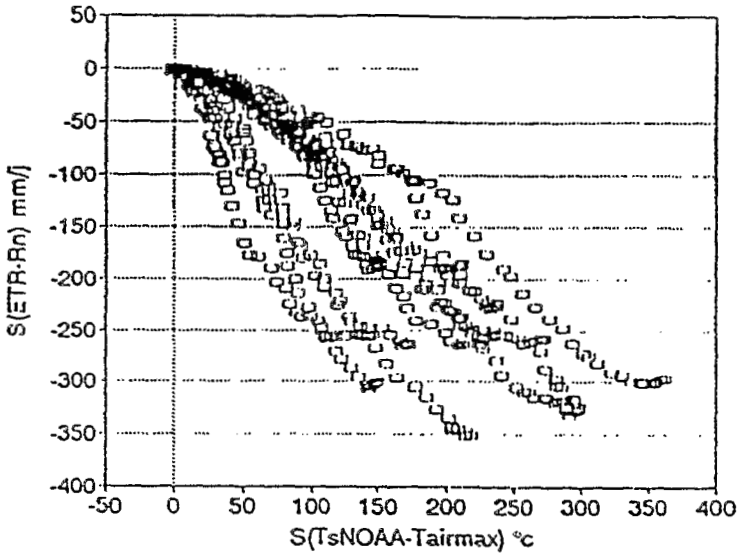


Figure 7

Relation entre les valeurs (ETR-Rn) cumulées de mars à octobre et les sommes $(T_{s_{NOAA}} - T_{atm_{max}})$ des 20 stations en 1990

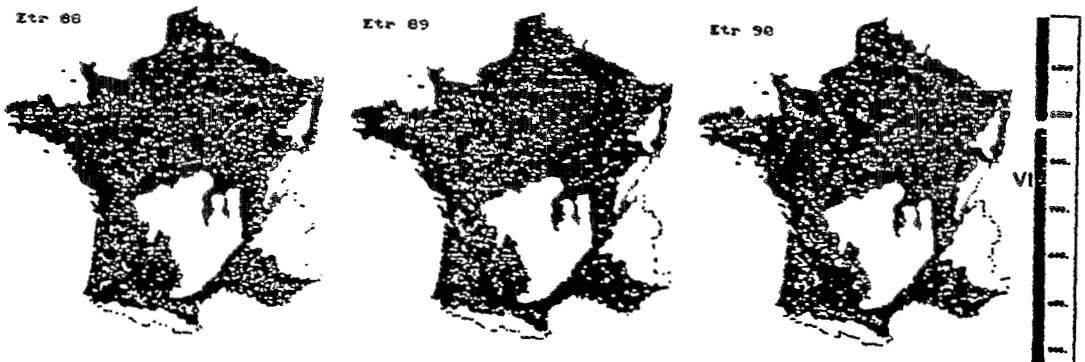


Figure 8

Images de synthèses représentant l'évaporation réelle obtenue par la relation simplifiée utilisant des données NOAA pour les années a : 1988, b : 1989, c : 1990

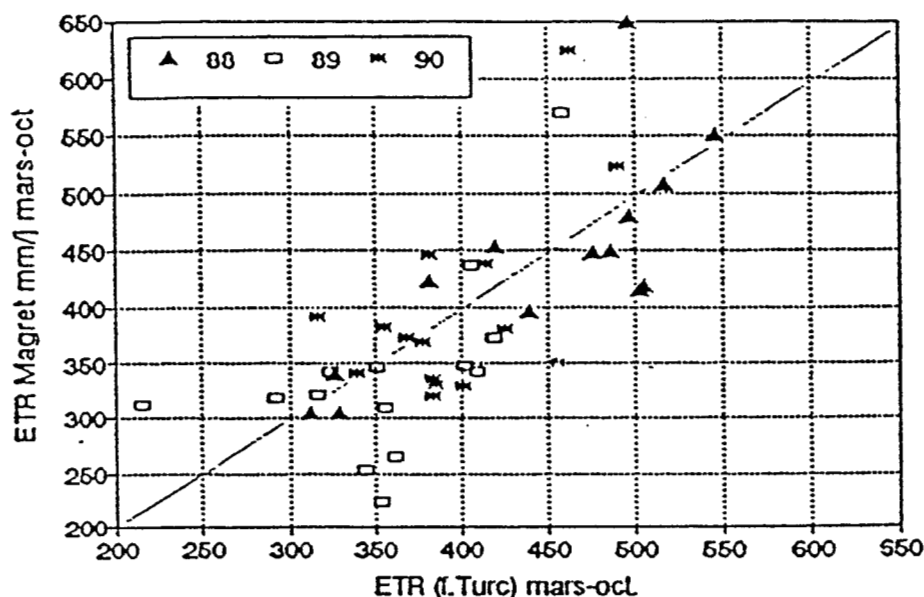


Figure 9

Relation entre les valeurs d'évaporation réelle calculées par Magret et celles calculées par la formule de Turc (1954). La moyenne de ces écarts est pour 1988 est de +7 mm, pour 1989 : +17 mm et pour 1990 : -7 mm

$B = -0,64$). Les valeurs calculées à partir des 20 stations (tableau 2) serviront de coefficients de calage pour la cartographie finale (tab.2). Les erreurs induites sur l'ETR par cette approximation sont de l'ordre de 10 à 20 % suivant les stations.

Tableau 2

Valeurs des paramètres A et B obtenus pour l'ensemble des stations pour les trois années étudiées

	nA	B	r ²
1988	10.35	-1.09	0.72
1989	-12.2	-1.19	0.66
1990	-1.93	-1.08	0.76

EXTRAPOLATION SPATIALE — CARTOGRAPHIE DE L'ETR À L'ÉCHELLE DE LA FRANCE

Les variables climatiques (température de l'air et rayonnement net) ont été interpolées spatialement en utilisant la méthode de krigeage. Cette méthode permet d'obtenir des cartes que l'on peut ensuite combiner aux images NOAA suivant la relation simplifiée en utilisant les coefficients de référence calculés à partir des 20 stations. La relation n'est pas applicable sur les reliefs ou sur les forêts, où des masques sont appliqués sur les images. Les cartes finales d'ETR ont été comparées à des images de synthèses basées sur les cumuls de l'indice de végétation (cartes élaborées par Geosys à Toulouse pour détecter les effets de sécheresse à l'échelle nationale). La comparaison est satisfaisante, puisque l'on retrouve bien les mêmes secteurs les plus touchés par la sécheresse (en 1989, le sud ouest, la Charente, figure 8). Ces cartes nous donnent une information plus qualitative que quantitative. Si nous connaissions l'occupation de la surface, nous pourrions appliquer des coefficients régionaux plus adaptés à chaque situation.

DISCUSSION — VALIDATION

Les valeurs d'évapotranspiration ainsi estimées sont à considérer avec précaution, et n'ont qu'une valeur relative, car il n'existe pas de moyen de validation à des échelles de temps et d'espace aussi larges. Des expérimentations telles que celles d'Hapex (ANDRÉ *et al.*, 1988, HEPPFNER et GOUTORBE, 1989) menées sur des sites relativement larges (100 km/100 km) avec des mesures aéroportées de flux et de nombreuses mesures au sol permettent de vérifier les estimations régionales, mais elles concernent des périodes limitées dans le temps en raison des lourds équipements requis. Une piste est envisagée en considérant le bilan hydrologique de bassins versants. En effet, certains modèles spatialisés comme Modcou (GIRARD *et al.*, 1981) permettent des sorties de cartes d'évaporation (PERRIN, 1991) qui peuvent être comparées à nos estimations faites en utilisant des données NOAA. Comme nous ne possédions pas de telles données pour les années étudiées, nous avons testé la formule de TURC (1954) qui s'adapte à des bassins versants pour calculer l'ETR, gardant ainsi une approche hydrologique. L'évaporation est calculée à partir d'une équation faisant intervenir des valeurs moyennes de températures et de pluies cumulées, représentatives d'un bassin versant :

$$E = \frac{P}{\sqrt{0.9 + L^2 / P^2}}$$

avec $L = 300 + 25 t + 0,05t^2$, P : précipitation annuelle (mm), t : moyenne annuelle de la température de l'air (°c). Cette relation s'applique si $L^2/P^2 > 0,1$ sinon on pose $E = P$.

Les valeurs d'ETR calculées par le modèle Magret sont comparées à celles calculées par la formule de Turc pour une période de 8 mois de mars à octobre pour chacun des sites. Nous avons supposé que chaque site pouvait être assimilé à un bassin versant, puisque nous avons considéré dans notre étude les valeurs moyennes de températures de surface sur un secteur de 15 km/15 km. Les écarts observés entre les différentes valeurs d'ETR ainsi estimées n'excèdent pas 20 mm sauf pour une station près de Biarritz (St Martin de Hinx), où la pluviométrie est importante et les températures élevées (figure 9).

CONCLUSION

Cette étude a montré l'intérêt des données satellitaires thermiques pour suivre l'état hydrique des cultures à large échelle. Elle a permis de détecter les régions les plus touchées par la sécheresse en 1989 et 1990. La méthode présentée apparaît ainsi comme complémentaire de celle utilisant l'indice de végétation, mais les informations fournies ont une valeur plus qualitative que quantitative, car les estimations d'ETR restent difficiles à valider. Un certain nombre de problèmes demeurent, concernant notamment la chaîne de traitement des images : des corrections atmosphériques seraient nécessaires afin d'améliorer la précision des températures de surface. Par ailleurs l'élaboration des synthèses pentadaires serait plus adaptée à notre étude si la sélection des images se faisait à partir des températures de surface et non de l'indice de végétation. Le prochain satellite Météosat prévu pour 1996, avec deux bandes spectrales dans le thermique devrait permettre d'effectuer ces synthèses tout en ayant des données aussi précises que NOAA. La cartographie de l'occupation de la surface serait également utile. Des travaux récents (DERRIEN *et al.*, 1992) ont montré des premières classifications de l'occupation de surface obtenues à l'échelle de la France à partir de l'indice de végétation calculé sur des images NOAA. Ces classifications pourraient être utilisées à l'avenir pour en sortir des cartes dérivées des paramètres de surface comme la rugosité de surface, l'albedo ou l'émissivité, intervenant dans les modèles.

La méthodologie présentée peut être appliquée à plus petite échelle sur des bassins versants suivis plus finement d'un point de vue hydrologique, et en utilisant des températures de surface mesurées par des moyens aéroportés, avec des mesures de contrôle au sol. Des estimations spatialisées d'ETR peuvent être alors obtenues plus précisément et être intégrées dans des modèles agrométéorologiques, ou des modèles hydrologiques...

BIBLIOGRAPHIE

- ANDRE J.C. *et al.*, 1988. Hapex-Mobilhy : First results from the Special Observing Period. *Ann. Geophys.*, 6, 477-492.
- BECKER F. LI Z.L., 1990. Towards a local split window method over land surfaces. *Int. J. Remote Sens.*, 11, 3, 369-393.
- BRUNT D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal meteorological Society*, 58, 389-418.
- BRUTSAERT W., 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources research*, 11, 742-744.
- CHOISNEL E., 1977. Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. La météorologie, *numéro spécial évapotranspiration*, VI, 11, 103-133.
- CHOISNEL E., 1992. Le calcul du bilan hydrique du sol : options de modélisation et niveaux de complexité. *Science du sol*, vol 30, 1, 15-32.
- DE BRISIS S., GUERIF M., PODAIRE A., SEGUIN B., 1991. Combined use of earth observation satellite and meteorological satellite for crop assessment in semi-arid environments. 5 Coll. int *Mesures physiques et signatures en télédétection*. Courchevel, ESA SP 319, 497-500.
- DERRIEN M., FARKI B., LE GLEAU H., SAIROUNI A., 1992. Vegetation cover mapping over France using NOAA-11/AVHRR. *Int. J. Remote Sens.*, *remote sensing letters*, 697554B, 1-9.
- DESCHAMPS P.Y., PHULPIN T., 1980. Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 et 12 μm . *Bound. Layer. Meteo.* 18, 131-143.
- GIRARD G., LEDOUX E., VILLENEUVE J.P., 1981. Le modèle couplé : simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *Cahier de l'Orstom, série hydrologique*, vol 18, 4, 195-279.

- HUEPFNER M., GOUTORBE J.P., 1989. Hapex II Sahel, un projet de modélisation du bilan hydrologique et du bilan énergétique en climat tropical sec. doc Orstom Montpellier 25p +ann.
- IDSO S.B., 1981. A set of equations for full spectrum and 8-to 14 μm and 10.5-12.5 μm thermal radiation from cloudless skies. *Water resources research*, 17, 295-304.
- IMBERNON, BEGUE A., LAGOUARDE J.P., KERR Y., 1990. Suivi agroclimatique des cultures en zones sahéliennes à partir des données NOAA de Mas Palomas. Rapport final 2 phase nov 1090 CEE 166p+ ann
- JACKSON R.D., REGINATO R.J., IDSO S.B., 1977. Wheat canopy temperature : a practical tool for evaluating water requirements. *Water resour. Research*, vol 13, n°3, 651-65
- JACKSON R.D., 1983. Spectral indices in-space. *rem. sens. env.*, 13, 409-421.
- KERR Y., 1991. Corrections atmosphériques dans l'infrarouge thermique. Cas de l'AVHRR. 5 Coll. int. *Mesures physiques et signatures en télédétection*. Courchevel, ESA SP 319, 29-34.
- KNEIZYS F.X *et al.*, 1983. Atmospheric transmittance/radiance : computer code Lowtran 6, Technical report AFGL-TR-83-0187, Optical physics division, US AIR Force geophysics laboratory, Hanscom air force base, MA USA.
- LAGOUARDE J.P., BRUNET Y., 1991. Suivi de l'évapotranspiration réelle journalière à partir des données NOAA-AVHRR lors de la campagne Hapex-Mobilhy. 5^e coll.int. *Mesures physiques et signatures en télédétection*. Courchevel, ESP SP 319, 569-572.
- LAGOUARDE J.P., MACANENEY K.J., 1992. Daily sensible heat flux estimation from a single measurement of surface temperature and maximum air temperature. *Boundary-Layer Meteorology*, vol59, n°4, 341-362.

- PERRIN J.L., 1991. Modélisation mathématique du fonctionnement hydrologique des bassins versants de la Fecht et de la Weiss (Haut- Rhin). Thèse de 3^e cycle de l'université Louis Pasteur, Strasbourg I, 212p.
- PRICE J.C., 1991. Timing of NOAA afternoon passes. *Int. remote sens.* vol 12, n°1, 193-198.
- PRIESTLEY C.H.B., TAYLOR R.J., 1972. On the assesment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon. weather revue*, 100, 81-92.
- SEGUIN B., BAEZ S., MONGET J.M., PETIT V., 1982. Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale.II : Résultats obtenus à partir de données satellites. *Agronomie 2* (2), 113-118.
- SEGUIN B., ITIER B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int J.Remote Sens.*, vol 4, n°2, 371-383.
- SEGUIN B., LAGOUARDE J.P., SAVANE M., 1991. The assessment of regional crop water conditions from meteorological satellite thermal infrared data. *Rem. Sens. Environ.*, 35, 141-148.
- STOLL M.P., 1988. Mesures de la température et de l'émissivité de surface par télédétection : modèles et méthodes. Télédétection spatiale, aspects physiques et modélisation, CNES, école d'été, 845-904.
- TURC L., 1954. Le bilan d'eau des sols, relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agro.*, n°4, 5^e année, Inra Paris, 491-595.
- VAN DE GRIEND A.A., OWE M., STOLL M.P., 1991. Measurement and spatial variation of thermal infrared surface emissivity in a savannah environment. *Water resources research*, vol 27, n°3, 371-379.