Utilisation des satellites meteorologiques pour le suivi du bilan hydrique a l'echelle regionale : Application a la France.

M. Savane

▶ **To cite this version:**

M. Savane. Utilisation des satellites meteorologiques pour le suivi du bilan hydrique a l'echelle regionale : Application a la France.. Sciences du Vivant [q-bio]. Université Blaise Pascal (Clermont Ferrand 2), 1990. Français. NNT : . tel-02846791

HAL Id: tel-02846791
https://hal.inrae.fr/tel-02846791

Submitted on 7 Jun 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE BLAISE PASCAL DE CLERMONT-FERRAND

U.F.R. SCIENCES EXACTES ET NATURELLES

09 MAI 1990
MINISTÈRE DE L'AGRICULTURE
I. N. R. A.
Station de Bioclimatologie
B.P. 91 - Domaine Saint-Paul
84143 MONTFAVET CEDEX
FRANCE
AHTH12

THESE

présentée

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITE

par

Moustapha SAVANE

UTILISATION DES SATELLITES METEOROLOGIQUES POUR LE SUIVI DU BILAN HYDRIQUE A L'ECHELLE REGIONALE : APPLICATION A LA FRANCE

Soutenue le 30 Mars 1990 devant la commission d'examen

MM. **R. SOULAGE**	Président
C. RIOU B. PINTY	Rapporteurs
C. BOUTIN E. CHOISNEL H. ISAKA B. SEGUIN	Examinateurs

UNIVERSITE BLAISE PASCAL DE CLERMONT-FERRAND

U.F.R. SCIENCES EXACTES ET NATURELLES

THESE

présentée

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITE

par

Moustapha SAVANE

UTILISATION DES SATELLITES METEOROLOGIQUES POUR LE SUIVI DU BILAN HYDRIQUE A L'ECHELLE REGIONALE : APPLICATION A LA FRANCE

Soutenue le 30 Mars 1990 devant la commission d'examen

MM.	**R. SOULAGE**	Président
	C. RIOU B. PINTY	Rapporteurs
	C. BOUTIN E. CHOISNEL H. ISAKA B. SEGUIN	Examinateurs

AHTH12
09 MAI 1990
MINISTÈRE DE L'AGRICULTURE
I. N. R. A.
Station de Bioclimatologie
B.P. 91 - Domaine Saint-Paul
84143 MONTFAVET CEDEX
FRANCE

AVANT PROPOS.

Les recherches faisant l'objet de ce mémoire n'auraient pu être menées à bien sans le travail, les conseils et le soutien moral de tous ceux qui m'ont entouré durant trois années passées à l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA) de Montfavet; il serait trop long de les mentionner tous, mais qu'ils sachent qu'ils m'ont beaucoup apporté.

Monsieur le Professeur R. SOULAGE, Responsable du Laboratoire de Météorologie Physique (LAMP), m'a fait l'honneur d'accepter la présidence du jury. Je ne saurais exprimer toute ma gratitude à travers ces quelques mots. Qu'il en soit tout de même grandement remercié.

Monsieur B. SEGUIN, Directeur de Recherches à l'INRA de Montfavet, m'a guidé tout au long de mes recherches en jouant son rôle de directeur de thèse avec tact et lucidité. Je tiens à lui dire ici combien ses conseils m'ont été précieux et combien j'ai appris à son contact. Je dois également le remercier pour sa disponibilité et sa gentilesse jamais démenties.

Monsieur le Professeur C. BOUTIN, Président de l'Université Clermont Ferrand II, m'a fait l'immense plaisir d'être le directeur scientifique de cette thèse. Je voudrais qu'il sache la joie avec laquelle j'ai toujours suivi avec admiration sa rigueur scientifique. Qu'il soit également remercié pour ses conseils et ses encouragements.

Il serait injuste de ne pas associer à ces remerciements, Monsieur H. ISAKA, Directeur de Recherches au CNRS, et Monsieur R. ROSSET, Professeur au LAMP, qui furent souvent impliqués dans ces échanges, y apportant leurs compétences et leurs bonnes humeurs.

Monsieur R. GUILLOT, au Centre de Météorologie Spatial de Lannion, a toujours mis à ma disposition, avec un grand dévouement, les bandes magnétiques du satellite METEOSAT, faute de quoi cette étude s'avérerait irréalisable. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Monsieur C. RIOU, Directeur de Recherches à l'INRA de Bordeaux, a aimablement acepté de participer à ce jury. Je le remercie de m'avoir donné sa Thèse de Doctorat d'Etat qui m'a été d'une très grande utilité.

Mes remerciements s'adressent également à Monsieur E. CHOISNEL, Ingénieur à la Météorologie Nationale, et B. PINTY, Chargé de Recherches au CNRS, qui ont accepté de participer au jury de cette thèse.

Je garde une grande reconnaissance à J. P. LAGOUARDE, Chargé de Recherches à l'INRA de Montfavet, pour la bienvaillance et la compréhension qu'il m'a témoignées.

La disponibilité et la gentillesse de J. IMBERNON, Chargé de Recherches à l'IRAT de Montpellier, m'ont permis de réaliser dans de très bonnes conditions les cartographies de températures de surface et d'évapotranspirations réelles. Qu'il trouve ici l'expression de profonde reconnaissance.

Au sein du STEFCE, je n'oublie pas le soutien efficace que m'ont apporté Monsieur A. JUHEL et son équipe, en créant un environnement technique très favorable.

Enfin, je souhaite remercier de manière particulière Monsieur J. P. GUINOT avec qui j'ai partagé de manière quotidienne les difficultés et les joies de ce travail et Madame J. SAUMADE pour l'effort accompli lors de la reproduction des figures.

RESUME

Ce travail s'appuie sur les synthèses thermiques de METEOSAT, traitées au CMS[1] de Lannion, les données des satellites NOAA – AVHRR et les données climatologiques au sol du réseau STEFCE – INRA[2] pour les années 1985, 1986 et 1987.

L'analyse des températures de surface Ts de METEOSAT, comparées aux valeurs de températures de l'air, montre une sous – estimation qui est corrigée à partir de NOAA – AVHRR en prenant en compte les dates où les données de ces deux satellites sont disponibles. L'écart NOAA – METEOSAT, de l'ordre de 6 à 8° en moyenne, est en grande partie expliqué par l'effet d'absorption de la vapeur d'eau (épaisseur d'eau efficace) dans l'atmosphère.

L'évolution des valeurs cumulées de (Ts – Ta) au cours de la saison montre l'effet de la latitude, des années et de l'apparition de période de sécheresse.

Aussi la validité des valeurs de Σ(Ts – Ta) de METEOSAT a été mise en évidence par des comparaisons effectuées entre ces données et celles du modèle MAGRET (LAGOUARDE et CHOISNEL, 1990).

Enfin, la mise en relation des valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle avec les données de (Ts – Ta) de METEOSAT permet de cartographier l'évapotranspiration réelle à l'échelle régionale pour des échelles de temps de l'ordre du mois.

Mots clés : bilans énergétique et hydrique, METEOSAT, NOAA – AVHRR, LANDSAT – TM, infrarouge thermique, températures de surface et de l'air, épaisseurs d'eau efficaces, déficit hydique, polygones de THIESSEN, cartographie, évapotranspiration réelle, France.

1 CMS : Centre de Météorologie Spatiale.
2 STEFCE-INRA: Service Technique des Etudes des facteurs climatiques et de l'environnement – Institut National de la Recherche Agronomique.

ABSTRACT.

Results reported in this work were based on the weekly sinthesis METEOSAT thermal images data, which were processed at CMS[1] of Lannion, the NOAA – AVHRR satellite data and the climatic data from the STEFCE – INRA[2] network for 1985, 1986 and 1987.

The surface temperature Ts obtained from METEOSAT indicated that Ts was underestimated in relation to air temperature Ta. For this reason, Ts were corrected by using the NOAA – AVHRR data for dates in which they were available from both satellites. The difference of 6 to 8°C between NOAA and METEOSAT is basically explained by the radiation absorption due to the water vapor content in the atmosphere.

The evolution of the sum of (Ts – Ta) during the season (from May to October) shows the effect of the latitude, of year and of the periods of water deficit 1986 in the South – Wester region of France).

Also, the comparison of Σ(Ts – Ta) obtained from METEOSAT and calculed by the MAGRET[3] model (LAGOUARDE and CHOISNEL, 1990) allows to validate the infrared data of this satellite.

Finally the relationship between Σ(ETR – Rn) obtained with the MAGRET model and Σ(Ts – Ta) derived from METEOSAT images are linear. This allows to estimate the actual evapotranspiration at the regional scale for periods of about one month.

Key words: energetic and water balance, METEOSAT, NOAA – AVHRR, LANDSAT – TM, thermal infrared, surface and air temperatures, water vapor content of the atmosphere, water deficit, THIESSEN's polygons, mapping, actual evapotranspiration, France.

SOMMAIRE.

PAGES

INTRODUCTION 11

CHAPITRE I : LES TRANSFERTS DE MASSE ET D'ENERGIE ENTRE LA SURFACE DU SOL ET L'ATMOSPHERE. 16

I.1. Les phénomènes radiatifs. 16

I.1.1. Rayonnement solaire 16

I.1.2. Rayonnement terrestre 17

I.1.3. Rayonnement de l'atmosphère et influences des phénomènes atmosphériques sur un rayonnement électromagnétique. 18

I.1.4. Bilan radiatif au sol 24

I.2. Le flux de chaleur dans le sol 25

I.3. Le flux de chaleur sensible 27

I.3.1. Interface Sol-Atmosphère 27

I.3.2. Expression du flux de chaleur sensible 27

I.4. Flux de chaleur latente 32

I.5. Equilibre énergétique. 33

CHAPITRE II : EVAPORATION OU EVAPOTRANSPIRATION. 36

II.1. Evaporation, phénomène de diffusion gazeuse 37

II.2. Evaporation, aspect climatique 37

II.3. Evaporation, aspect énergétique 38

II.3.1. Méthode du rapport de Bowen 38

II.3.2. Méthode aérodynamique 39

II.3.3. Méthode de fluctuations 39

II.3.4. Relation entre Ts et ETR 40

II.4. Apports de la télédétection 44

II.4.1. Relations d'estimation de l'ETR journalière 45

II.4.2. Relation simplifiée d'estimation de l'ETR cumulée. 50

CHAPITRE III : DONNEES UTILISEES. 53

III.1. Données des satellites météorologiques 53

III.1.1. Données du satellite METEOSAT 53

III.1.1.1. Détermination de la température de surface 55

III.1.1.2. Données de température de surface 56

III.1.2. Données du satellite NOAA-AVHRR 57

III.2. Données météorologiques. 61

CHAPITRE IV :ANALYSE DES DONNEES SATELLITAIRES. 65

IV.1. Traitement climatologique 65

IV.2. Etude comparée des valeurs cumulées de Ta et de Ts de METEOSAT 65

IV.3. Corrections de Ts de METEOSAT 69

IV.3.1. Comparaisons des Ts NOAA et METEOSAT 70

IV.3.2. Causes des sous-estimations de Ts METEOSAT 72

IV.4. Applications des températures de surface 77

IV.4.1. Utilisation directe de ΣTs 78

IV.4.2. Observation du déficit hydrique par utilisation du concept de Stress Degree (SDD) 98

IV.4.2.1. Influences de la composition de la zone sur les valeurs de Ts de METEOSAT 99

IV.4.2.2. Evolution du SDD en fonction du temps 101

IV.4.2.3. Classification climatique des stations à partir des évolutions temporelles de SDD 109

IV.4.2.4. Classement annuel en fonction des évolutions temporelles de SDD 109

IV.4.3. Estimation du SDD au dessus des forêts à partir des informations satellitaires 114

IV.4.3.1. Etude comparative des températures au-dessus de la forêt des Landes 114

IV.4.3.2. Etude de températures au-dessus des Vosges 118

CHAPITRE V : COMPARAISONS DE DONNEES: MODELE DE BILAN HYDRIQUE ET SATELLITE METEOSAT. 123

V.1. Modèle de bilan hydrique 123

V.1.1. Présentation du modèle 124

V.1.2. Données d'entrée du modèle 125

V.1.3. Bilan hydrique 127

V.1.4. Bilan énergétique de surface 129

V.1.5. Données de sortie du modèle 129

V.2. Comparaisons entre les valeurs de Ts de METEOSAT et du modèle MAGRET 131

V.2.1. Sélection des stations 131

V.2.2. Comparaisons des données de Ts 133

V.3. Relations simplifiées 140

V.3.1. Relations obtenues à partir du modèle 140

V.3.2. Relations simplifiées obtenues du modèle et du satellite METEOSAT. 150

CHAPITRE VI : CARTOGRAPHIE DE L'EVAPOTRANSPIRATION 163

VI.1. Introduction 163

VI.2. Interpolations spatiales et climatologiques 164

VI.2.1. Interpolation par fonctions splines 164

VI.2.2. Krigeage 165

VI.2.3. Interpolation optimale de Gandin 166

VI.2.4. Méthode de THIESSEN 166

VI.2.5. Moyenne arithmétique 166

VI.3. Polygones de THIESSEN 167

VI.4. Cartographie de l'ETR 170

VI.4.1. Calcul de l'ETR 170

VI.4.2. Intercomparaisons des cartes d'ETR 175

VI.4.3. Etudes simultanées des images composites du canal IR thermique de METEOSAT et des cartes d'ETR. 181

CONCLUSION GENERALE. 185

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES. 190

LISTES DES FIGURES ET LISTES DES TABLEAUX. 211

ANNEXES. 222

INTRODUCTION.

INTRODUCTION

Le thème de l'eau est un des points dominants des travaux effectués dans les domaines de la bioclimatologie et de l'agrométéorologie, compte tenu du fait que l'eau est le principal facteur limitant la production agricole.

La connaissance des termes du bilan hydrique des cultures est essentielle non seulement pour l'analyse et la prévision des rendements mais aussi pour définir les modalités d'irrigation.

Le problème posé par l'économie, la valorisation et la maitrise de l'eau est très préoccupant dans les régions souvent objet de séchéresse très marquée: zones soudano – sahélienne et méditerranéenne.

L'évaporation ou l'évapotranspiration dans le cas des couverts végétaux résulte de la conjugaison de deux facteurs:

– la demande climatique reliée à l'énergie disponible au niveau de la surface évaporante se traduisant par l'évapotranspiration potentielle ETP ,

– "l'offre" correspondant résultant du stock d'eau disponible dans le réservoir du sol et se traduisant par une évapotranspiration réelle ETR qui, suivant la disponibilité en eau, est inférieure ou égale à l'ETP.

L'estimation de l'ETP (dépendant uniquement des facteurs climatiques et des caractéristiques physiques de la surface évaporante) a fait l'objet de nombreuses études permettant la mise au point de méthodes ou techniques d'estimation fiables: mesures par lysimètres, estimations par la formule de PENMAN (1948), travaux de BROCHET et GERBIER (1972), ITIER et PARCEVAUX (1974), RIOU (1975) et études de synthèse effectuées par DOORENBOS et PRUITT (1976) pour la F.A.O.

Par contre, l'estimation de la consommation en eau effectuée par le biais de l'ETR est beaucoup plus délicate puisque l'évapotranspiration réelle fait intervenir l'ensemble des termes du bilan hydrique, c'est-à-dire la répartition des apports d'eau (pluviométrie et éventuellement irrigation), le niveau des réserves d'eau dans le sol et la prise en compte du couvert végétal dans le cas où celui-ci existe. Il en résulte généralement pour l'ETR une variabilité spatiale et temporelle très accentuée.

Aussi, le taux d'évaporation (ou évapotranspiration) est fonction de l'époque durant laquelle les cultures sont irriguées naturellement ou artificiellement. S'il s'agit de prairies, ce taux dépend aussi de l'époque à laquelle l'herbe est coupée. De plus, un couvert végétal forestier accroît l'évapotranspiration et une augmentation de la surface végétale foliaire de 50% entraine une augmentation de l'évapotranspiration réelle d'un facteur de 20% (TARDY Y., 1986).

Le flux hydrique qui passe par les plantes est aussi réglé par leur état, leur rythme de croissance (WAGGONER et ZELITH, 1965) et par les termes du bilan d'énergie obtenus entre la plante et l'atmosphère.

L'étude théorique de la diffusion de la vapeur d'eau dans des conditions naturelles est très complexe et est loin d'aboutir à des solutions très satisfaisantes (RIOU, 1975). C'est pourquoi, l'évaluation de l'évapotranspiration réelle est devenue aujourd'hui une des préoccupations des chercheurs dont les études font intervenir la notion de "l'eau".

Il existe cependant des méthodes d'estimation de l'ETR:

- par les lysimètres pesables,
- par les mesures atmosphériques:
  - * méthode de fluctuations (SHUTTLEWORTH et *al.* (1984)),
  - * bilan d'énergie (SEGUIN et PERRIER (1970)),
  - * méthodes aérodynamiques (ITIER (1980), RIOU (1982), RIOU et ITIER (1984)).

– par le suivi du bilan hydrique dans le sol (FOREST et KALMS (1977), VACHAUD et *al.* (1977, 1978)).

Par contre, la représentativité spatiale de ces dispositifs de mesure de l'ETR est très limitée, c'est – à – dire que, lorsqu'ils existent, ils ne peuvent couvrir que des échelles locales (quelques hectares). Pour atteindre une échelle régionale, la seule possibilité est d'utiliser des modèles de bilan hydrique tels que celui développé à la Météorologie Nationale (CHOISNEL E., 1977) intégrant à la fois des informations relatives aux sols et à la couverture végétale, qui permettent d'apporter une réponse au problème de l'estimation régionale de l'ETR. Mais ces modèles supposent un couvert végétal de référence herbacé et une réserve utile du sol donnée qui ne peuvent traduire la réalité agricole.

Ainsi, l'estimation de routine de l'ETR à des échelles d'espace allant du champ (100 mètres) à la région (10 kilomètres) n'est donc pas accessible de nos jours, par des techniques couramment utilisées. A ce niveau, la télédétection apparaît comme un outil pouvant apporter des éléments de réponse, car elle offre la possibilité d'avoir des données régulières (satellites METEOSAT et NOAA – AVHRR) aux échelles d'espace concernées, en fonction de leur fréquence de passage et de la résolution spatiale des systèmes d'observation correspondants.

La présente étude a pour objectif essentiel d'établir la possibilité de cartographier, à l'échelle régionale, l'évapotranspiration réelle de la France, à partir des données satellitaires.

Elle s'appuie sur la disponibilité de données issues de l'IR thermique de METEOSAT, traitées au CMS de Lannion, permettant d'estimer la température de surface d'une petite région (de l'ordre de 200km²) et donc d'évaluer l'écart (Ts – Ta).

Les travaux précédemment développés à la station de Bioclimatologie INRA d'Avignon (SEGUIN et *al.* (1982), SEGUIN et ITIER (1983), SEGUIN (1984), SEGUIN et *al.* (1986), SEGUIN et *al.* (1989)) ont permis d'établir l'intérêt de cet écart, et en particulier de sa valeur cumulée $\Sigma(Ts - Ta)$ (qualifiée de *Stress*

Degree Day par JACKSON et *al.* (1977)), pour l'estimation de l'ETR et l'appréciation de l'état hydrique des cultures.

Le travail avait donc pour but d'évaluer l'utilisation de ce critère pour le cas particulier de la France.

Avant de le présenter plus spécifiquement, nous rappellerons dans les deux premiers chapitres :

– les bases théoriques des transferts de masse et d'énergie entre le sol et l'atmosphère, permettant d'établir les expressions des flux échangés à la surface,

– les différentes méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration avec entre autres les apports de la télédétection dans ce domaine.

CHAPITRE I :

LES TRANSFERTS DE MASSE ET D'ENERGIE ENTRE LA SURFACE DU SOL ET L'ATMOSPHERE.

I LES TRANSFERTS DE MASSE ET D'ENERGIE ENTRE LA SURFACE DU SOL ET L'ATMOSPHERE.

I.1 PHENOMENES RADIATIFS.

Dans le cadre de notre travail, c'est essentiellement le bilan radiatif au sol qui est concerné. C'est pourquoi nous présenterons seulement les phénomènes physiques intervenant dans ce bilan sans pour autant traiter de façon approfondie les rayonnements solaire, atmosphérique et terrestre, ni les divers mécanismes entrainant une modification du rayonnement solaire au cours de sa traversée de l'atmosphère. Pour avoir de plus amples informations, il serait intéressant de se référer à l'ouvrage de PERRIN de BRICHAMBAUT (1963).

I.1.1 LE RAYONNEMENT SOLAIRE.

Le soleil est la plus importante des sources d'énergie du système terre – atmosphère. Il émet, en première approximation un rayonnement correspondant à celui d'un corps noir à une température de 5780°K. La longueur d'onde du maximun d'émittance chromatique est de 0.5µm (loi de WIEN) et les 99% de l'énergie émise par le soleil sont compris dans un intervalle allant de 0.15 à 4µm: il s'agit de rayonnement de "courte longueur d'onde".

Au cours de sa traversée de l'atmosphère, le rayonnement solaire est modifié par les diffusions dues aux molécules et les aérosols et par l'absorption sélective. Le premier mécanisme n'entraine pas de dégradation de l'énergie émise, le rayonnement diffusé a à peu près la même composition spectrale que le rayonnement incident, seule l'intensité parvenant au sol est réduite. Si la diffusion de ce rayonnement a lieu par les molécules gazeuses, on parle de diffusion de

Rayleigh et si par contre elle a lieu par les aérosols, c'est la diffusion de Mie. Le second mécanisme s'accompagne d'une dégradation de l'énergie. L'absence de radiations ultra – violettes est due principalement à l'absorption par l'ozone tandis que l'infrarouge est absorbé par le gaz carbonique et la vapeur d'eau.

Le rayonnement solaire qui parvient au sol se décompose en rayonnements direct et diffus de compositions spectrales sensiblement identiques. L'ensemble du rayonnement direct et diffus reçu sur une surface horizontale, dans un angle de 2π stéradians, représente le rayonnement global. Ce rayonnement est partiellement réfléchi par la surface du sol. La fraction correspondant au pourcentage de réflexion s'appelle albédo. Il existe un albédo spécifique de chaque longueur d'onde (appelé reflectance) mais en général, on considère l'albédo moyen sur le domaine, de longueurs d'onde, concerné.

I.1.2 LE RAYONNEMENT TERRESTRE.

La surface du sol émet un rayonnement propre d'origine thermique dont l'énergie dépend de la nature et de la température des corps qui la composent.

Le rayonnement terrestre se situe dans l'infrarouge thermique avec un maximun au voisinage de 10µm. Le sol se comporte comme un corps gris,avec une émissivité comprise entre 0.90 et 0.98, fonction de la nature de la surface du sol et de son état structural et hydrique. Selon la loi de STEFAN, ce rayonnement s'écrit:

$$Rt = \in \sigma Ts^4 \qquad (I.1)$$

avec $\in$ l'émissivité de la surface considérée, σ la constante de STEFAN BOLTZMAN et enfin Ts la température de surface.

I.1.3 LE RAYONNEMENT DE L'ATMOSPHERE ET LES INFLUENCES DES PHENOMENES ATMOSPHERIQUES SUR UN RAYONNEMENT ELECTROMAGNETIQUE.

Tous les gaz et particules solides et liquides contenus dans l'atmosphère et présentant une bande d'absorption à l'intérieur du spectre d'émission du corps noir porté à la température qu'eux vont émettre un rayonnement conforme à la loi de KIRCHOFF c'est – à – dire que l'absorption d'un matériel, pour une longueur d'onde spécifique est proportionnelle à son émittance pour cette longueur d'onde. On peut ainsi définir le pouvoir émissif de l'atmosphère dont la valeur dépend essentiellement de la teneur en vapeur d'eau et en gaz carbonique.

I.1.3.1 LE RAYONNEMENT PROPRE DE L'ATMOSPHERE NON NUAGEUSE.

Les phénomènes de diffusion moléculaire n'affectent que faiblement le rayonnement propre du sol et ce sont les phénomènes d'absorption sélective qui, pour les radiations de grande longueur d'onde, caractérisent essentiellement les échanges radiatifs du système Terre – Atmosphère.

Ainsi les trois principaux constituants de l'air (ozone,gaz carbonique et vapeur d'eau), responsables de ces phénomènes d'absorption, possèdent des bandes d'absorption internes dans l'infrarouge :

– l'ozone présente dans l'infrarouge une bande interne vers 4.7µm mais la bande située vers 10µm est beaucoup plus importante. Il existe enfin une bande vers 14µm qui se supperpose à une bande très interne du gaz carbonique.

– le gaz carbonique présente deux bandes, l'une centrée vers 4.3µm et l'autre centrée sur 14.9µm où l'absorption est considérable.

– Le spectre d'absorption de la vapeur d'eau dans l'infrarouge présente une bande assez large, très intense et centrée sur 6.3µm.

Le rayonnement propre de l'atmosphère non nuageuse provient du rayonnement de ses constituants. La vapeur d'eau étant la plus abondante, divers auteurs notamment ANGSTROM (1927) et BRUNT (1932) ont établi des relations plus ou moins empiriques entre le rayonnement de l'atmosphère en l'absence de nuages d'une part et la pression partielle de vapeur d'eau au voisinage du sol d'autre part. Ces relations prennent les formulations suivantes:

- selon ANGSTOM, $Ra = \sigma Ta^4 (a - b10^{-c \cdot ed})$ (I.2)
- pour BRUNT, $Ra = \sigma Ta^4 (a + b\sqrt{ed})$ (I.3)

où a,b et c sont des constantes; ed est la pression de vapeur mesurée sous abri et Ta, la température de l'air.

Le rayonnement atmosphérique est donc déterminé d'après un élément mesuré près du sol. La relation existant entre pression de vapeur d'eau mesurée sous abri et sa distribution dans l'atmosphère n'a donc qu'une valeur statistique et peut s'appliquer qu'en moyenne (RIOU,1972).

La présence de nuages dans l'atmosphère a une influence considérable sur la valeur du rayonnement atmosphérique et c'est la raison pour laquelle il s'avère important d'introduire dans les relations, précédemment rappelées, un terme correctif tenant compte de la fraction d'insolation.

I.1.3.2 LE RAYONNEMENT DE L'ATMOSPHERE NUAGEUSE.

En première approximation et en vertu de la loi de KIRCHOFF, la surface d'un nuage bas rayonne comme un corp noir à sa température.

Selon QUENEY, une partie du rayonnement infrarouge est diffusé, la fraction d'énergie absorbée et la fraction d'énergie du rayonnement noir émis sont probablement comprises entre 85 et 95%.

Ainsi que pour le ciel clair, il existe dans la littérature un certain nombre de relations empiriques, entre autres celles de PENMAN (1948) et de RIOU (1972), permettant d'estimer le rayonnement atmosphérique du ciel nuageux. Ces

formulations, découlant de la pondération de la relation de BRUNT, tiennent compte de la fraction d'insolation et se résument à:

$$Ra = \sigma Ta^4(a + b\sqrt{ed})(c + d.n/N) \qquad (I.4)$$

où les paramètres a, b, c et d sont valables localement et n/N est la fraction d'insolation.

I.1.3.3 INFLUENCES DES PHENOMENES ATMOSPHERIQUES.

Le signal électromagnétique détecté par un capteur embarqué à bord d'un satellite, ne parvient à celui – ci qu'après la traversée intégrale des couches atmosphériques.

L'analyse des données satellitaires exige la prise en compte des interactions Rayonnement – Atmosphère. En effet, trois phénomènes physiques fondamentaux interviennent dans ces interactions, à savoir:

- l'absorption par les molécules de gaz: H_2O, CO_2, O_2, O_3,
- la diffusion par les aérosols et les molécules de gaz,
- la réfraction.

I.1.3.3.1 ABSORPTION ET DIFFUSION PAR LES GAZ ATMOSPHERIQUES.

Lorsqu'une radiation monochromatique de longueur d'onde , pénètre dans un milieu matériel qui peut être considéré comme continu, on constate généralement:

- une modification de sa vitesse de propagation . Elle s'effectue non seulement en grandeur mais aussi en direction. Le rapport des vitesses de propagation dans le vide et le milieu considéré, définit l'indice de réfraction; si celui – ci n'a pas une valeur uniforme, il en résulte, de ce fait, un effet de courbure des rayons.

– une diminution de l'énergie de la radiation. A mesure qu'elle se propage, l'énergie de la radiation subit une diminution due à l'absorption et à la diffusion.

I.1.3.3.2 ABSORPTION.

L'absorption est due à l'entrée en résonnance des molécules sous l'action d'un rayonnement dont la fréquence coincide avec leur fréquence propre de vibration.

Dans le phénomène de l'absorption, il y a une transformation intégrale de l'énergie rayonnante incidente en énergie moléculaire et finalement, en énergie calorifique si le milieu est suffisamment dense. Ainsi, la transmission du rayonnement s'en trouve fortement affectée puisque l'énergie qu'il véhicule se trouve transférée aux molécules en résonnance. C'est ainsi que l'absorption des radiations ultraviolettes par l'ozone se traduit par un échauffement de la stratosphère, d'où l'inversion (bien connue) de températures au dessus de la tropopause.

Les principaux pics d'absorption dûs à la présence des constituants variables de l'atmosphère sont les suivantes:

- H_2O: 1.1; 1.4; 1.9; 3.0; 6.0; 13.0µm et 1.3cm .
- CO_2: 2.7; 4.3; 15.0µm .
- O_3 : 9.6µm et 3.0mm .

Les rayonnements du visible et de l'infrarouge sont plus affectés par l'absorption moléculaire que les micro – ondes. La figure I.1 représente les principales fenêtres atmosphères pour une atmosphère (CASSANET J.,1984).

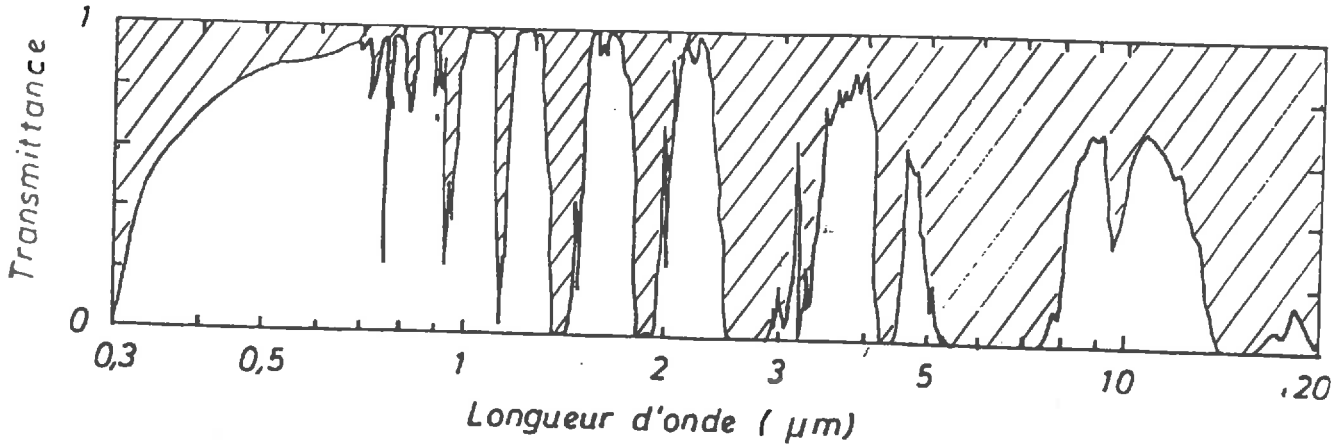


FIGURE I.1: Transmission d'une atmosphère standard pour des longueurs d'onde comprises entre 0.3 et 20 micromètres.

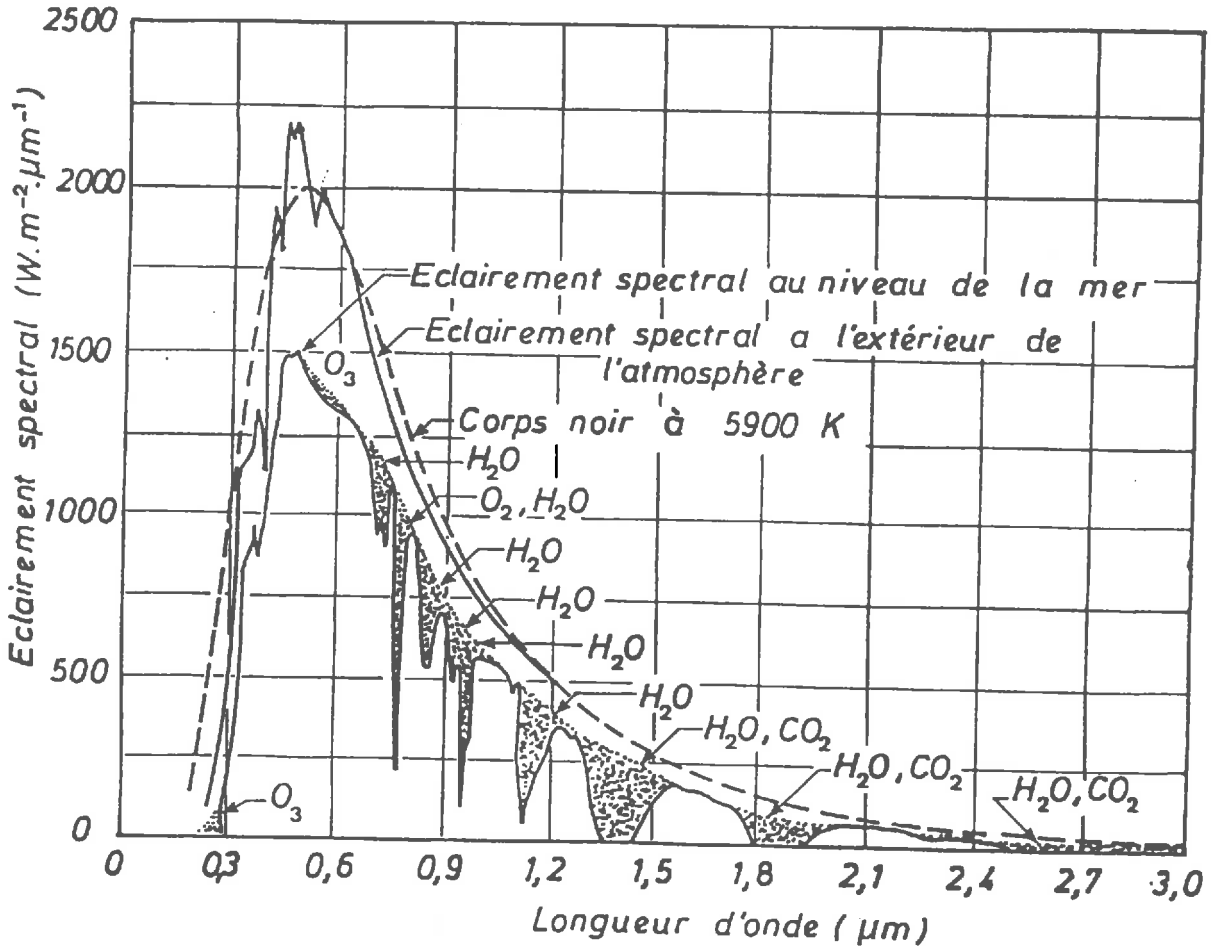


FIGURE I.2: Eclairement spectral solaire en fonction de la longueur d'onde.

I.1.3.3.3 DIFFUSION.

Dans le phénomène de la diffusion, l'énergie prise à la radiation par chaque élément matériel (molécules ou particules) est aussitôt réémise par cet élément dans toutes les directions sans changement de longueur d'onde (à l'exclusion des phénomènes de fluorescence ou de diffusion RAMAN) pratiquement comme s'il s'agissait d'une émission propre.

La diffusion d'une énergie due aux molécules de gaz suit sensiblement la loi de RAYLEIGH (s'appliquant aux particules de dimensions inférieures à la longueur d'onde) alors que les aérosols sont plutôt à l'origine de la diffusion de MIE (concernant les particules dont les dimensions sont du même ordre de grandeur que la longueur d'onde). Ces diffusions, surtout sensibles dans le domaine des courtes longueurs d'onde du visible, entrainent une modification spectrale du rayonnement.

La figure I.2 présente les effets de la diffusion et de l'absorption sur un éclairement solaire pour des longueurs d'onde comprises entre 0.3 et 1.1µm.

Aux deux phénomènes précédemment cités, s'ajoute celui de la réfraction.

I.1.3.3.4 REFRACTION.

Elle est due aux variations verticales de température, de pression et de composition de l'atmosphère, entrainant ainsi, un indice de réfraction variable avec le temps. Il s'ensuit une modification spectrale du rayonnement et une courbure de propagation.

Le signal reçu par un capteur ou un radiomètre embarqué sur un satellite est altéré par sa traversée de l'atmosphère. Ainsi, en atmosphère claire, la

luminance mesurée par détecteur peut s'exprimer de la façon suivante:

$$L(\lambda) = \alpha(\lambda) L_s(\lambda) + L_a(\lambda) \qquad \text{(III.1)}$$

$L_s(\lambda)$ est la luminance spectrale propre du sol.

$\alpha(\lambda)$ est un coefficient de transmission atmosphérique intégrant tous les effets évoqués précédemment.

$L_a(\lambda)$ est la luminance propre de l'atmosphère.

La traversée de l'atmosphère par les ondes électromagnétiques pose des problèmes d'interprétation à cause des phénomènes d'absorption, de diffusion et de réfraction. Cependant, elle présente un aspect positif car l'on peut tirer des informations sur la composition des couches atmosphériques et de leurs propriétés.

Compte tenu de la grande varibilité naturelle des compositions en gaz et en aérosols de l'atmosphère et de l'existence des trois phénomènes précédemment cités, des méthodes de correction du signal reçu par le radiomètre ont été établies afin tenir compte de la présence des perturbations atmosphériques.

I.1.4 BILAN RADIATIF AU SOL.

Les phénomènes radiatifs n'intéressent qu'une couche superficielle extrêmement mince que PERRIER (1975) définit comme une surface plane où les échanges de masse et d'énergie restent au voisinage de cette surface assimilable souvent à la surface du sol ou d'un gazon. Cette couche est soumise aux échanges des différents types de flux radiatifs d'origine solaire, atmosphérique et terrestre dont la résultante symbolise le rayonnement net qui s'écrit:

$$Rn = (1-a)Rg + \in Ra - \in \sigma Ts^4 \qquad (I.5)$$

où a est l'abédo.

Positif pendant le jour, ce rayonnement est négatif la nuit, et ceci d'autant plus que le ciel est clair (FIGURE I.3).

Cette énergie est en grande partie responsable du rechauffement et du refroidissement du sol, conditionnant ainsi l'intensité des autres types d'échanges énergétiques.

I.2 LE FLUX DE CHALEUR DANS LE SOL.

L'existance d'un flux de conduction se traduit par l'apparition d'un gradient de température entre la surface et la profondeur du sol. Selon les lois de la conduction, ce flux s'écrit:

$$\phi_c = -Ks.(\partial T/\partial Z) \qquad (I.6)$$

avec Ks le coefficient de conductibilité thermique, caractéristique du sol et de son état physique(DE VRIES, 1963).

En supposant une variation linéaire de la température avec la profondeur (ce qui est une approximation grossière valable près de la surface), l'expression de ϕc s'écrit:

$$\phi_c = -K(Ts-Tg)/Zg \qquad (I.7)$$

Le coefficient K a les mêmes caractéristiques que Ks($K \neq Ks$ en valeurs numériques), Tg est la température du sol à la profondeur Zg et Ts la température de surface.

Comme le flux de chaleur dans le sol est faible comparativement aux autres flux énergétiques, l'approximation effectuée ci-dessus paraît généralement satisfaisante (SEGUIN, 1977).

Il existe, aussi, d'autres méthodes de détermination de ϕc qui sont exposées dans les travaux de PHILIP (1957), DE VRIES (1958), CARY (1965, 1966) et PERRIER (1975).

Le flux conductif est dirigé vers le bas durant la journée, donc négatif. Ce qui correspond à un rechauffement du sous l'effet de l'apport énergétique du

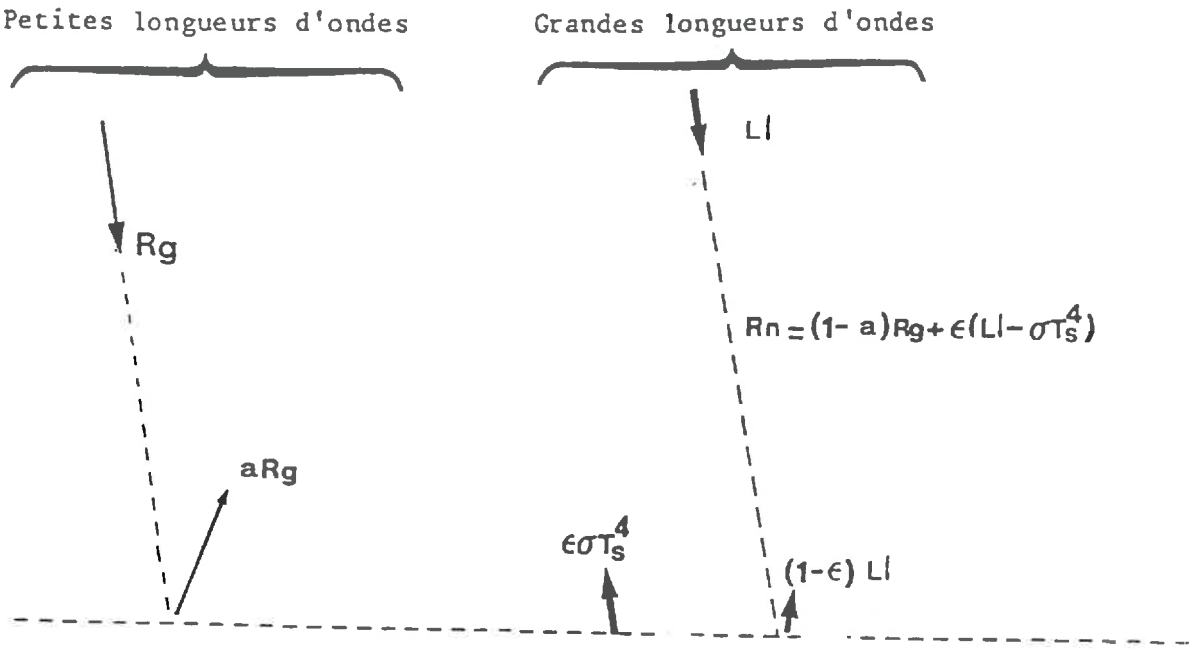


FIGURE I.3: Schéma du bilan radiatif

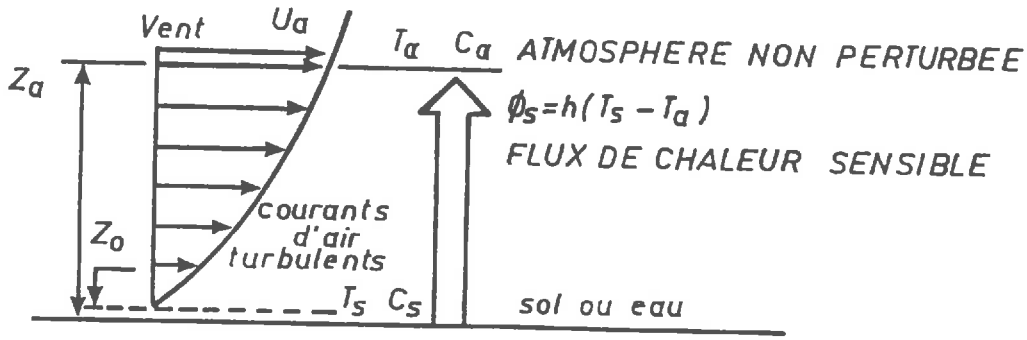


FIGURE I.4: Schéma de l'interface Sol – Atmosphère.

rayonnement solaire. Au contraire, la nuit, ce flux est dirrigé de la profondeur vers la surface, donc positif. Dans ce cas, il y a une restitution de la chaleur accumulée dans le sol, pendant le jour.

I.3 LE FLUX DE CHALEUR SENSIBLE.

Entre la surface du sol et l'atmosphère se produisent des échanges de chaleur où interviennent la température et l'humidité à la surface du sol et à une certaine hauteur, ainsi que la vitesse du vent.

Ces échanges de chaleur entre la surface et l'air sont de nature convective. Ainsi, le flux de chaleur dissipée par convection est reglé par les mouvements de turbulence et les courants de densité qui affectent la tranche d'atmosphère située au contact de l'air. Cette tranche d'atmosphère est supposée constante et au delà d'une certaine hauteur de référence, les conditions atmosphériques ne sont pas influencées par ce qui se produit au niveau du sol.

I.3.1 L'INTERFACE SOL – ATMOSPHERE.

L'étude de PERRIER (1975) montre que le bilan d'énergie entre le sol et l'atmosphère se calcule en considérant deux interfaces parallèles, comme l'indique la FIGURE I.4:

Généralement,l'altitude Za est choisie comme égale à 2m. Ce schéma n'est valable que dans le cas d'une surface d'eau libre, d'un sol nu, d'une surface couverte de gazon ou de la prairie. En revanche, il ne convient pas pour les cultures à développement vertical élevé telles que les forêts.

I.3.2 EXPRESSION DU FLUX DE CHALEUR SENSIBLE.

Le flux convectif de chaleur entre la surface du sol et l'atmosphère est tout d'abord fonction de l'écart (Ts – Ta), c'est – à – dire:

$$\phi_s = Ho(Ta - Ts) \qquad (I.8)$$

où Ho est le coefficient d'échange thermique mesuré en $w/m^2\,°C$, à l'altitude Za, Ts et Ta sont respectivement les températures de surface et de l'air au niveau Za.

Aussi ce coefficient d'échange thermique s'écrit de la façon suivante:

$$Ho = \rho.Cp.h \qquad (I.9)$$

avec h, le coefficient d'échange convectif,homogène à une vitesse, ρ et Cp étant respectivement la masse volumique et la capacité calorifique de l'air.

Le calcul du coefficient d'échange convectif se fait à partir de la vitesse du vent et des fonctions de stabilité relatives à chaque type de convection.

I.3.2.1 EXPRESSION DE h EN CONVECTION FORCEE.

En convection forcée, la turbulence est d'origine mécanique externe et la stratification thermique ou hydrique est faible au sein de la couche limite de surface. Dans ce cas, le profil de vent est logarithmique et, au niveau de référence Za, l'expression du vent s'écrit:

$$U_a = (U_*/k).Log(Za/Zo) \qquad (I.10)$$

où U* désigne la vitesse de frottement, k la constante de VON KARMAN (sensiblement égale à 0.4), Zo la hauteur de rugosité du couvert et Ua le vent à deux mètres.

De même que le profil du vent, ceux de température et d'humidité suivent eux aussi des évolutions logarithmiques, comme l'indique les expériences effectuées en régime de neutralité.

Dans le cas de la convection forcée, l'expression coefficient d'échange convectif, au niveau de référence Za , devient:

$$h = k^2.U_a/(Log(Za/Zo))^2 \qquad (I.11)$$

Cette relation, supposant que $Zo = Zo_T$ (rugosité thermique), n'est valable que pour un couvert perméable. Dans les autres cas (Zo_T est très inférieure à Zo) on admet une approximation de première ordre du type $Zo_T/Zo = 1/7$ (BRUTSAERT (1982)).

Pour une culture à développement vertical de hauteur Zh, la vitesse du vent au niveau de référence et le coefficient d'échange convectif s'écrivent respectivement:

$$U_a = (U_*/k).Log((Za-D)/Zo) \qquad (I.12)$$

et

$$h = k.U_*/Log((Za-D)/Zo) \qquad (I.13)$$

avec D étant la hauteur de déplacement et traduisant l'effet de relèvement fictif du niveau de référence des hauteurs introduit par la densité du couvert (SHUTTLEWORTH (1984), BRUNET (1985)). Zo ET D sont des fonctions de Zh.

I.3.2.2 EXPRESSION DE h EN CONVECTION MIXTE.

C'est ce type de convection qui s'observe généralement car il y a toujours apparition d'une stratification thermique où hydrique à laquelle s'ajoute la turbulence.

A partir d'une analyse dimensionnelle, MONIN – OBUKKOV (1971) introduit un nombre adimensionnel, lié aux grandeurs physiques intervenant dans la turbulence. Ce nombre s'écrit:

$$\xi = Z/L \qquad (I.14)$$

avec $L = \rho.Cp.Ta.U^*/k.g.\phi_c$ (longueur de MONIN – OBUKOV ou longueur de stabilité) et g = 9.81, l'accélération de pesanteur.

Les hypothèses de la similitude de MONIN – OBUKOV conduisent à admettre que dans la couche limite de surface, les profils verticaux de vitesse, de température et d'humidité ainsi que toutes les caractérisques moyennes de la turbulence, sont décrits par des fonctions universelles de la variable Z/L.

En supposant que Zo << Z << δ (δ représente l'épaisseur de la couche limite), les profils de vitesse, de température et d'humidité se mettent sous la forme:

$$\frac{U}{Z} = \frac{U_*}{k.Z}\,\phi m(\xi) \qquad (I.15)$$

$$\frac{\theta}{Z} = \frac{\theta_*}{k.Z}\,\phi h(\xi) \qquad (I.16)$$

$$\frac{q}{Z} = \frac{q_*}{k.Z}\,\phi v(\xi) \qquad (I.17)$$

Une intégration de ces équations, à partir de la surface jusqu'au niveau de référence donne:

$$U_a = \frac{U_*}{k}\,[\,\mathrm{Log}(Za/Zo) - \Psi_m(\xi_a) + \Psi_m(\xi_o)\,] \qquad (I.18)$$

$$\theta_a - \theta_s = \frac{\theta_*}{k}\,[\,\mathrm{Log}(Za/Zo) - \Psi_h(\xi_a) + \Psi_h(\xi_o)] \qquad (I.19)$$

$$q_a - q_s = \frac{q_*}{k}\,[(\,\mathrm{Log}(Za/Zo) - \Psi_v(\xi_a) + \Psi_v(\xi_o)] \qquad (I.20)$$

A partir des équations ci – dessus, le coefficient d'échange convectif s'écrit:

$$h = k.U_*/(\,\mathrm{Log}(Za/Zo) - \Psi_h(Za/L) + \Psi_h(Zo/L)\,) \qquad (I.21)$$

Cette dernière relation indique que l'estimation de h passe nécessairement par celle des fonctions Ψ_m et Ψ_h (BRUNET, 1984). En effet,

$$\Psi_m(\xi) = \int_{\xi_o}^{\xi} \frac{1 - \phi m(x)}{x} dx \qquad (I.22)$$

$$\Psi_h(\xi) = \int_{\xi_o}^{\xi} \frac{1 - \phi h(x)}{x} dx, \qquad (I.23)$$

intégrales calculées par PAULSON (1970).

L'utilisation des formulations de ϕ_m et de ϕ_h, établies par DYER et HICKS (1970) et par WEBB (1970) permettent de déterminer Ψ_m et Ψ_h et partant le coefficent h.

I.3.2.3 EXPRESSION DE h EN CONVECTION LIBRE.

Dans ce type de convection, la vitesse du vent est faible et la turbulence n'est que d'origine thermique. Dans ce cas assez rare, les formules de la convection mixte sont utilisées tout en prenant soin de prendre une valeur assez faible de U_* (BRUNET (1984) et VIDAL (1985)).

I.3.2.4 EXPRESSION SIMPLIFIEE DE h.

Cette approche, établie par ITIER (1981)et RIOU (1982) dans le cas d'une instabilité moyenne, fait intervenir la turbulence à travers le gradient de température et la vitesse du vent . Ainsi s'écrit h:

$$h = K_o.U_a(1 + K_r(Ts - Ta)/U_a^2)^{0.75} \qquad (I.24)$$

avec

$$K_o = 0.16/Log^2((Za - D)/Zo) \qquad (I.25)$$

et

$$K_r = 0.545(Za - D)^{0.5}.Log((Za - D)/Zo) \qquad (I.26)$$

En régime fortement instable, cette approche est aussi valable du fait qu' elle n'entraine qu'une distorsion inférieure à 5% (VIDAL, 1985).

En résumé, les échanges de chaleur entre le sol et l'atmosphère, par les phénomènes de convection, font intervenir un nombre important de paramètres dont la vitesse du vent au niveau de référence, le type de convection présent et les caractéristiques aérodinamiques des surfaces.

I.4 LE FLUX DE CHALEUR LATENTE.

Ce flux correspond aux échanges effectués sous forme latente, c'est – à – dire qu'il représente les transferts de chaleur liés à l'évaporation ou la condensation.

Lorsqu'il n'y a pas d'accumulation de vapeur d'eau au sein du couvert végétal ou au sein de la tranche d'air (régime permanent), toute la vaporisation conduit à un flux de vapeur à l'interface avec l'air (PERRIER, 1975). Il s'agit bien là d'évapotranspiration que l'on appelle aussi flux de chaleur latente dont la formule est la suivante:

$$\phi_1 = L.H(Ca - Cs) \qquad (I.27)$$

où Ca est la concentration en vapeur d'eau dans l'air (kg/m^3) au niveau de référence, L la chaleur latente de vaporisation de l'eau, et H le coefficient d'échange de masse entre le sol et l'air à l'altitude de référence Za, supposé être de même valeur que le coefficient d'échange convectif.

Cs est la concentration en vapeur d'eau à l'interface Sol – Atmosphère. C'est une variable d'état caractéristique de l'état hydrique du système et dont la détermination paraît assez délicate.

Les études effectuées par TANNER et PELTON (1960), MONTEITH (1965), DAUDET et PERRIER (1968), BLACK et al. (1970) et PERRIER (1975) apportent, pour une surface saturante, des éléments de réponse à la détermination de cette variable qu'est la concentration de la vapeur d'eau à la surface à partir

de la relation suivante:

$$Cs = P(Ts) \qquad (I.28)$$

Cette relation revêt d'une grande importante car c'est elle qui non seulement introduit le couplage entre le bilan d'énergie et le bilan hydrique mais permet aussi de déterminer les évapotranspirations potentielle et réelle.

I.5 EQUILIBRE ENERGETIQUE.

Le bilan énergétique joue un rôle essentiel dans la détermination des flux de chaleur et de vapeur d'eau.

En régime permanent et en négligeant la quantité d'énergie consommée où dégagée par les organismes présents à la surface du sol, le bilan d'énergie d'une surface évaporante, selon DE VRIES (1963), s'écrit:

$$Rn + \phi_c + \phi_s + \phi_l = 0 \qquad (I.29)$$

Cette équation traduit simplement le fait que le flux d'énergie de jour perdue par la surface au cours de l'évaporation ou évapotranspiration est égal au flux apporté par rayonnement, diminué du flux d'énergie perdue par convection dans l'air et conduction dans le sol (FIGURE I.5).

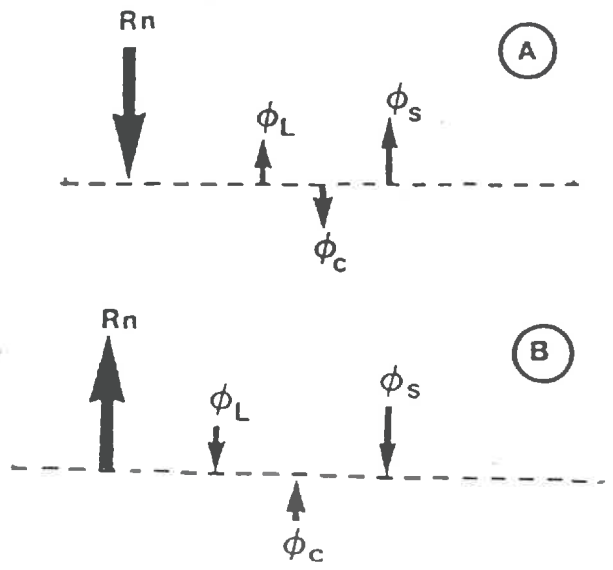


FIGURE I.5: Bilan énergétique de jour (A) et de nuit (B).

De façon plus détaillée,l'expression du bilan d'énergie prend la forme suivante:

$$(1-a)Rg+\in(Ra-\sigma Ts^4)+(\varrho Cp(Ta-Ts)+L(Ca-Cs))+\phi_c = 0 \qquad (I.30)$$

Cette dernière relation met en évidence la dépendance du bilan d'énergie aux facteurs climatiques externes (Rg, Ra, Ta, Ca et Ua), aux facteurs physiques locaux propres à la surface (a, $\in$ et h) et aux facteurs physiques propres aux milieux air et sol, extérieurs à la tranche considérée (ϱ,Cp). Aussi, cette relation fait apparaitre deux paramètres de surface (Ts et Cs), représentant la résultante des facteurs dûs aux climats et aux caractéristiques de la surface et liés entre eux par la relation (I.28).

La relation (I.28) permet la resolution du bilan d'énergie en température de surface. La connaissance de Ts permet celle de Cs et partant du flux de chaleur latente ϕ_1. Ainsi apparaît la liaison entre température de surface et evapotranspiration.

Comme l'évapotranspiration tient une place essentielle dans notre étude, le chapitre suivant sera consacré non seulement aux rappels des mécanismes qui règlent et contrôlent ce paramètre mais aussi à l'étude des apports possibles de la thermographie infrarouge satellitaire dans la détermination de l'ETR.

CHAPITRE II :

EVAPORATION OU EVAPOTRANSPIRATION.

II EVAPORATION OU EVAPOTRANSPIRATION.

L'évaporation est le mécanisme qui permet à l'eau de quitter la surface de la terre pour rejoindre l'atmosphère sous forme de vapeur.

Pour le bilan des transferts d'eau, il faut distinguer deux types d'interfaces évaporantes. L'une présente toujours, quelles que soient les variations des conditions extérieures, les mêmes caractéristiques: c'est le cas des sols nus. L'autre, par contre, présente une surface évaporante changeante avec les conditions extérieures: c'est le cas de la couverture végétale.

Aussi, les pertes en eau d'une plante, dans le même état hydrique et placée dans les mêmes conditions extérieures, seront différentes selon que les stomates seront fermés ou ouverts (WAGGONER et ZELITCH, 1965).

Dans le cas des surfaces biologiques, l'évaporation est appelée transpiration. Lorsque le couvert végétal est toujours présent, on parlera d'évapotranspiration qui en fait est la quantité de vapeur d'eau échangée dans l'atmosphère, tant par évaporation directe au voisinage du sol que par transpiration des organes aériens des plantes.

On distingue deux types d'évapotranspiration: l'évapotranspiration potentielle (ETP) et l'évapotranspiration réelle (ETR). L'évapotranspiration potentielle est définie comme étant l'évapotranspiration d'une surface dont les disponibilités en eau ne sont pas un facteur limitant: elle correspond à une demande climatique. Quant à l'ETR, elle correspond à l'évapotranspiration l'offre résultant du stock d'eau disponible dans le réservoir du sol.

Compte tenu de l'importance que revêt l'évapotranspiration tant au niveau du bilan hydrique qu'au niveau du bilan énergétique, nous énumérerons les principaux facteurs qui la conditionnent, à savoir: la température de l'air, la température de surface, l'humidité de l'air, le rayonnement solaire et le vent.

Dans le cadre de l'évaluation des transferts d'eau à travers les surfaces évaporantes, l'évaporation ou l'évapotranspiration peut être considérée de trois manières différentes:

- phénomène physique lié à la diffusion de vapeur d'eau dans l'air,
- aspect climatique,
- phénomène énergétique.

II.1 EVAPORATION, PHENOMENE DE DIFFUSION GAZEUSE.

L'évaporation est essentiellement le passage de l'eau de l'état liquide à celui de la vapeur. La vitesse d'évaporation dépend de la vitesse de diffusion de la vapeur d'eau dans l'atmosphère et de sa vitesse de passage au travers de l'interface évaporante. Par conséquent, le flux de vapeur d'eau est proportionnel à la différence de pression partielle de vapeur d'eau à la surface du sol et dans l'atmosphère.

La connaissance de ce phénomène a fait l'objet de nombreuses études: DALTON, THORNTHWAITE – HOLZMAN (1939, 1940), RIOU (1975) (annexe 1) pour des approches simplifiées. Des travaux sur l'influence de l'instabilité (pages 28 – 31) ont beaucoup amélioré notre connaissance du phénomène.

II.2 EVAPORATION, ASPECT CLIMATIQUE.

L'évapotranspiration au travers d'un sol et de son couvert végétal fait intervenir des paramètres spécifiques, tels que la hauteur du couvert au – dessus du sol, sa rugosité et son albédo. Si la surface évaporante considérée présente un couvert suffisamment dense et continu, l'évapotranspiration est prise comme un phénomène régional ou climatique.

Certains facteurs météorologiques comme la température et l'humidité de l'air, à une échelle de temps ou d'espace, ne sont pas seulement les agents de l'évapotranspiration mais résultent de l'influence de l'évaporation ou de l'ETR sur le bilan énergétique. Ainsi, les facteurs météorologiques apparaissent à l'échelle climatique, non plus seulement en tant que cause, mais également en tant qu'effet de cette évapotranspiration (BOUCHET, 1961).

Dans le cas ou le sol présente un taux d'humidité très élevé, l'évapotranspiration réelle sera considérée comme maximale (ETP). En effet, dans les régions équatoriales qui sont très humides, l'ETP et l'ETR sont pratiquement confondues et un bon accord des variations de ces deux paramètres y est observé (SOLOMON, 1967; RIOU, 1972). Mais par contre, dans les régions sèches et en climat aride, l'évaporation devient une notion très difficile à définir (RIOU, 1975).

A partir de certains paramètre climatiques tels que Rg, Ta, Hr (humidité relative), des auteurs comme TURC (1961), BOUCHET (1961) et SEGUIN (1970) ont établi des relations permettant de déterminer cette évapotranspiration.

II.3 EVAPORATION,ASPECT ENERGETIQUE.

La détermination de l'évaporation, considérée comme phénomène énergétique, s'appuie sur l'équation du bilan d'énergie, détaillée dans le premier chapitre, de formulation suivante:

$$Rn + \phi_c + \phi_s + \phi_1 = 0 \qquad (II.1)$$

La détermination de l'évapotranspiration ou flux de chaleur latente au signe près, repose sur des méthodes de mesures de flux dont nous rappelerons les connues.

II.3.1 METHODE DU RAPPORT DE BOWEN.

Cette méthode, reposant sur l'équation du bilan d'énergie et du rapport de

bowen $\beta = \phi_s/\phi_l$, permet d'obtenir simultanément les flux de chaleurs sensible et latente grâce aux mesures directes de rayonnement net, de flux de conduction dans sol et des grandients de températures sèche et humide.

II.3.2 METHODE AERODYNAMIQUE.

Basée sur l'analyse des profils de vent, de température et d'humidité de l'air et tenant compte des phénomènes d'instabilité thermique, la méthode aérodynamique permet de déterminer indépendamment les flux ϕ_s et ϕ_l.

Les travaux de ITIER (1981) et RIOU (1982) mettent en évidence une méthode simplifiée de calcul du flux de chaleur sensible à partir des gradients de la vitesse de vent et de la température de l'air, entre deux niveaux considérés: c'est la méthode aérodynamique simplifiée. Quant au flux de chaleur latente, il est obtenu à partir du bilan d'énergie et grâce à la connaissance de $R_n - \phi_c$.

II.3.3 METHODE DE FLUCTUATIONS

La méthode de fluctuations permet de mesurer les flux en général et notamment le flux convectif de chaleur qui est, à une constante multiplicative près, la covariance de la température de l'air et de la vitesse verticale du vent. L'utilisation de cette méthode nécessite un matériel approprié tel que des capteurs à temps de réponse très faible et des centrales d'acquisition rapide permettant le calcul de la covariance de la composante verticale du vent et de la température de l'air. Cette méthode a été utilisée par SHUTTLEWORTH et *al.* (1984) afin de déterminer le flux de chaleur sensible au dessus de la forêt Amazonienne.

Toutes ces méthodes, assez précises, posent souvent des problèmes d'expérimentation et d'exploitation pour les mesures des différents termes du bilan

énergétique et en particulier le flux de chaleur latente. Cependant, l'utilisation conjointe du bilan d'énergie et de la température de surface apporte un élément de réponse dans la détermination de flux de chaleur latente. A ce sujet, la télédétection satellitaire (thermographie infrarouge) s'avère un outil très intéressant pour la cartographie de l'évapotranspiration réelle.

II.3.4 RELATION ENTRE TEMPERATURE DE SURFACE ET EVAPOTRANSPIRATION.

L'explication physique de la réponse de la température de surface Ts à l'humidité de surface ou à l'évapotranspiration nécessite de tenir compte du cas d'un sol nu et de celui d'un sol couvert de végétation.

II.3.4.1 TEMPERATURE DE SURFACE D'UN SOL NU.

La résolution de l'équation linéaire de la chaleur dans le sol soumis à une excitation périodique, permet d'exprimer l'amplitude journalière de la température de surface de la façon suivante (VAUCLIN,1983):

$$Ts = Ts_{max} - Ts_{min} = \frac{2.Go}{P(\theta)} W^{1/2} \qquad (II.2)$$

avec $P(\theta) = U.\ C(\theta).K(\theta)$

où Go = Amplitude du fux thermique à la surface du sol,

$P(\theta)$ = Inertie thermique,

W = Fréquence angulaire,

(θ) = Capacité calorifique volumique,

$K(\theta)$ = Conductivité thermique,

U = vitesse du vent.

L'inertie thermique étant une fonction croissante de l'humidité, alors Ts est d'autant plus faible que le sol est plus humide.

Par ailleurs, cette constatation thermique est corroborée par de nombreuses

études expérimentales, telles que à Phoenix (1970) ou LAGOUARDE en Tunisie (1979), qui montrent nettement, pour la première, l'évolution de la température de surface sur un sol soumis à une irrigation et l'augmentation de Ts pendant le dessèchement de la surface (figure II.1) et pour la seconde, une évolution comparée de Ts sur un sol sec et sur un sol humide (figure II.2).

Ces deux études montrent non seulement la sensibilité de la température de surface Ts à l'humidité de surface, mais aussi les variations opposées de ces deux paramètres.

II.3.4.2 TEMPERATURE DE SURFACE D'UN COUVERT VEGETAL.

L'équation du bilan d'énergie présentée par SEGUIN (1979) s'écrit:

$$(1-a)Rg+\in(Ra-\sigma Ts^4)=Ks[(Ts-Tg)/Zg]+h[(Ts-Ta)+h(e_s-e_a)/\gamma] \qquad (II.3)$$

avec γ = 0.67 mb/°C à 25°C, la constante psychrométrique, e_a et e_s les pressions de vapeur dans l'air et à la surface. Dans cette équation, l'égalité des coefficients de transferts de chaleur et de vapeur d'eau a été supposée.

Dans la relation (II.3), Ts apparaît comme l'élément crucial autour duquel s'articulent les profils microclimatiques et les flux échangés dont particulièrement le flux d'évapotranspiration.

Aussi, cette relation met en évidence l'existence de deux variables (e_s et Ts, inconnues) de surface et reliées entre elles par le biais de l'équation du bilan hydrique du sol.

Si le contenu en eau du sol n'est pas limité (dans le cas d'une surface saturée où ETR=ETP) alors on a:

$$e_s = e_w(Ts) \qquad (II.4)$$

Le système est entièrement déterminé: une équation pour une seule inconnue.
Dans le cas contraire, ETR < ETP et $e_s < e_w(Ts)$ et les deux variables sont

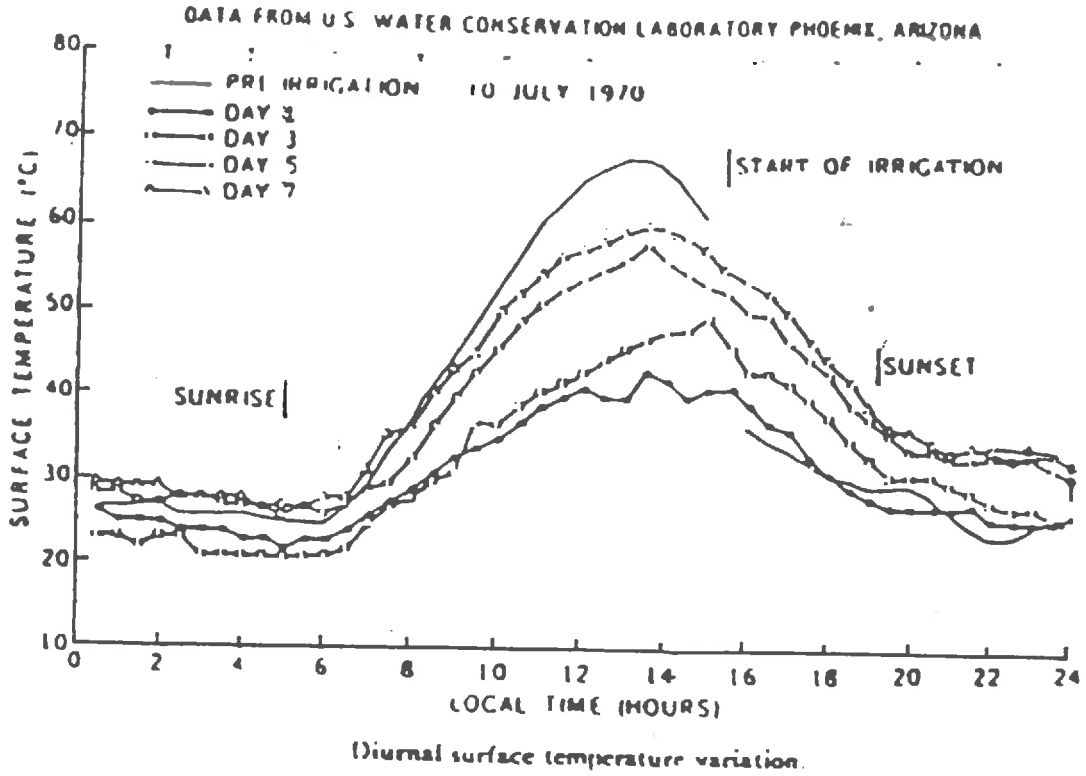


FIGURE II.1: Variation de la température de surface d'un sol nu après irrigation (Water conservation Laboratoire Phoenix, Arizona).

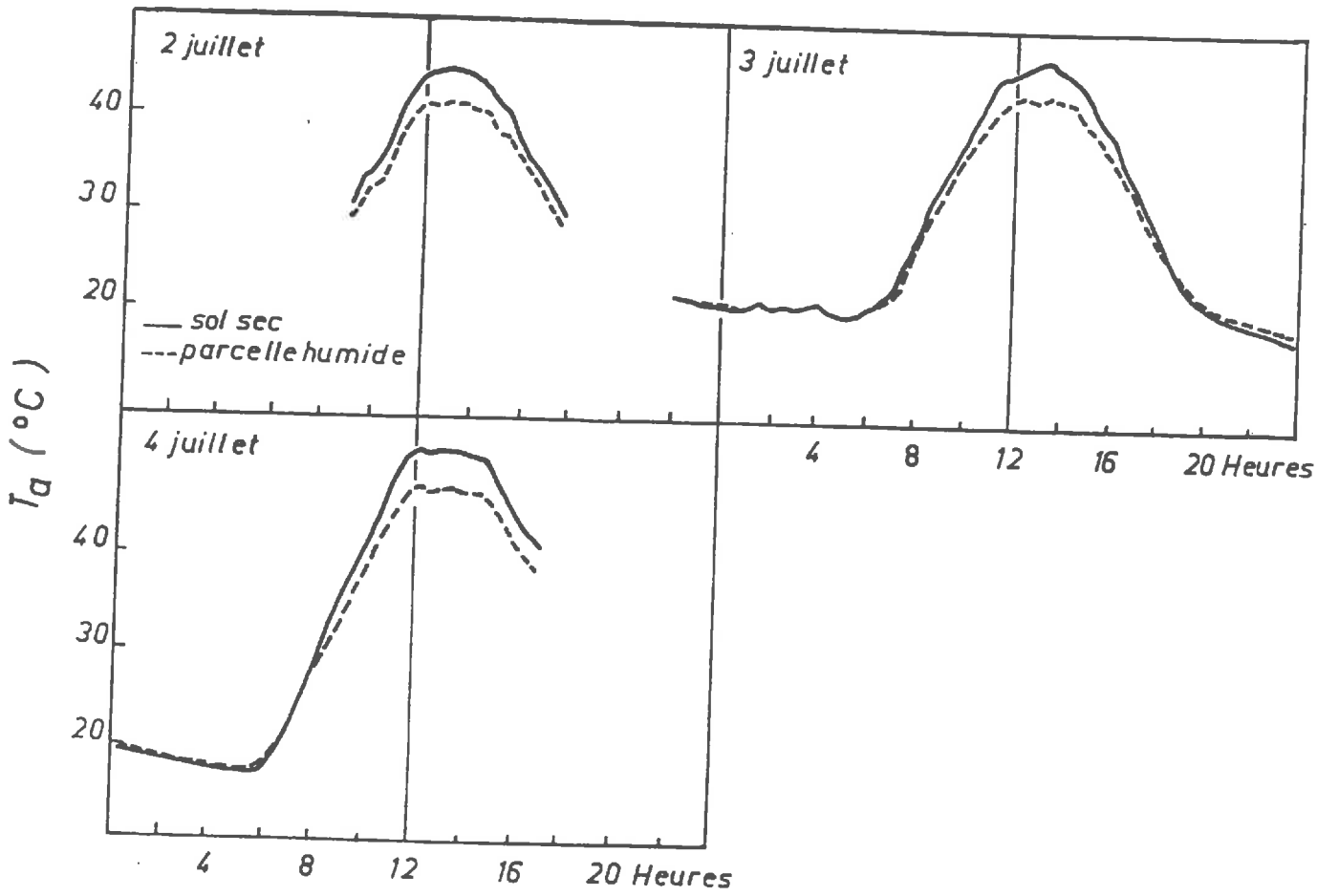


FIGURE II.2: Température de surface d'un sol sec et d'une parcelle en voie de

$$\frac{e_w(Ts) - e_s}{e_w(Ts) - e_a} = 1 - \frac{ETR}{ETP} \qquad (II.5)$$

Il faut alors une information supplémentaire (qui ne peut venir que du bilan hydrique apportant le rapport ETR/ETP) pour déterminer simultanément Ts et e_s.

En utilisant les approximations suivantes

- à l'échelle de la journée le flux de chaleur dans le sol peut être négligé devant les autres flux,
- l'émissivité $\in = 1$ pour simplifier et utiliser la relation suivante:

$$\sigma Ts^4 - \sigma Ta^4 = 4\sigma Ta^3.(Ts - Ta) \qquad (II.6)$$

et en introduisant la notion de rayonnement net climatique:

$$Rnc = (1-a)Rg + Ra - \sigma Ta^4 \qquad (II.7)$$

il est alors possible de calculer l'écart entre les températures de surface et de l'air qui s'écrit:

$$Ts - Ta = \frac{Rnc - \phi_1}{h + 4\sigma Ta^3} \qquad (II.8)$$

Ainsi, l'écart (Ts − Ta) est:

- proportionnel à Rnc,
- proportionnel à $(-\phi_1)$,
- inversement proportionnel à la vitesse du vent.

En nous intéressant au facteur hydrique on a dans le cas:

- d'une surface saturée,

$$\phi_1 = ETP \quad \text{et} \quad Ts - Ta = \frac{Rnc - ETP}{h + 4\sigma Ta^3} \qquad (II.9)$$

– d'une surface complètement sèche,

$$\phi_1 = 0 \quad \text{et} \quad Ts - Ta = \frac{Rnc}{h + 4\sigma Ta^3} \qquad \text{(II.10)}$$

Ces deux expresions montrent l'importance considérable de la variation de Ts en fonction du taux d'évaporation.

Etant donné que ϕ_1 = ETR, la relation (II.8) devient:

$$Ts - Ta = \frac{Rnc - ETR}{h + 4\sigma Ta^3} \qquad \text{(II.11)}$$

En tenant compte de la variation possible de l'albédo en fonction du taux d'alimentation en eau et en négligeant les autres interactions, la sensibilité de Ts peut s'exprimer par la dérivation de l'équation (II.8):

$$Ts = - \phi_1 \frac{1 + Rg(\partial a/\partial \phi_1)}{h + 4\sigma Ta^3} \qquad \text{(II.12)}$$

On obtient ainsi une relation quasi linéaire, à un facteur $(\partial a/\partial \phi_1)Rg$ près, entre la température de surface et le taux d'évapotranspiration, montrant ainsi l'augmentation de Ts avec le degré de sécheresse.

C'est à partir de cette relation que peut s'envisager l'utilisation de la télédétection, dans la mesure où elle permet d'accéder à l'estimation répétitive dans le temps et à la cartographie spatiale de la température de surface.

II.4 LES APPORTS DE LA TELEDETECTION.

La télédétection offre des possibilités nouvelles dans le domaine de l'agrométéorologie. Les satellites météorologiques permettent, en effet, d'obtenir

des informations complémentaires sur les conditions dans lesquelles se développent les cultures et leur état (GUYOT et SEGUIN (1988)). Les canaux spatiaux dont disposent ces satellites,essentiellement METEOSAT et NOAA, sont:

- le visible (0,4 – 0,8μm) et le proche infrarouge (0,8 – 1,1). Les données du visible et du proche infrarouge permettent d'identifier les cultures, déterminer leur état phénologique, de suivre leur évolution, d'estimer leur biomasse et de prévoir dans dans certaines conditions le rendement.

- l'infrarouge thermique (8 – 14μm). Dans l'infrarouge, les données peuvent être utilisées pour cartographier les climats locaux et estimer le bilan hydrique à l'échelle régionale par le biais de l'évapotranspiration.

La résolution spatiale des satellite météorologiques (de 1 à 5 km) semble être insuffisante pour fournir des informations au niveau de la parcelle. En revanche, cette résolution permet de couvrir une surface difficilement accessible aux réseaux climatiques classiques: maille de 1 à 50 – 100 km. Aussi, ces satellites présentent de bonnes résolutions temporelles, à raison de plusieurs observations par jour, faisant d'eux un outil très intéressant pour le suivi des phénomènes en surface.

Les données du visible, du proche infrarouge ne feront pas l'objet de notre étude, qui s'appuiera uniquement sur celles de la thermographie dans le but d'évaluer l'ETR à l'échelle régionale, en s'appuyant sur les travaux développés précédemment dans ce domaine.

II.4.1 RELATIONS D'ESTIMATION DE L'ETR JOURNALIERE.

Différentes méthodes d'estimation d'ETR existent aux échelles d'espace et de temps considérées et se résument à:

- méthodes "classiques".

L'utilisation des méthodes "classiques" (rapport de Bowen, lysimètres pesables, méthodes de fluctuations ou méthode aérodynamique) permet d'effectuer des estimations horaires (ou la 1/2 heure) ou journalières de l'évapotranspiration

réelle et ceci à des échelles locales.

– combinaison de l'équation du bilan d'énergie et de l'expression aérodynamique du flux de chaleur sensible ϕ_s.

Cette méthodologie, ayant fait l'objet des travaux de FUCHS et *al.* (1969), de STONE et HORTON (1974), de HEILMAN et KANEMASU (1976) et reposant sur l'équation suivante

$$\phi_1 = Rn - \phi_c - \rho \cdot Cp[(Ts - Ta)/r_{aH}] \qquad (II.13)$$

(r_{aH} résistance au transfert de chaleur), ne permet que l'estimation de valeurs instantanées d'ETR. Elle constitue cependant la démarche de base sur laquelle s'appuient les autres méthodes et dans l'ensemble, les avis convergent pour affirmer que cette équation permet, à l'échelle locale, une estimation satisfaisante d'ETR, dans une gamme de précision de 10 à 15%.

– les modèles de simulation.

Les modèles de simulation sont des intermédiaires indispensables permettant l'extrapolation de données instantanées aux échelles temporelles supérieures. Reposant sur la prise en compte simultanée des échanges d'énergie et des transferts theermiques, ils permettent de simuler la variation de la température de surface et des flux correspondants. Ces modèles de simulation à l'echelle locale permettent de tester la capacité du système d'équations utilisées à traduire l'évolution des paramètres considérés (températures de surface ou flux) et d'apprécier la sensibilité des différents paramètres (Zo ou r_{aH}). Il faut, cependant, distinguer les modèles appliqués au sol nu comme ceux de VAUCLIN (1978), de BRUNET (1982), de RECAN (1982) et ceux prenant en compte la végétation (modèle TERGRA de SOER (1980)).

– les modèles d'application des données satellitaires: relations simplifiées (RIOU, ITIER et SEGUIN (1988).

Les modèles d'application des données satellitaires sont ceux qui permettent l'estimation de l'évapotranspiration réelle à partir de mesures de Ts fournies par satellite. Les applications effectives se situent au niveau de l'échelle régionale,

mais elles supposent, en premier, le test des modèles de l'échelle locale ou des valeurs d'ETR de référence sont disponibles (SEGUIN (1984)). Au delà de la validation de ces applications, l'insuffisance de la couverture au sol des réseaux de mesure et la complexité des mesures nécessaires à l'estimation des divers paramètres du bilan d'énergie ont conduit JACKSON et *al.* (1977) et SEGUIN (1982) à proposer une relation simplifiée d'estimation de l'évapotranspiration réelle journalière à partir de l'équation du bilan d'énergie, (FIGURE II.3):

$$ETR_j - Rn_j = A - B(Ts - Ta)_i \qquad (II.14)$$

Cette relation permet de passer directement de la mesure instantanée de $(Ts - Ta)$ au moment du maximum de température à l'estimation journalière de l'ETR.

Cette méthode, intéressante, pose notammment des problèmes au niveau de son extension dans la mesure où le coefficient B a de fortes chances d'être spécifique d'un type de culture et de climat: SEGUIN (1979). En effet, la variation du paramètre B peut être discutée de façon analytique. En considérant le flux ϕ_{si} (le flux de chaleur sensible à un instant donné) et l'égalité

$$\phi_{si}/Rn_i = \phi_{sj}/Rn_j \qquad (II.15),$$

ce parmètre devient alors (annexe 2) :

$$B = \varrho\, Cph_i(Rn_j/Rn_i) \qquad (II.16)$$

En supposant la constance du rapport Rn_j/Rn_i, il s'ensuit que le terme B ne dépend que du coefficient de transfert et partant de la rugosité de surface. C'est à partir de cette analyse que SEGUIN et ITIER (1983) proposent pour de belles journées (ciel clair) et des valeurs de rugosité de surface données, les relations

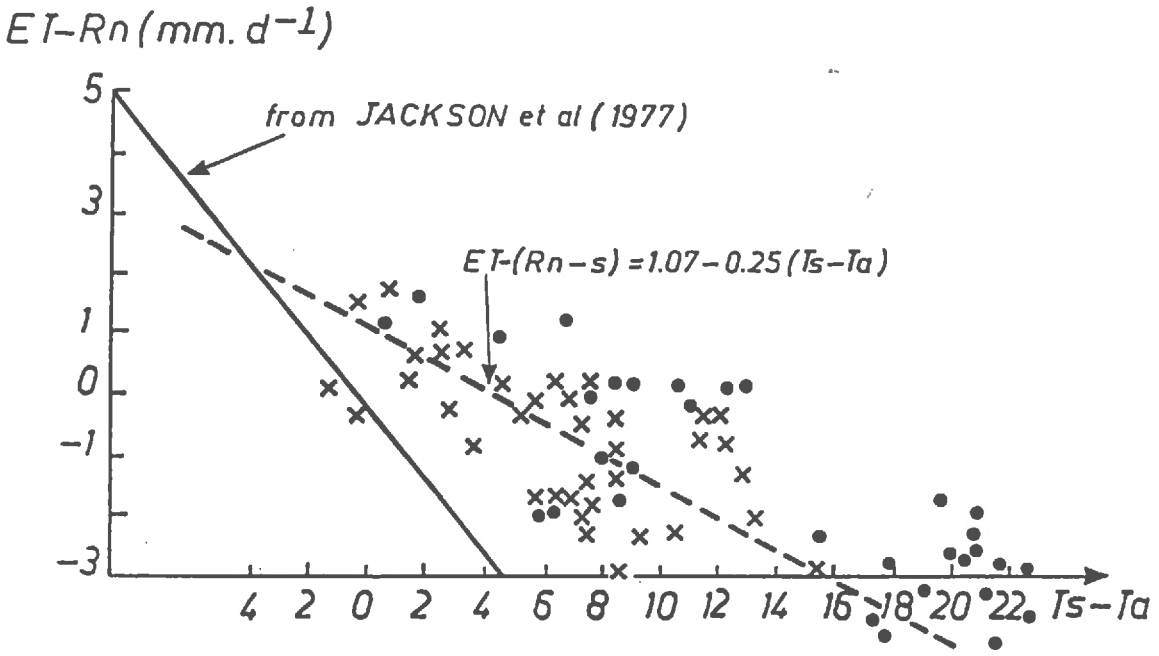


FIGURE II.3: Relation entre (ETR – Rn) et (Ts – Ta) obtenue à la Crau (x zone irriguée, . zone sèche) par SEGUIN et al. (1982) et à Phoenix, Arizona par JACKSON et al. (1977).

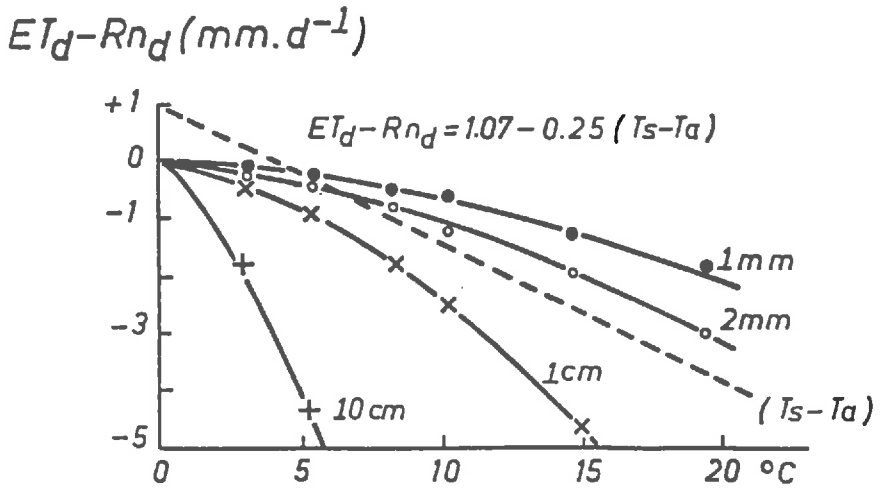


FIGURE II.4: Comparaison de la relation entre (ETR – Rn) et (Ts – Ta) pour divers types de rugosité et la relation simplifiées proposées par SEGUIN et al. (1982). D'après SEGUIN et ITIER (1983).

simplifiées suivantes:

$$- \quad Zo = 1cm$$

$$\text{pour } Ts > Ta \quad ETR - Rn = 1.1 - 0.25(Ts - Ta) \qquad (II.17)$$

$$\text{si } Ts < Ta \quad ETR - Rn = 0.18(Ts - Ta) \qquad (II.18)$$

$$- \quad Zo = 1mm$$

$$ETR - Rn = 0.021(Ts - Ta)^{3/2} \qquad (II.19)$$

Il est nécessaire de souligner que ces relations sont très sensibles à la valeur de la rugosité de surface qui demeure une des principales difficultés de sa généralisation. En effet, pour différentes valeurs de rugosité et pour une valeur fixe du vent à 2m (3m/s), la relation obtenue par SEGUIN et ITIER (1983), en conditions d'instabilité, change considérablement de pente, comme l'indique la figure II.4 et les travaux de RIOU, ITIER et SEGUIN (1988) montrent aussi l'influence de la rugosité de surface sur les relations simplifiées d'estimation journalière de l'ETR. Dernièrement LAGOUARDE et BRUNET (1988) ont montré que la variation de la pente B avec la rugosité de surface s'exprime par une relation hyperbolique de la forme:

$$B = (0.185 \log Zo + 2.455)/(-1.836 \log Zo + 10.) \qquad (II.20)$$

où B est exprimée en mm/jour °C.

Enfin, cette relation simplifiée à l'avantage d'être très simple et permet d'obtenir de façon assez rapide des estimations de l'évapotranspiration réelle, représentant assez fidèlement la logique des variations spatiales de l'ETR, de manière aussi satifaisante que des modèles plus sophistiqués, sans avoir introduire un nombre important de paramètres difficilement accessible en routine (SEGUIN,1983). Néanmoins, elle ne doit pas être appliquée de façon universelle

à cause de:

- la forte sensibilité de cette relation par rapport à la rugosité de surface,
- la méconnaissance, à l'état actuel, des véritables domaines de variation du paramètre B pour les couverts végétaux à structure verticale élevée,
- la précision de la méthode liée aux phénomènes de couverture nuageuse et d'instabilité.

D'une manière générale, en dépit de ces difficutés, cette méthode apparaît comme indiquée, au regard des études déjà effectuées, pour le suivi de l'évapotranspiration réelle à l'échelle régionale à l'aide des données de températures de surface satellitaires.

Comme nos périodes d'étude sont supériures à l'échelle journalière, il s'avère important de déterminer une relation d'estimation de l'évapotranspiration réelle cumulée.

II.4.2 RELATION SIMPLIFIEE D'ESTIMATION DE L'ETR CUMULEE.

En appliquant la relation la relation (II.13) à une période de n jours, celle-ci devient:

$$\Sigma ETR = \Sigma Rn + nA - B\Sigma(Ts - Ta) \qquad (II.21)$$

où l'on retrouve le concept de *stress degree day* introduit par JACKSON et *al.* (1977).

Ce concept de *Stress Degree Day* a surtout été appliqué dans des expérimentations agronomiques pour qualifier l'effet du stress hydrique sur le rendement: $\Sigma(Ts - Ta)$ apparaît ainsi, dans un grand nombre de travaux, comme corrélée négativement et linéairement au rendement (IDSO (1977), WALKER et

HATFIELD (1979), IDSO et *al.* (1980), PUECH et RODRIGUEZ (1987) etc...) dans le cas de différentes cultures.

Dans le cadre des travaux effectués à la Station de Bioclimatologie INRA d'Avignon, cet écart cumulé de $\Sigma(Ts - Ta)$ a plutôt été utilisé, à partir de mesures satellitaires, pour différencier le stress hydrique de zones irriguées ou sèches (SEGUIN et *al.* (1982)) ou identifier la localisation des épisodes pluvieux en zone Sahélienne (ASSAD (1987), SEGUIN et *al.* (1989)).

Il est apparu intéressant de tester les possibilités de ce critère dans le contexte climatique moins schématique de la France, en tirant partie des synthèses thermiques de METEOSAT élaborées à Lannion.

Compte tenu de l'étalonnage médiocre de METEOSAT, il nous est apparu nécessaire d'utiliser les données des autres satellites météorologiques (NOAA – AVHRR) pour corriger les valeurs de Ts obtenues.

Par ailleurs, nous avons basé notre étude sur l'identification d'un certain nombre de petites régions, centrées sur les stations météorologiques au sol permettant d'obtenir la température de l'air.

Enfin, afin d'obtenir une référence d'ETR régionale, nous avons utilisé un modèle de bilan hydrique développé à la Météorologie Nationale (modèle EARTH) en effectuant les calculs à partir des mesures climatologiques sur ces mêmes stations.

CHAPITRE III :

DONNEES UTILISEES.

III DONNEES UTILISEES.

III.1 DONNEES DES SATELLITES METEOROLOGIQUES.

Les satellites météorologiques jouent des rôles importants en agrométéorologie. Ils permettent, en effet,d'obtenir des informations dans les canaux du visible, du proche infrarouge et de l'infrarouge thermique avec une bonne répétivité temporelle (30 minutes pour METEOSAT et 4 passages par jour pour le satellite NOAA – AVHRR) et une faible résolution spatiale (5x8km pour METEOSAT et 1km pour NOAA).

III.1.1 DONNEES DU SATELLITE METEOSAT.

METEOSAT est un satellite météorologique Européen (ESA) à orbitre géosynchrone.

Il est situé à une altitude de 36000km à la verticale du golfe de Guinée (0°N, 0°E). C'est un satellite cylindrique tounant cent fois par minute sur lui même autour de son axe de symétrie dont la direction reste parallèle à l'axe des pôles de la terre.

Il possède un radiomètre imageur fournissant toutes les trente minutes une vue globale, à haute résolution, du disque terrestre. Ce radiomètre est un instrument tricanal travaillant dans les bandes spectrales suivantes:

- canal visible : 0.40 – 1.14µm
- canal infrarouge moyen : 5.70 – 7.60µm
- canal infrarouge thermique : 10.50 – 12.50µm

La résolution spatiale de ce satellite, au nadir, diffère selon les canaux spectraux. En effet, dans le canal visible, elle est de 2.5x2.5km, alors que dans les

canaux infrarouge moyen et thermique, elle est de 5x5km. Cette résolution diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la verticale du satellite, en raison de la courbure terrestre et de l'angle de visée. C'est la raison pour laquelle, elle est de 5x8km à la latitude de la France.

La possibilité de disposer d'images en résolution dégradée (ISCCP, format B_2, 30x30km) est un grand intérêt surtout lorsqu'il s'agit d'analyser les phénomènes climatiques à l'échelle synoptique et sur de longues durées.

Les données de METEOSAT, avant leur diffusion, sont d'abord acquises par le centre de Météorologie Spatiale de Lannion (France) ou par l'agence Spatiale Européenne (ESA) à Darmstadt (RFA) où ils subissent un ensemble d'opérations appelé prétraitement, permettant ainsi de passer des mesures brutes émises par le satellite aux mesures corrigées, triées et étalonnées, utilisables pour l'interprétation scientifique. Ce prétraitement comprend des opérations portant sur l'amplitude des mesures et surtout sur la géométrie des images (corrections géométriques) .

Ensuite, ont lieu des opérations de traitement afin de:

- dégrader les images du canal visible pourqu'elles soient directement superposables aux images prises dans l'infrarouge thermique.
- déduire l'albédo du canal visible (GAUTIER, 1979; OBINNOVE et *al.*, 1981; ELIASON et *al.*, 1981; HENDERSON – SELLERS, 1982; DEDIEU, 1984.
- déduire du canal infrarouge le compte numérique puis la luminance et enfin la température de surface.

Le paramètre, qu'est la température de surface, revêt d'une telle importance dans notre étude, qu'il paraît intéressant de mettre en évidence les procédures utilisées à partir des données du canal infrarouge thermique pour déterminer ce paramètre.

III.1.1.1 DETERMINATION DE LA TEMPERATURE DE SURFACE.

Le signal reçu par le radiomètre de METEOSAT étant une luminance hors atmosphère, elle s'écrit:

$$L(\lambda) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda).B_T(\lambda).d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda).d\lambda} \qquad \text{(III.5)}$$

$S(\lambda)$ est la fonction de réponse de METEOSAT dans le canal infrarouge thermique et B_T est la loi de PLANCK pour la température T.

Pour $\lambda = T$, il est possible d'obtenir, à partir de de L(T), la température T que mesure le satellite.

Dans le canal thermique, la luminance est calculée à partir du compte numérique (CN) par la relation suivante:

$$L(CN) = \alpha.F(CN + B) \qquad \text{(III.6)}$$

avec B étant une constante ($B = -5CN$), α et F variant au cours du temps. varie lentement dans le temps et F le *Fine Adjustement Gain* (FAG) est calculé deux fois par jour (6 et 18 heures) au moyen de mesures de températures de surface de la mer acquises par des bateaux en Méditerranée. Le produit $\alpha.F$ est utilisé pour compenser l'instabilité du radiomètre au cours du temps.

L'utilisation de ces différents paramètres permet de calculer une température de surface à partir des comptes numériques de la bande tout en tenant compte de la fonction de filtrage du capteur et de la loi inverse de PLANCK.

Cette mesure de température de surface correspond à la température mesurée au dessus de l'atmosphère (région de l'atmosphère où les phénomènes d'absorption, de diffusion et de réfraction sont pratiquements inexistants).

Le contenu de l'atmosphère en vapeur d'eau (H_2O), en gaz (CO_2, O_3) et en aérosols est très variable en fonction de l'espace et du temps. Selon la concentration de chacun de ses contituants et de leur température propre, diverses couches atmosphériques absorbent une partie du rayonnement thermique émis par la surface et émettent (elles mêmes) un rayonnement de même nature. De ce

fait, les températures de surface obtenues par le satellite METEOSAT sont largement sous évaluées et par conséquent, l'utilisation de méthodes de corrections de ces données s'avèrent indispensables. En effet, divers modèles de corrections atmosphériques, basés sur l'utilisation des données de radiosondage ont vu le jour:

- le modèle Lowtran 5 (KNEITZ et *al.*,1980),
- le modèle de PRICE (PRICE, 1982).

Aussi, d'autres procédés de corrections atmosphériques des données de températures de surface de METEOSAT, axés sur les intercomparaisons avec d'autres valeurs de Ts, existent:

- comparaison des données de METEOSAT avec des valeurs expérimentales de températures de surface obtenues sur de vastes sufaces assez homogènes,
- compraison des données de METEOSAT avec celles du satellite NOAA – AVHRR.

Afin de tenir compte de l'influence des perturbations atmosphériques sur les valeurs de températures de surface de METEOSAT dont nous disposons, nous utiliserons, utérieurement, la méthode qui est basée sur les intercomparaisons des données satellitaires.

III.1.1.2 DONNEES DE TEMPERATURE DE SURFACE.

Les données de températures de surface dont nous disposons proviennent des images composites diffusées sur des bandes magnétiques par le centre de la Météorologie Spatiale de Lannion. Ce sont des valeurs maximales de température de surface non corrigées obtenues de mai à octobre, sur des périodes de temps variables suivant les années d'étude:

- 1985: synthèses hebdomadaires de températures de surface,
- 1986: données maximales de Ts obtenues sur trois périodes de cinq jours, durant chaque mois d'étude (du 1er au 5, du 11 au 15 et du 21 au 25),
- 1987: valeurs maximales de températures de surface sur six périodes de cinq jours, durant chaque mois d'étude (du 1er au 5, du 6 au 10, du 11 au 15, du 16 au 20, du 21 au 25 et du 26 au 30 ou 31 selon le mois).

III.1.2 DONNEES DES SATELLITES NOAA – AVHRR.

Les satellites météorologiques Américains de la série NOAA (National Océanographic and Atmospheric Administration) sont principalement orientés vers l'observation des phénomènes météorologiques et de la structure thermique superficielle des océans et des sols.

Ces satellites disposent d'instruments d'étude de la composition atmosphérique et des paramètres climatiques. Ce sont des satellites à orbitre héliosynchrone c'est – à – dire qu'ils survolent toujours le même point à la même heure solaire (NOAA 7 traverse l'équateur à 14h30 TU en phase ascendante. Il survole le Sud – Est de la France à une heure peu différente.). Il existe deux satellites identiques, décalés dans le temps, qui assurent quatre passages par jour au dessus d'un même point.

Le radiomètre AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) embarqué sur les satellites NOAA, les plus récents, comporte cinq canaux:

- canal visible C1 : 0.58 – 0.68µm
- canal proche infrarouge C2 : 0.72 – 1.10µm
- canal moyen infrarouge C3 : 3.55 – 3.93µm
- canal infrarouge thermique 1 C4 :10.30 – 11.30µm
- canal infrarouge thermique 2 C5 :11.50 – 12.50µm

La résolution spatiale correspond à un carré de 1.1km de côté au nadir du satellite. Elle est induite par un champ instantané de vue dépendant de

l'ouverture (1.4 mrad).

Etant donné la valeur élevée de l'angle de balayage (± 56°), la résolution spatiale au sol est variable suivant la position du pixel à l'intérieur de l'image, ce qui nécessite sa correction géométrique. Cette résolution est faible pour l'identification précise de l'occupation du sol dans un petit parcellaire mais elle permet d'avoir une vue instantanée couvrant de vastes étendues.

La température de surface est obtenue par la méthode du *split window* proposée par DESCHAMPS et PHULPIN (1980). Cette méthode, basée sur la combinaison des deux canaux thermiques, permet d'éliminer l'essentiel de l'influence atmospherique et d'estimer, avec une précision de l'ordre de 0.5 à 1°C, les températures radiatives des océans.

Résultant de cette combinaison linéaire, la température de surface s'écrit:

$$Ts = -2.2 + 3.6T_4 - 2.6T_5 \qquad \text{(III.2)}$$

où T_4 et T_5 sont les températures radiatives des canaux 4 et 5.

Cependant, au dessus des surfaces continentales, une sous-estimation de 3 à 4°C de la température de surface du satellite NOAA avait été relévée par LAGOUARDE et *al.*(1985) et LAGOUARDE et KERR (1986).

Récemment, à partir de données expérimentales de températures de surface obtenues sur le site de Caumont en 1986, KERR et LAGOUARDE (1989) ont montré que:

- en corrigeant la variation de l'angle d'ouverture du radiomètre AVHRR de NOAA,
- en considérant une émissivité moyenne de surface, $\in = 0.95$,
- en utilisant la méthode du *split window*, adaptée au calcul de la température radiative des océans,

l'on arrive à réduire à 0.6°C, au dessus des surfaces continentales, les écarts

moyens entre les valeurs de températures de surface satellitaires et expérimentales. Cependant, il existe parfois des écarts maximums de l'ordre de 2.5°C.

Les données NOAA – AVHRR, dont nous disposons, présentent à chaque date un jeu d'images suivantes:

- une image visible correspondant au canal 1
- une image du proche infrarouge du canal 2
- une image de l'infrarouge moyen du canal 3
- une image thermique, en partie corrigée, des effets atmosphériques par la combinaison des canaux 4 et 5.

Les images ont été stockées sur "disquettes 8" afin d'être utilisées sur des unités de traitement d'images PERICOLOR 1000.

Aussi, les valeurs de l'indice de végétation sont obtenues par le calcul de la différence normalisée déterminée à partir des valeurs numériques codées des canaux C1 et C2:

$$ND = \frac{C2 - C1}{C2 + C1} \qquad \text{(III.3)}$$

ND (indice de végétation) varie entre -1 et $+1$.

Quant aux températures de surface, elles sont obtenues grâce aux valeurs numériques (Vn) du canal thermique:

$$Ts = \frac{Vn}{4} - 10 \qquad \text{(III.4)}$$

Ts est exprimée en degré Celsius.

Dans le cadre de ce travail, nous n'avons utilisé que les images thermiques du satellite NOAA obtenues aux dates suivantes: TABLEAU III.1.

MOIS / ANNEES	MAI	JUIN	JUILLET	AOUT	SEPT.	OCT.
1985	02 15* 31	11 25 28* 29	02 07 13* 17 22 27	02 04 08 13 17 18 21 23 28* 29	05 11 21 23 29 30	10 19
1986	12 17 22* 24 31	09 10 13 21 22 27 28 29*	02 10 11 17* 20 27*	05 06 16 25	02 04 23 30*	08
1987	01 08 21 30	06 21 27 29*	04 05 10 12 27	03 12* 20 29	02 12* 17 28	

* : Dates nuageuses.

TABLEAU III.1: Dates des données NOAA – AVHRR utilisées.

III.2 DONNEES METEOROLOGIQUES.

Les données météorologiques utilisées proviennent du réseau INRA – STEFCE existant en France. Ces données sont:

- température minimale de l'air
- température maximale de l'air
- température du point de rosée
- température à 1m de profondeur dans le sol
- durée journalière de l'insolation
- vent moyen journalier
- précipitation totale journalière

La figure III.1 représente la totalité des stations pour lesquelles nous voulions effectuer notre étude.

A cause de certaines limitations liées non seulement à la position de quelques unes de ces stations, mais aussi à l'absence de certaines de ces données, nous n'avons pas pu:

- traiter les données des stations côtières en raison de la résolution des satellites utilisés dans le domaine thermique (5x8km pour METEOSAT et 1x1km pour NOAA – AVHRR), intégrant dans leur pixel une partie de la surface maritime,

– utiliser les données météorologiques des stations pour lesquelles certaines des données ci – dessus citées s'avèrent manquantes dans la période allant du début de l'année 1980 à la fin de celui de 1987. La simulation du modèle utilisé (modèle EARTH de la Météorologie Nationale) ne commence qu'à partir du 1er Janvier d'une année au cours de laquelle l'ensemble des sols

FIGURE III.1: Stations STEFCE – INRA utilisées.

de la France ont été complètement saturés. L'année 1980 remplissait parfaitement cette condition et de plus, le modèle paraît inopérant pour peu qu'une donnée soit manquante durant la période ci – dessus citée, rendant impossible les comparaisons entre les données du modèle et des satellites.

Les performances radiométriques de METEOSAT étant assez médiocres dans la détermination des températures de surface, nous allons, dans le chapitre suivant, effectuer les corrections des données de Ts de METEOSAT.

CHAPITRE IV :

ANALYSE DES DONNEES SATELLITAIRES.

IV ANALYSE DES DONNEES SATELLITAIRES.

IV.1 TRAITEMENT CLIMATOLOGIQUE.

Les données météorologiques ne sont pas toujours utilisées en l'état brut. Elles font l'objet de traitements climatologiques qui varient suivant l'utilisation désirée et plus particulièrement le phénomène que l'on veut étudier.

L'objet de cette étude n'est ni d'énumérer, ni d'étudier toutes les méthodes de traitement climatologiques des données météorologiques. Cependant, il semble nécessaire d'indiquer le choix de la méthode et son importance en agrométéorologie.

Le traitement climatologique utilisé repose sur la sommation des températures de surface satellitaires. L'addition de températures n'a pas de signification physique, mais présente un intérêt en agrométéorologie à condition de considérer les valeurs trouvées comme des répères numériques. En effet, cette méthode permet de suivre l'état de séchéresse d'une région grâce au concept de *Stress Degree Day* (SDD) établi par IDSO (1977) puis repris par JACKSON et *al.* (1977) et HATHFIELD et IDSO (1980). C'est pourquoi, nous appliquerons ce traitement aux données combinées de températures de l'air et de surface du satellite METEOSAT afin de suivre, ultérieurement, l'évolution de l'état hydrique de certaines régions de la France.

IV.2 ETUDE COMPAREE DES VALEURS CUMULEES DE TEMPERATURES DE L'AIR ET DE SURFACE DU SATELLITE METEOSAT.

Les comparaisons des sommes de températures de l'air et de surface de METEOSAT montrent que les valeurs de ΣTa demeurent toujours supérieures à celles de ΣTs, pour l'ensemble des stations INRA – STEFCE retenues; c'est ce que revèle l'analyse des FIGURES IV.1, IV.2 et IV.3 de quelques unes de ces

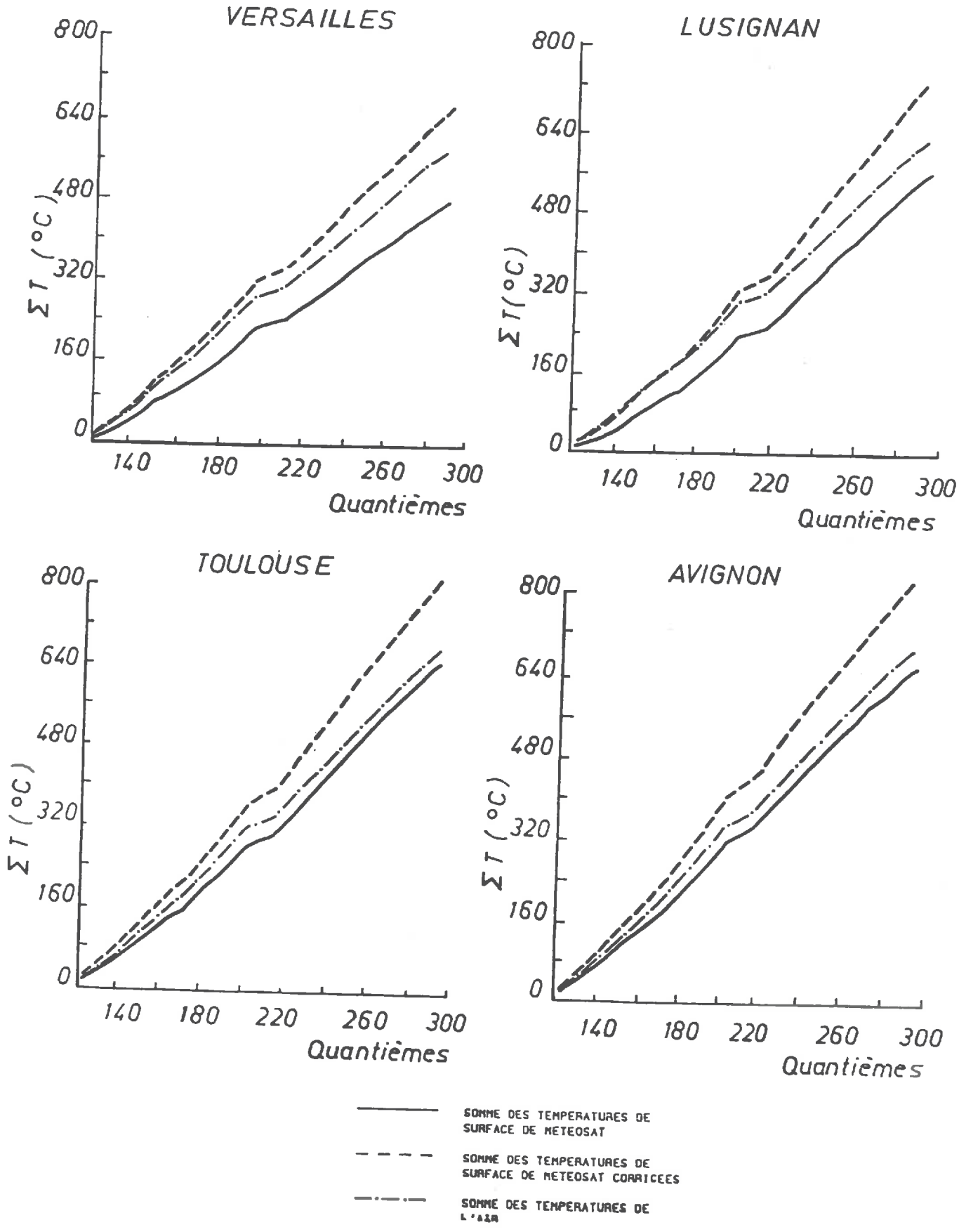


FIGURE IV.1: Evolution des sommes de températures de surface de METEOSAT et de l'air pour quatre stations STEFCE durant l'année 1985.

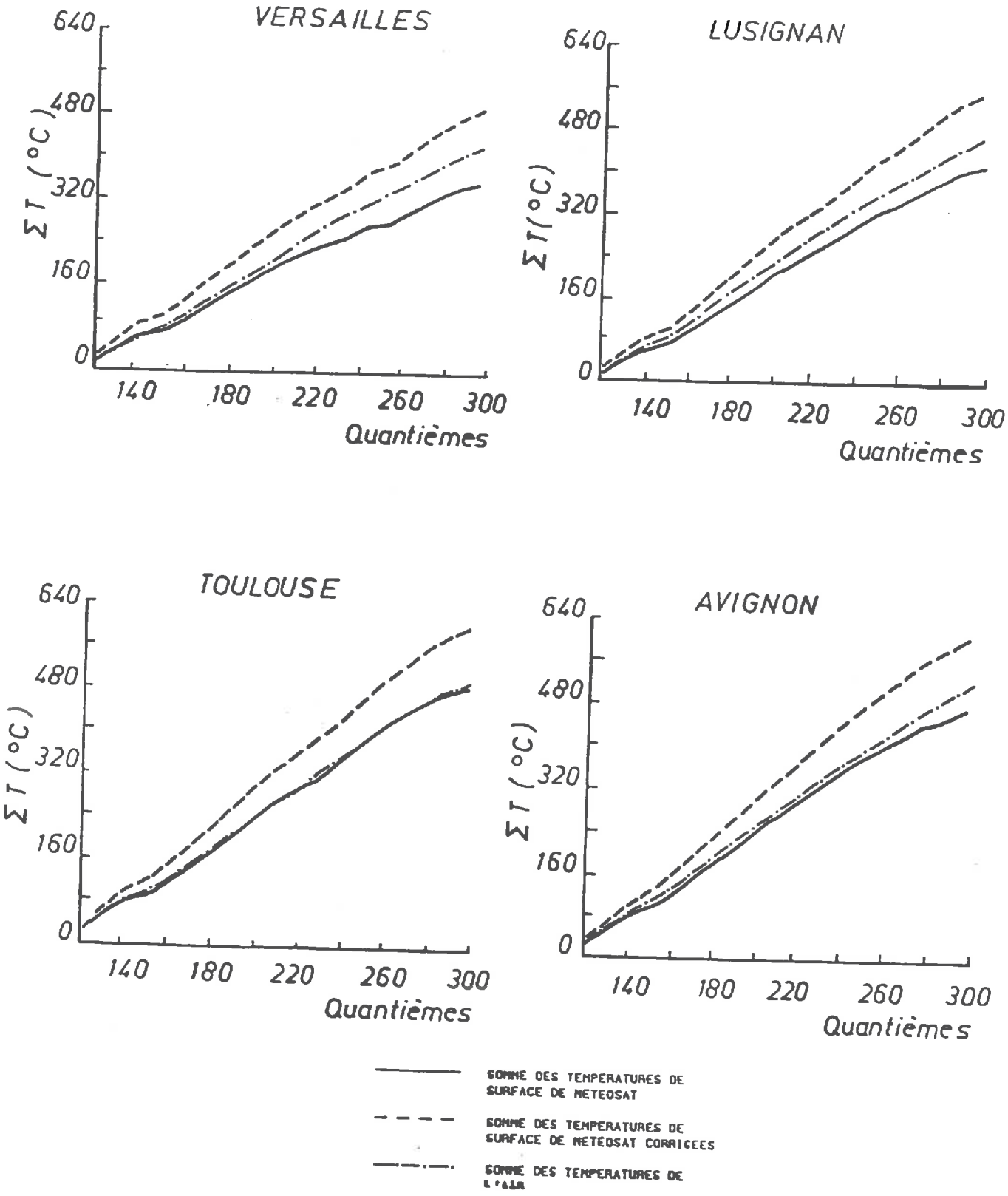


FIGURE IV.2: Evolution des sommes de températures de surface de METEOSAT et de l'air pour quatre stations STEFCE durant l'année 1986.

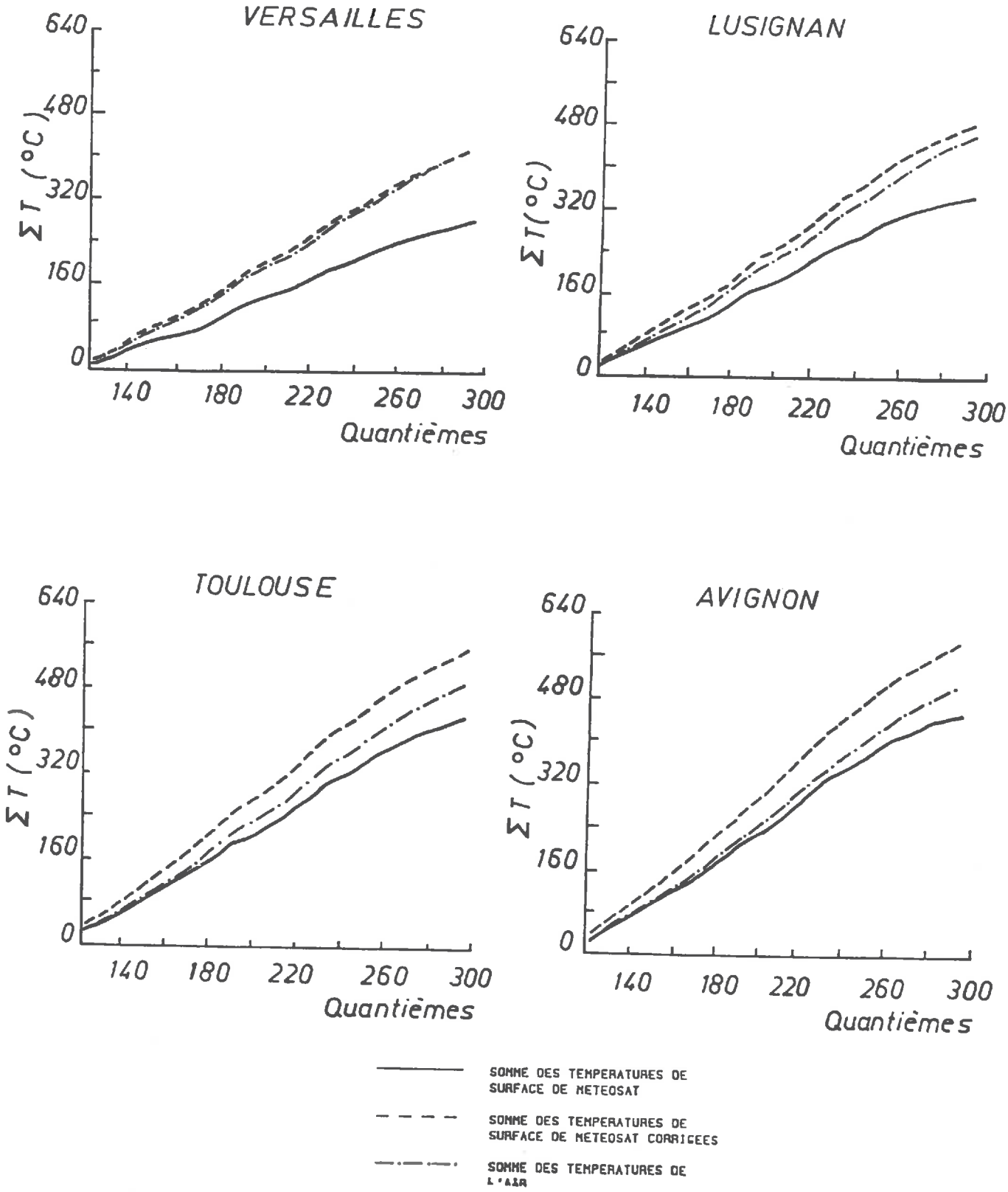


FIGURE IV.3: Evolution des sommes de températures de surface de METEOSAT et de l'air pour quatre stations STEFCE durant l'année 1987.

stations.

Cette constatation s'avère contraire à la fois aux calculs théoriques (voir plus haut) et aux réalités de terrain observées sur certaines de ces stations et particulièrement celles du sud de la France où les températures de surface sont logiquement supérieures à celles de l'air en période estivale.

Cette observation confirme, au niveau des données de Ts de METEOSAT, une sous – estimation de celles – ci par rapport aux valeurs réelles de températures de surface. Il paraît donc insdispensable d'étalonner d'abord ces valeurs satellitaires avant d'étudier leurs applications possibles.

IV.3 CORRECTIONS DES TEMPERATURES DE SURFACE DE METEOSAT.

L'étalonnage des données de METEOSAT a fait l'objet de nombreux travaux, dont ceux de KNEITZ (1980), PRICE (1982) et DEDIEU (1984),qui ont donné naissance à des modèles de corrections.

Les corrections des données de températures de surface satellitaires, se faisant par des intercomparaisons avec les valeurs de Ts obtenues par ces modèles ou méthodes (annexe 3), posent quelques difficultés:

– au niveau de l'obtention de vastes régions assez homogènes afin de mesurer expérimentalement les températures de surface comparables aux valeurs satellitaires,

– au niveau du décalage horaire existant entre les valeurs de Ts obtenues à partir des modèles de LOWTRAN et de PRICE, utilisant en entrée des données de radiosondages effectués à 12h TU, et les données de températures de surface de METEOSAT obtenues à 13h45.

Nous allons utiliser la précision supérieure de NOAA obtenue à partir des deux canaux thermiques disponibles pour étalonner les synthèses thermiques du satellite METEOSAT.

IV.3.1 COMPARAISONS DES TEMPERATURES DE SURFACE DES SATELLITES METEOSAT ET NOAA – AVHRR.

Les comparaisons entre les données des deux satellites sont effectuées aux dates du TABLEAU III.1.

Il faut garder à l'esprit que ces comparaisons ne peuvent être utilisées en valeur absolue: les heures de passage sont différentes, les données du satellite NOAA étant obtenues vers 14h30 et celles de METEOSAT correspondent au maximun de température (qui s'observe entre 12 et 13h).

L'intercomparaison de ces valeurs permet d'observer sur ces stations, un écart de température variant entre 2 et 12°C. Les écarts moyens associés à ces différences fluctuent entre 6 et 8°C, pour toutes les stations et durant les années 1985, 1986 et 1987, comme l'indique le TABLEAU IV.1.

ANNEES STATIONS	1985	1986	1987
ALENYA	7.2	7.0	6.8
AUZEVILLE	7.0	7.1	7.2
MONTPELLIER	7.8	7.8	7.5
AVIGNON	7.6	7.5	7.7
MAGNERAUD	7.8	7.6	7.9
LUSIGNAN	7.6	7.5	7.6
QUIMPER	7.1	7.0	7.3
COLMAR	8.1	7.8	7.5
RENNES	6.9	7.3	7.1
MIRECOURT	7.1	6.8	7.1
VERSAILLES	7.8	7.5	7.6
ST LAURENT DE LA PREE	7.8	7.6	7.2

TABLEAU IV.1: Ecarts moyens, en degré celsius, des températures de surface entre les satellites NOAA – AVHRR et METEOSAT.

Quant aux écarts types (σn) associés aux écarts moyens satellitaires, ils se situent dans une fourchette allant de 1 à 3 °C avec des coefficients de variation

maximale de 0.25 .

L'écart moyen obtenu sur chaque station, additionné à chaque valeur de température de surface de METEOSAT, permet d'approcher, avec une incertitude maximale de 1 °C, les valeurs de températures de surface du satellite NOAA – AVHRR. C'est ce que revèle l'analyse de la FIGURE IV.4 .

IV.3.2 CAUSES DES SOUS – ESTIMATIONS DES TEMPERATURES DE SURFACE DE METEOSAT.

La mesure de l'énergie émise par une surface, dans l'infrarouge thermique permet de déterminer sa température radiative avec une précision qui dépend de l'étalonnage du radiomètre du satellite et de la manière dont les phénomènes d'absorption atmosphérique sont prises en compte. Cette mesure s'effectue généralement dans une bande de longueur d'onde comprise entre 10 et 12.5µm. De plus, dans la région allant de 8 à 13µm,de chaque côté du pic d'absorption de l'ozone (9.6µm), se trouve une région dite de fénêtre atmosphérique en raison de ses faibles capacités d'absorption. Mais, dans cette région, il y a quelques raies de la vapeur d'eau et du gaz carbonique et une étude approfondie montre l'existence d'une absorption anormale se manifestant sous la forme d'un continum c'est – à – dire que la variation du coefficient d'absorption avec le nombre d'onde est très lente contrairement à ce qui se passe pour les spectres de raies. La présence de ces raies même faibles est gênante pour certaines applications par exemple pour les mesures de températures de surface et températures superficielles de mer.

Même si l'origine de cette absorption paraît discutée, il n'en demeure pas moins que le principal facteur, responsable de celle – ci dans la fenêtre atmosphérique, reste la présence des raies de la vapeur d'eau.

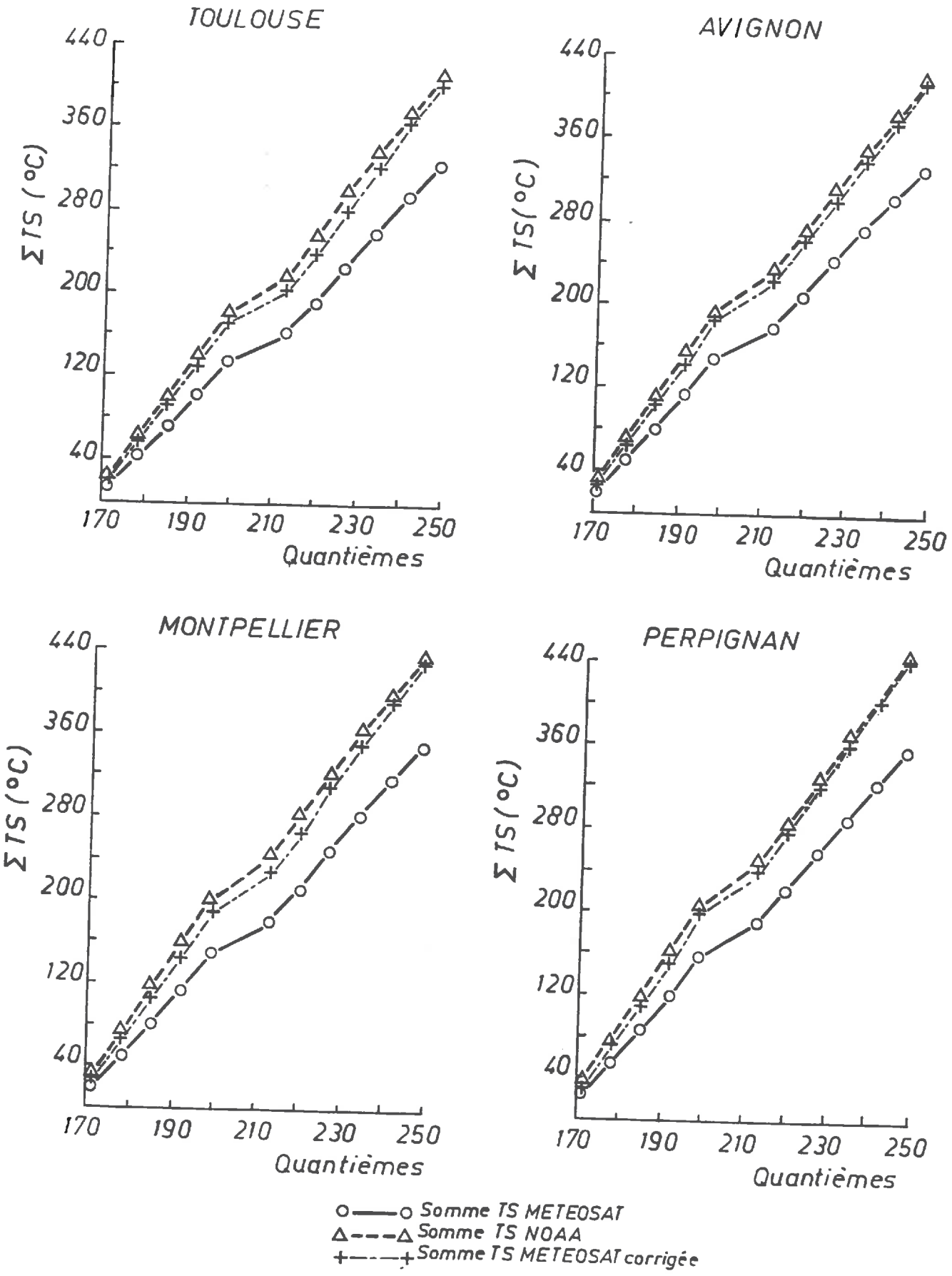


FIGURE IV.4: Evolution des températures de surface corrigées de METEOSAT par rapport aux valeurs de températures du satellite NOAA – AVHRR durant l'année 1985.

Pour établir ce fait il nous est apparu intéressant de suivre l'évolution des écarts de températures satellitaires (NOAA – METEOSAT) en fonction des épaisseurs d'eau efficace contenue dans l'atmosphère

IV.3.2.1 EPAISSEURS D'EAU EFFICACES.

Pour le rayonnement du corps noir à 0°C, l'absorption totale due à la vapeur d'eau est fonction de l'épaisseur d'eau condensable W traversée.

Les lois de variations de l'absorption de la vapeur d'eau en fonction de la température et de la pression sont souvent mal connues et varient beaucoup avec la nature de la raie ou de la bande. Généralement, les variations liées à la température de l'air sont considérées comme négligeables et une loi de la forme $\sqrt{Pm/Po}$ (Pm est la pression moyenne de la couche considérée et Po la pression au niveau du sol) est utilisée pour corrigée l'effet de pression.

En corrigeant l'épaisseur d'eau condensable à la verticale d'un lieu par le facteur d'efficacité $\sqrt{Pm/Po}$, on introduit la notion d'épaisseur d'eau efficace Ueff.

Une méthode simple de calcul de Ueff divise l'atmosphère en tranches isothermes successives auxquelles l'on attribue une pression, une température et un rapport de mélange. Ainsi Ueff se calcule deux de manières différentes, développées en annexe 4.

Dans le cadre de ce travail, nous avons utilisé la relation la plus simple de détermination de Ueff dont l'expression est la suivante:

$$dUeff = 1.02 \times r_m \times dP \times \sqrt{Pm/Po} \qquad (IV.1)$$

avec dP étant l'écart de pression entre deux niveaux successifs (en millibars) et r_m le rapport de mélange moyen de la couche considérée.

Grâce aux données de radiosondage (P, T, r_m) obtenues par la station de la Météorologie National installée à Nimes, nous avons établi des corrélations entre les écarts de températures de surface satellitaires Δ Ts et les épaisseurs d'eau efficaces Ueff et ceci, sur les deux réseaux STEFCE d'Avignon et de Montpellier.

IV.3.2.2 CORRELATIONS ENTRE ΔTs ET Ueff.

La répresentation des écarts de températures de surface satellitaires en fonction des épaisseurs d'eau efficaces, pour l'année 1985, a permis d'obtenir la FIGURE IV.5 .

Le nuage de points de cette figure traduit la réponse observée entre ΔTs et Ueff. De cette analyse apparaît une conclusion assez nette, à savoir qu'une augmentation de l'épaisseur d'eau efficace dans l'atmosphère s'accompagne d'un écart de températures de surface satellitaires grandissant. En d'autres termes, plus la quantité d'éau existante dans l'atmosphère est grande, plus le signal arrivant au radiomètre est fortement atténué, entrainant ainsi une sous-estimation très prononcée des données de METEOSAT par rapport aux valeurs réelles de températures de surface.

Ces observations mettent en évidence l'importance de la vapeur d'eau (dans l'atmosphère) dans les phénomènes d'absorption des rayonnements électromagnétiques arrivant aux radiomètres des satellites.

Néanmoins, des phénomènes autres que la vapeur d'eau, interviennent dans l'explication des écarts de températures de surface obtenus entre NOAA-AVHRR et METEOSAT. Ce sont:

- les phénomènes de diffusion dûs aux aérosols,
- les différences au niveau des angles d'ouverture des deux radiomètres,
- les différence en réponses spectrale et en calibration des radiomètres des deux satellites,
- les différences en temps d'acquisition des données.

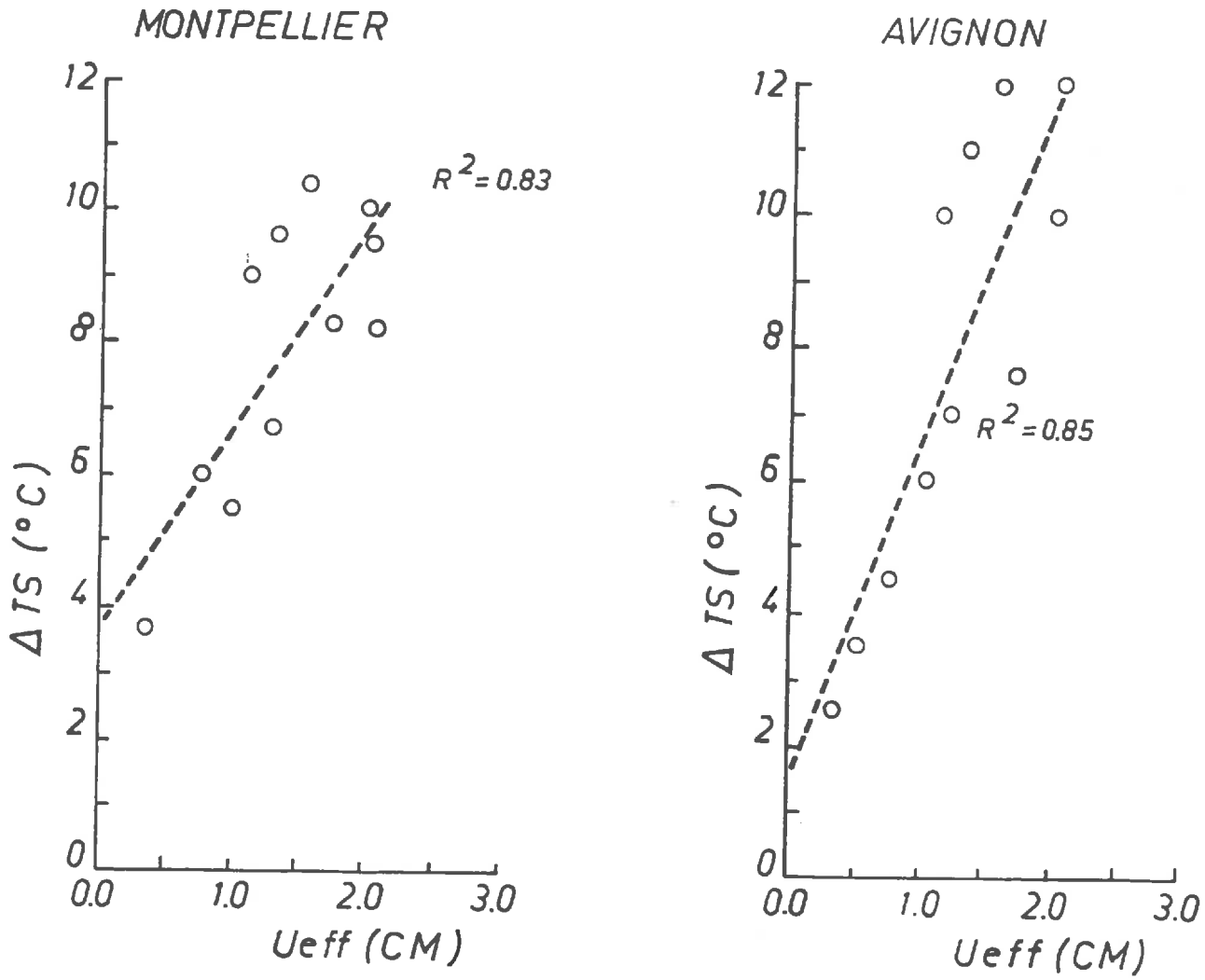


FIGURE IV.5: Evolution des écarts de températures de surface (NOAA – METEOSAT) en fonction des épaisseurs d'eau efficace.

– les phénomènes bidirectionnels liés aux angles de visée de ces deux satellites.

IV.4 LES APPLICATIONS DES TEMPERATURES DE SURFACE.

Les valeurs de Ts de METEOSAT ayant été étalonnées grâce aux données de NOAA, il semble intéressant de mettre en évidence les importances des températures de surface dans le domaine agrométéorologique.

La température de surface, résultant de l'équilibre énergétique du bilan énergétique, demeure un bon témoin de l'état de dessèchement du sol (RIOU et *al.*, 1979) et divers travaux notamment ceux de ASSAD (1985), HATFIELD (1983), HATFIELD et *al.* (1982), IDSO (1977,), de IDSO et *al.* (1975 et 1977), de ITIER et *al.*(1982), JACKSON et *al.* (1977, 1981, 1982, 1983 et 1984), de KERR et *al.* (1984, 1986 et 1989), MONTEITH (1981), de PRICE (1982), de SEGUIN (1979, 1980,1981, 1983 et 1984), de SEGUIN et *al.* (1981, 1982 et 1983) et SERAFINI (1987) soulignent son intérêt dans le calcul de l'évapotranspiration.

L'expression triviale qu'est:

$$Ts = Ta + (Ts - Ta) \qquad \text{(IV.1)}$$

devient pour les valeurs cumulées de températures,

$$\Sigma Ts = \Sigma Ta + \Sigma(Ts - Ta). \qquad \text{(IV.2)}$$

La relation (IV.2) montre que trois types d'utilisation des données cumulées de température de surface peuvent être envisagées:

– utilisation directe pour la cartographie de ΣTs,

– utilisation de $\Sigma(Ts - Ta)$ en vue d'observer le déficit hydrique.

– estimations de $\Sigma(Ts - Ta)$ à partir des données de ΣTs au dessus des forêts.

IV.4.1 UTILISATION DIRECTE DE ΣTs.

En éliminant certaines actions spécifiques des facteurs du milieu qui conduisent à des modifications profondes dans le développement d'une plante, le développement pris dans son sens large est essentiellement fonction de la température de l'air: DURAND (1967).

La croissance d'une plante étant étroitement liée à son développement, elle varie de ce fait avec la température. En effet, pour la culture de blé d'hiver, le développement des feuilles est en liaison avec les températures moyennes journalières cumulées situées au dessus de 0°C. C'est ainsi qu'en utilisant les températures de l'air cumulées à partir de la date de semis, on peut prévoir dans ce cas l'apparition des feuilles.

Les sommes de températures de l'air et la prise en compte d'un seuil de température appelé "zéro de végétation", relatif à chaque culture, permettent de suivre la phase de développement de la plante (BONHOMME, 1985).

Les températures de surface cumulées, quant à elles, font l'objet d'utilisation directe pour cartographier les climats locaux ou régionaux selon l'échelle d'espace considérée (ALOUIS et *al.* (1980)). Dans notre cas, avec les valeurs maximales de température de surface cumulées de mai à octobre durant les années 1986 et 1987, nous avons effectué des cartographies mensuelles à l'échelle de la France (confère les cartes 1 à 6).

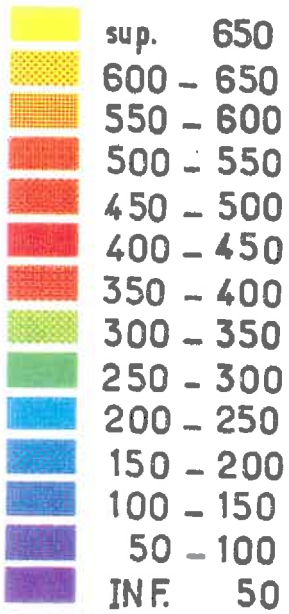
L'observation de ces cartes montre un accroissement des sommes de température de surface du Nord au Sud, indiquant ainsi un réchauffement plus marqué des sols et leurs couvertures végétales, situés aux latitudes les plus élevées.

Par ailleurs, ces cartes permettent en outre de voir que l'échauffement des surfaces durant l'année 1986 a été supérieur à celui de 1987.

Cartes 1 à 6 : Valeurs cumulées de températures de surface du satellite METEOSAT (en degrés Celsius) obtenues à partir du mois de Mai, durant les années 1986 et 1987.

1986

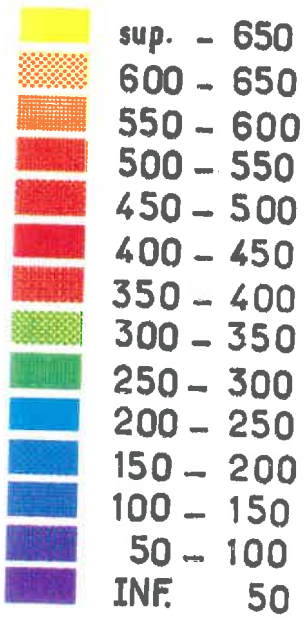
CARTE 1: Mai.



1987

1986

CARTE 2: Juin.

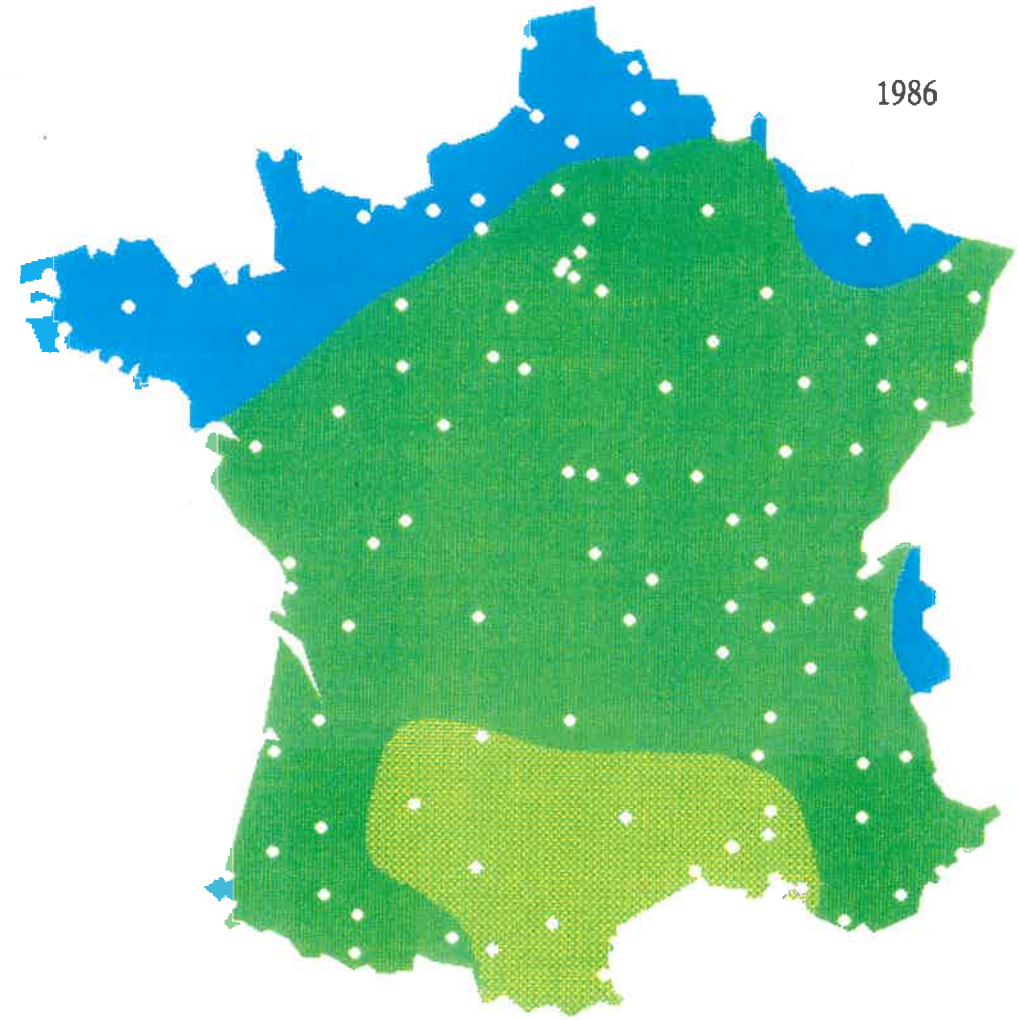


1987

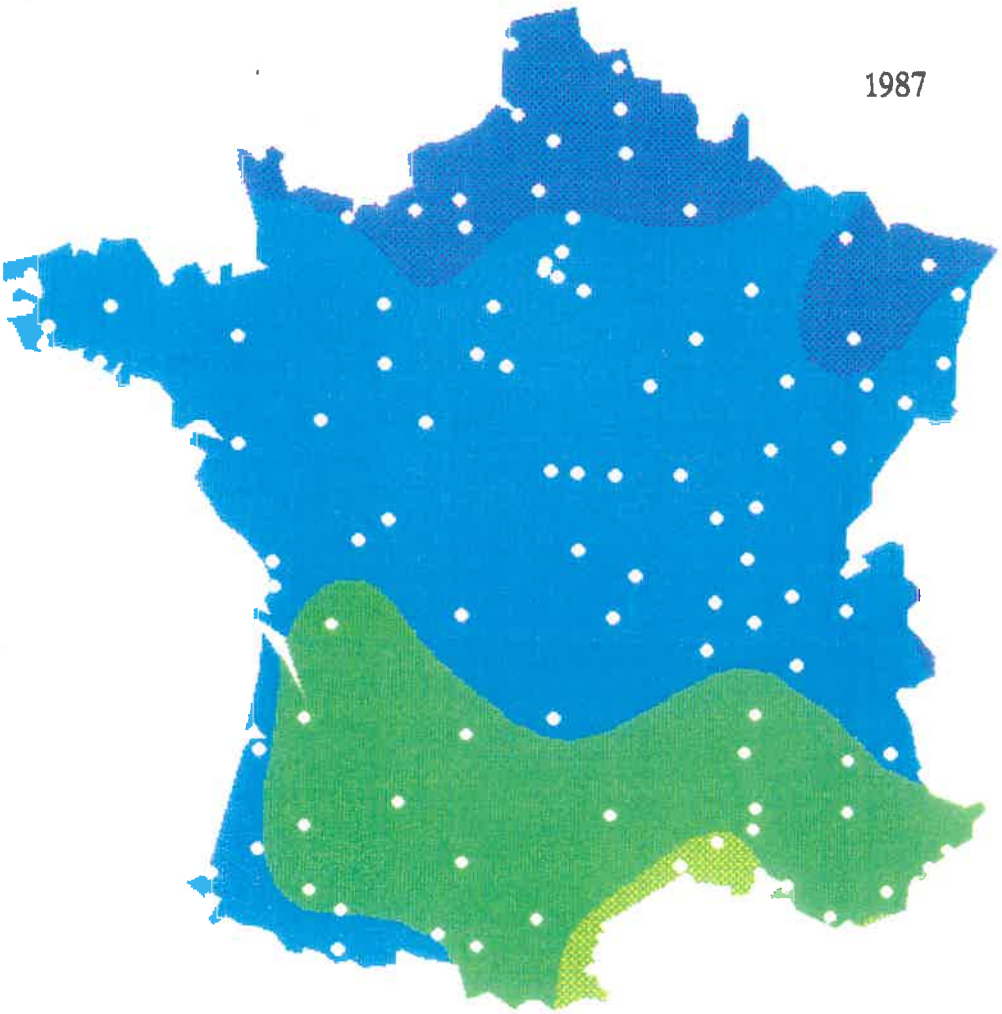
1986

CARTE 3: Juillet.

sup.	650
600	650
550	600
500	550
450	500
400	450
350	400
300	350
250	300
200	250
150	200
100	150
50	100
INF.	50

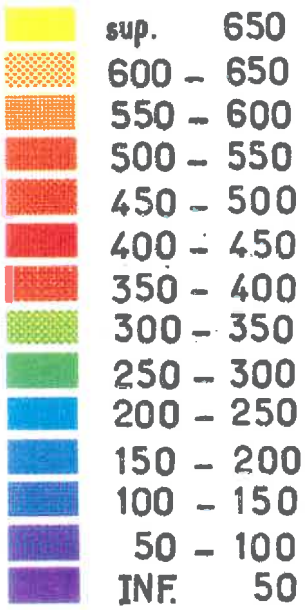


1987

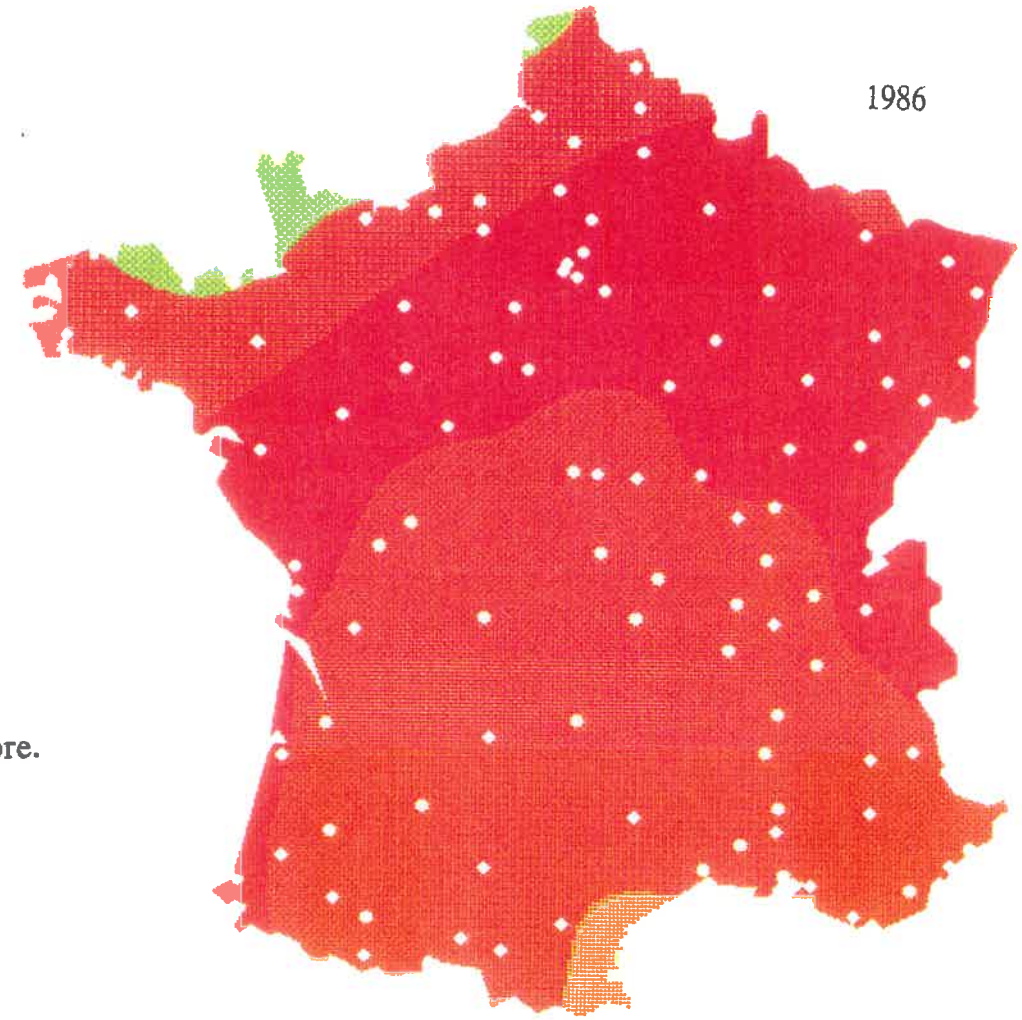


1986

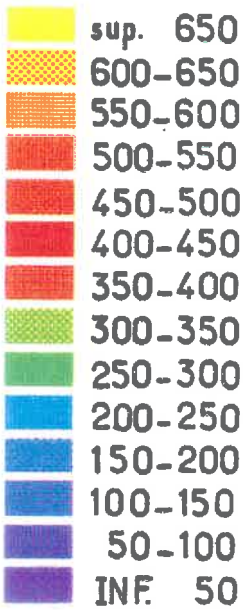
CARTE 4: Août.

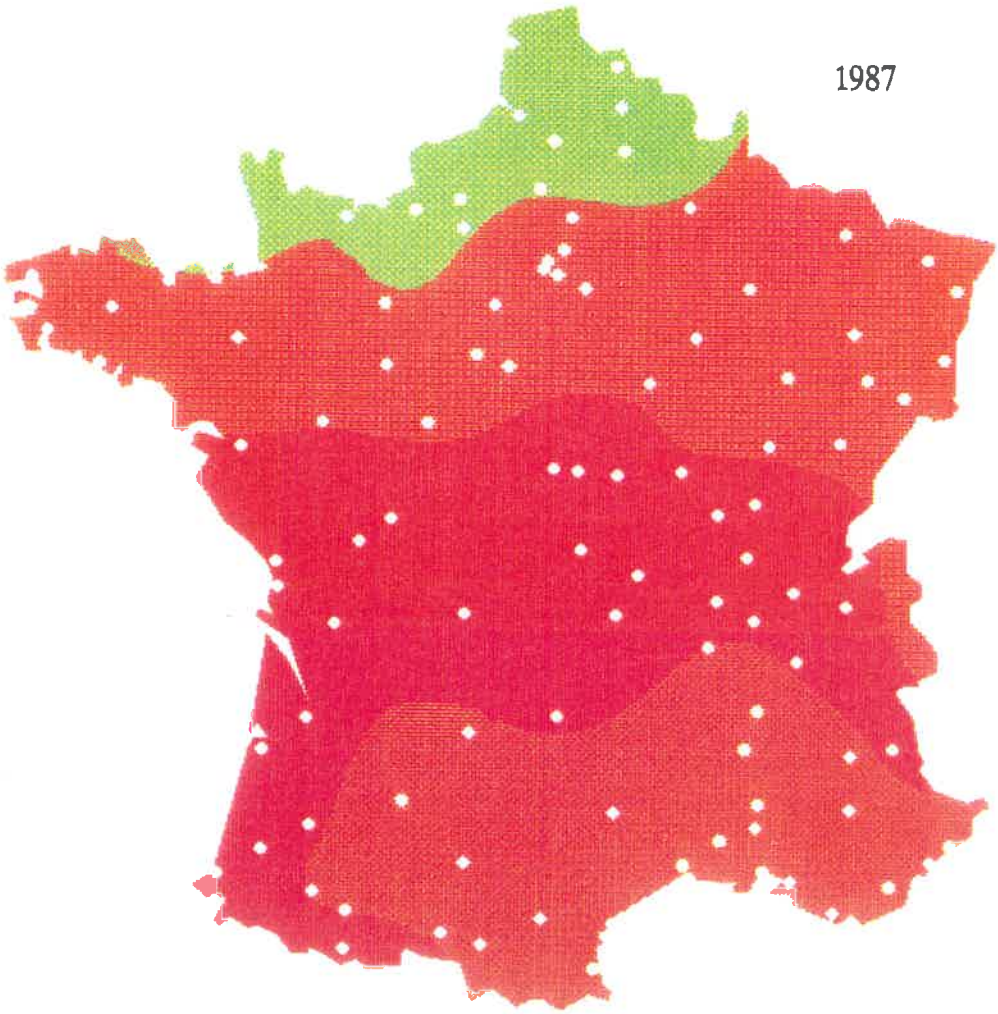


1987



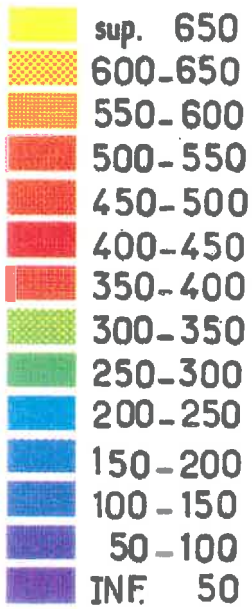
CARTE 5: Septembre.





1986

CARTE 6: Octobre.



1987

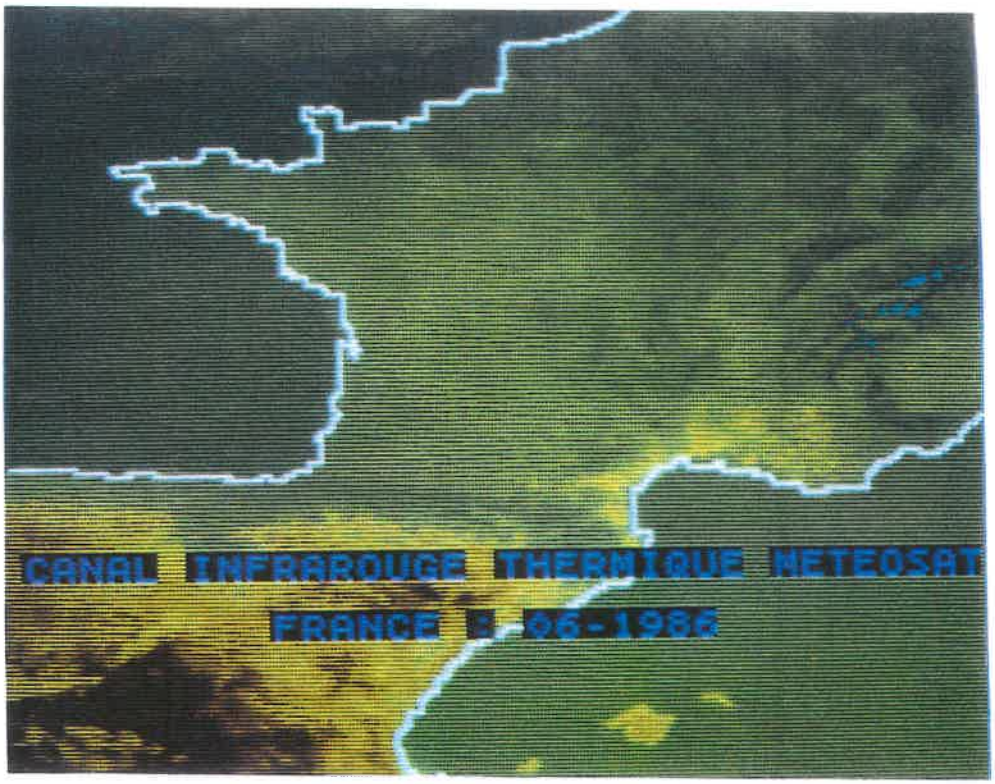
Evolutions mensuelles des images infrarouges thermiques du satellite METEOSAT durant les années 1986 et 1987.

PLANCHE 1

CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE

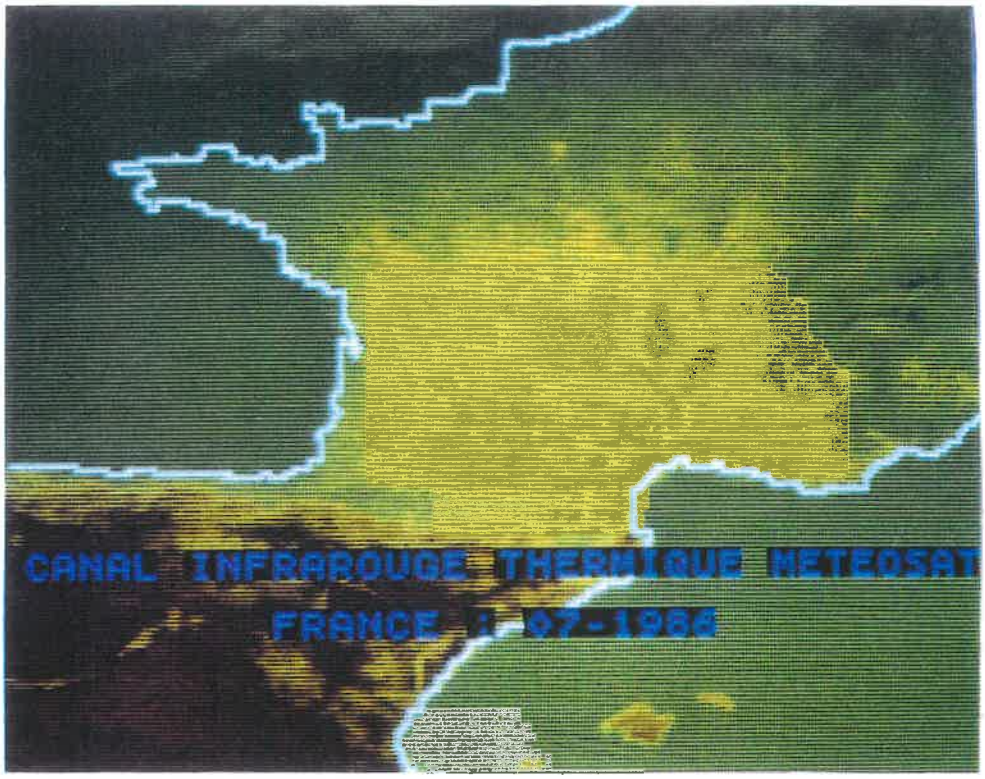
CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE

PLANCHE 2


CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE H-06-1986

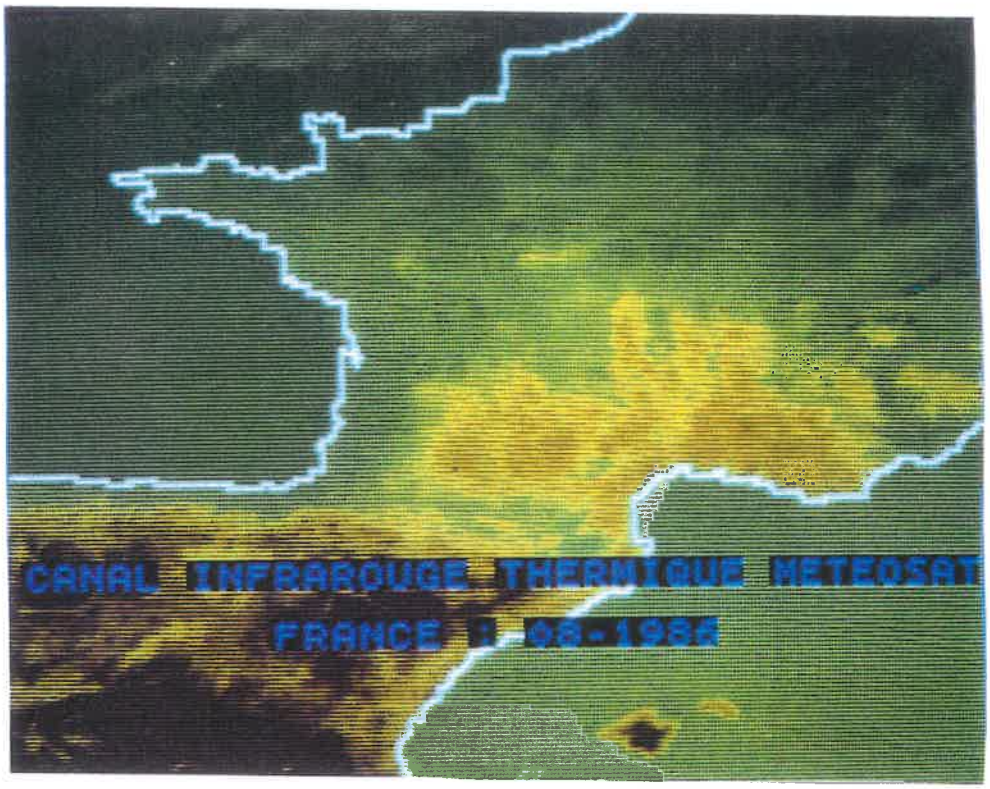
CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE H-06-1987

PLANCHE 3


CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE

CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE

PLANCHE 4


CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE 1 08-1986

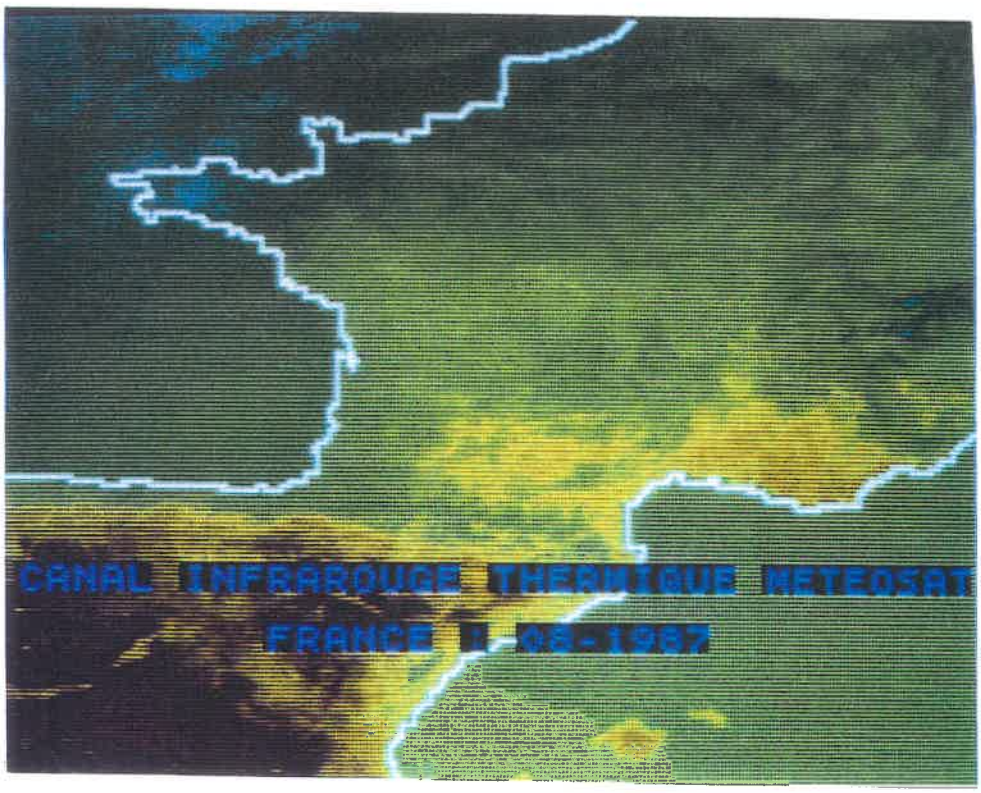
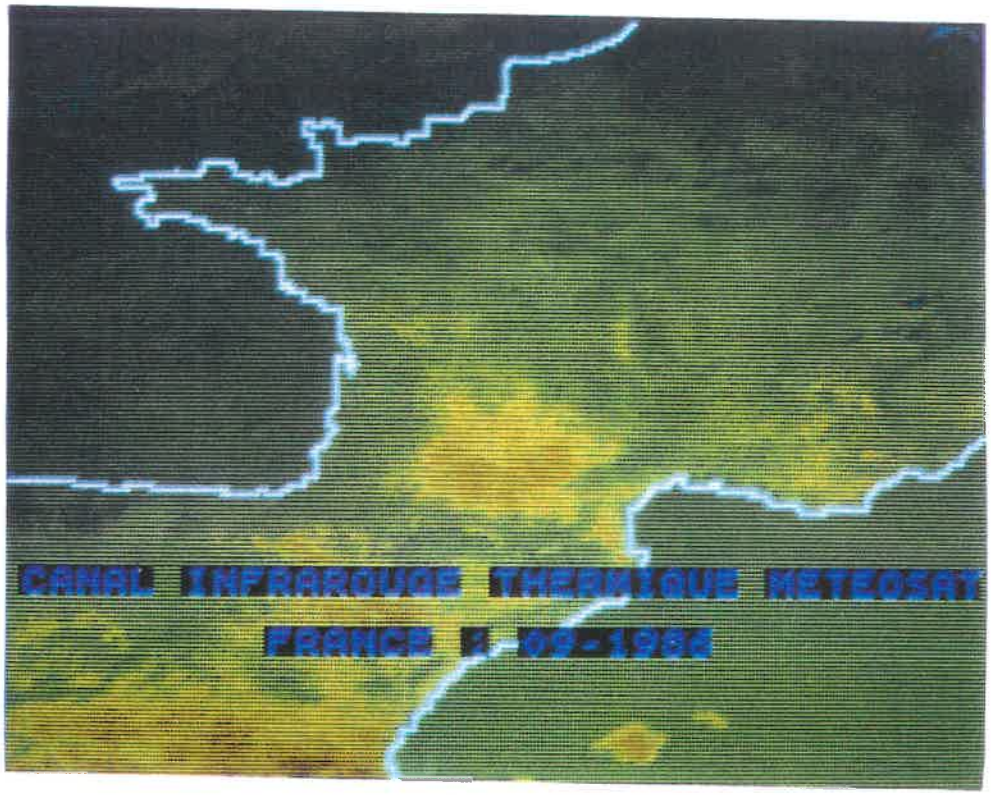

CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE 1 08-1987

PLANCHE 5


CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE B 09-1986

CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE B 09-1987

PLANCHE 6

CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE J-10-1986

CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE J-10-1987

Ces deux constatations s'avèrent aussi confirmées par l'observation des sommes mensuelles des images infrarouges thermiques(Planches 1 à 6).

Avec ces valeurs cumulées de températures de surface corrigées du satellite METEOSAT, est-il possible d'identifier des zones climatiques définissant des potentialités agroclimatiques pour les cultures?

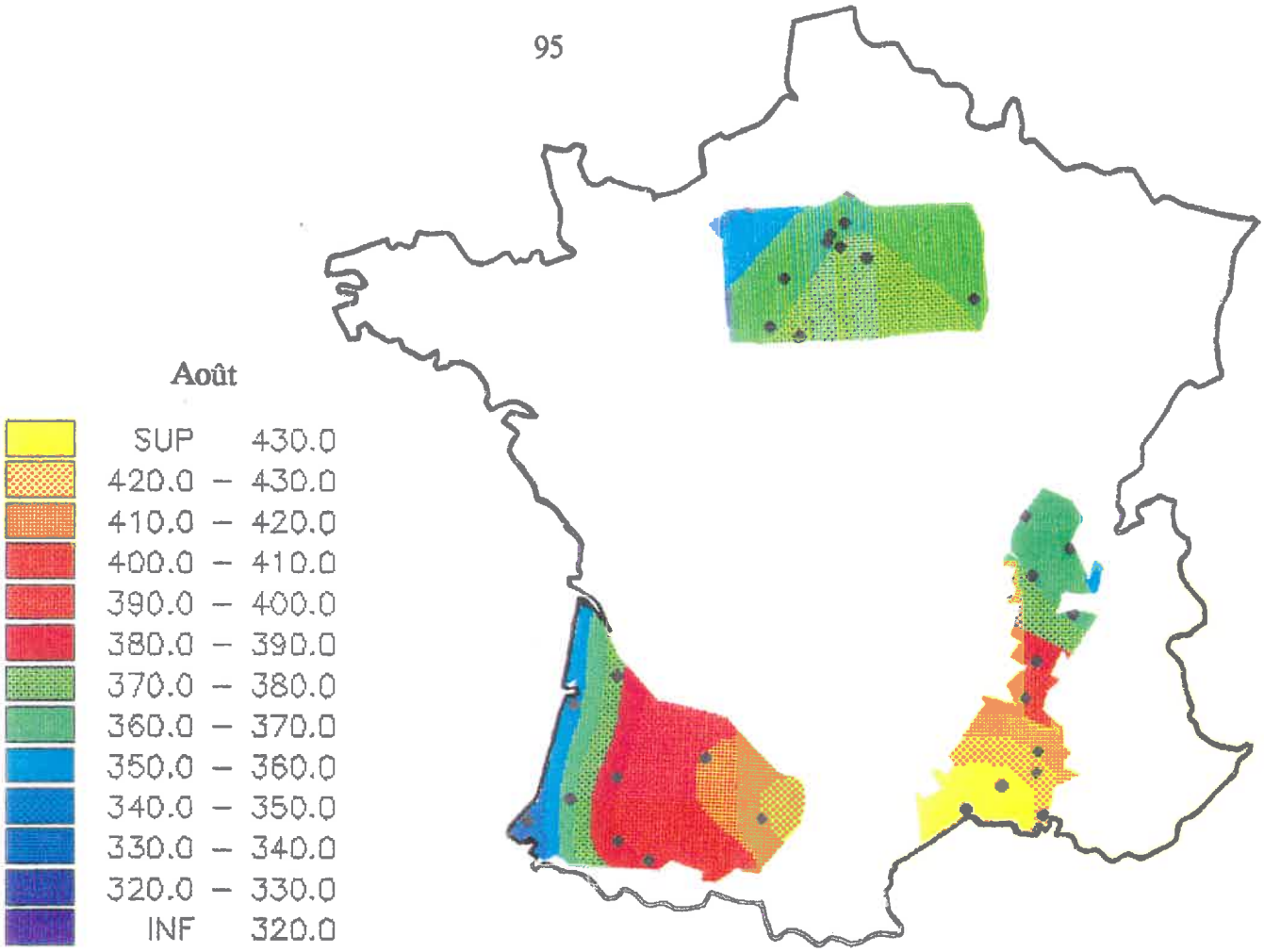
Pour répondre à cette question, nous avons tenté de ramener notre échelle d'étude à celles des régions du Bassin Parisien, de la vallée du Rhône et du Sud-Ouest, qui présentent généralement dans certaines de leurs zones, durant la période allant de mai à octobre, les mêmes types de cultures. Ensuite, des cartographies de températures de surface ont été réalisées afin de montrer et de façon simultanée, sur ces trois régions, les évolutions mensuelles de ces valeurs cumulées.

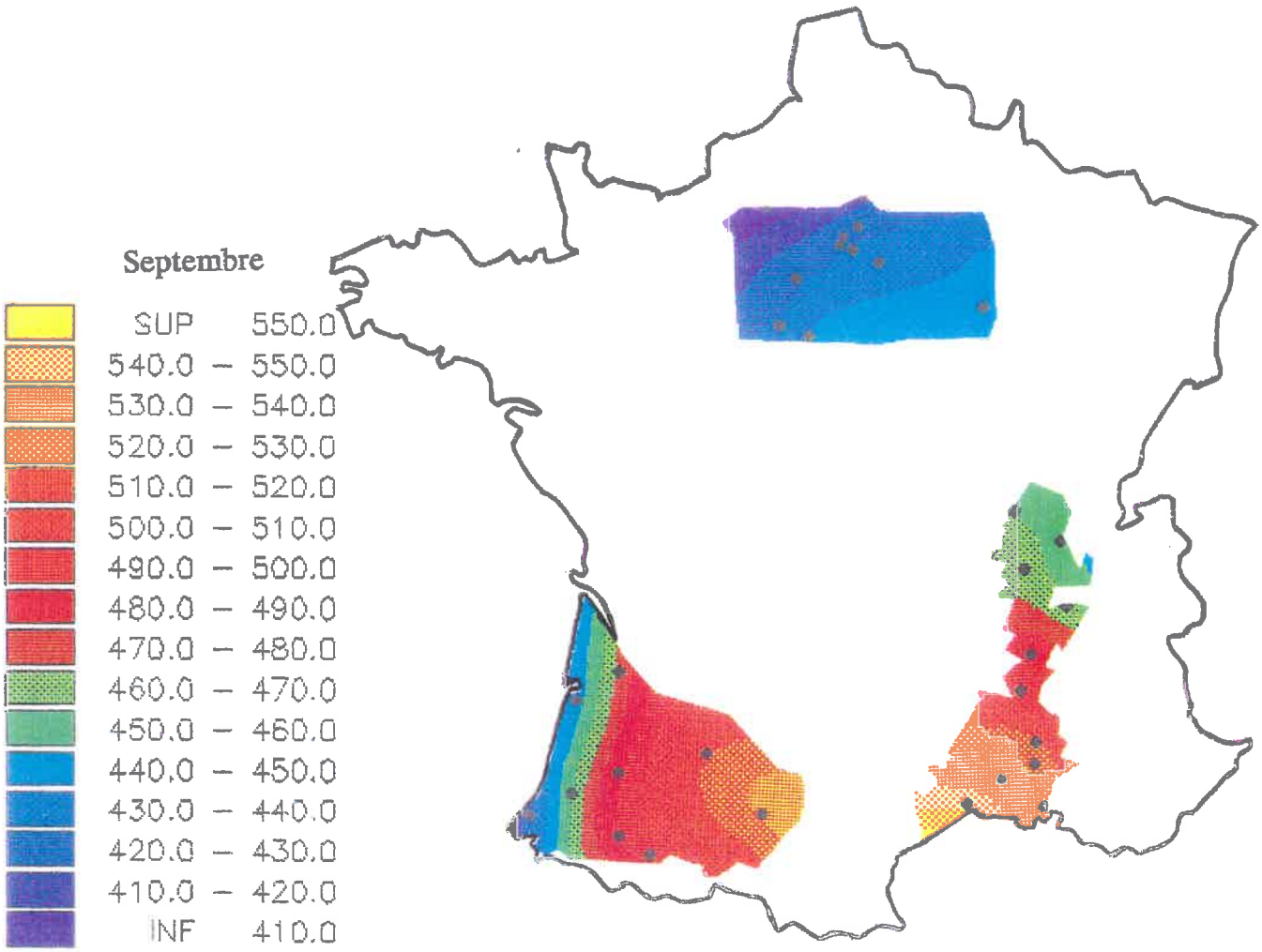
L'analyse des cartes 7 et 8 obtenues à partir de ces études régionales montre que:

- certaines zones de ces trois régions présentent pour la même période c'est-à-dire à la fin du printemps des valeurs cumulées de températures de surface assez identiques.
- au début de l'automne, une identification des ΣTs ne peut se faire qu'entre certaines régions situées le long de la vallée du Rhône et dans le Sud-Ouest.
- durant toutes les périodes d'étude, seules les régions situées aux alentours de Valence et d'Agen présentent des valeurs assez semblables de sommes de températures de surface.

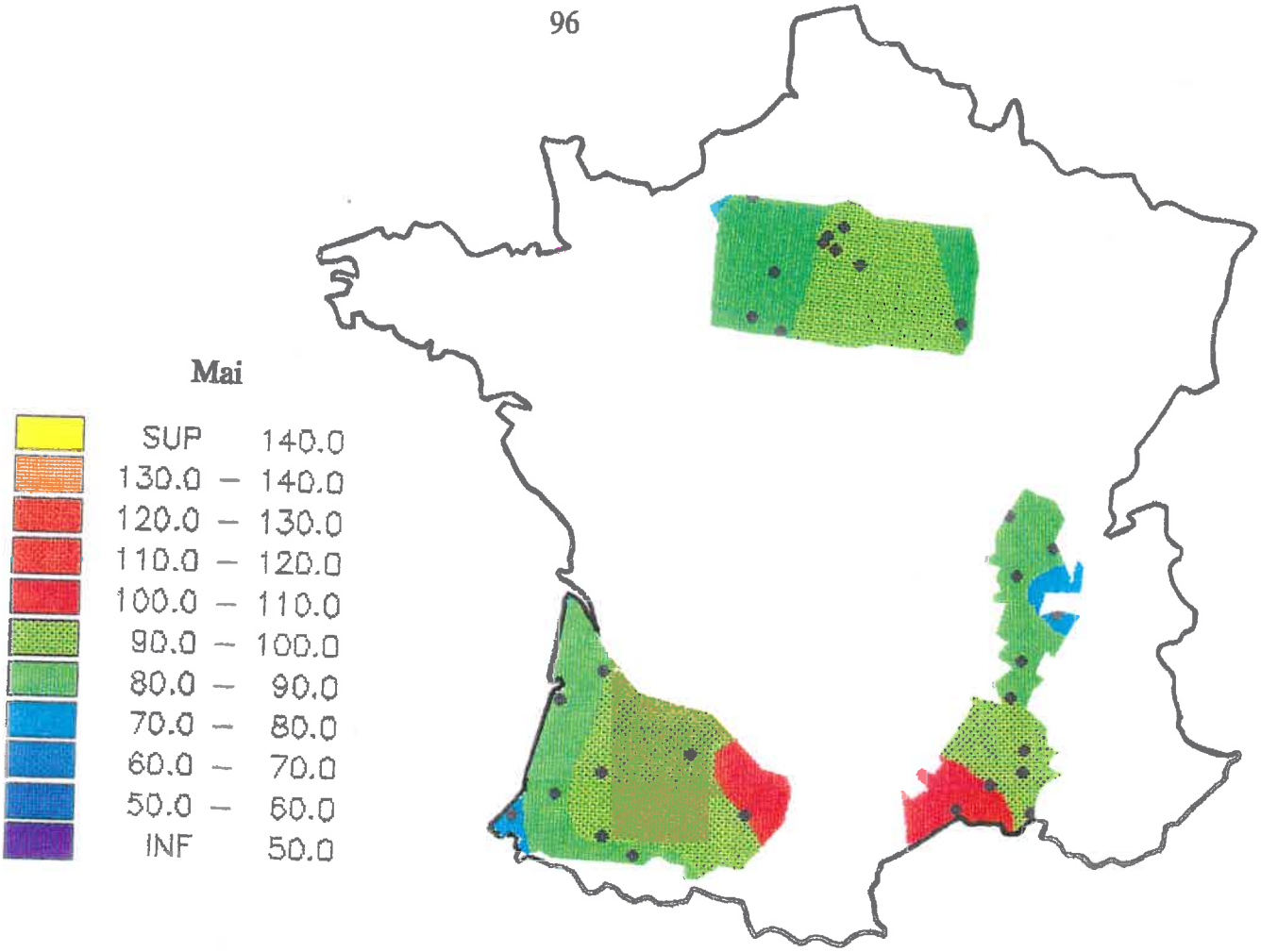
Aussi, les transects effectués sur ces deux cartes montrent que:

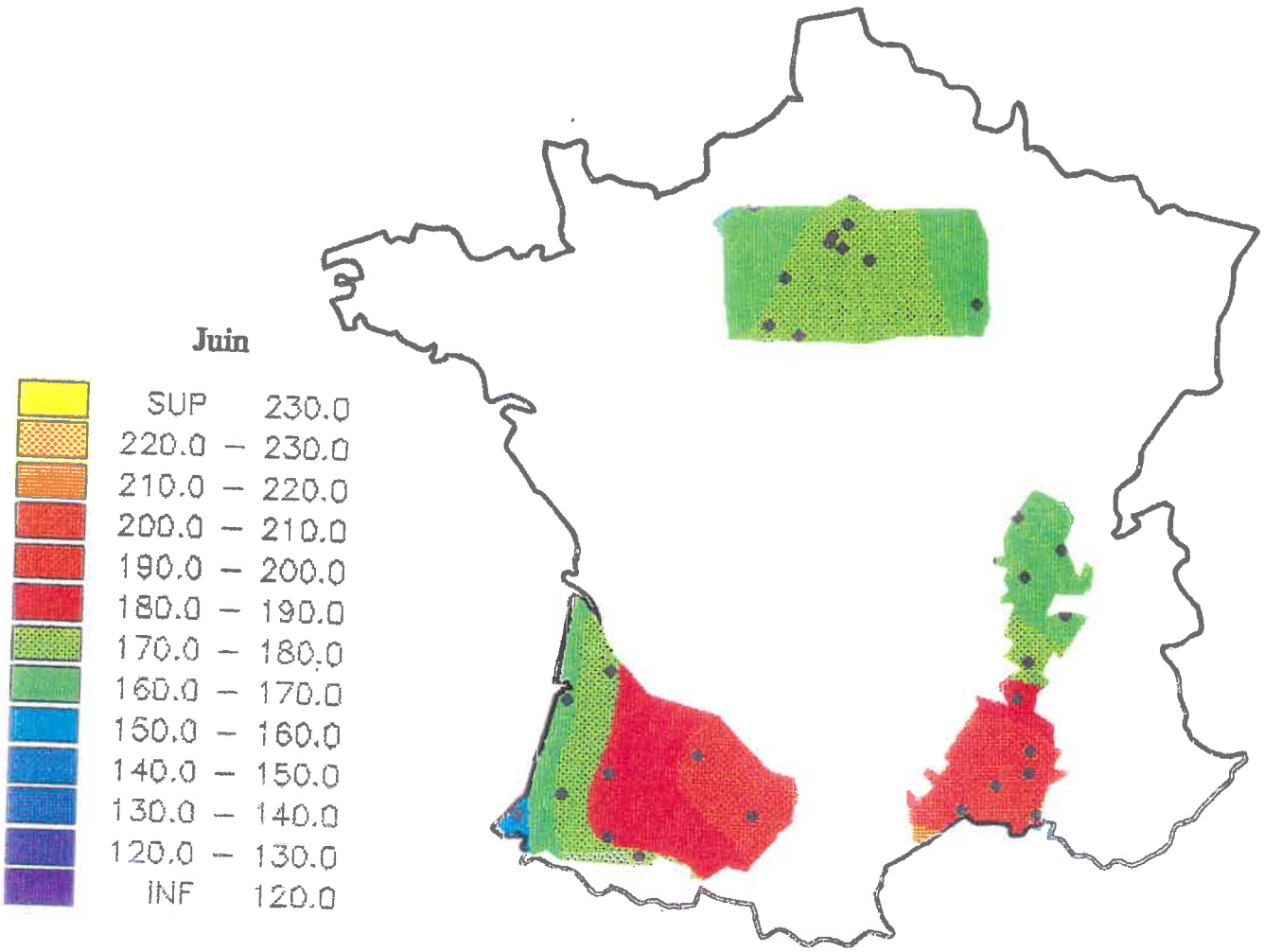
Cartes 7 et 8 : Evolutions des valeurs cumulées de températures de surface de METEOSAT (en degrés Celsius), obtenues à partir du mois de Mai de l'année 1986, des régions situées dans le Bassin Parisien, le long de la Vallée du Rhône et celles du Sud – Ouest de la France.





CARTES 8: Août et Septembre.





CARTES 7: Mai et Juin.

– dans la vallée du Rhône, le gradient Nord – Sud de ΣTs diminue au fur et à mesure que l'on se déplace vers le Nord.

– le gradient Est – Ouest de températures cumulées de surface du Sud – Ouest de la France diminue lui aussi. Cette dimunition devient importante, plus l'on se déplace vers la côte Ouest. Aussi, le transect SE – NO effectué dans la cette même région indique une diminution du gradient de températures qui devient très importante dans la région de Bordeaux.

– sur le Bassin Parisien, les gradients N – S et E – O sont pratiquement nuls (les valeurs cumulées de températures de surface obtenues en différents endroits de cette région, ne s'écartent pas trop les unes des autres). Ces valeurs de ΣTs sont grossièrement identiques à celles de certaines régions situées au dessus de Valence (dans la vallée du Rhône) et à l'Ouest du Mont de Marsan (dans le Sud – Ouest de la France).

A partir des valeurs cumulées de températures de surface, il semble possible de définir des potentialités agroclimatiques pour les cultures effectuées dans ces trois régions, grâce:

– aux gradients N – S et (E – O, SE – NO) de ΣTs observés respectivement dans la vallée du Rhône et dans le Sud – Ouest de la France.

– à l'observation de valeurs identiques de ΣTs obtenues à la fois dans le Bassin Parisien et dans certaines situées dans la vallée du Rhône et Sud – Ouest de la France.

En résumé, les valeurs cumulées de températures de surface satellitaires permettent d'identifier un même type de culture occupant de très grandes surfaces (de dimensions supérieures ou égales à la résolution spatiale du satellite météorologique considéré) (HUBERT, 1989). Aussi, l'observation des gradients de températures de surface cumulées et des valeurs identiques de ΣTs permettraient d'obtenir, dans ces régions, des cartes de potentialités agroclimatiques pour les

cultures car la température de surface dépend non seulement du couvert végétal mais aussi des caractéristiques thermiques et hydriques du sol et partant, l'information qu'elle apporte est plus représentative (par rapport à la température de l'air) du climat au voisinage du sol.

Les valeurs cumulées de températures de surface combinées avec celles de l'air présentent, aussi, un intérêt considérable en agrométéorologie. En effet, ces valeurs combinées de températures sont des indicateurs du déficit hydrique des sols et des cultures.

IV.4.2 OBSERVATION DU DEFICIT HYDRIQUE PAR UTILISATION DU CONCEPT DE STRESS DEGREE DAY.

Le but essentiel de l'utilisation du concept de *stress degree day* (SDD ou $\Sigma(Ts-Ta)$) est d'évaluer, avec le minimum de données ou de mesures, le déficit hydrique des plantes. C'est pourquoi IDSO et *al.* (1977), effectuant une expérimentation basée sur les mesures de la consommation hydrique (à l'aide de sondes à neutrons) et de températures de surface (grâce à un thermomètre infrarouge de terrain) de la culture de blé, aboutissent aux conclusions suivantes:

- le SDD croît avec l'intensité du stress hydrique de la plante,
- l'existence d'une très bonne corrélation entre la consommation hydrique et SDD.

Les calculs de *stress degree day* effectués sur les stations STEFCE – INRA ont mis en évidence l'existence, à Colmar, de valeurs négatives de $\Sigma(Ts-Ta)$ durant toute la période allant de mai à octobre de l'année 1985. Cette constatation, indiquant l'inexistence de déficit hydrique, semble contraire aux réalités de terrain observées sur la plaine de Colmar (sur laquelle se trouve la station STEFCE) souvent objet, durant la période estivale de déficit hydrique très marqué. Dans ce type de cas, il s'avère nécessaire de mettre en évidence les influences, sur les valeurs de températures de surface du satellite METEOSAT,

des différents types de cultures, de végétations ou de sols existants dans la zone d'étude choisie.

IV.4.2.1 INFLUENCES DE LA COMPOSITION DE LA ZONE SUR LES VALEURS DE TEMPERATURE DE SURFACE DE METEOSAT

Les données de températures de surface délivrées par le satellite METEOSAT sont obtenues à partir d'images composites intégrant neuf pixels et dont la résolution de chacun des pixels est de 5x8km aux latitudes de la France.

La comparaison des données de METEOSAT avec celles de NOAA nécessite également la prise en compte de la même surface d'étude qui parfois intègre divers phénomènes: à savoir, différents types de végétations et de sols ou même des chaînes montagneuses. Ainsi se trouve souvent posé le problème de l'hétérogénéité de la zone qui, malheureusement, fait naître d'énormes difficultés dans l'interprétation des données de satellites à résolutions spatiales médiocres.

Chaque zone d'étude est caractérisée par sa fréquence de répartition de températures de surface qui permet d'une part de définir le degré d'homogénéité de la surface considérée et d'autre part de préciser si l'unité au sol ne présente pas des sous – unités. Ainsi, l'analyse des spectres de fréquence obtenus, à partir d'images NOAA – AVHRR, pour la station STEFCE de Colmar fait apparaître:

– un spectre plurimodal (FIGURE IV.6.a) révélant de façon plus ou moins nette la non homogénéité de la zone et la présence de sous – unités distinctes,

– un spectre unimodal assez large et dissymétrique, comme l'indique la FIGURE IV.6.b, montrant l'existence d'un degré élevé d'hétérogénéité de la zone.

Une étude géographique faite sur la zone de Colmar montre l'existence d'une grande plaine sur laquelle se trouve la station STEFCE, de vallées dont les profondeurs atteignent parfois 50m et enfin d'une chaîne de montagne (les Vosges) ayant des altitudes souvent supérieures à 1000m.

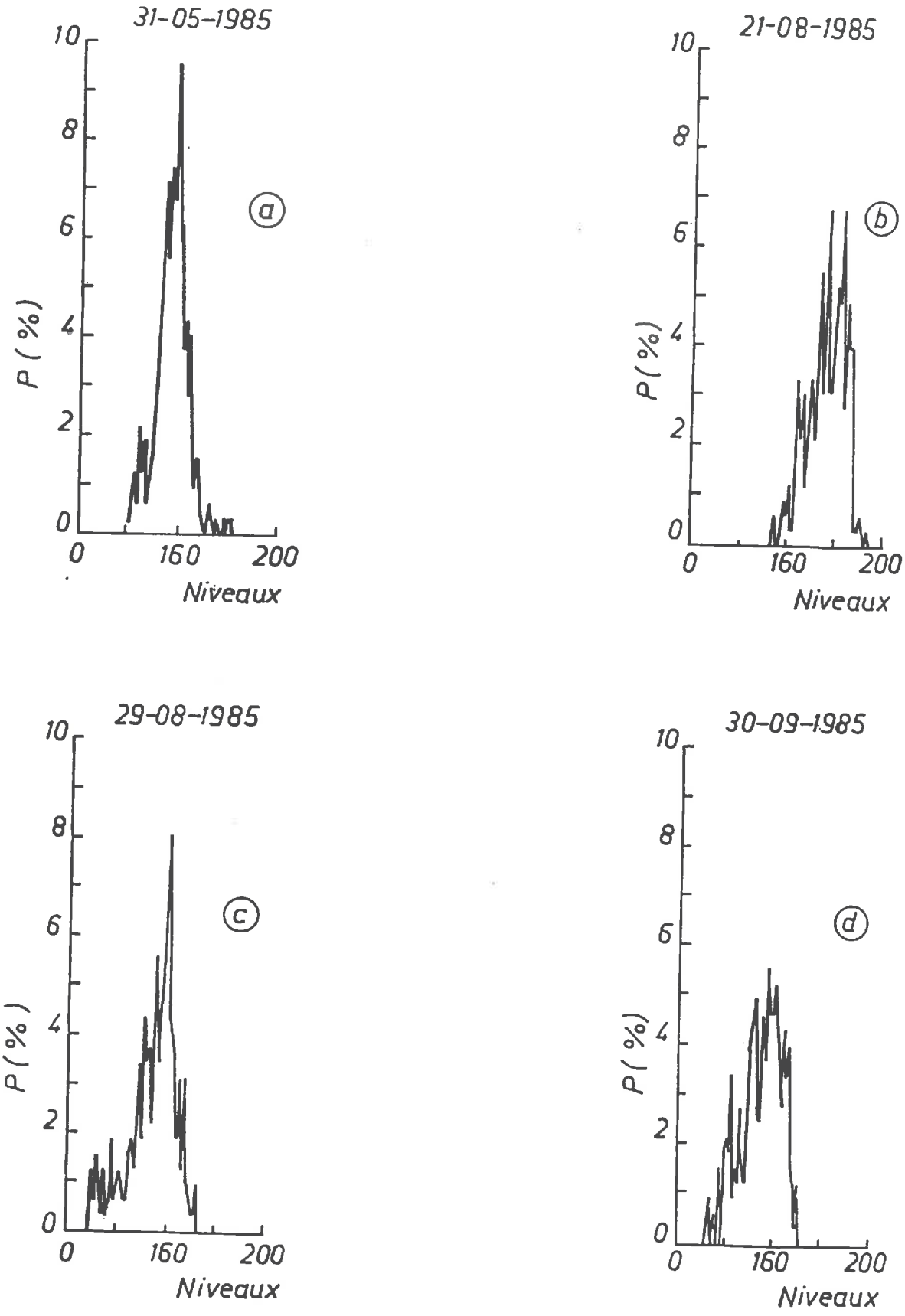


FIGURE IV.6: Histogrammes de niveaux obtenus dans la zone de Colmar pour quatre dates durant l'année 1985.

Cette mosaïque de structures et particulièrement la présence de la chaîne montagneuse des Vosges a une grande influence sur les valeurs satellitaires. En effet, en zone montagneuse, le relief conditionne la valeur de la température de surface par l'intermédiaire de plusieurs facteurs qui sont:

– l'altitude avec laquelle baisse la valeur de la température de surface (LAGOUARDE et *al.*, 1984),

– l'exposition des pentes et des phénomènes d'ombre qui régissent l'énergie radiative disponible (STORR, 1972; TEMPS et COULSON, 1977; DURAND et LEGROS, 1981),

En dehors du relief, la comparaison de températures de surface de jour, effectuée par LAGOUARDE (1983), a montré que les différences observées pourraient être attribuées à l'hétérogénéité du pixel (par le biais de la couverture végétale).

Ainsi ces valeurs négatives de SDD (obtenues à Colmar) semblent liées non seulement à la non honogénéité de la zone, mais aussi à la présence de la forêt des Vosges et des vallées ayant pour influence de baisser considérablement la température moyenne de surface devenant inférieur à la température de l'air mesurée sur la plaine. Des difficutés d'interprétation de ces valeurs de Ts , nous ont obligé à abandonner, dans la suite de notre étude, l'analyse des données de cette station.

IV.4.2.2 EVOLUTION DU SDD EN FONCTION DU TEMPS.

Au delà du problème posé par la résolution spatiale des satellites NOAA – AVHRR et METEOSAT, la température de surface est un bon témoin des conditions climatiques au sol et s'obtient aisement à l'échelle régionale par la télédétection. Cependant, il convient de bien comprendre non seulement sa représentativité dans l'espace mais aussi les relations qui la lient à la température

de l'air. C'est pourquoi, nous allons, d'une part, mettre en évidence les évolutions du SDD en fonction du temps (ou périodes d'étude) et de l'autre, faire des classifications annuelle et climatique des variations du *stress degree day* afin d'observer les périodes de fortes demandes en eau.

La combinaison des données de températures de surface corrigées de METEOSAT et des températures de l'air a permis de suivre les évolutions de $\Sigma(Ts-Ta)$ au cours du temps (c'est-à-dire sur des périodes hebdomadaires durant l'année 1985 et sur des intervalles de cinq pour les années 1986 et 1987 et ceci de mai à octobre) (SAVANE et SEGUIN (1989)).

L'analyse des figures IV.7, IV.8 et IV.9, ainsi obtenues, met en relief un changement brutal de pente au début du mois d'août, plus accentué pour les stations du Sud que du nord de la France, indiquant une augmentation du stress hydrique.

Ce déficit paraît plus prononcé à Toulouse qu'en Avignon au début du mois d'août de l'année 1985 (FIGURE IV.7). Cette constatation se trouve ausi confirmée par l'analyse des courbes de ETR/ETP (obtenues par le modèle de la Météorologie Nationale dont les principes de base seront rappelés dans le chapitre suivant) en fonction du temps. En effet, l'observation de la FIGURE IV.10.a montre une nette diminution des réserves en eau du sol (symbolisés par le rapport ETR/ETP) de la station de Toulouse, à partir du mois d'août jusqu'en octobre, indiquant clairement l'existence de la sécheresse qui a sévi dans le Sud-Ouest de la France et particulièrement à Toulouse durant la deuxième moitié de la période estivale de l'année 1985.

Aussi, parmi toutes les stations d'étude, celle d'Alenya apparaît comme étant la station la plus sèche tant par l'observation temporelle des courbes de SDD (FIGURES IV.7, IV.8 et IV.9) que par l'analyse des rapports de ETR/ETP en fonction du temps des FIGURES IV.11.a et IV.12.b .

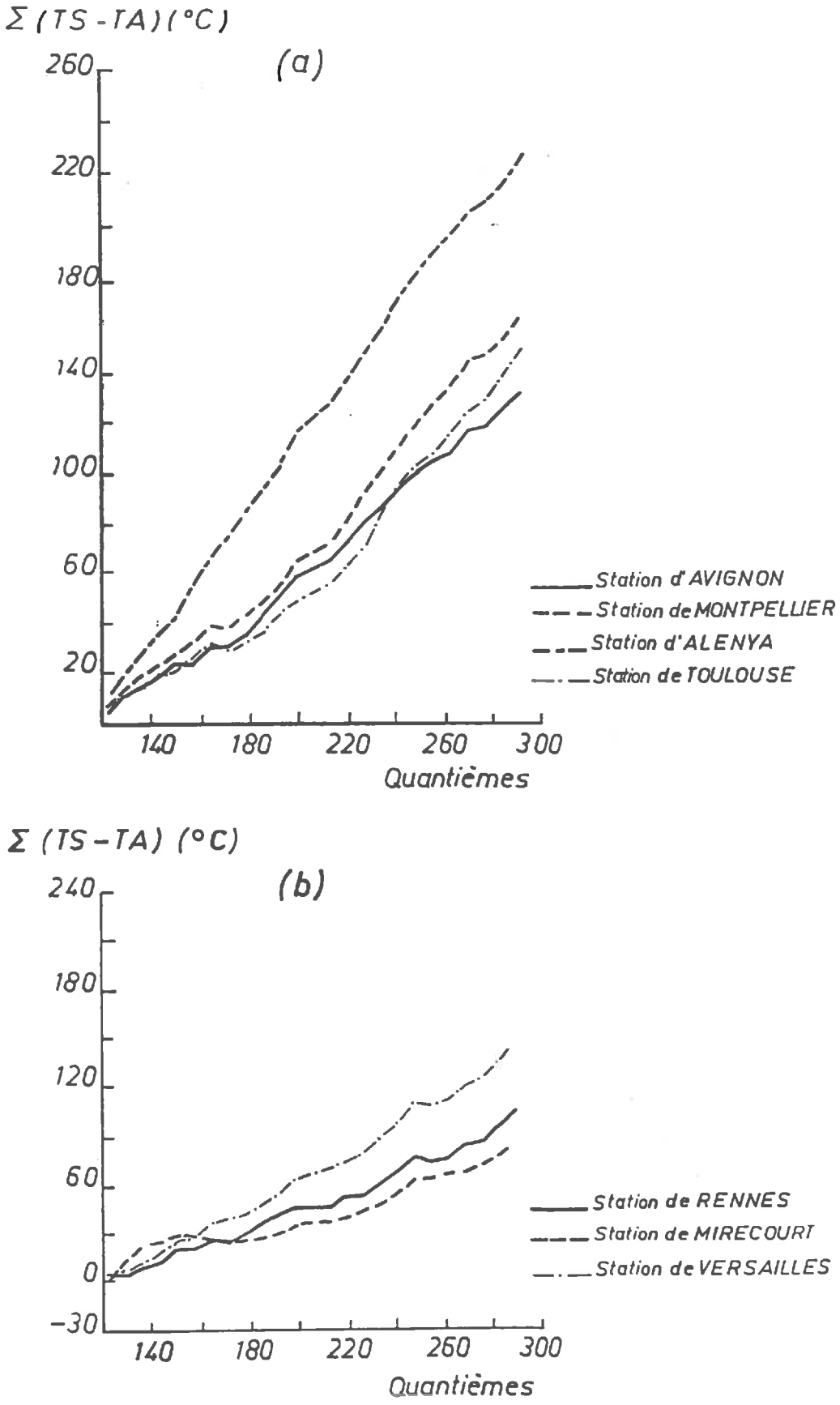


FIGURE IV.7: Evolutions du *Stress Degree Day* (Σ(Ts – Ta) ou SDD) de METEOSAT en fonction du temps: 1985.

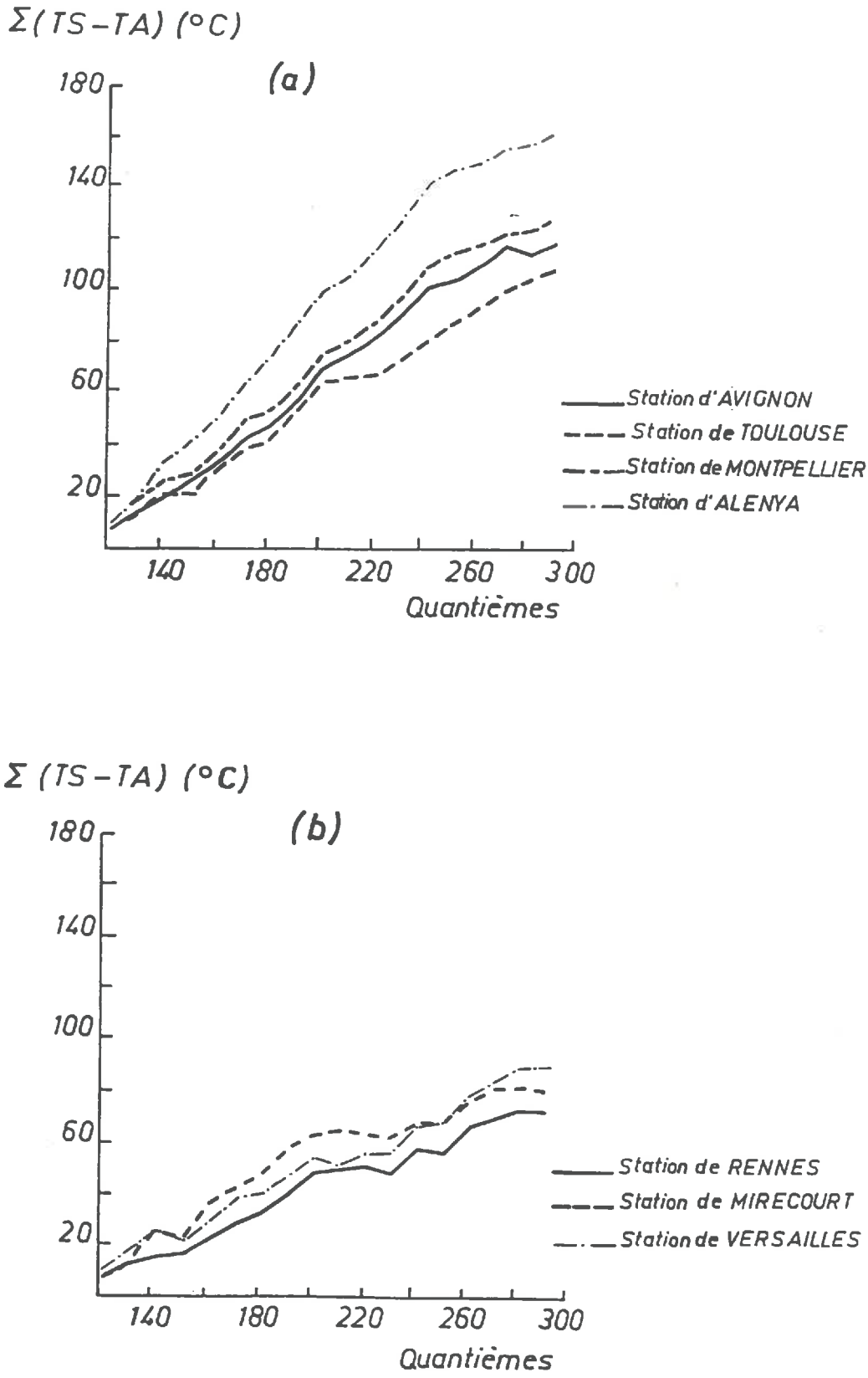


FIGURE IV.8: Evolutions du *Stress Degree Day* de METEOSAT en fonction du temps: 1986.

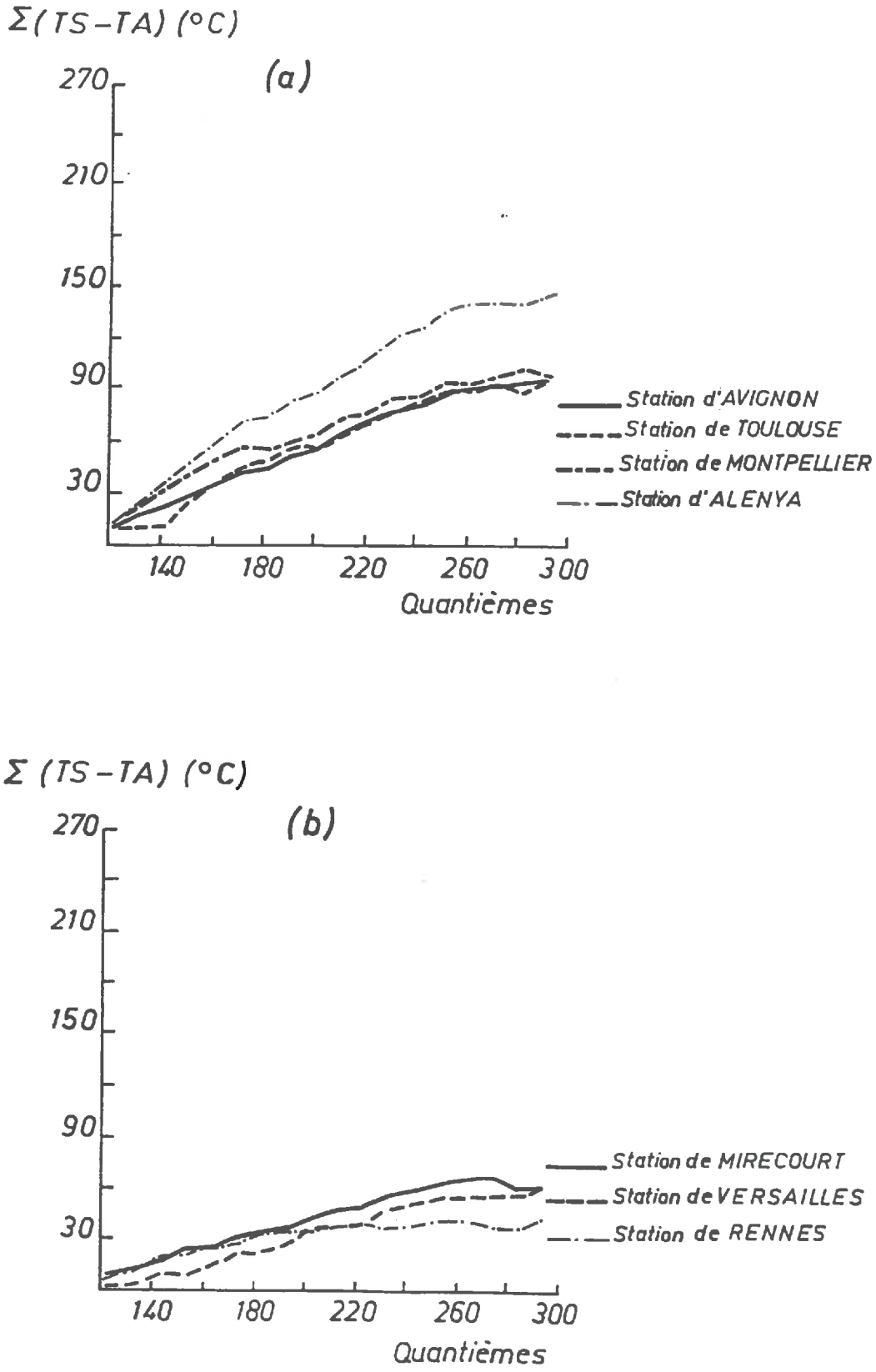
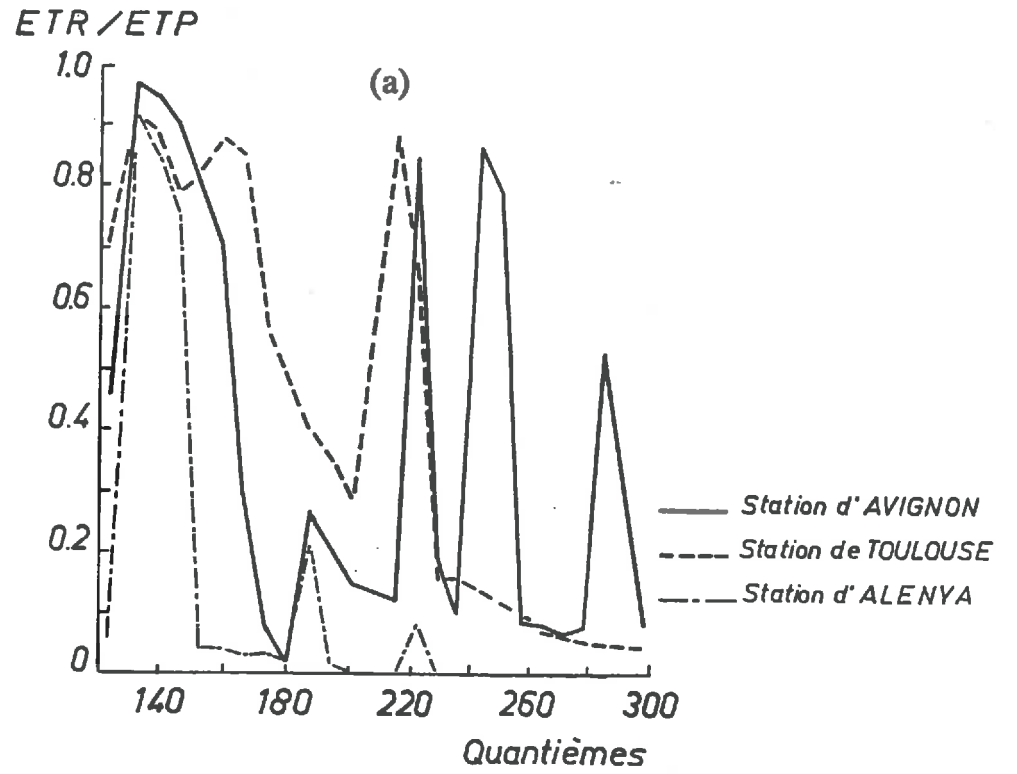


FIGURE IV.9: Evolutions du *Stress Degree Day* de METEOSAT en fonction du temps: 1987.



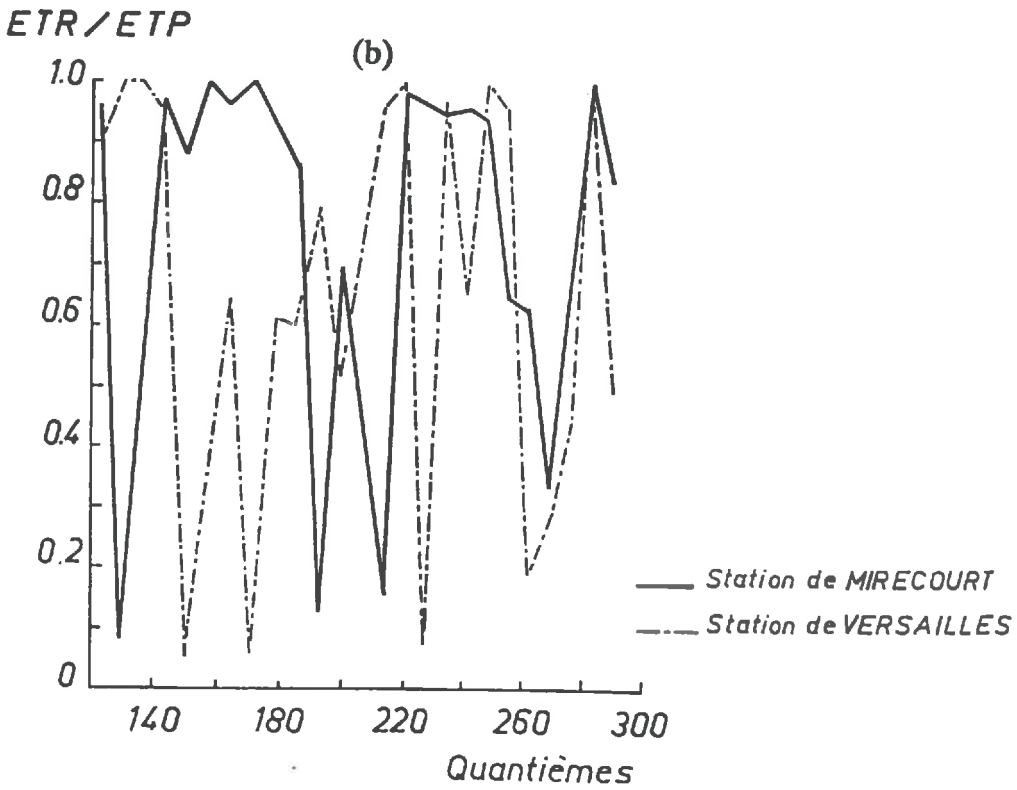
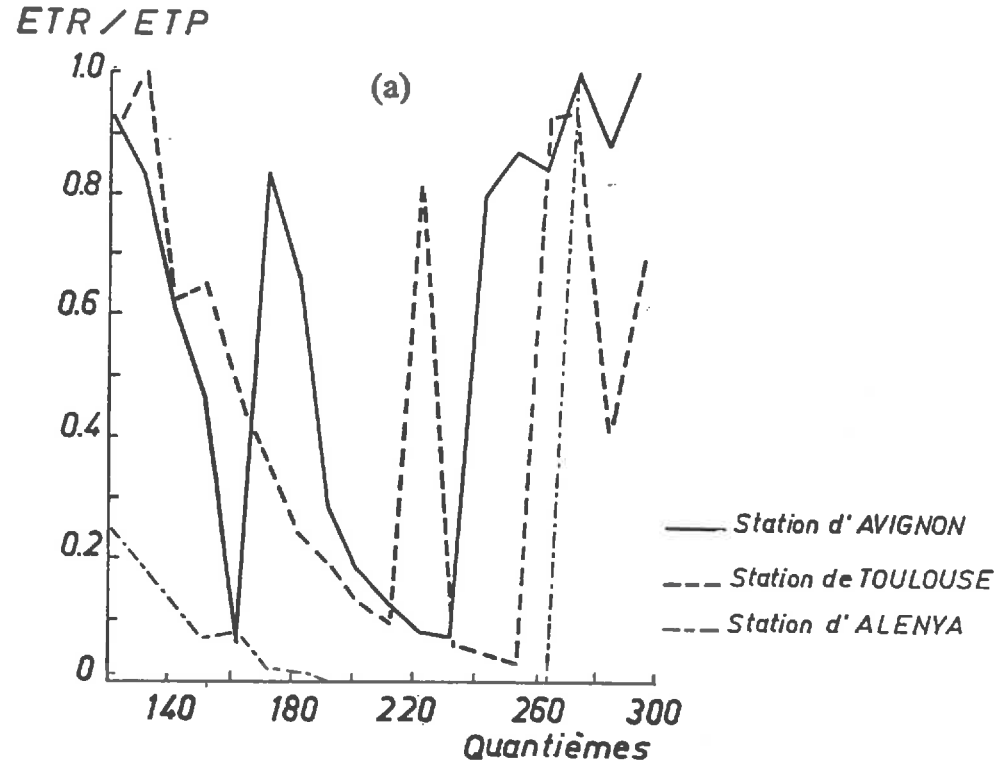


FIGURE IV.10: Evolutions du rapport ETR/ETP en fonction du temps: 1985.



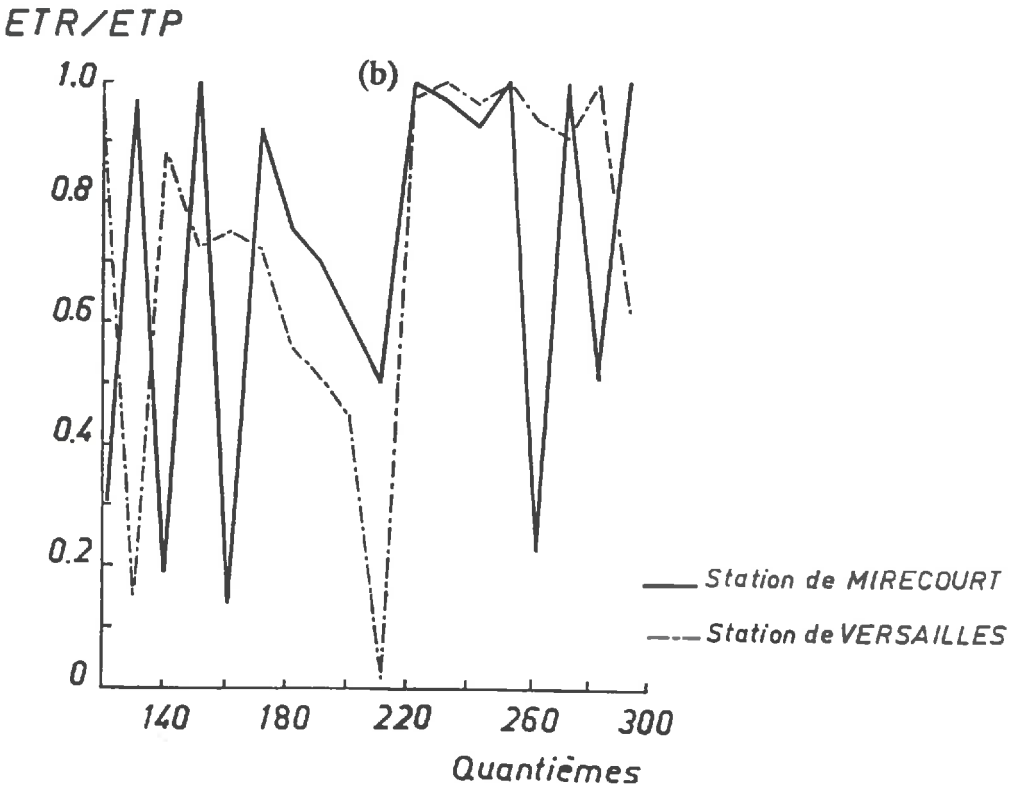
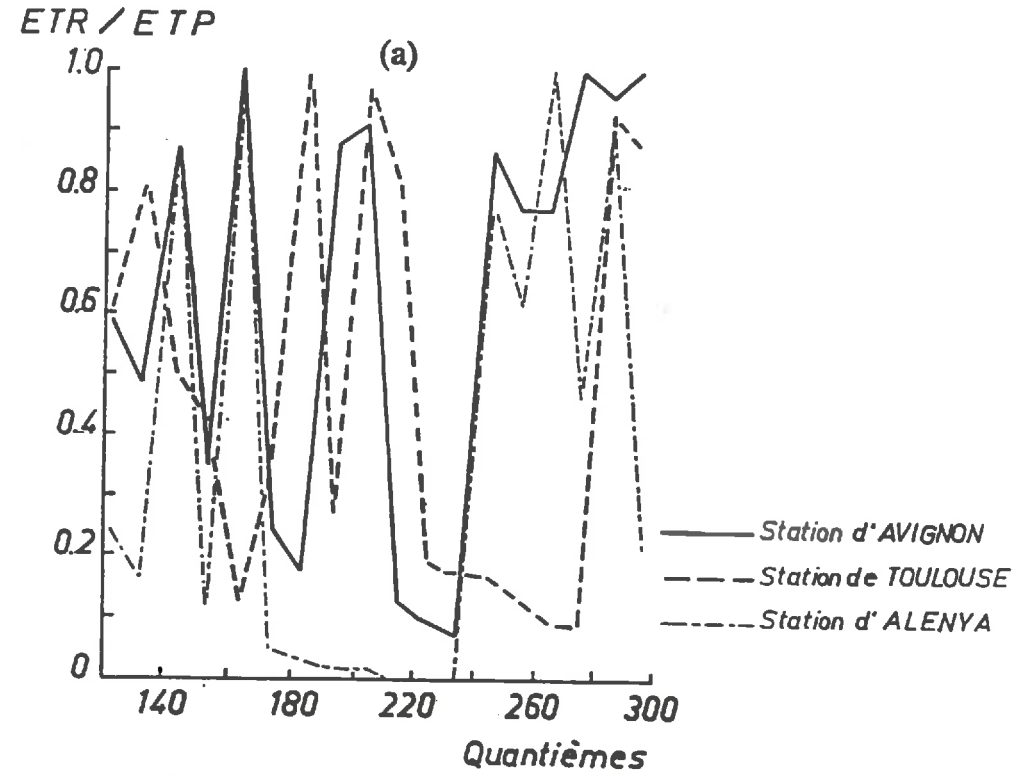


FIGURE IV.11: Evolutions du rapport ETR/ETP en fonction du temps: 1986.



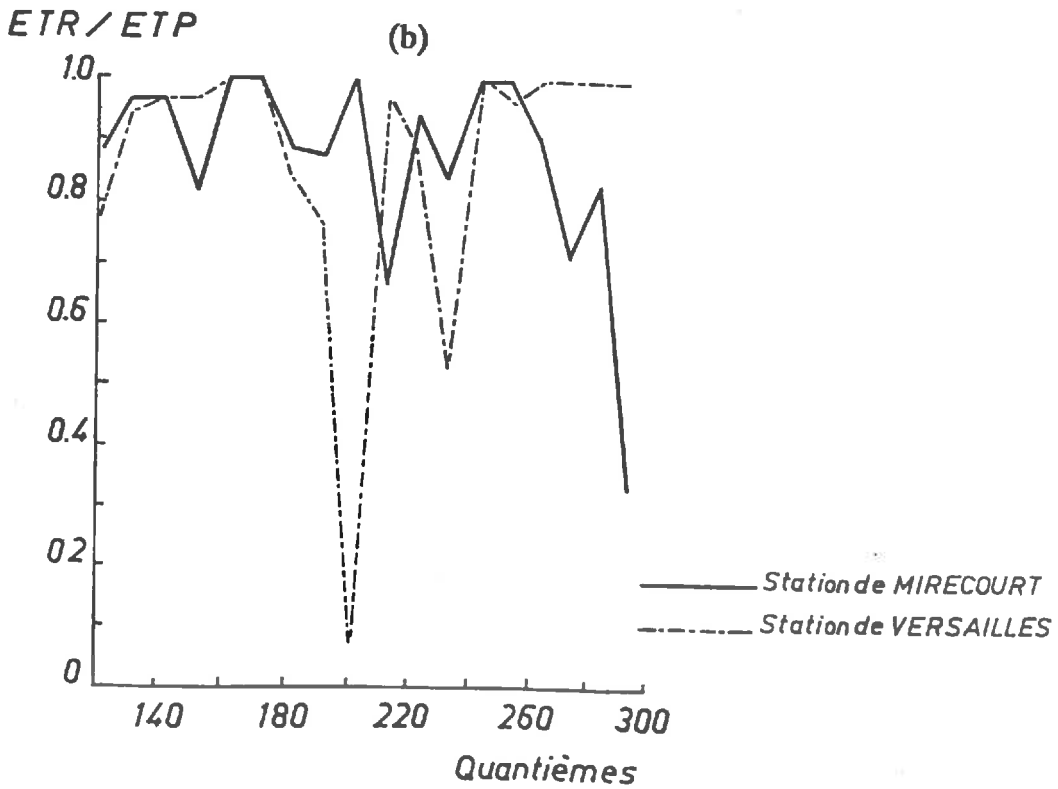


FIGURE IV.12: Evolutions du rapport ETR/ETP en fonction du temps: 1987.

IV.4.2.3 CLASSIFICATION CLIMATIQUE DES STATIONS A PARTIR DES EVOLUTIONS TEMPORELLES DU SDD.

L'observation des FIGURES IV.13, IV.14 et IV.15 relatives aux stations continentales et côtières (la position côtière a un effet sur les valeurs de températures de surface) montre que de faibles valeurs de *Stress Degree Day,* obtenues en fonction du temps, semblent être liées aux positions des stations situées aux latitudes les plus élevées, indiquant ainsi une réduction du déficit hydrique du Sud au Nord de la France.

L'analyse, pour ces trois années, de stations appartenant à différentes régions climatiques, indique la possibilité de faire un classement tout à fait logique, en fonction de la latitude et de la continentalité (FIGURES IV.13, IV.14 et IV.15).

IV.4.2.4 CLASSEMENT ANNUEL EN FONCTION DES EVOLUTIONS TEMPORELLES DE SDD.

Les données de températures maximales de surface de METEOSAT utilisées dans ce travail, sont obtenues suivant deux types d'échelles de temps, différents selon les années d'étude:

- synthèses hebdomadaires de températures de surface pour l'année 1985,
- valeurs maximales de températures de surface sur des périodes de cinq jours pour les années 1986 et 1987.

A cause de ces différentes périodes d'obtention de données, nous n'avons pu effectuer des comparaisons que sur ces deux dernières années.

L'analyse de la FIGURE IV.16, établie à partir de ces comparaisons, montre que les valeurs de *Stress Degree Day* obtenues au cours de l'année 1986 demeurent les plus élevées, indiquant de ce fait, l'existence d'une plus grande quantité d'eau dans les sols durant l'année 1987. Cette observation se trouve aussi confirmée par les valeurs de ETR/ETP (FIGURES IV.11 et IV.12).

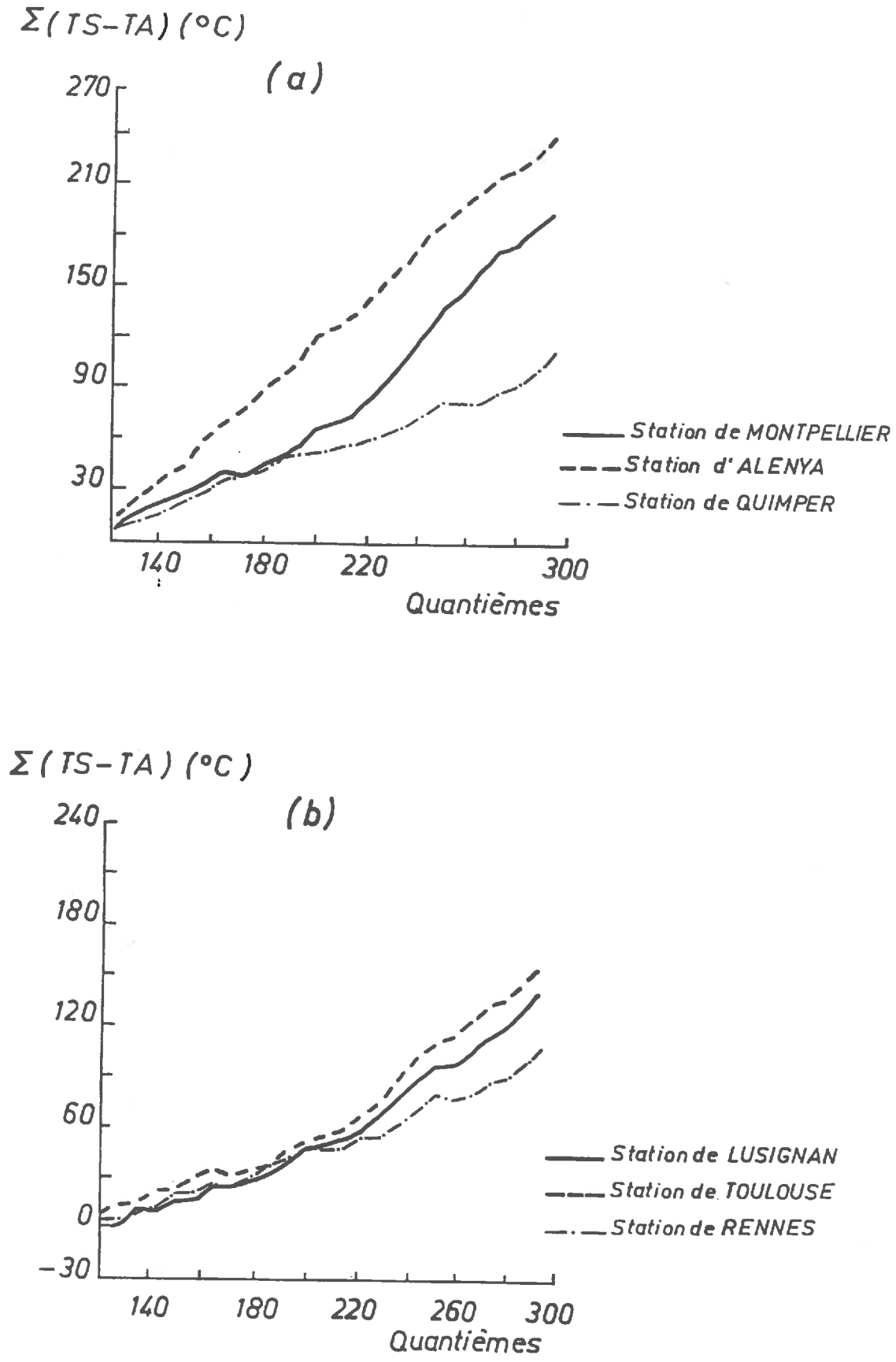
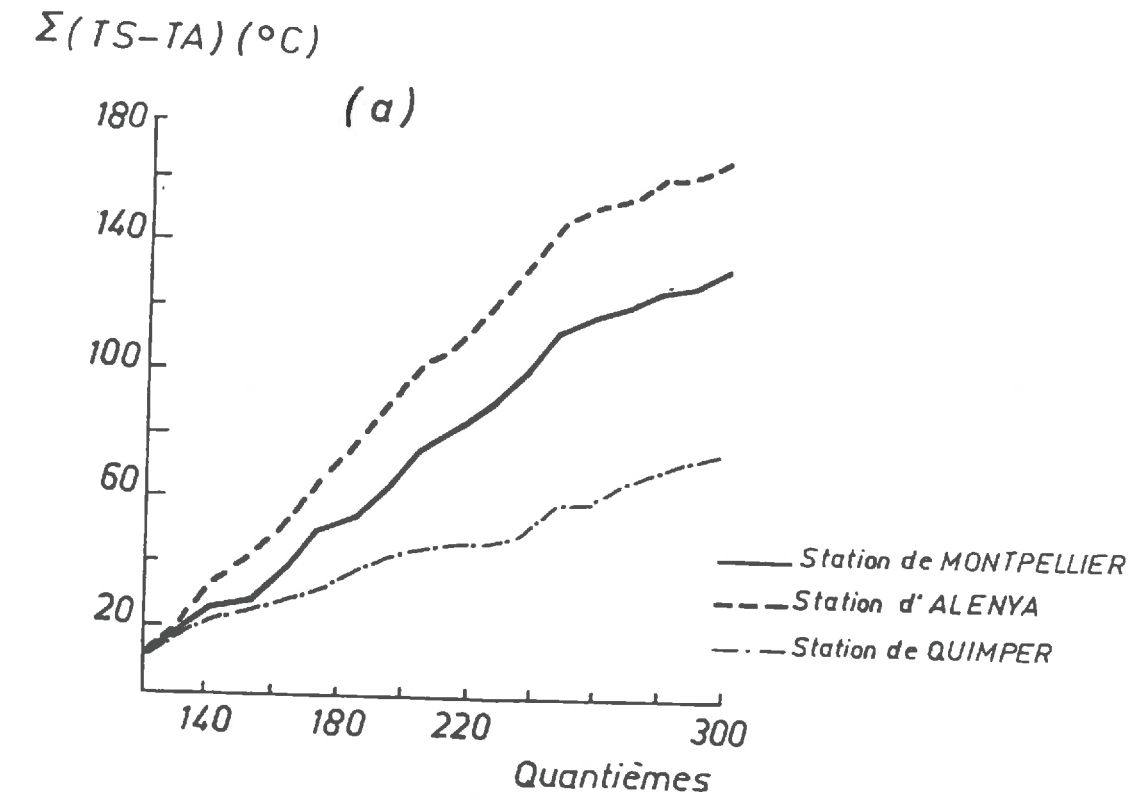


FIGURE IV.13: Classifications climatiques des stations en fonction des valeurs de *Stress Degree Day*: 1985.
- a:stations côtières.
- b:stations continentales.



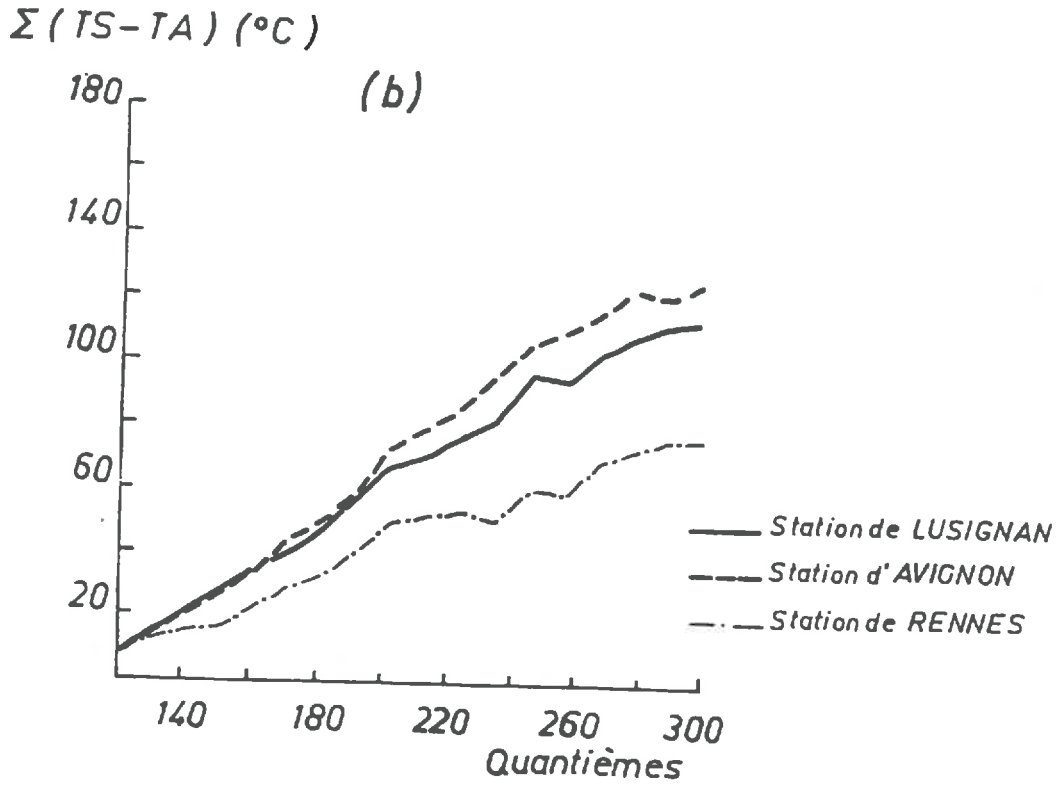
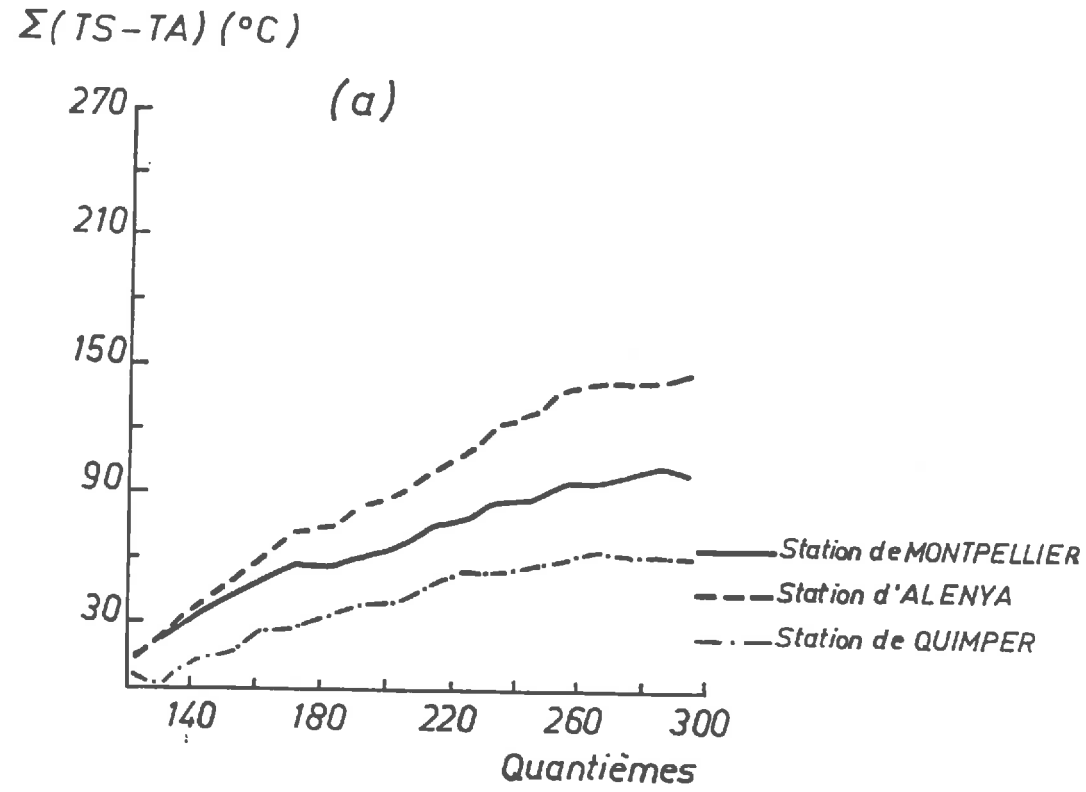


FIGURE IV.14: Classifications climatiques des stations en fonction des valeurs de *Stress Degree Day*: 1986.
- a:stations côtières.
- b:stations continentales.



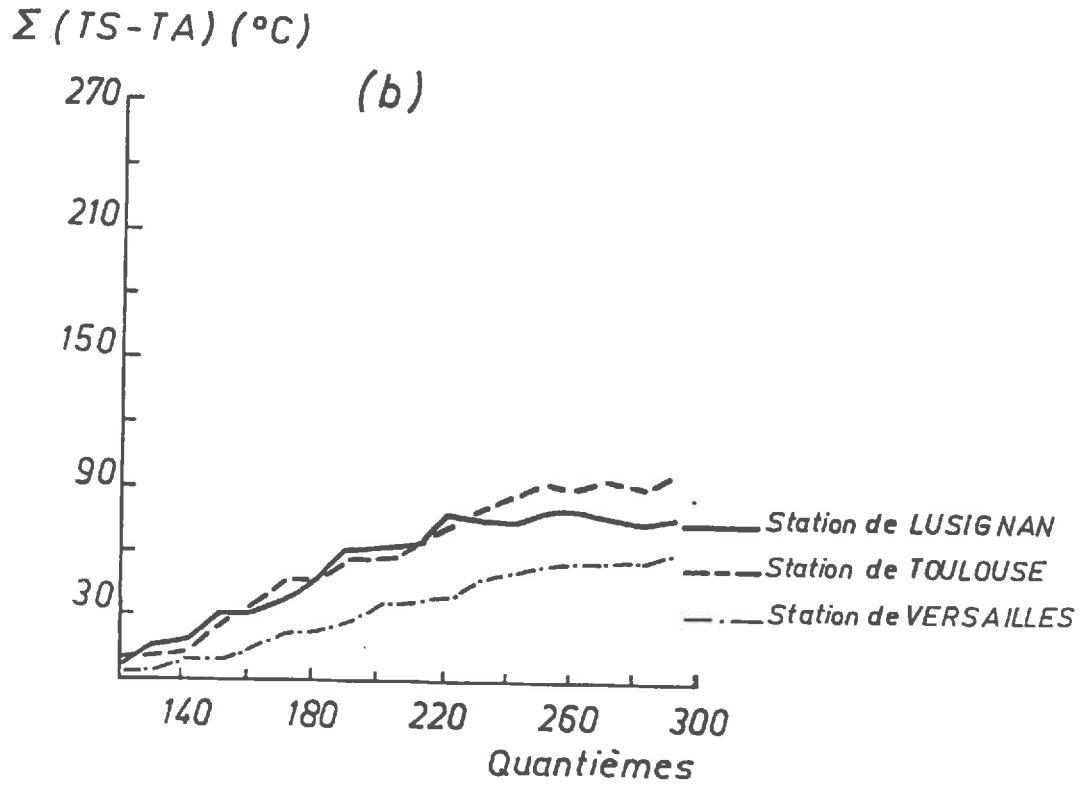


FIGURE IV.15: Classifications climatiques des stations en fonction des valeurs de *Stress Degree Day*: 1987.
- a:stations côtières
- b:stations continentales

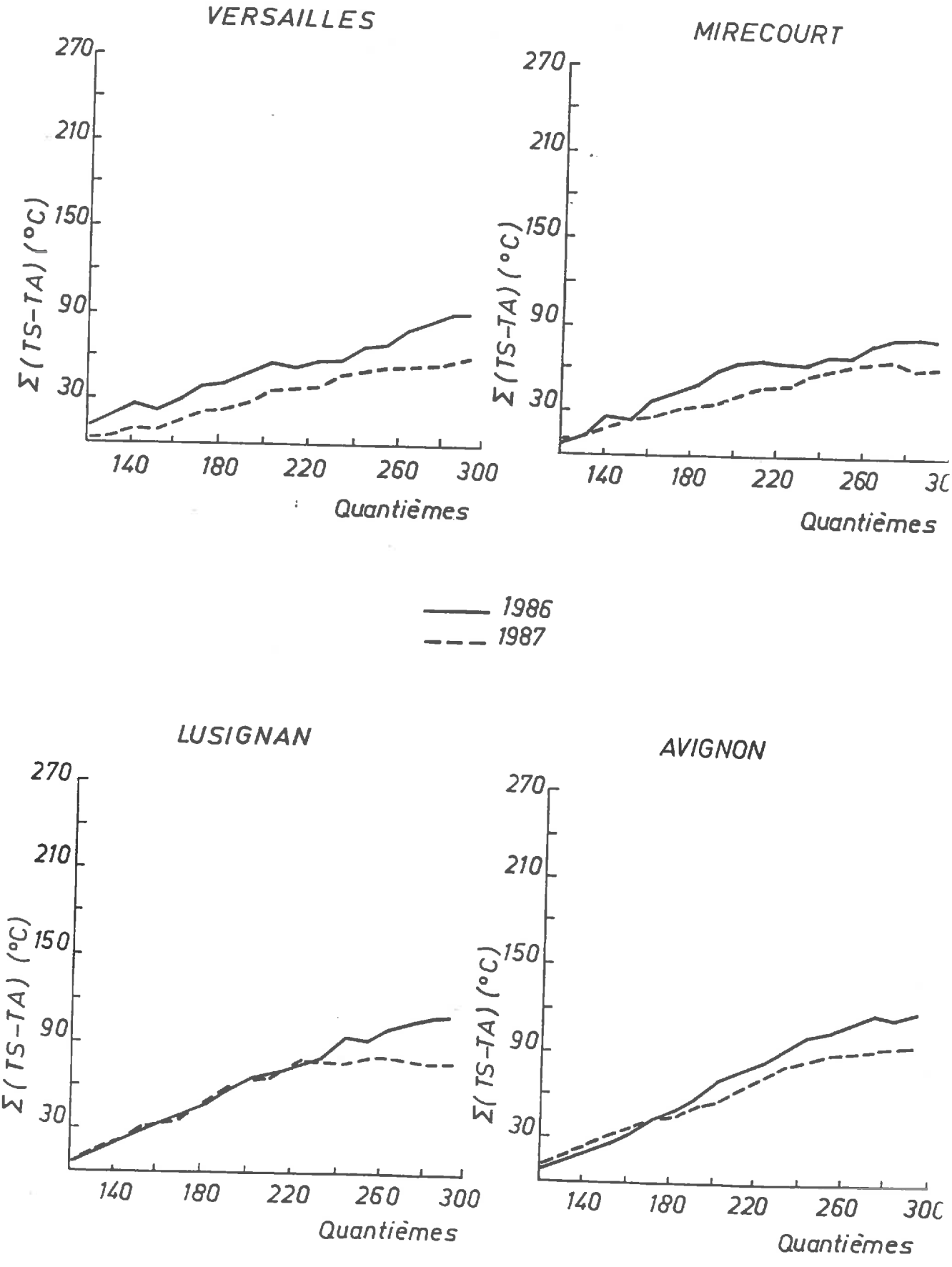


FIGURE IV.16: Comparaisons des Stress Degree Day des années 1986 et 1987 pour quatre stations STEFCE.

La combinaison des données de températures de l'air et de températures de surface de METEOSAT, permettent non seulement de suivre les évolutions temporelles du déficit hydrique des sols et de leurs couvertures végétales mais aussi de faire, en fonction de la latitude et de la continentalité des stations, une classification de celles ci.

IV.4.3 ESTIMATION DU STRESS DEGREE DAY AU DESSUS DES FORETS A PARTIR DE L'INFORMATION SATELLITAIRE DANS L'INFRAROUGE THERMIQUE .

IV.4.3.1 ETUDE COMPARATIVE DES TEMPERATURES AU DESSUS DE LA FORET DES LANDES.

Les comparaisons, effectuées entre les valeurs de Ts obtenues au dessus des Landes et celles de la station STEFCE de Villenave d'Ornon durant les années 1985, 1986 et 1987, donnent les résultats qui sont rassemblés dans les TABLEAUX IV.2, IV.3 et IV.4 .

DATES	Ts (°C)	Ta (°C)	Ts – Ta (°C)
18 – 04	25.0	23.1	1.9
20 – 04	27.2	25.0	2.2
27 – 04	18.5	16.4	2.1
02 – 05	22.0	19.9	2.1
29 – 06	29.0	27.4	1.6
02 – 07	35.0	33.0	2.0
07 – 07	31.0	28.4	2.6
13 – 07	34.5	33.3	1.2
17 – 07	30.0	27.2	2.8
22 – 07	30.2	28.9	1.3
04 – 08	28.7	26.1	2.6
08 – 08	30.7	27.9	2.8
17 – 08	27.2	25.0	2.2
18 – 08	32.5	31.0	1.5
21 – 08	32.2	30.2	2.0
29 – 09	31.7	30.4	1.3
30 – 09	31.7	31.0	0.7
10 – 10	22.7	20.6	2.1
19 – 10	22.0	21.0	1.0

TABLEAU IV.2: Ecarts entre les températures de surface au dessus de la forêt des Landes (obtenues grâce au satellite NOAA – AVHRR) et les températures maximales de l'air (mesurées par la station STEFCE de Villenave d'Ornon) pour l'année 1985.

DATES	Ts (°C)	Ta (°C)	Ts – Ta (°C)
12 – 05	28.0	27.0	1.0
24 – 05	22.5	21.5	1.0
09 – 05	29.0	27.4	1.6
13 – 06	26.0	24.5	1.5
22 – 06	26.0	24.6	1.4
27 – 06	30.0	29.1	0.9
28 – 06	32.0	31.5	0.5
10 – 07	31.2	29.3	1.9
11 – 07	31.5	30.8	0.7
17 – 07	31.5	30.7	0.8
20 – 07	28.0	26.4	1.6
05 – 08	27.0	25.8	1.2
06 – 08	31.5	29.5	2.0
16 – 08	32.6	30.7	1.9
02 – 09	28.0	26.5	1.5
04 – 09	27.2	25.9	1.3
30 – 09	26.0	24.2	1.8

TABLEAU IV.3: Ecarts entre les données de Ts du dessus de la forêt des Landes et les températures maximales de l'air pour l'année 1986.

DATES	Ts (°C)	Ta (°C)	Ts – Ta (°C)
15 – 04	22.7	21.0	1.7
23 – 04	26.0	24.6	1.4
01 – 05	28.9	26.8	2.1
08 – 05	24.9	23.1	1.8
21 – 05	21.0	19.5	1.5
27 – 06	29.7	28.7	1.0
05 – 07	34.7	34.3	0.4
10 – 07	30.2	29.6	0.6
03 – 08	27.1	25.7	1.4
12 – 08	32.5	31.2	1.3
20 – 08	38.2	36.7	1.5
29 – 08	30.7	28.6	2.1
12 – 09	34.0	32.9	1.1
17 – 09	37.0	36.7	0.3
28 – 09	21.7	19.5	2.2

TABLEAU IV.4: Ecarts entre les températures de surface otenues dessus des Landes et les températures maximales de l'air pour l'année 1987.

Les résultats de ces tableaux indiquent des variations de (Ts – Ta) allant de 0.3 à 2.8°C. Quant aux écarts moyens, ils varient entre 1.3 et 1.9°C avec des écarts types ayant de très faibles valeurs (TABLEAU IV.5).

	1985	1986	1987
$\overline{\Delta T}$ (°C)	1.9	1.3	1.4
σ_n (°C)	0.9	0.4	0.5

TABLEAU IV.5: Ecarts – types associés aux valeurs moyennes des écarts de températures au dessus de la forêt des Landes.

Les écarts moyens de (Ts – Ta) obtenus sur la forêt des Landes sont relativement faibles et constants durant les années 1985, 1986 et 1987.

Au regard des résultats obtenus, cette étude permet d'envisager la possibilité d'utiliser directement l'information satellitaire dans l'IR thermique pour l'estimation de (Ts – Ta) au dessus de la forêt des Landes.

IV.4.3.2 ETUDE COMPAREE DES TEMPERATURES AU DESSUS DE LA FORET DES VOSGES.

Les valeurs de températures de surface obtenues par le satellite NOAA – AVHRR au dessus de la forêt des Vosges et celles de l'air ont fait l'objet de comparaisons dont les résultats sont disposés dans le TABLEAU IV.6 .

ANNEES	DATES	Ts (°C)	Ta (°C)	Ts – Ta (°C)
1985	31/05	25.2	23.9	1.3
	04/08	23.5	22.7	0.8
	21/08	30.0	29.0	1.0
	28/08	24.2	23.0	0.8
	29/08	24.0	23.9	0.1
	11/09	25.0	23.9	1.1
	21/09	30.0	30.4	0.4
	23/09	26.9	27.2	1.3
	30/09	24.2	24.8	0.6
1986	12/05	25.5	25.9	0.4
	10/06	24.2	22.9	1.3
	27/06	31.5	30.6	0.9
	28/06	31.5	31.0	0.5
	29/06	31.0	29.6	1.4
	06/08	29.0	27.4	1.6
1987	24/04	23.0	22.1	0.9
	01/05	25.5	24.9	0.6
	10/07	24.5	24.0	0.5
	20/08	29.0	28.2	0.8
	29/08	25.5	24.4	1.1
	12/09	30.0	29.2	0.8

TABLEAU IV.6: Ecarts existants entre les valeurs de Ts obtenues par NOAA – AVHRR au dessus de la forêt des Vosges et les températures de l'air mesurées par la station STEFCE de Colmar.

Pour l'ensemble des dates disponibles, les écarts (Ts – Ta) varient entre – 1.3 et 1.6 °C. Les écarts moyens, calculés sur ces trois années, varient entre 0.3 et 0.8 °C avec des écarts types allant de 0.2 à 0.8 °C (TABLEAU IV.7).

	1985	1986	1987
$\overline{\Delta T}$ (°C)	0.3	0.8	0.7
σn (°C)	0.8	0.6	0.2

TABLEAU IV.7: Ecarts – types associés aux valeurs moyennes des écarts de températures au dessus de la forêt des Vosges.

Les écarts de (Ts – Ta), relativement faibles, sont liés à:

– l'absence de déficit hydrique au dessus de la forêt des Vosges,

– l'influence de la situation géographique (altitudes élevées) de cette forêt sur les données de températures de surface mesurées par le satellite NOAA. En effet, une diminution de Ts avec l'altitude, de l'ordre de 0.7 à 0.84 °C a été observée, sur deux dates, par LAGOUARDE et *al.* (1983) sur une sapinière du Nord – Est du massif central.

A partir de ces résultats, une possibilité de détermination de (Ts – Ta) au dessus d'une forêt située en zone montagneuse pourrait être envisagée. Mais avant, il faudrait disposer, sur plusieurs années, d'un nombre important d'images satellitaires afin d'observer les évolutions annuelles des écarts moyens de (Ts – Ta) au dessus de la forêt des Vosges.

Les images thermiques des satellites météorologiques offrent la possibilité d'estimer, au dessus des forêts, les valeurs de (Ts – Ta), sans pour autant utiliser les données du réseau climatique au sol. Ces résultats, considérés comme préliminaires, conduisent à des directions de recherche qui seraient par exemple de mettre en évidence, à partir d'un nombre important d'images et sur plusieurs années, la variabilité annuelle des écarts de (Ts – Ta) sur différents types de forêts.

Enfin, afin de vérifier la validité effective de ces estimations satellitaires, nous allons effectuer des comparaisons entre ces données et les résultats obtenus à partir d'un modèle de bilan hydrique capable de fournir des valeurs comparables (aux mêmes échelles de temps et d'espace) à celles des satellites.

CHAPITRE V :

COMPARAISONS DE DONNEES : MODELE DE BILAN HYDRIQUE ET SATELLITE METEOSAT.

V COMPARAISONS DE DONNEES: MODELE DU BILAN HYDRIQUE ET SATELLITE METEOSAT.

La validité effective des données de températures de surface du satellite METEOSAT nécessite la prise en compte de modèles de calcul du bilan hydrique comme ceux de FRANQUIN et FOREST (1977) et de CHOISNEL (1977).

Le modèle de CHOISNEL ou modèle du bilan hydrique de la Météorologie Nationale a été testé par VIDAL (1985) et validé, par LAGOUARDE (1988), sur le site (Aéroport) de Caumont.

Ainsi, les modifications effectuées, par VIDAL (1985) et LAGOUARDE (1988), sur sa version de base, ont permis au modèle de CHOISNEL de simuler de façon satisfaisante les valeurs expérimentales. C'est pourquoi, nous avons choisi les données de ce modèle pour:

- valider la méthode de corrections atmosphériques utilisée pour étalonner les données de températures de surface du satellite METEOSAT,
- établir, avec les valeurs de Ts de ce satellite, des relations simplifiées moyennes et ceci dans le dessein de cartographier, à l'échelle de la france, l'évapotranspiration réelle.

Mais avant toutes séries de comparaisons entre données, nous indiquerons d'abord, de façon assez sommaire, les principales caractéristiques de ce modèle dont l'algorithme est présenté en annexe 5.

V.1 LE MODELE DE BILAN HYDRIQUE.

L'objectif majeur du modèle de bilan hydrique utilisé repose sur une étude conjointe des bilans énergétique et hydrique afin de déterminer des données agroclimatiques dont l'évapotranspiration réelle.

V.1.1 PRESENTATION DU MODELE.

Il repose sur un certain nombre d'hypothèses, à savoir:

– le couvert végétal considéré se rapproche le plus possible d'une surface "mince" c'est – à – dire la prairie ou le gazon totalement couvrant et de faible extension verticale,

– la régulation proprement physiologique, liée à un stade particulier de développement de la plante, n'intervient pas dans la détermination de l'évapotranspiration,

– le sol est supposé avoir une bonne stabilité structurale qui assure une bonne circulation de l'eau: le système radiculaire du couvert exploite au mieux la ressource en eau disponible du sol.

Ce modèle reposant sur le couplage du bilan d'énergie (présenté dans le chapitre I) et du bilan hydrique du sol, permet non seulement de valoriser l'ensemble des données météorologiques qui sont à la base de la constitution des données agroclimatiques mais aussi d'estimer les différents éléments du bilan d'énergie (qui sont l'ETR, l'ETP, le Rn, la Ts et la réserve en eau du sol dont l'importance n'est plus à signaler en agrométéorologie).

Les calculs sont effectués au pas de temps horaire et les sorties au pas de temps journalier, ce qui permet d'une part d'étudier l'évolution de la température de surface et des différents flux au cours de la journée et de l'autre d'obtenir une très bonne estimation de ces éléments au pas de temps journalier.

En entrée, le modèle a utilisé dans le cas de ce travail, certaines données synoptiques mésurées dans les réseaux STEFCE – INRA et des paramètres (déterminés par la Météorologie Nationale Française) relatives au sol d'une région donnée.

V.1.2 DONNEES D'ENTREE DU MODELE.

V.1.2.1 DONNEES METEOROLOGIQUES UTILISEES.

Les calculs étant effectués au pas de temps horaire, il est nécessaire de connaître pour chaque heure, chaque paramètre d'entrée. Cette connaissance représenterait une masse énorme de données surtout si le programme devrait fonctionner sur un intervalle important (mois, saisons, années). C'est pouquoi, à partir des données mesurées dans les stations STEFCE, disponibles sur les fichiers quotidiens et qui sont,

- les températures, minimale et maximale, journalières sous abri,
- la pression de vapeur journalière,
- le vent moyen journalier à 2m du sol,
- la durée d'insolation quotidienne,
- les précipitations sur la journée,

le modèle procède à la reconstitution des valeurs horaires de:

- température et d'humidité grâce aux coefficients obtenus par une étude statistique, préalable, des variations des mesures météorologiques au cours d'une journée,
- le rayonnements à partir de la fraction d'insolation, de la température de l'air et de la tension de vapeur.

Le choix de ce pas de temps horaire est justifié essentiellement par deux raisons importantes:

- le bilan d'énergie appliqué à une surface relativement mince suppose la condition de régime permanent c'est-à-dire qu'il n'y a pas de stockage de chaleur au sein du couvert végétal et la température de surface s'ajuste de manière à ce que la la somme algébrique des quatre flux énergétiques soit nulle.

- les paramètres météorologiques mesurés simultanément ne sont pas indépendants au sens statistique car ils sont déterminés par la circulation générale de l'atmosphère à l'échelle synoptique et localement, la température de l'air est en partie déterminéé par le bilan d'énergie de surface dépendant elle aussi de de la couverture nuageuse.

V.1.2.2 DONNEES RELATIVES AU SOL.

Il est indispensable de connaître la nature du sol et en particulier ses caractéristiques thermiques (conductibilité thermique) et ses composantes en matières minérales et organiques.

La connaissance de la réserve utile (RU) est crucial, faute de quoi, le modèle est inopérant.

Aussi la température à 1m de profondeur intervient comme une condition aux limites.

V.1.2.3 DONNEES ASTRONOMIQUES ET GEOGRAPHIQUES DE LA STATION CONSIDEREE.

Le modèle utilise en entrée:

- la latitude, la longitude et l'altitude de la station considérée,
- les dates de début et de fin de simulation.

V.1.2.4 DONNEES RELATIVE A LA SURFACE " MINCE ".

Il s'agit de:

- l'albédo du couvert,
- la rugosité thermique du gazon,
- la résistance thermique du gazon,

- l'émissivité de cette surface,
- la résistance stomatique du couvert.

V.1.3 BILAN HYDRIQUE DU SOL.

La modélisation du bilan hydrique a pour objectif d'estimer l'eau du sol, disponible pour le couvert végétal considéré. Ainsi, le sol est représenté par un système à deux réservoirs comprenant (FIGURE V.1):

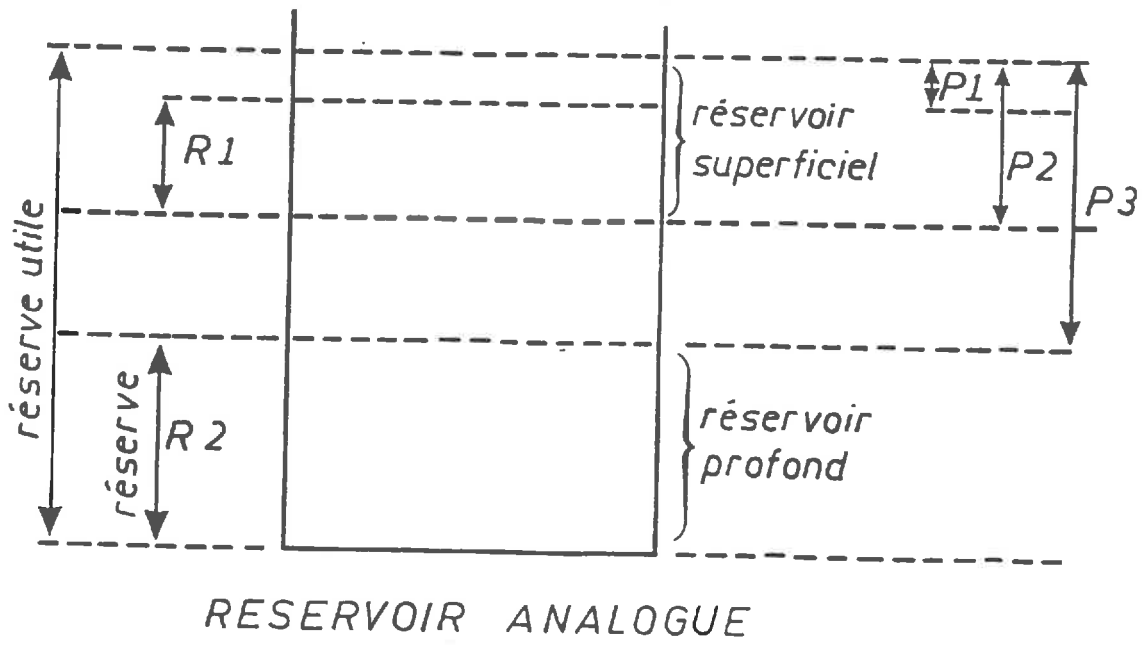


FIGURE V.1: Modélisation de la réserve en eau du sol. D'après Choisnel, 1977.

- un réservoir profond dimensionné par la profondeur utile fixé à 1m, correspondant au stock hivernal de l'eau,
- un réservoir superficiel de dimensions variables correspondant à la réalimentation du sol sous l'effet de pluies ou d'apport extérieur d'eau.

Dans l'ancienne formulation (CHOISNEL,1977), le paramètre,

$$Us = \exp(-C.P/Prof) \qquad (V.1)$$

a été défini afin de permettre la régulation de l'humidité à la surface et de déterminer l'évapotranspiration.

Dans cette relation, C est un paramètre calé à partir de mesures (C = 0.8), P et Prof représentent respectivement la profondeur du réservoir supérieur et la profondeu utile du sol (Prof = 1m).

Les problèmes posés par la modélisation de C et sa grande sensibilité sur la valeur de l'humidité de surface Us amènent à reformuler le bilan hydrique de ce modèle qui a été faite par LAGOUARDE (LAGOUARDE et CHOISNEL (1990)). Cette nouvelle version prend en compte:

- la notion de réserve utile unitaire (RUU) et de la profondeur du sol (Prof),
- la définition du type de sol en fonction des bornes de la teneur en eau: θmax et θmin,

pour modéliser la profondeur du sol, qui devient :

$$Prof = \frac{RU}{\theta max - \theta min} \qquad (V.2)$$

La relation (V.2) traduit la dépendance entre la profondeur et la réserve utile du sol. A partir de cette relation et de l'expression de l'évapotranspiration maximale (fonction de l'évapotranspiration de PENMAN et des résistances aérodynamique et stomatique du couvert (PERRIER (1975)), une reformulation de l'évapotranspiration réelle a été faite, donnant ainsi la relation suivante:

* températures minimales et maximales de surface,
* températures à 10cm, 50cm et 1m de profondeur du sol,
* flux de chaleur cumulés en particulier R_n, ϕ_c, ϕ_s ETR et ETP.
* évolutions de la réserve en eau du sol et de son drainage,
* pluies cumulées.

– des données journalières de:
* températures minimales, moyennes et maximales de l'air,
* températures minimales, moyennes et maximales de surface,
* températures à 10cm, 50cm et 1m de profondeur du du sol,
* flux de chaleur cumulés journaliers,
* réserve en eau du sol,
* précipitations,
* vent.

– de données horaires de la température de surface à 14h.

A partir de mesures de bilan hydrique (sondes neutroniques et de tensiomètres) et de températures de surface (radiomètres), effectuées sur l'aérodrome de Caumont durant l'année 1986, que la validation de la nouvelle version du modèle (MAGRET) a pu être réaliser par LAGOUARDE en 1988.

Les tests de sensibilité, effectués lors de cette validation, ont mis en évidence les importances des paramètres tels que la rugosité thermique, la réserve utile du sol et les résistances stomatique et thermique sur les valeurs de températures maximales journalières et bilan hydrique (en particulier

l'évapotranspiration réelle). Aussi, les comparaisons de températures maximales de terrain et du modèle paraissent, en général, assez satisfaisantes en raison de 1 à 2°C sauf durant certains où ces écarts atteignent 5°C.

Afin de valider la méthode d'étalonnage des données de températures de surface de METEOSAT, nous allons effectuer une série de comparaisons entre les valeurs de ce satellite et celles du modèle.

V.2 COMPARAISONS ENTRE LES VALEURS DE Ts DU SATELLITE METEOSAT ET DU MODELE AGROCLIMATIQUE.

Le modèle agroclimatique utilisé fournit, aux mêmes échelles spatiale et temporelle, des valeurs de température de surface comparables aux données étalonnées du satellite METEOSAT.

Les comparaisons de ces températures de surface n'ont pu être effectuées que sur un nombre limité de stations (obtenu après sélection) à cause de certaines difficultés relatives aux données et aux positions de certains de ces réseaux météorologiques.

V.2.1 SELECTION DES STATIONS.

L'étude comparative des valeurs cumulées de (Ts – Ta) a été effectuée sur un nombre restreint de stations à cause des limitations suivantes:

– la date du début de simulation du modèle: la simulation de celui ci débute à une date à laquelle les réserves en eau du sol sont pleines, c'est – à – dire que le sol est à la "capacité au champ". Ainsi, la saturation des sols en France ayant été observée le 1er janvier 1980, le début de simulation du modèle commence à cette date. Le modèle utilisant en entrée les données météorologiques précédemment citées, il semble alors indispensable de disposer de ces données sur une échelle de temps allant du 1er janvier 1980 au 31 décembre

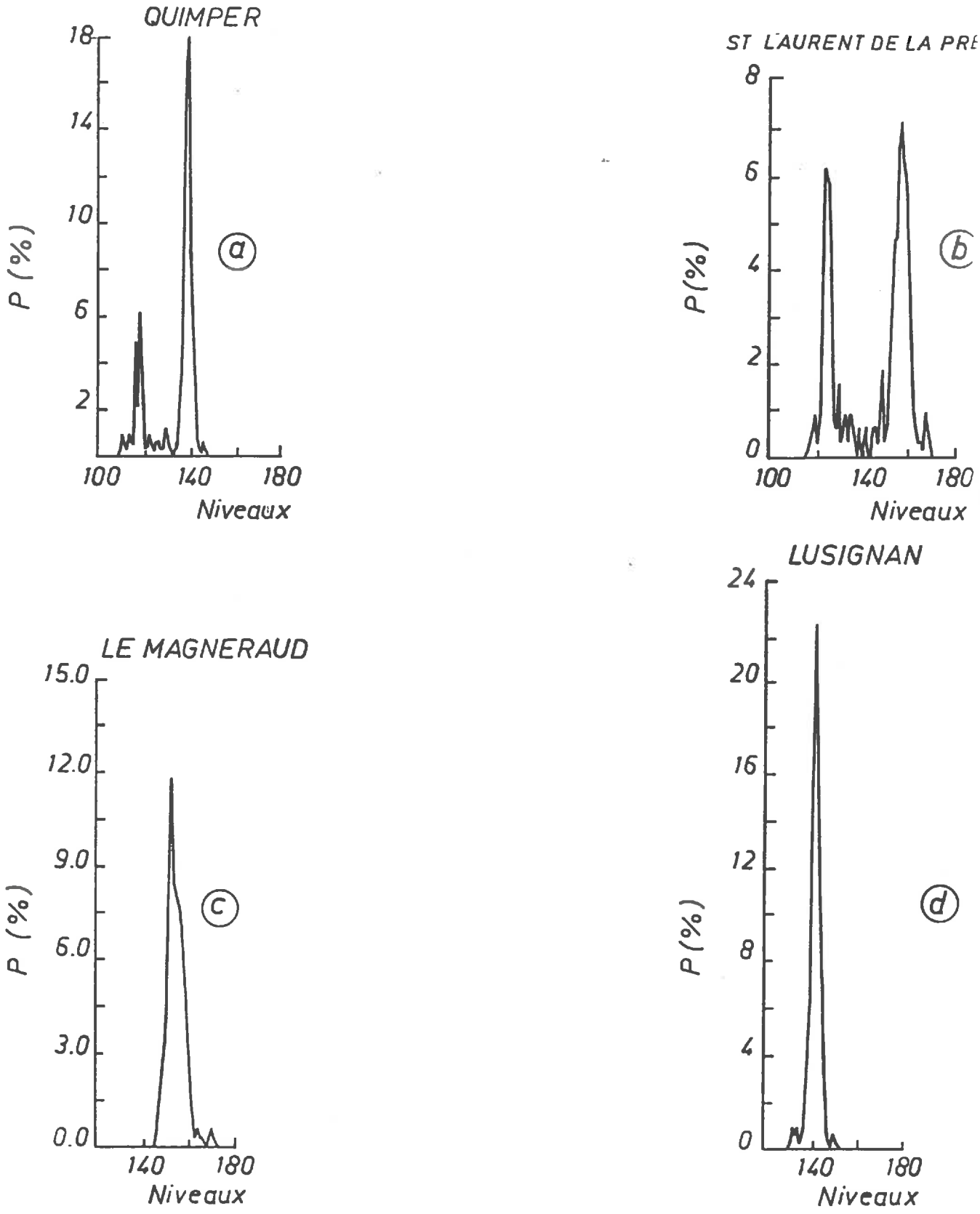


FIGURE V.2: Histogrammes de niveaux de quatre stations STEFCE obtenus à la date du 30 – 09 – 1986.

1987, puisque la simulation du modèle s'arrête à la fin de cette dernière année. Malheureusement, sur certaines de nos stations d'étude, des données climatiques s'avèrent souvent manquantes, entrainant ainsi une impossibilité de fonctionnement du modèle.

– la position côtière de certaines stations: la zone d'étude, considérée dans les régions en bordure des côtes, intègrent des pixels maritimes et terrestres. En effet, l'observation des histogrammes de la FIGURE V.2, obtenus dans certaines de ces régions, indiquent la présence de deux pics distincts: l'un relatif est relatif à la surface maritime et l'autre aux sols et leurs couvertures végétales. Ainsi, les comparaisons des données de $\Sigma(Ts - TA)$ du satellite METEOSAT et du modèle, effectuées dans ces régions, paraissent alors délicates voire irréalistes.

Ceci étant, notre étude comparative a été faite sur les stations de Versailles, de Mirecourt, de Lusignan, de Toulouse et d'Avignon, durant les années 1985, 1986 et 1987.

V.2.2 COMPARAISONS DES DONNEES DE Ts.

L'analyse des figures V.3, V.4 et V.5 montre l'existence d'une allure identique des courbes de *Stress Degree Day* obtenues à partir de ces deux méthodes. Cependant, une sous – estimation des valeurs satellitaires par rapport à celles du modèle existe et semble être due :

– à l'hétérogénéité des zones d'études du satellite METEOSAT intégrant plusieurs types de phénomènes: sols nus, cultures, arbres, cours d'eau, etc...,

– à la précision des données du modèle estimant à 1 ou 2°C les valeurs expérimentales,

– aux différents types de couverts végétaux pris en compte dans la résolution spatiale du satellite et dans la simulation du modèle,

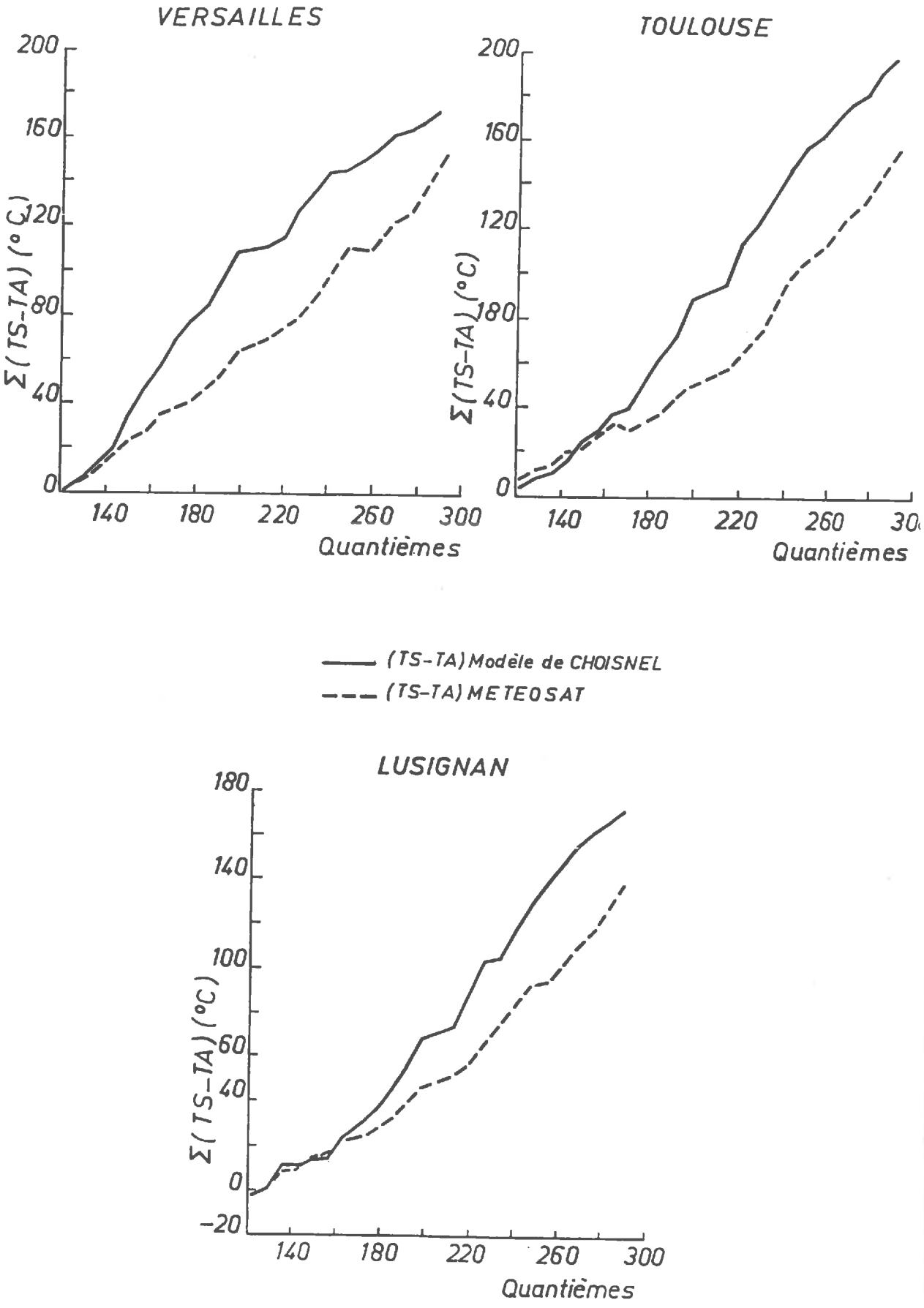
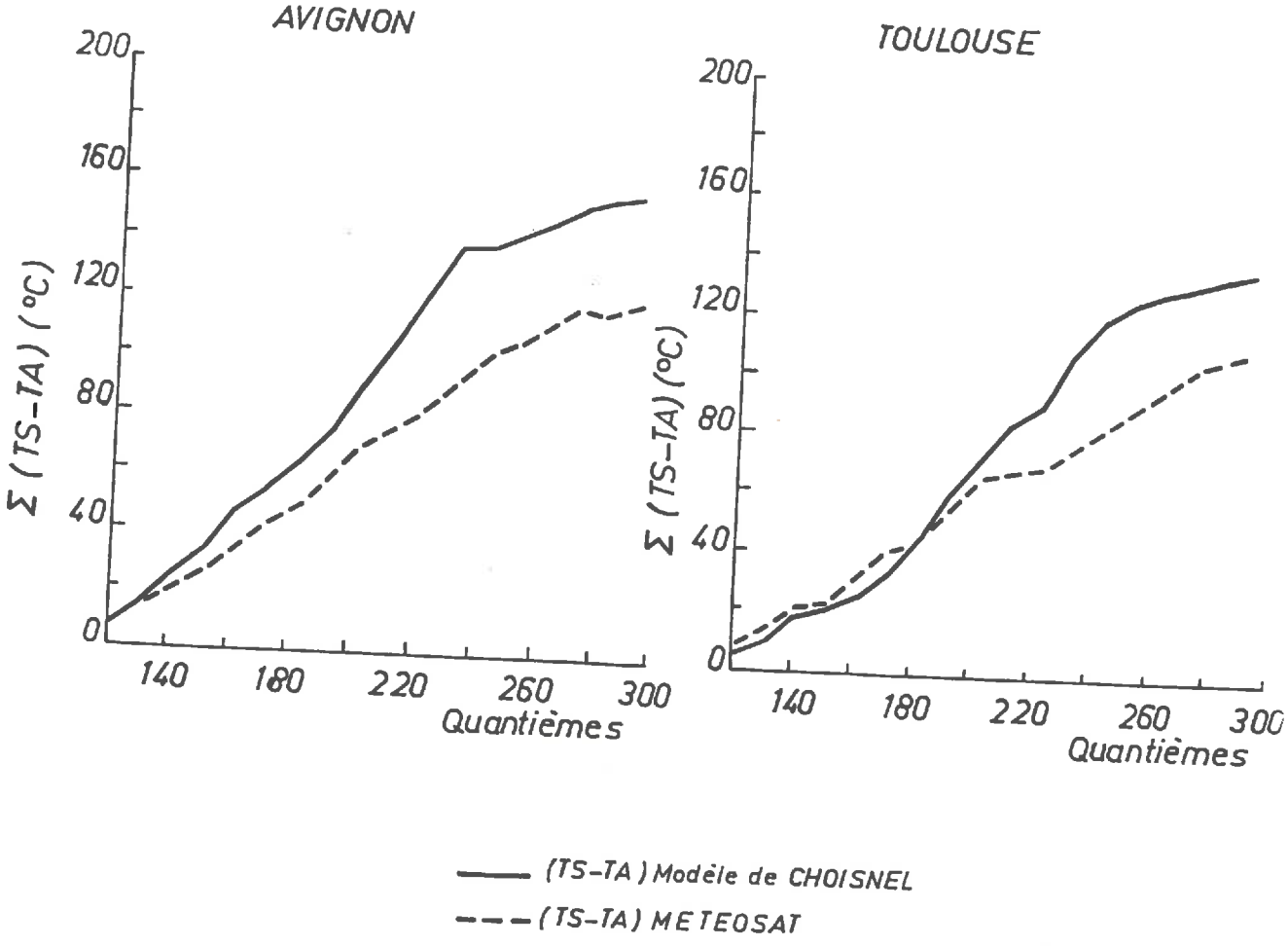


FIGURE V.3: Comparaisons des valeurs de *Stress Degree Day* du modèle de CHOISNEL et du satellite METEOSAT pour l'année 1985.



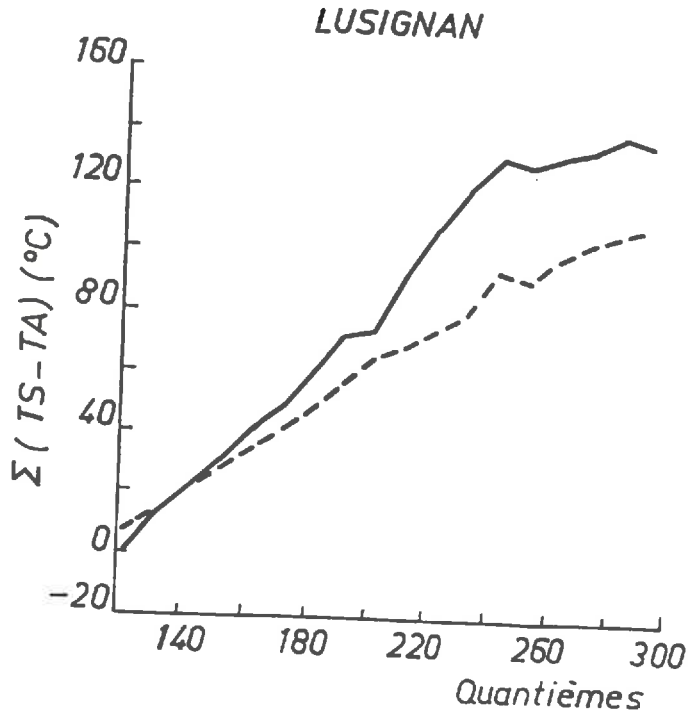
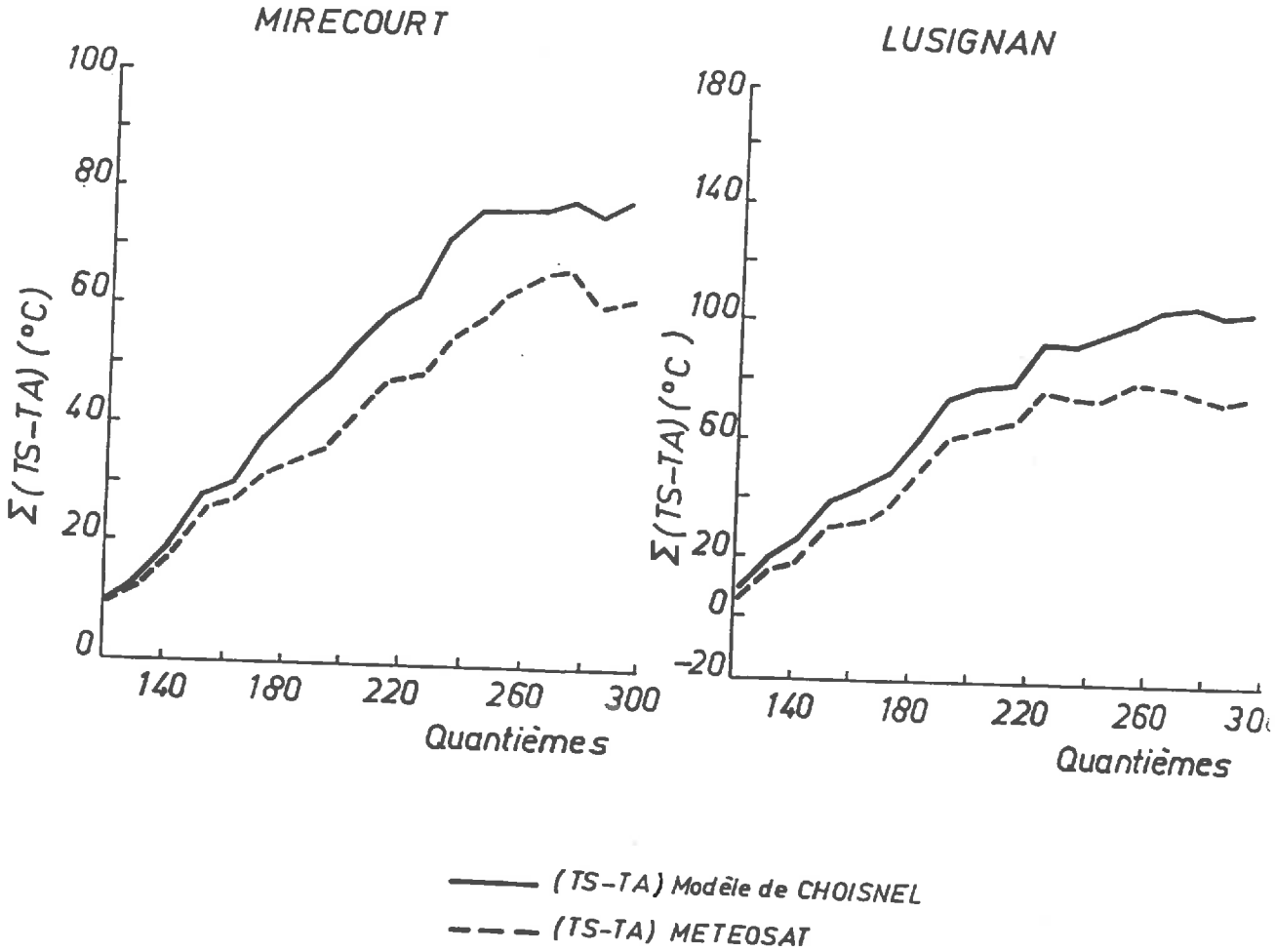


FIGURE V.4: Comparaisons des valeurs de *Stress Degree Day* du modèle de CHOISNEL et du satellite METEOSAT pour l'année 1986.



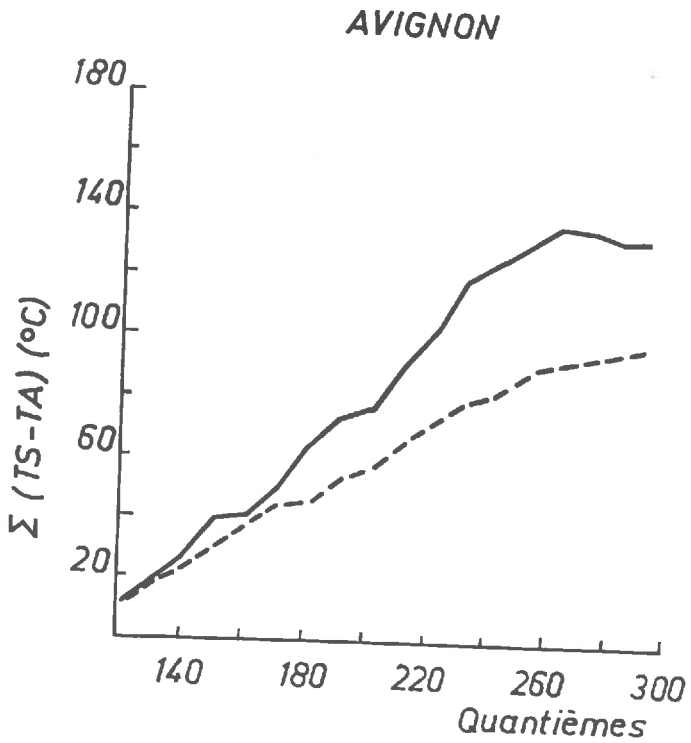


FIGURE V.5: Comparaisons des valeurs de *Stress Degree Day* du modèle de CHOISNEL et du satellite METEOSAT pour l'année 1987.

– à l'influence de la concentration des aérosols, présents l'atmosphère, sur les valeurs de température de surface du satellite NOAA – AVHRR.

Aussi, une observation plus détaillée de ces figures met en évidence l'existence d'une sous – estimation plus prononcée , au début du mois de juillet jusqu'à la fin du mois d'août, des valeurs de SDD de METEOSAT par rapport à celles du modèle, principalement due aux hétérogénéités de températures de surface satellitaires observées sur chacune des zones d'étude par le biais des écarts types du TABLEAU V.1.

DATES	AVIGNON	TOULOUSE	LUSIGN.	MIRECRT.	VERSAILL.
12/05	4.74		4.20	4.64	4.91
17/05	4.90	4.18			
22/05	5.50	5.70			
09/06			6.28	6.92	6.32
10/06	6.67	6.90			
13/06	5.74		4.42		6.46
21/06		5.70		5.42	
22/06	6.19			5.01	
27/06	6.09	6.40	5.97	3.84	6.35
28/06	6.07	5.97	6.18	4.43	6.24
29/06				5.56	
10/07	7.66	8.09			
11/07	7.11	7.48	8.29		
20/07	7.01	7.51	7.37		9.01
05/08	8.69	8.22	7.20		8.70
06/08	8.67	7.11	7.60	8.66	8.19
16/08	7.93	7.03			
25/08	7.93	8/70			
02/09	5.83	5.51	6.50		
04/09	5.01	4.85	5.90		
23/09	3.51		3.80		
30/09			2.37	3.88	4.91

TABLEAU V.1 : Ecarts – types de températures de surface obtenus sur 5 stations (en degrés celsius) STEFCE durant l'année 1986.

Enfin, des comparaisons effectuées entre ces valeurs de températures de surface (METEOSAT et modèle du bilan hydrique) indiquent l'exitence d'écarts moyens variant entre 0.9 et 2°C avec des écarts types allant de 1 à 3°C (TABLEAU V.2) sur l'ensemble des stations retenues.

	1985		1986		1987	
	$\overline{\Delta T}^{*}$	σn	$\overline{\Delta T}$	σn	$\overline{\Delta T}$	σn
VERSAILLES	1.1	2.2	1.1	2.8	0.9	2.5
MIRECOURT	1.0	1.8	1.1	1.0.	0.9	1.9
LUSIGNAN	1.6	1.5	1.5	1.8	1.4	1.3
TOULOUSE	1.7	1.9	1.9	2.1	2.1	2.5
AVIGNON	1.9	1.7	1.8	2.0	2.0	2.3

* : $\overline{\Delta T} = \overline{\Sigma(Ts-Ta)_{modèle} - \Sigma(Ts-Ta)_{METEOSAT}}$

TABLEAU V.2 : Ecarts-types associés aux écarts moyens de températures de surface (en °C) entre le modèle agroclimatique de CHOISNEL et le satellite METEOSAT.

La méthode d'étalonnage des données de températures de surface du satellite METEOSAT paraît satisfaisante au regard des écarts de Ts obtenus non seulement entre les valeurs expérimentales (aéroport de CAUMONT) et celles du modèle mais aussi entre les données étalonnées de METEOSAT et celles du

modèle de bilan hydrique utilisé.

Les difficultés de corrections des données du canal infrarouge thermique de METEOSAT étant surmontées, il semble possible de suivre, avec les valeurs étalonnées de ce satellite, l'évolution du stress hydrique du sol et de sa couverture végétale et ceci à l'échelle régionale (échelle de la France).

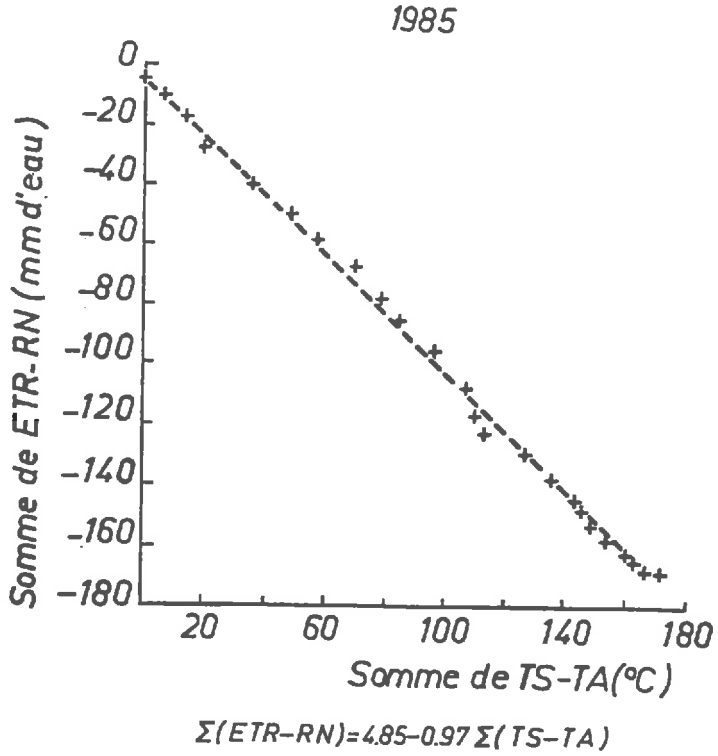
La connaissance des termes du bilan hydrique passe nécessairement par celle de l'évapotranspiration réelle qui, dans le cas de cette étude, est une des donnée de sortie du modèle utilisé. Ainsi, sur chacune des stations et grâce aux données de ce modèle, nous allons établir, dans un premier temps, les relations simplifiées, ayant fait l'objet du paragraphe III.4.5, afin de voir la varibilité de ces expressions à l'échelle de la france. Ensuite, à partir des données de (ETR – Rn) du modèle et celles de (Ts – Ta) de METEOSAT, d'autres relations seront établies afin d'évaluer, de façon quantitative, les évapotranspirations réelles, cumulées sur des périodes de six mois, de différentes régions de la France.

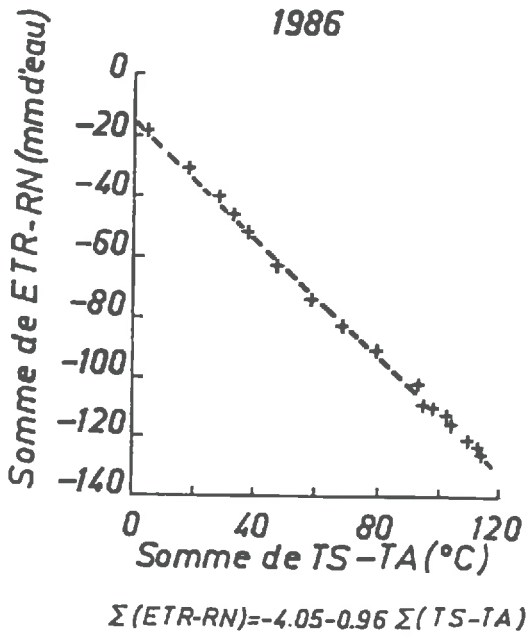
V.3 RELATIONS SIMPLIFIEES.

V.3.1 RELATIONS OBTENUES A PARTIR DU MODELE UTILISE.

Les relations simplifiées cumulées ont pu être établies grâce aux données de sortie (ETR, Rn et Ts) du modèle de bilan hydrique utilisé et du réseau STEFCE – INRA (Ta).

Les FIGURES V.6, V.7, V.8, V.9 et V.10 indiquent les ajustements linéaires obtenus sur les différentes stations à partir des valeurs de $\Sigma(ETR - Rn)$ et $\Sigma(Ts - Ta)$. Ainsi les relations simplifiées qui en découlent, sont disposées dans le TABLEAU V.3 et présentent toutes des coefficients de corrélation voisins de l'unité ($R^2 = 0.99$).





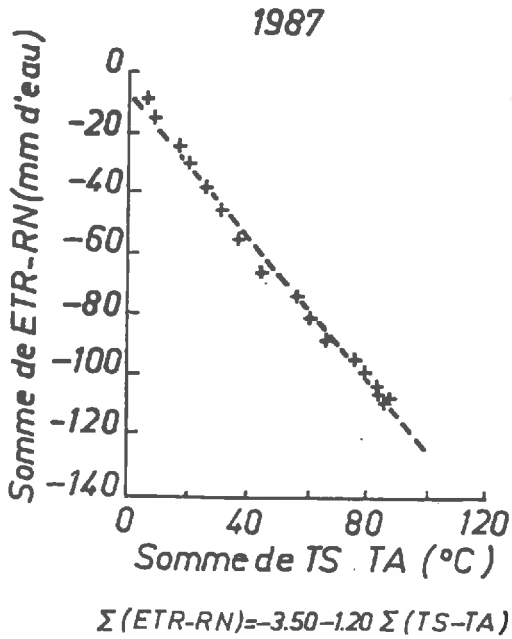


FIGURE V.6: Régressions linéaires établies entre les valeurs cumulées de (ETR – Rn) et de (Ts – Ta) du modèle de CHOISNEL: station de Versailles.

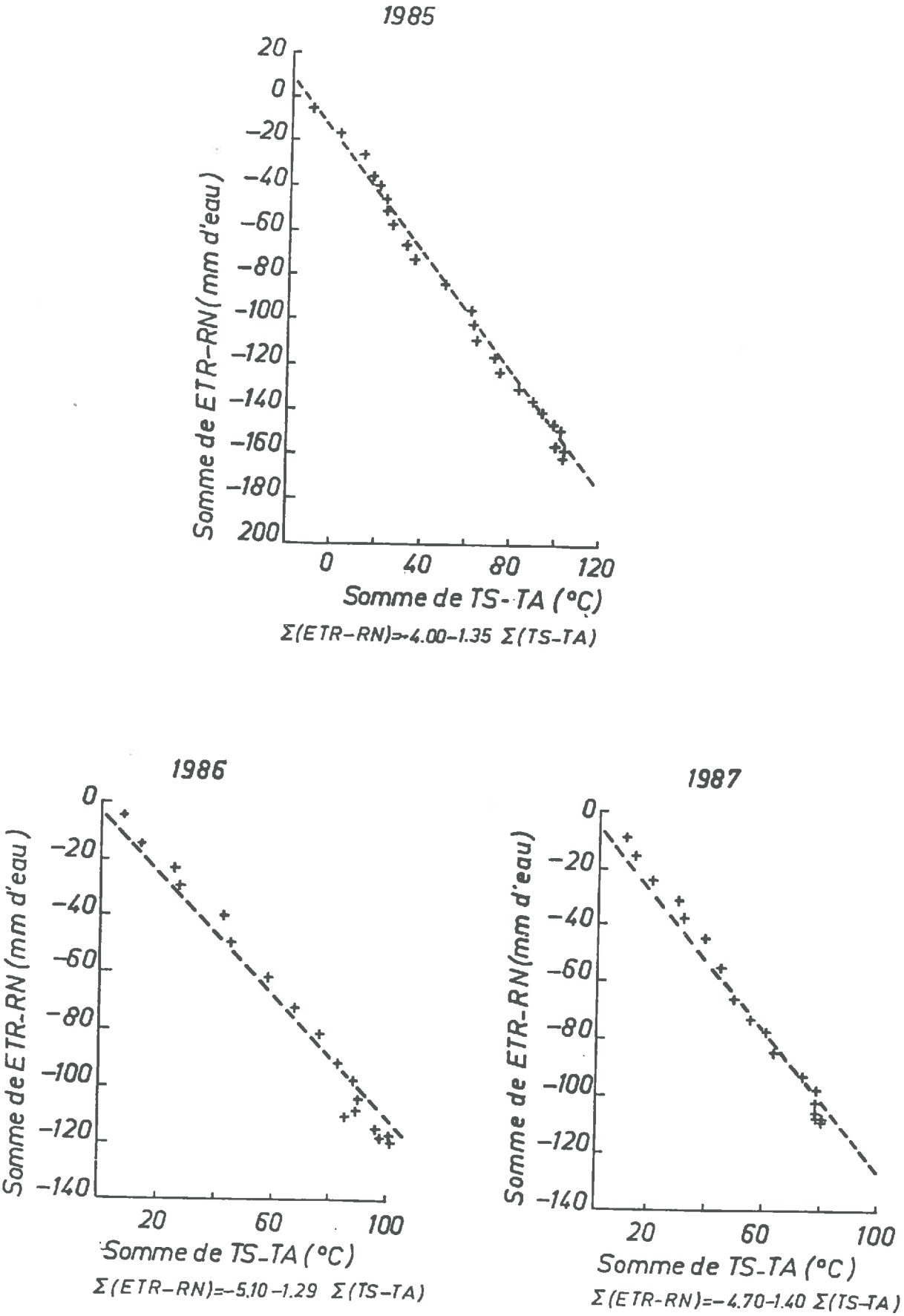


FIGURE V.7: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs cumulées de (ETR – Rn) et de (Ts – Ta) du modèle de CHOISNEL sur la station de Mirecourt.

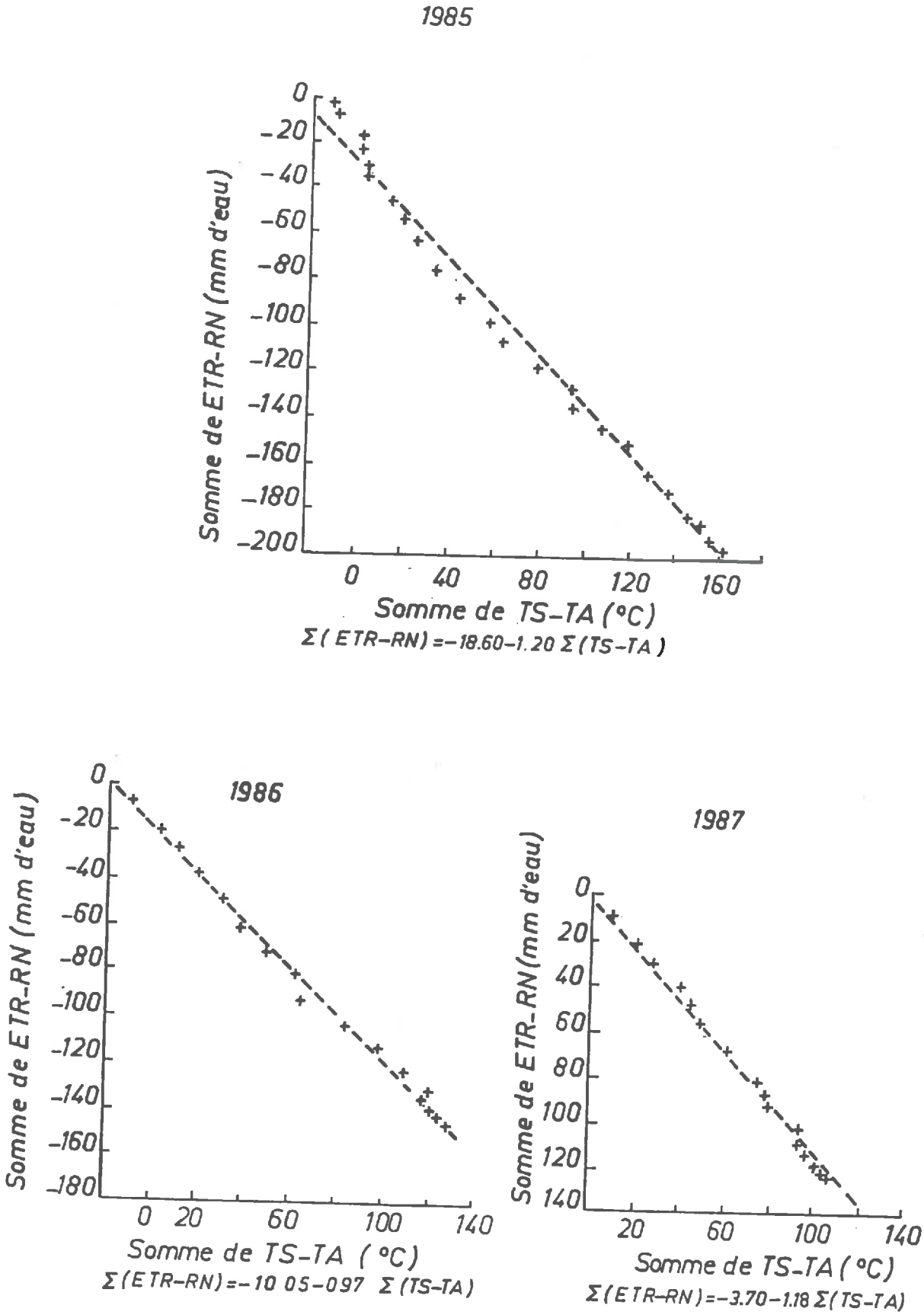


FIGURE V.8: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs cumulées de (ETR – Rn) et de (Ts – Ta) du modèle de CHOISNEL sur la station de Lusignan.

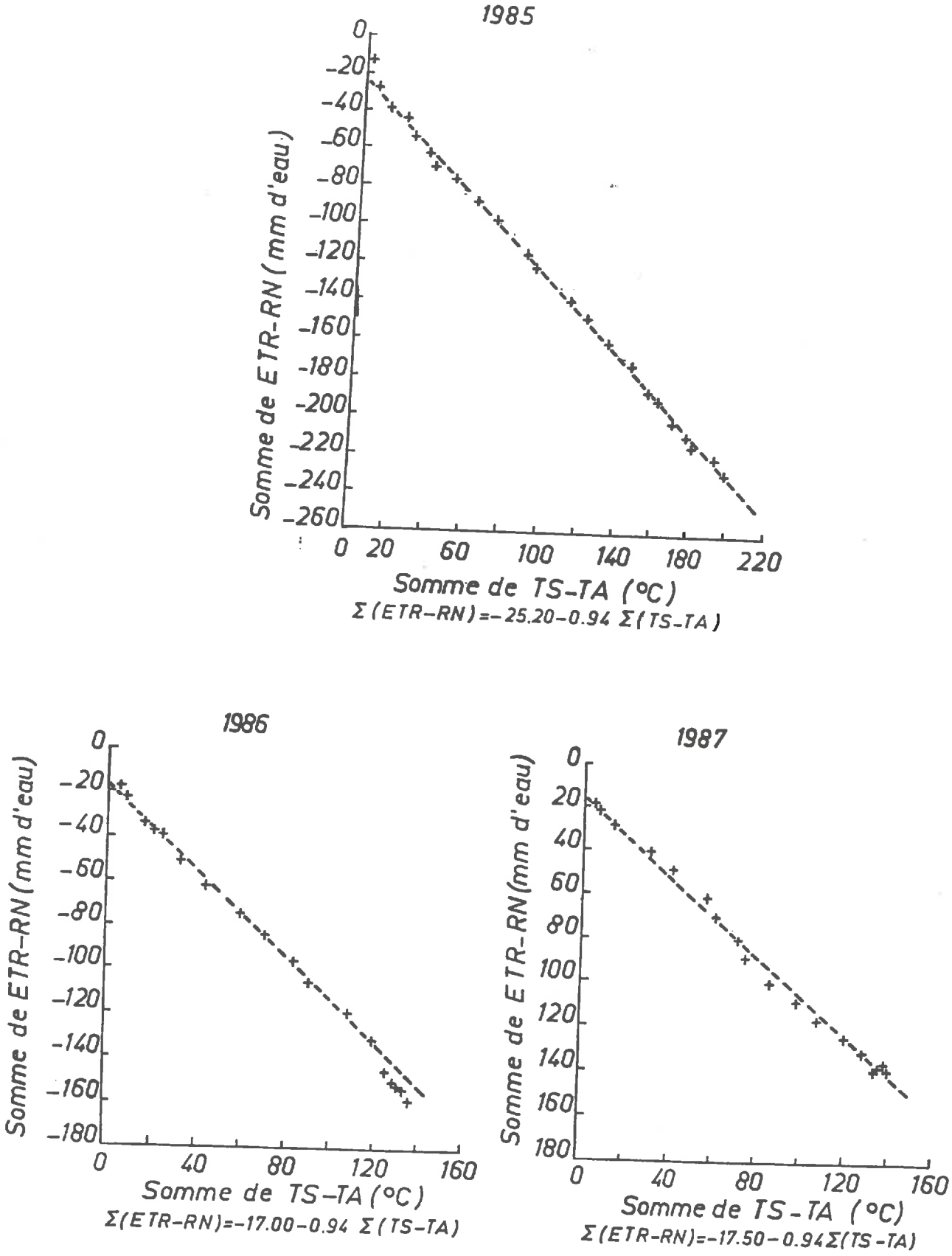


FIGURE V.9: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs cumulées de (ETR – Rn) et de (Ts – Ta) du modèle de CHOISNEL sur la station de Toulouse.

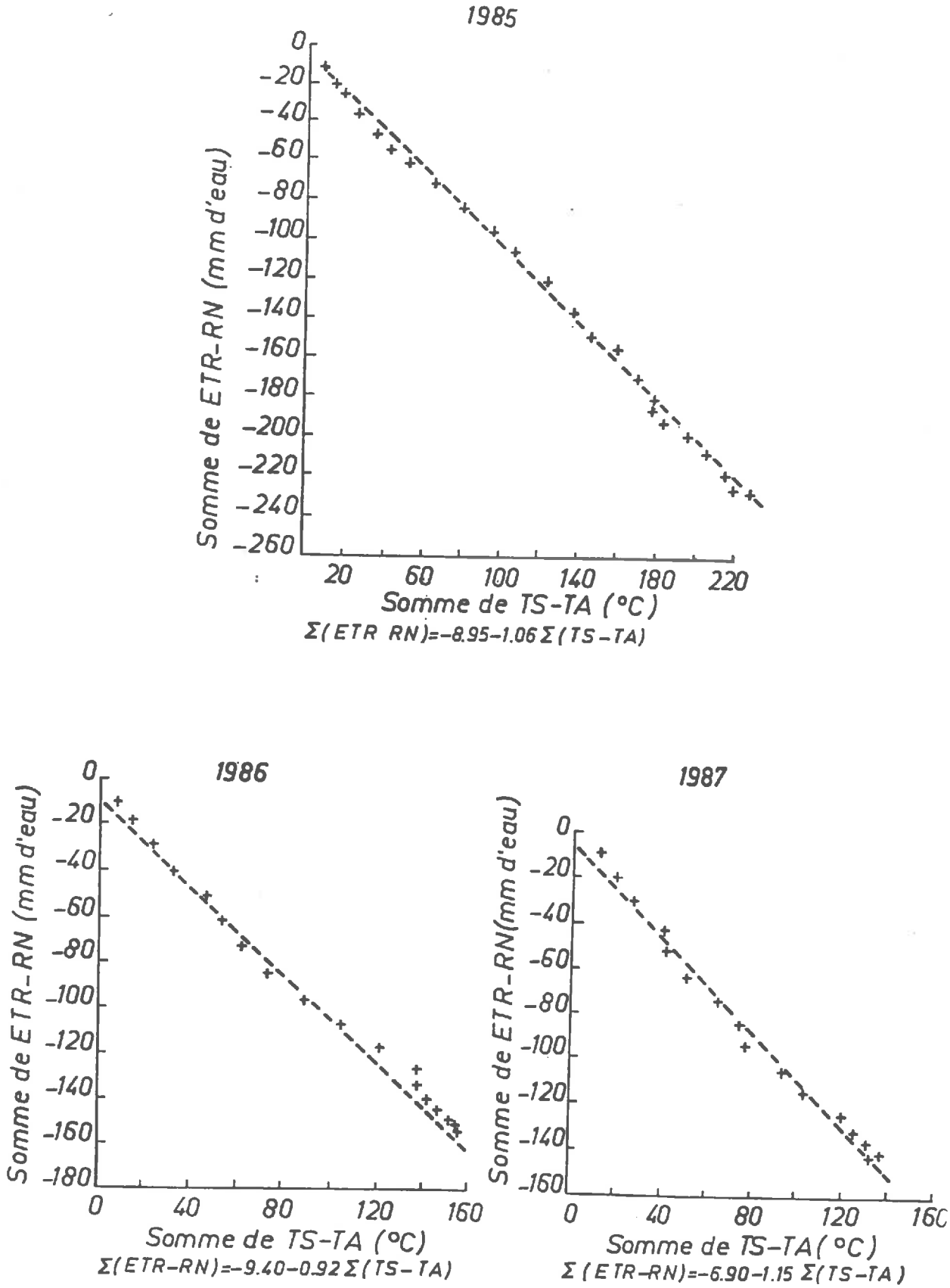


FIGURE V.10: Régressions linéaires établies entre les valeurs de sommes de (ETR – Rn) et de (Ts – Ta) du modèle de CHOISNEL pour la station d'Avignon.

ANNEES / STATIONS	1985	1986	1987
VERSAILLES	$Y = -4.85 - 0.97X$	$Y = -4.05 - 0.96X$	$Y = -3.50 - 1.20X$
MIRECOURT	$Y = -4.00 - 1.35X$	$Y = 5.10 - 1.29X$	$Y = -4.70 - 1.40X$
LUSIGNAN	$Y = -18.60 - 1.06X$	$Y = -10.05 - 0.97X$	$Y = -3.70 - 1.18X$
TOULOUSE	$Y = -25.20 - 0.94X$	$Y = -17.00 - 0.94X$	$Y = -17.50 - 0.94X$
AVIGNON	$Y = -8.95 - 1.06X$	$Y = -9.40 - 0.92X$	$Y = -5.40 - 1.02X$

$$Y = \Sigma(ETR - Rn) \quad \text{et} \quad X = \Sigma(Ts - Ta)$$

TABLEAU V.3: Equations ajustées, obtenues à partir des valeurs cumulées de $(ETR - Rn)$ et de $(Ts - Ta)$ du modèle agrométéorologique: $R^2 = 0.99$.

L'analyse de ce tableau montre que toutes ces relations présentent des pentes situées dans une fourchette allant de 0.90 à 1.40 . Ces valeurs assez constantes (des pentes) sont liées à la nature de la surface prise compte dans le modèle (gazon) et dont l'influence importante n'est plus à signaler sur les valeurs de ETR et de Ts. Quant aux valeurs des ordonnées à l'origine, elles varient entre -3.50 et -25.20 . Ces variations assez importantes des ordonnées à l'origine sont non seulement liées à l'état de sécheresse du sol, c'est-à-dire au stock d'eau disponible dans le réservoir du sol, au début du mois de mai mais aussi aux facteurs climatiques tels que le rayonnement net Rn (déterminé par les connaissances des rayonnements global, atmosphérique et terrestre) et la température maximale de l'air Ta existants dans chaque région d'étude.

A partir de ces relations simplifiées, il semble possible d'établir, sur chaque année, une relation générale permettant de déterminer, de façon théorique, l'évapotranspiration cumulée sur la période de temps allant de mai à octobre et ceci durant les années 1985, 1986 et 1987. Pour cela, les relations simplifiées obtenues sur les différentes stations ont été moyennées afin de mettre au point, à l'échelle de la France et sur chacune de ces années, des expressions moyennes entre $\Sigma(ETR-Rn)$ et $\Sigma(Ts-Ta)$. Ainsi, les résultats découlant de cette étude sont disposés dans le TABLEAU V.4 .

ANNEES	INTERVALLES D'ETUDE	RELATIONS MOYENNES
1985	24 SEMAINES	$\bar{Y} = -12.32 - 1.07X$
1986	18 PERIODES DE 5 JOURS	$\bar{Y} = -9.14 - 1.02X$
1987	18 PERIODES DE 5 JOURS	$\bar{Y} = -6.96 - 1.15X$

* : $\bar{Y} = \overline{\Sigma(ETR-RN)} = \bar{A} - \bar{B}\Sigma(TS-TA)$

TABLEAU V.4: Relations simplifiées moyennes obtenues à l'échelle de la FRANCE, à partir du modèle de CHOISNEL, durant les années 1985, 1986 et 1987.

Les relations simplifiées moyennes, ainsi déterminées, présentent, selon la station considérée, une légère surestimation ou sous-estimation des valeurs de Y, comme le montre le TABLEAU V.5 .

	1985			1986			1987		
	Y	$\bar{Y}$	ΔY/Y	Y	$\bar{Y}$	ΔY/Y	Y	$\bar{Y}$	ΔY/Y
VERSAILLES	− 172	− 197	0.14	− 113	− 125	0.10	− 107	− 106	0.01
MIRECOURT	− 158	− 134	0.14	− 132	− 110	0.17	− 115	− 98	0.15
LUSIGNAN	− 202	− 197	0.02	− 141	− 147	0.04	− 128	− 128	0
TOULOUSE	− 212	− 224	0.06	− 146	− 149	0.02	− 143	− 160	0.12
AVIGNON	− 250	− 256	0.02	− 153	− 168	0.10	− 141	− 158	0.12

$$Y = \Sigma(ETR - Rn) = A - B\Sigma(Ts - Ta)$$

$$\bar{Y} = \overline{\Sigma(ETR - Rn)} = \bar{A} - \bar{B}\Sigma(Ts - Ta)$$

$$\Delta Y/Y = (Y - \bar{Y})/Y$$

TABLEAU V.5: Valeurs cumulées de (ETR − RN) en mm d'eau, obtenues à partir du modèle et erreurs commises par l'utilisation des relations moyennes.

Les incertitudes introduites dans les valeurs de Y, par ces relations générales, sont-elles liées aux ordonnées à l'origine (des stations) dont les fluctuations s'avèrent importantes du Sud au Nord de la France. Afin de trouver une réponse à cette question, une étude statistique a été faite sur les valeurs des ordonnées à l'origine (A) et des pentes (B) de ces relations simplifiées, obtenues sur chaque année, en vue de calculer les écarts types associés aux valeurs moyennes de ces paramètres. Les TABLEAUX V.6 et V.7 indiquent les résultats

obtenus à partir de cette analyse.

	1985	1986	1987
$\bar{A}$	− 12.02	− 9.12	− 6.96
σn	8.01	4.5	4.1

TABLEAU V.6: Ecarts − types associés aux valeurs moyennes des ordonnées à l'origine des relations simplifiées obtenues à l'échelle de la FRANCE par le modèle.

	1985	1986	1987
$\bar{B}$	− 1.07	− 1.02	− 1.15
σn	0.14	0.13	0.15

TABLEAU V.7: Ecarts − types associés aux valeurs moyennes des pentes des relations simplifiées obtenues à l'échelle de la FRANCE à partir du modèle agrométéorologique.

L'analyse des écarts types associés aux valeurs moyennes de ces paramètres indique:

– des variations assez importantes des ordonnées à l'origine de ces équations ajustées. Ces fluctuations diminuent quand on passe des années 1985 à 1987.

– de très faibles variations des valeurs des pentes de ces relations.

Aussi, afin d'apprécier quantitativement l'influence des moyennes de ces paramètres (A et B) sur les valeurs cumulées de $\Sigma(ETR - Rn)$, les erreurs absolues, commises lors de l'utilisation des relations moyennes, ont été calculées.

Au regard de ces erreurs absolues, disposées dans le TABLEAU V.5 et variant entre 0 et 17%, les relations simplifiées moyennes donnent des résultats assez satisfaisants.

Ce bon accord entre les valeurs de Y et de Y s'explique par le fait que:

– le paramètre A a un poids relativement faible par rapport à $B\Sigma(Ts - Ta)$,

– le paramètre B apporte une certaine contribution, dans les relations moyennes, qui atténue, en partie, l'influence de la valeur moyenne de A.

Ceci étant, les relations moyennes précédemment obtenues par le modèle de bilan hydrique, montrent la possibilité de déterminer avec un minimun de données ou de mesures l'évapotranspiration à l'échelle régionale. Néanmoins, une difficulté majeure demeure au niveau de l'utilisation de ces expressions pour la cartographie de l'ETR, compte tenu de l'existence d'écarts entre les valeurs entre les valeurs de $\Sigma(Ts - Ta)$ du modèle et du satellite METEOSAT. C'est la raison pour laquelle, la détermination de nouvelles relations, basées sur les données de $\Sigma(ETR - Rn)$ du modèle et de $\Sigma(Ts - Ta)$ du satellite s'avère indispensable.

V.3.2 RELATIONS SIMPLIFIEES OBTENUES A PARTIR DU MODELE ET DU SATELLITE METEOSAT.

Les régressions linéaires effectuées entre les valeurs de sommes de $(ETR - Rn)$ du modèle et de $(Ts - Ta)$ de METEOSAT (annexe 6) permettent non

seulement d'établir sur l'ensemble de ces stations les FIGURES V.11, V.12, V.13, V.14 et V.15 mais aussi d'obtenir les relations simplifiées qui sont disposées dans le TABLEAU V.8 .

ANNEES / STATIONS	1985	1986	1987
VERSAILLES	Y = – 18.30 – 1.21X	Y = – 5.50 – 1.36X	Y = – 10.10 – 1.74X
MIRECOURT	Y = – 20.00 – 1.86X	Y = 9.35 – 1.57X	Y = 6.84 – 1.78X
LUSIGNAN	Y = – 18.30 – 1.46X	Y = – 3.02 – 1.37X	Y = 2.80 – 1.50X
TOULOUSE	Y = – 22.00 – 1.48X	Y = – 0.50 – 1.49X	Y = – 6.85 – 1.36X
AVIGNON	Y = – 10.60 – 1.25X	Y = – 6.79 – 1.25X	Y = 4.12 – 1.57X

TABLEAU V.8: Relations simplifiées établies à partir des données cumulées de (ETR – RN) du modèle de CHOISNEL et (TS – TA) du satellite METEOSAT.

Les relations simplifiées obtenues sur ces différentes stations présentent:

- des pentes allant de – 1.86 à – 1.21,
- des variations importantes des ordonnées à l'origine (de – 22 à 6.48) liées non seulement aux variations des valeurs de Rn et Ta d'une station à une autre, mais aussi au niveau de la réserve d'eau disponible dans les régions considérées.
- des coefficients de corrélation variant entre 0.94 et 0.98 et résumés dans le TABLEAU V.9 .

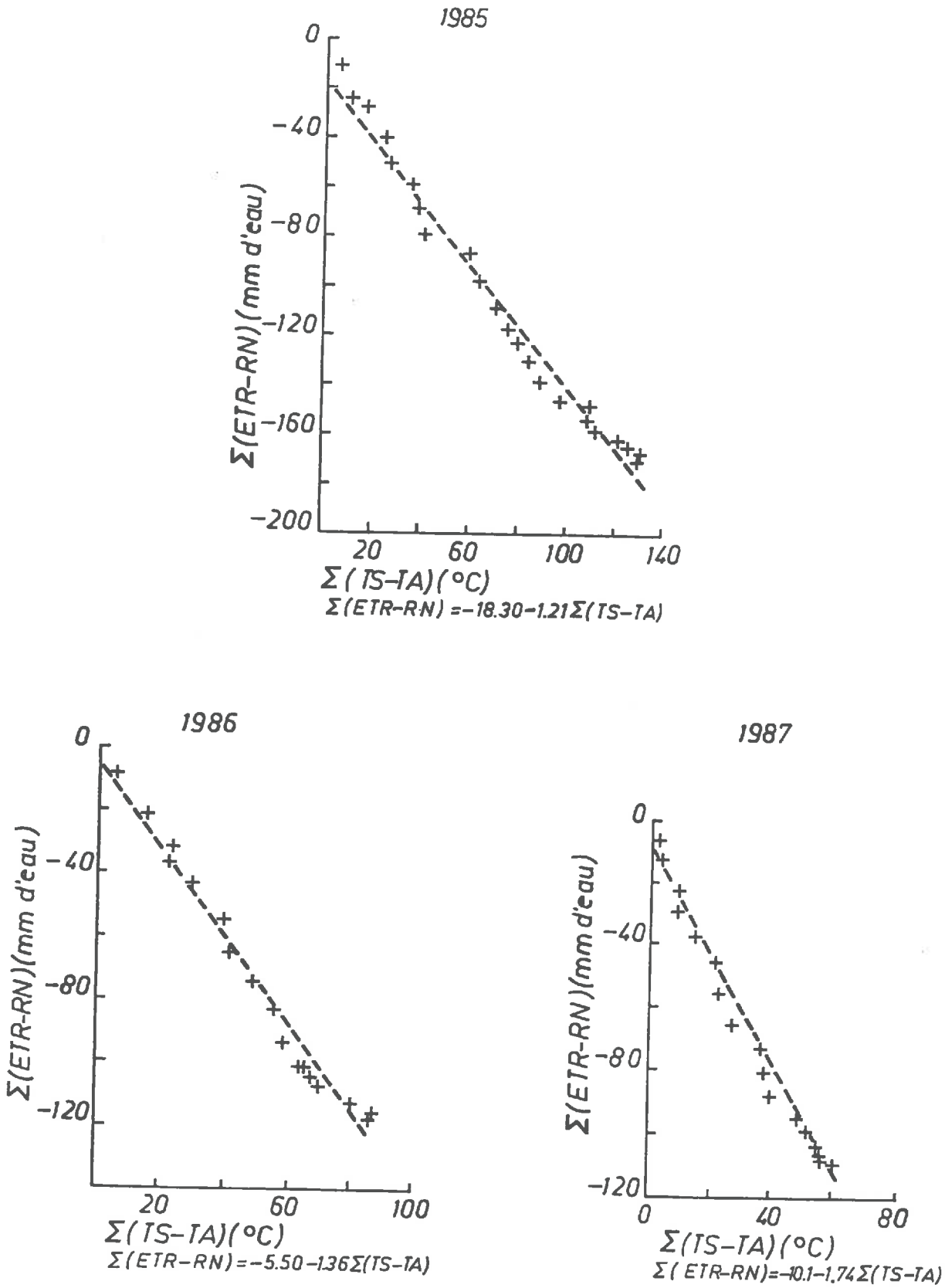


FIGURE V.11: Régressions linéaires établies entre les valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle et de (Ts – Ta) du satellite METEOSAT, pour la station de Versailles.

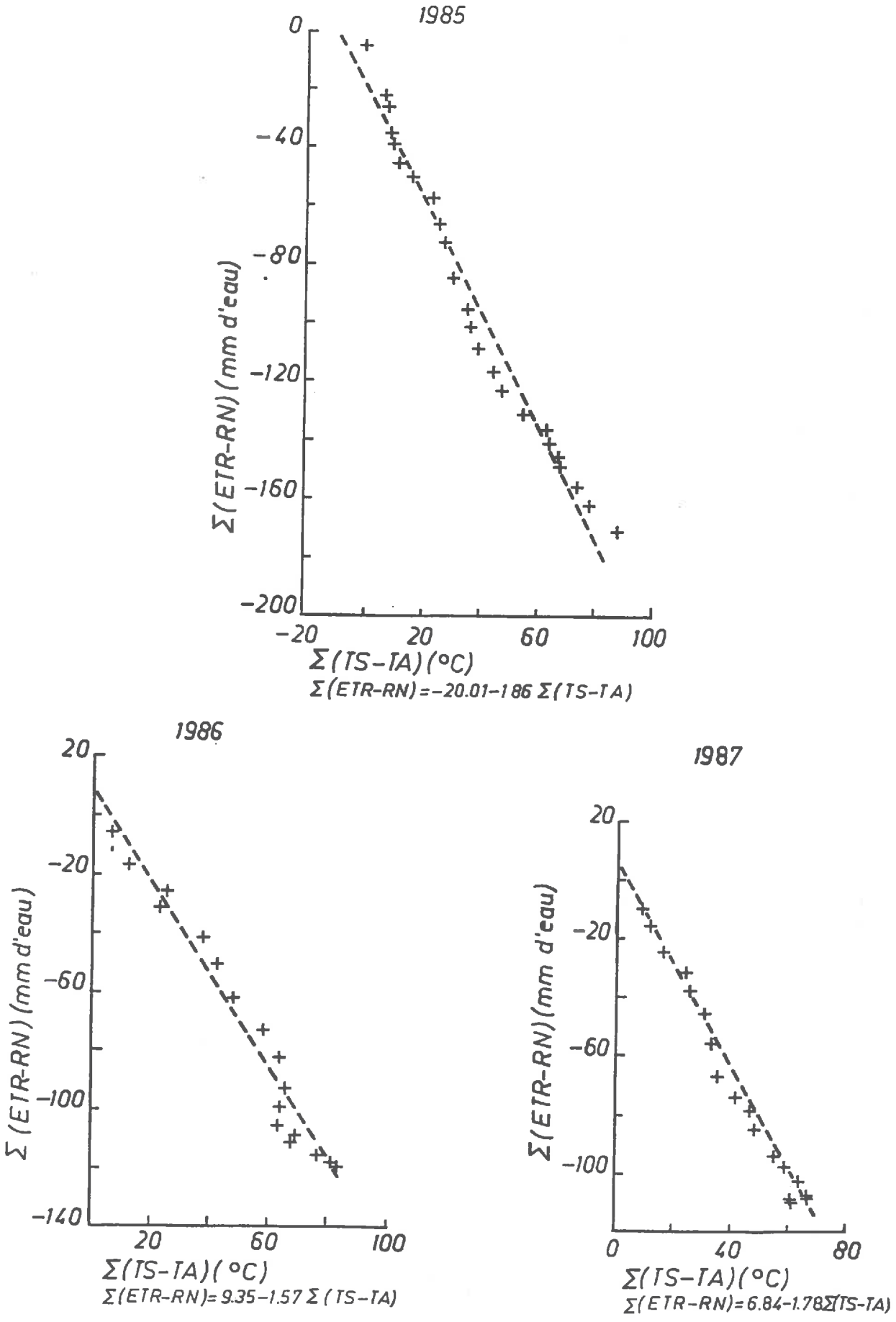


FIGURE V.12: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs de Σ(ETR – Rn) du modèle de CHOISNEL et de Σ(Ts – Ta) de METEOSAT: station de Mirecourt.

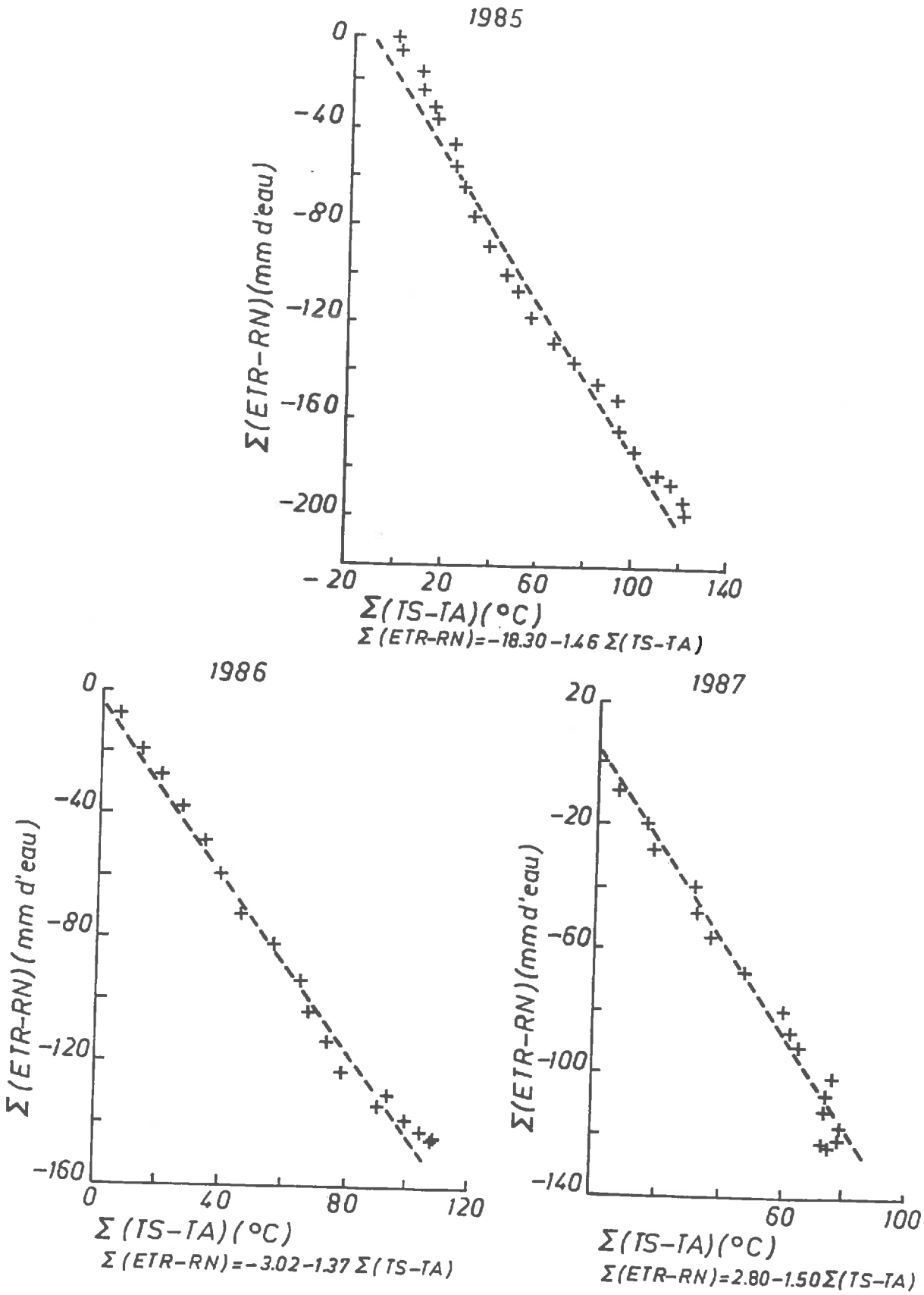


FIGURE V.13: Régressions linéaires établies à partir de Σ(ETR – Rn) du modèle agrométéorologique et de Σ(Ts – Ta) du satellite METEOSAT, pour la station de Lusignan.

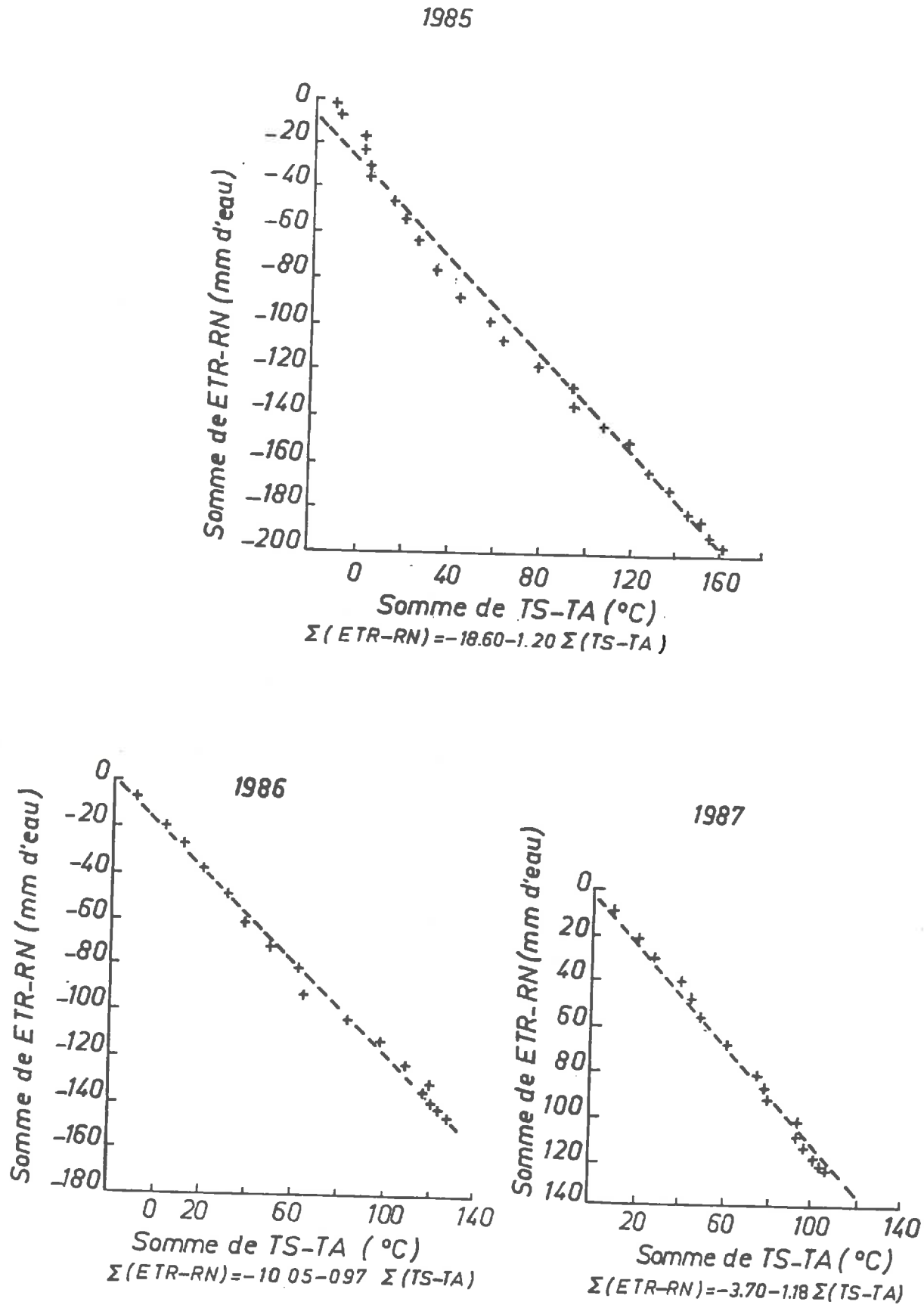


FIGURE V.8: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs cumulées de (ETR – Rn) et de (Ts – Ta) du modèle de CHOISNEL sur la station de Lusignan.

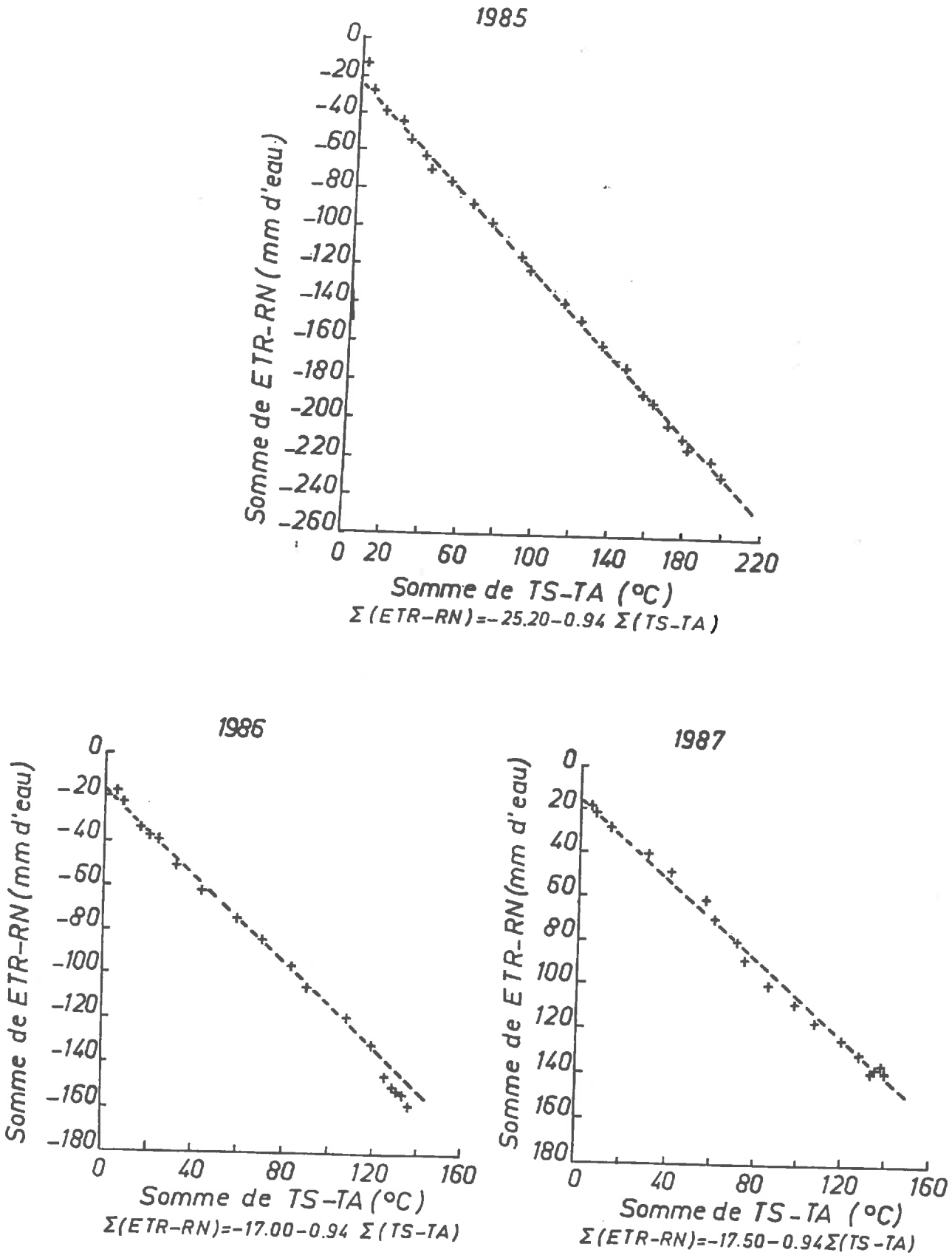


FIGURE V.9: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs cumulées de (ETR – Rn) et de (Ts – Ta) du modèle de CHOISNEL sur la station de Toulouse.

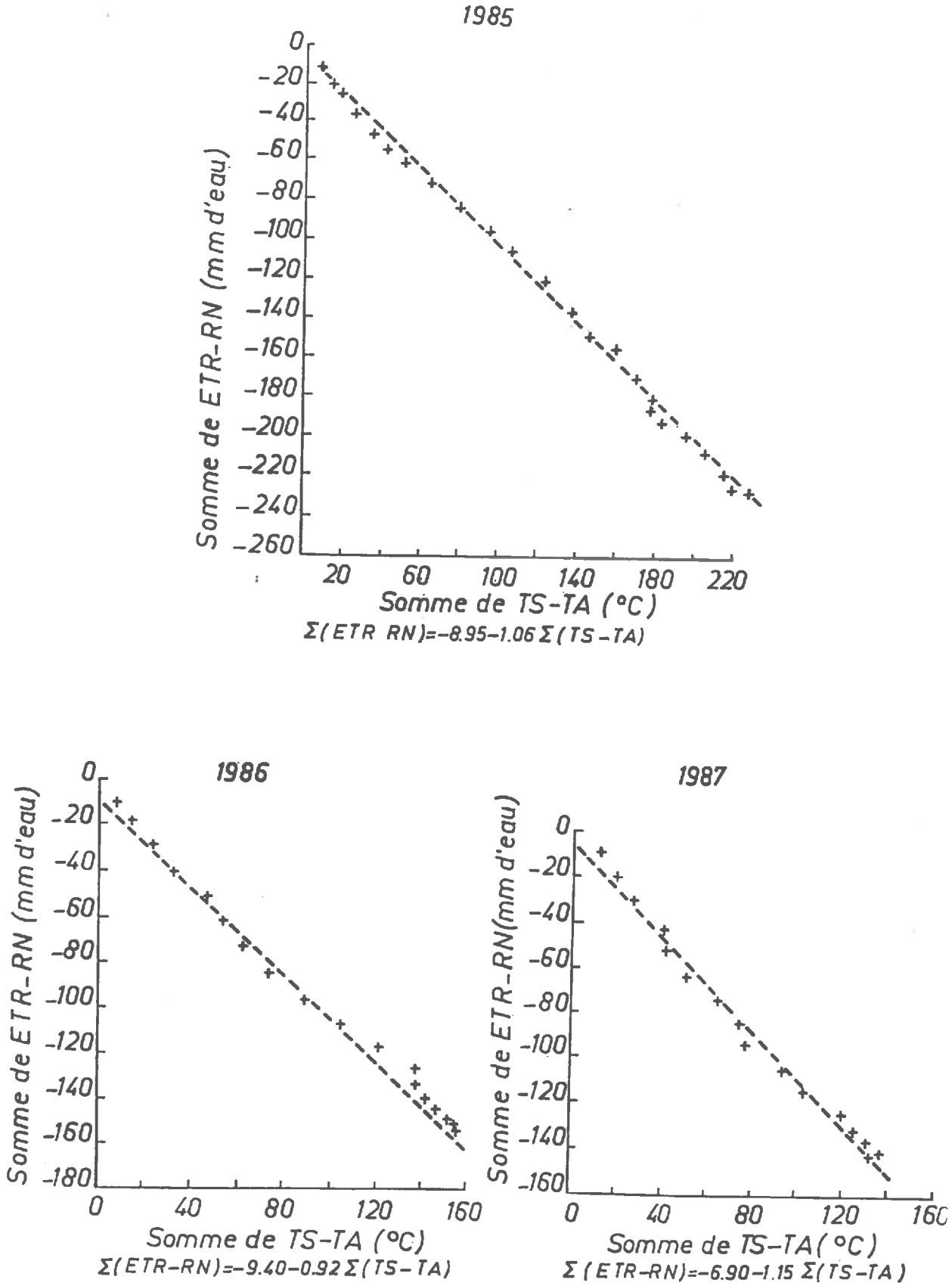


FIGURE V.10: Régressions linéaires établies entre les valeurs de sommes de (ETR – Rn) et de (Ts – Ta) du modèle de CHOISNEL pour la station d'Avignon.

ANNEES / STATIONS	1985	1986	1987
VERSAILLES	$Y = -4.85 - 0.97X$	$Y = -4.05 - 0.96X$	$Y = -3.50 - 1.20X$
MIRECOURT	$Y = -4.00 - 1.35X$	$Y = 5.10 - 1.29X$	$Y = -4.70 - 1.40X$
LUSIGNAN	$Y = -18.60 - 1.06X$	$Y = -10.05 - 0.97X$	$Y = -3.70 - 1.18X$
TOULOUSE	$Y = -25.20 - 0.94X$	$Y = -17.00 - 0.94X$	$Y = -17.50 - 0.94X$
AVIGNON	$Y = -8.95 - 1.06X$	$Y = -9.40 - 0.92X$	$Y = -5.40 - 1.02X$

$$Y = \Sigma(ETR - Rn) \quad \text{et} \quad X = \Sigma(Ts - Ta)$$

TABLEAU V.3: Equations ajustées, obtenues à partir des valeurs cumulées de $(ETR - Rn)$ et de $(Ts - Ta)$ du modèle agrométéorologique: $R^2 = 0.99$.

L'analyse de ce tableau montre que toutes ces relations présentent des pentes situées dans une fourchette allant de 0.90 à 1.40 . Ces valeurs assez constantes (des pentes) sont liées à la nature de la surface prise compte dans le modèle (gazon) et dont l'influence importante n'est plus à signaler sur les valeurs de ETR et de Ts. Quant aux valeurs des ordonnées à l'origine, elles varient entre -3.50 et -25.20 . Ces variations assez importantes des ordonnées à l'origine sont non seulement liées à l'état de sécheresse du sol, c'est-à-dire au stock d'eau disponible dans le réservoir du sol, au début du mois de mai mais aussi aux facteurs climatiques tels que le rayonnement net Rn (déterminé par les connaissances des rayonnements global, atmosphérique et terrestre) et la température maximale de l'air Ta existants dans chaque région d'étude.

A partir de ces relations simplifiées, il semble possible d'établir, sur chaque année, une relation générale permettant de déterminer, de façon théorique, l'évapotranspiration cumulée sur la période de temps allant de mai à octobre et ceci durant les années 1985, 1986 et 1987. Pour cela, les relations simplifiées obtenues sur les différentes stations ont été moyennées afin de mettre au point, à l'échelle de la France et sur chacune de ces années, des expressions moyennes entre $\Sigma(ETR-Rn)$ et $\Sigma(Ts-Ta)$. Ainsi, les résultats découlant de cette étude sont disposés dans le TABLEAU V.4 .

ANNEES	INTERVALLES D'ETUDE	RELATIONS MOYENNES
1985	24 SEMAINES	$\bar{Y} = -12.32 - 1.07X$
1986	18 PERIODES DE 5 JOURS	$\bar{Y} = -9.14 - 1.02X$
1987	18 PERIODES DE 5 JOURS	$\bar{Y} = -6.96 - 1.15X$

* : $\bar{Y} = \overline{\Sigma(ETR-RN)} = \bar{A} - \bar{B}\Sigma(TS-TA)$

TABLEAU V.4: Relations simplifiées moyennes obtenues à l'échelle de la FRANCE, à partir du modèle de CHOISNEL, durant les années 1985, 1986 et 1987.

Les relations simplifiées moyennes, ainsi déterminées, présentent, selon la station considérée, une légère surestimation ou sous-estimation des valeurs de Y, comme le montre le TABLEAU V.5 .

	1985			1986			1987		
	Y	$\bar{Y}$	$\Delta Y/Y$	Y	$\bar{Y}$	$\Delta Y/Y$	Y	$\bar{Y}$	$\Delta Y/Y$
VERSAILLES	− 172	− 197	0.14	− 113	− 125	0.10	− 107	− 106	0.01
MIRECOURT	− 158	− 134	0.14	− 132	− 110	0.17	− 115	− 98	0.15
LUSIGNAN	− 202	− 197	0.02	− 141	− 147	0.04	− 128	− 128	0
TOULOUSE	− 212	− 224	0.06	− 146	− 149	0.02	− 143	− 160	0.12
AVIGNON	− 250	− 256	0.02	− 153	− 168	0.10	− 141	− 158	0.12

$$Y = \Sigma(ETR - Rn) = A - B\Sigma(Ts - Ta)$$

$$\bar{Y} = \overline{\Sigma(ETR - Rn)} = \bar{A} - \bar{B}\Sigma(Ts - Ta)$$

$$\Delta Y/Y = (Y - \bar{Y})/Y$$

TABLEAU V.5: Valeurs cumulées de (ETR − RN) en mm d'eau, obtenues à partir du modèle et erreurs commises par l'utilisation des relations moyennes.

Les incertitudes introduites dans les valeurs de Y, par ces relations générales, sont-elles liées aux ordonnées à l'origine (des stations) dont les fluctuations s'avèrent importantes du Sud au Nord de la France. Afin de trouver une réponse à cette question, une étude statistique a été faite sur les valeurs des ordonnées à l'origine (A) et des pentes (B) de ces relations simplifiées, obtenues sur chaque année, en vue de calculer les écarts types associés aux valeurs moyennes de ces paramètres. Les TABLEAUX V.6 et V.7 indiquent les résultats

obtenus à partir de cette analyse.

	1985	1986	1987
$\bar{A}$	− 12.02	− 9.12	− 6.96
σn	8.01	4.5	4.1

TABLEAU V.6: Ecarts − types associés aux valeurs moyennes des ordonnées à l'origine des relations simplifiées obtenues à l'échelle de la FRANCE par le modèle.

	1985	1986	1987
$\bar{B}$	− 1.07	− 1.02	− 1.15
σn	0.14	0.13	0.15

TABLEAU V.7: Ecarts − types associés aux valeurs moyennes des pentes des relations simplifiées obtenues à l'échelle de la FRANCE à partir du modèle agrométéorologique.

L'analyse des écarts types associés aux valeurs moyennes de ces paramètres indique:

– des variations assez importantes des ordonnées à l'origine de ces équations ajustées. Ces fluctuations diminuent quand on passe des années 1985 à 1987.

– de très faibles variations des valeurs des pentes de ces relations.

Aussi, afin d'apprécier quantitativement l'influence des moyennes de ces paramètres (A et B) sur les valeurs cumulées de $\Sigma(ETR - Rn)$, les erreurs absolues, commises lors de l'utilisation des relations moyennes, ont été calculées.

Au regard de ces erreurs absolues, disposées dans le TABLEAU V.5 et variant entre 0 et 17%, les relations simplifiées moyennes donnent des résultats assez satisfaisants.

Ce bon accord entre les valeurs de Y et de Y s'explique par le fait que:

– le paramètre A a un poids relativement faible par rapport à $B\Sigma(Ts - Ta)$,

– le paramètre B apporte une certaine contribution, dans les relations moyennes, qui atténue, en partie, l'influence de la valeur moyenne de A.

Ceci étant, les relations moyennes précédemment obtenues par le modèle de bilan hydrique, montrent la possibilité de déterminer avec un minimun de données ou de mesures l'évapotranspiration à l'échelle régionale. Néanmoins, une difficulté majeure demeure au niveau de l'utilisation de ces expressions pour la cartographie de l'ETR, compte tenu de l'existence d'écarts entre les valeurs entre les valeurs de $\Sigma(Ts - Ta)$ du modèle et du satellite METEOSAT. C'est la raison pour laquelle, la détermination de nouvelles relations, basées sur les données de $\Sigma(ETR - Rn)$ du modèle et de $\Sigma(Ts - Ta)$ du satellite s'avère indispensable.

V.3.2 RELATIONS SIMPLIFIEES OBTENUES A PARTIR DU MODELE ET DU SATELLITE METEOSAT.

Les régressions linéaires effectuées entre les valeurs de sommes de $(ETR - Rn)$ du modèle et de $(Ts - Ta)$ de METEOSAT (annexe 6) permettent non

seulement d'établir sur l'ensemble de ces stations les FIGURES V.11, V.12, V.13, V.14 et V.15 mais aussi d'obtenir les relations simplifiées qui sont disposées dans le TABLEAU V.8 .

ANNEES / STATIONS	1985	1986	1987
VERSAILLES	$Y = -18.30 - 1.21X$	$Y = -5.50 - 1.36X$	$Y = -10.10 - 1.74X$
MIRECOURT	$Y = -20.00 - 1.86X$	$Y = 9.35 - 1.57X$	$Y = 6.84 - 1.78X$
LUSIGNAN	$Y = -18.30 - 1.46X$	$Y = -3.02 - 1.37X$	$Y = 2.80 - 1.50X$
TOULOUSE	$Y = -22.00 - 1.48X$	$Y = -0.50 - 1.49X$	$Y = -6.85 - 1.36X$
AVIGNON	$Y = -10.60 - 1.25X$	$Y = -6.79 - 1.25X$	$Y = 4.12 - 1.57X$

TABLEAU V.8: Relations simplifiées établies à partir des données cumulées de (ETR – RN) du modèle de CHOISNEL et (TS – TA) du satellite METEOSAT.

Les relations simplifiées obtenues sur ces différentes stations présentent:

- des pentes allant de -1.86 à -1.21,
- des variations importantes des ordonnées à l'origine (de -22 à 6.48) liées non seulement aux variations des valeurs de Rn et Ta d'une station à une autre, mais aussi au niveau de la réserve d'eau disponible dans les régions considérées.
- des coefficients de corrélation variant entre 0.94 et 0.98 et résumés dans le TABLEAU V.9 .

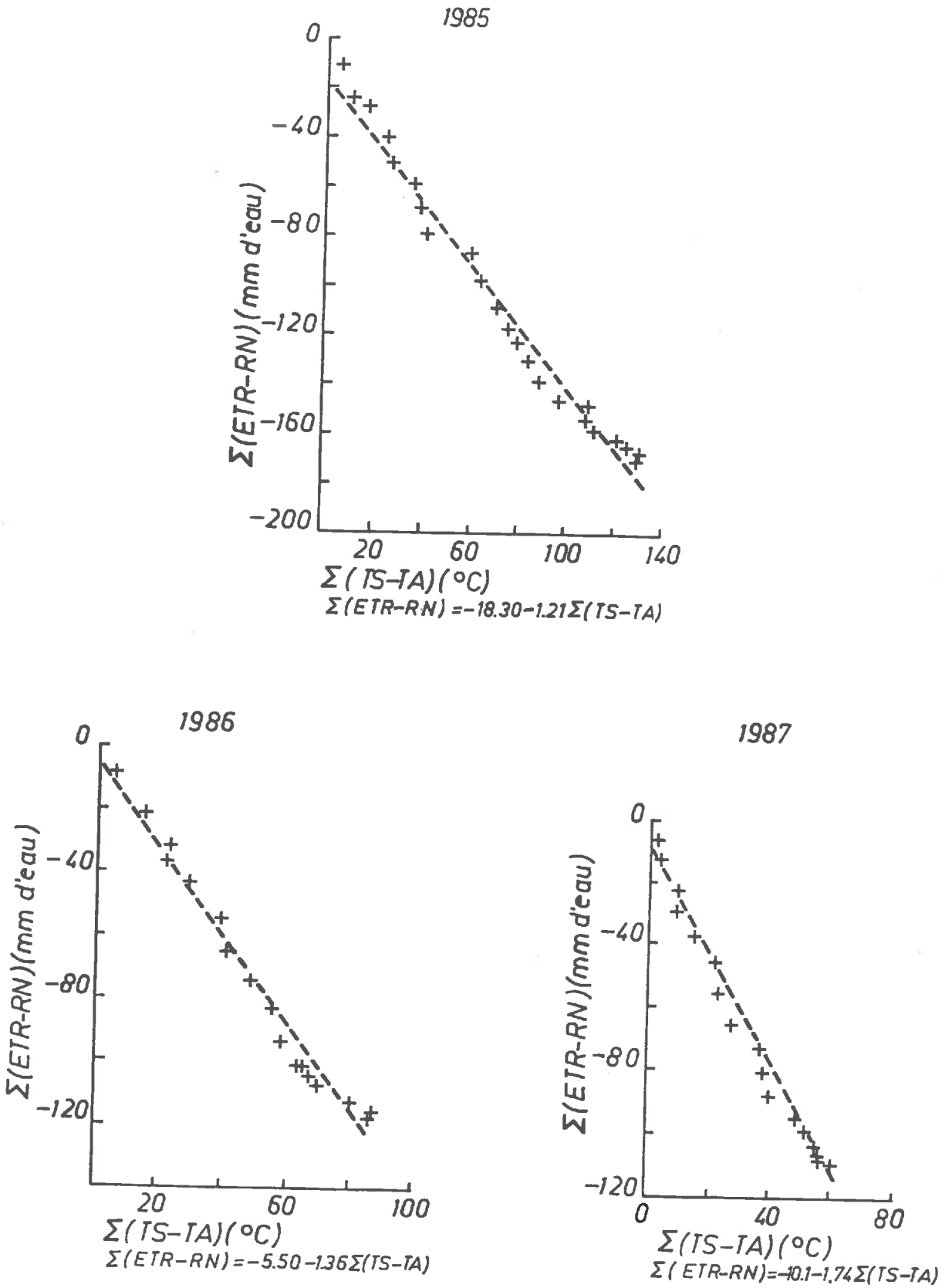


FIGURE V.11: Régressions linéaires établies entre les valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle et de (Ts – Ta) du satellite METEOSAT, pour la station de Versailles.

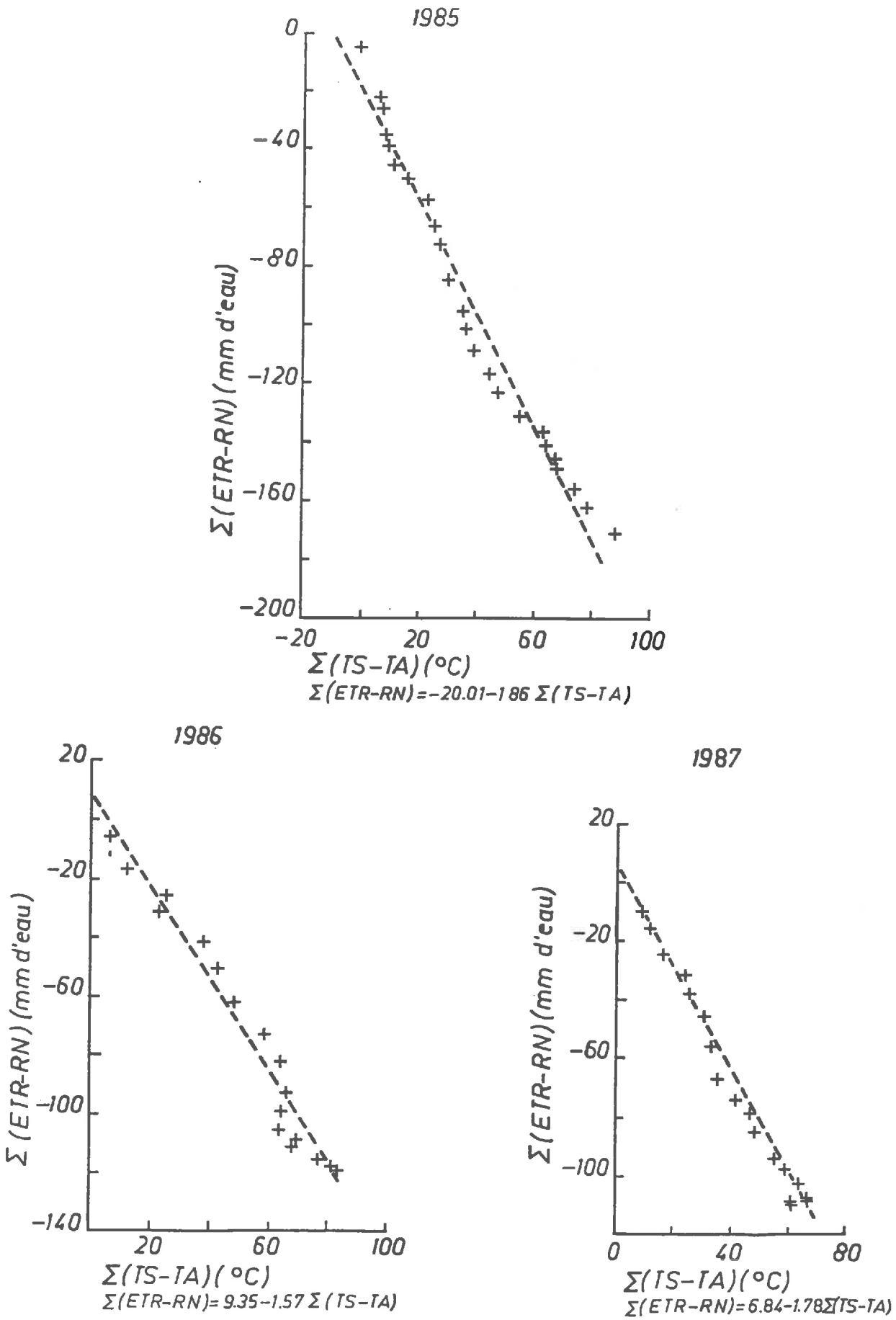


FIGURE V.12: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs de Σ(ETR – Rn) du modèle de CHOISNEL et de Σ(Ts – Ta) de METEOSAT: station de Mirecourt.

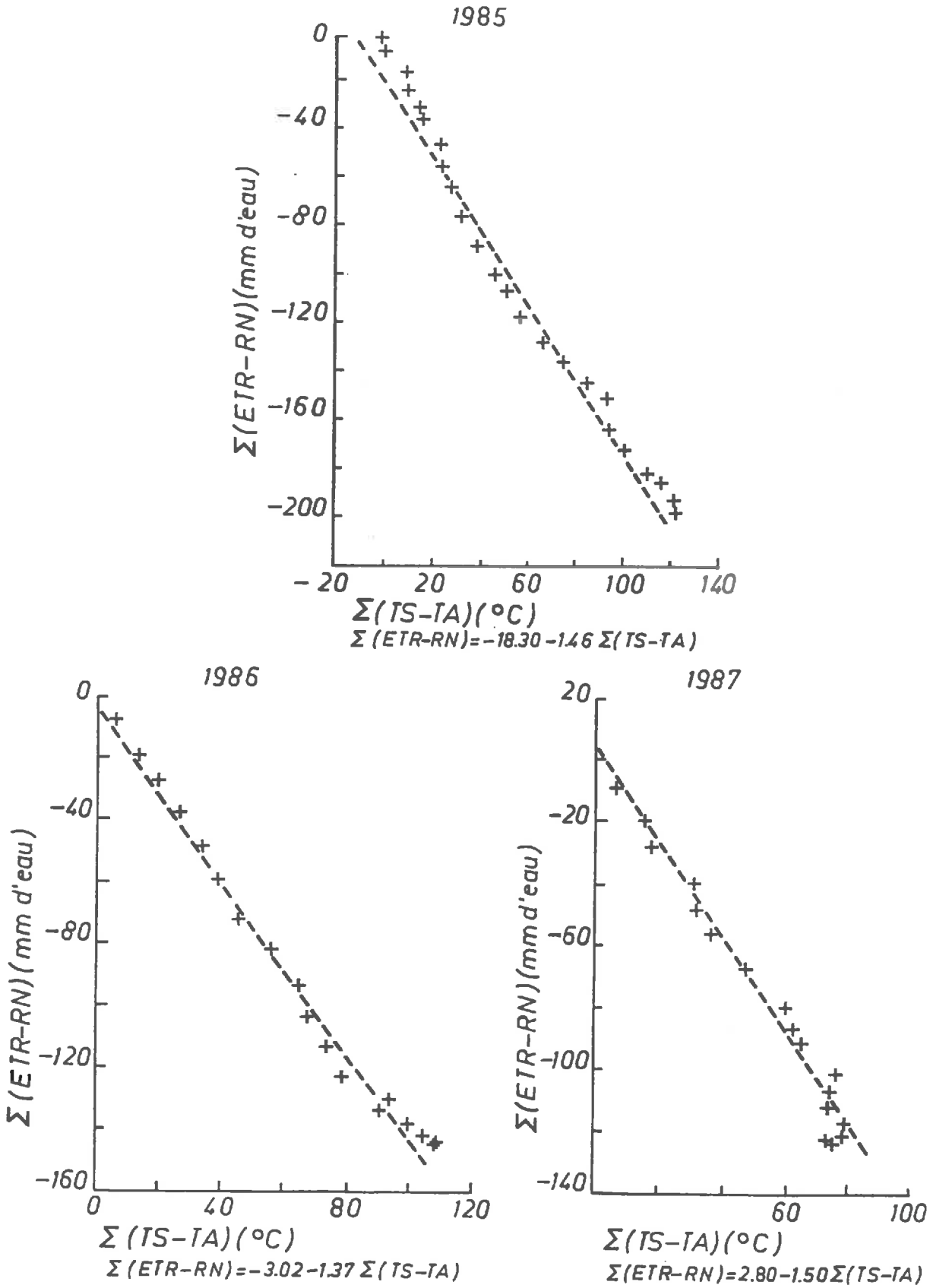


FIGURE V.13: Régressions linéaires établies à partir de Σ(ETR – Rn) du modèle agrométéorologique et de Σ(Ts – Ta) du satellite METEOSAT, pour la station de Lusignan.

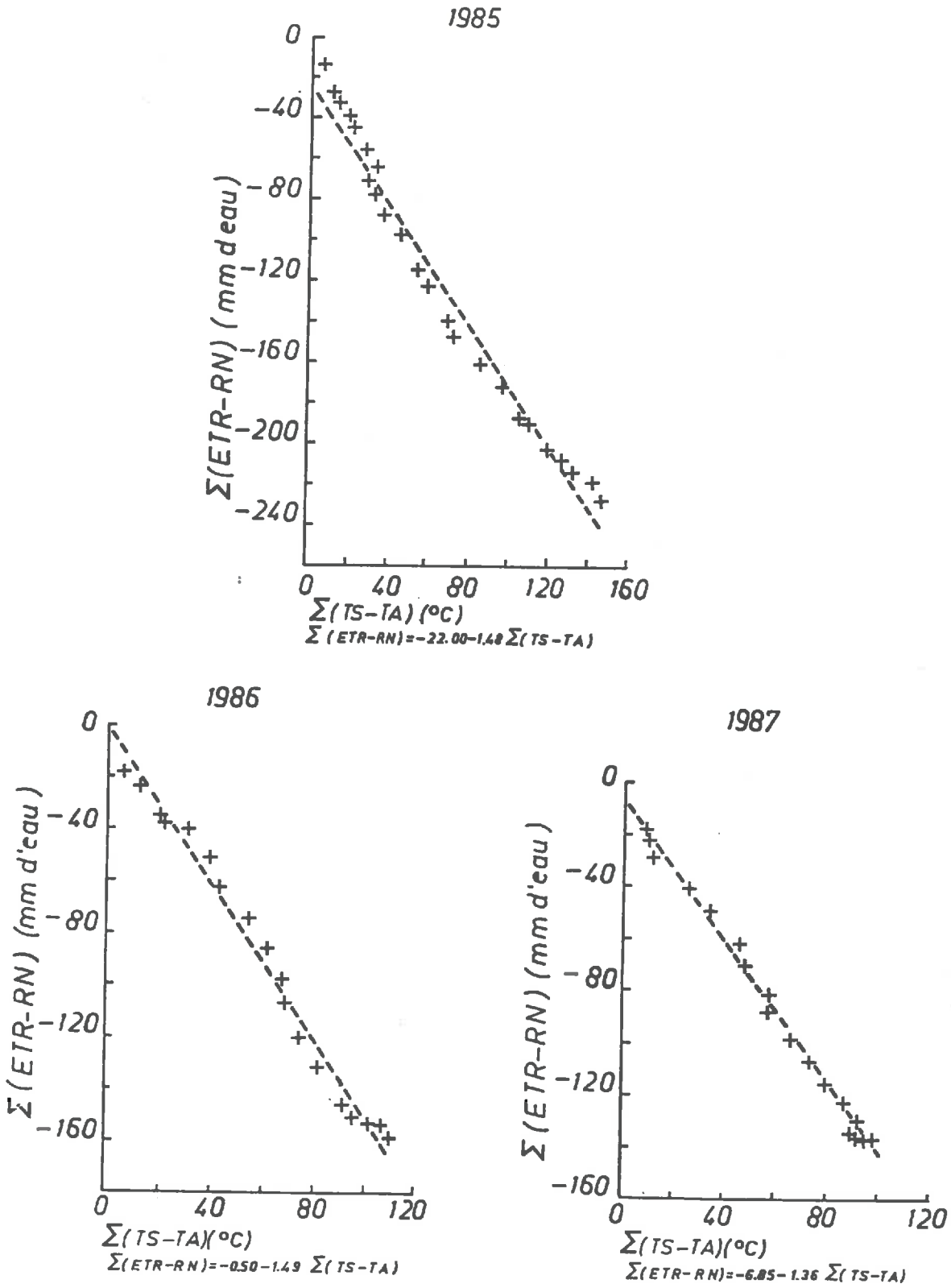


FIGURE V.14: Régressions linéaires établies à partir des valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle et de (Ts – Ta) de MÉTEOSAT, pour la station de Toulouse.

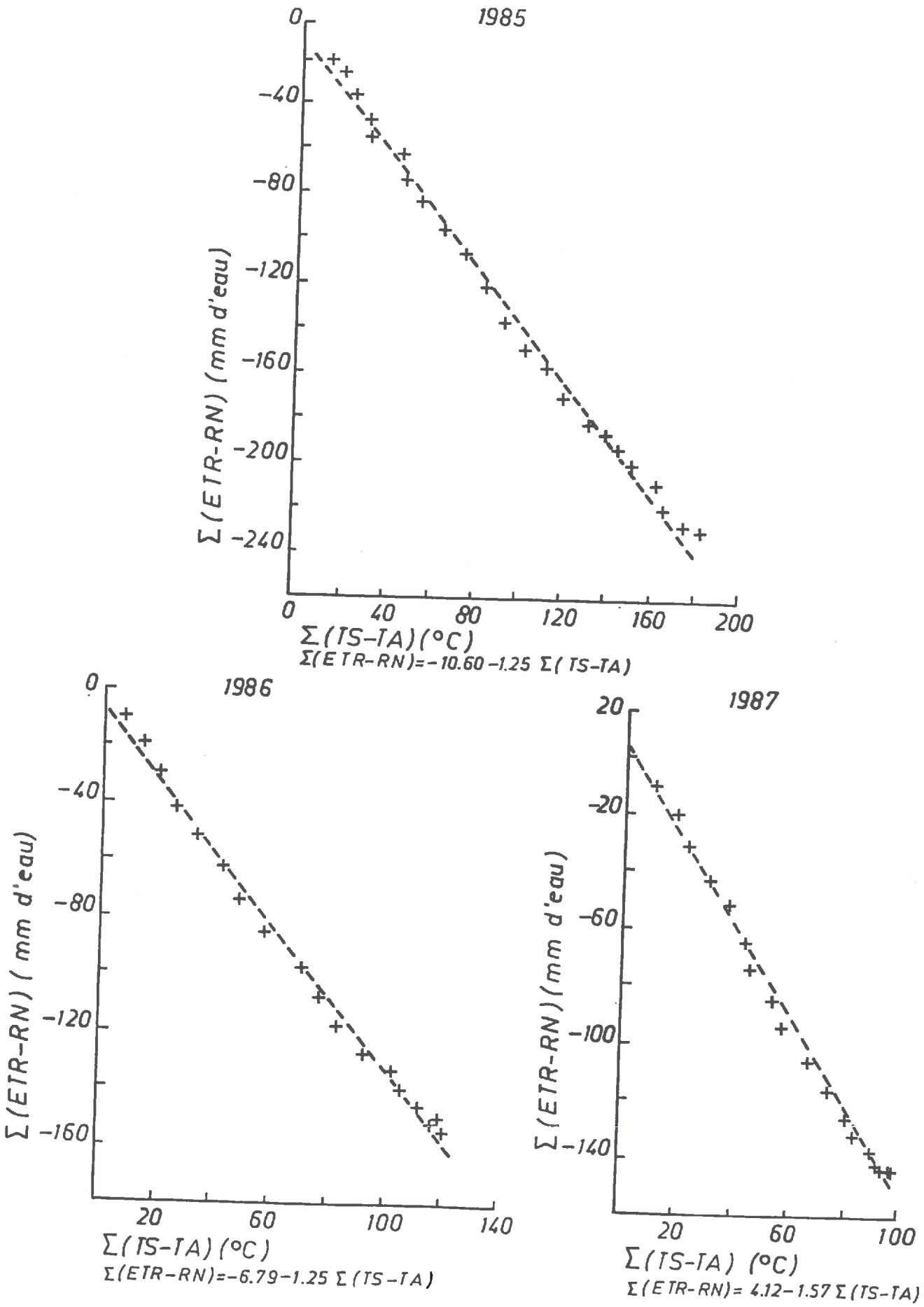


FIGURE V.15: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle et de (Ts – Ta) de METEOSAT, pour la station d'Avignon.

ANNEES STATIONS	1985	1986	1987
VERSAILLES	− 0.96	− 0.98	− 0.98
MIRECOURT	− 0.94	− 0.97	− 0.98
LUSIGNAN	− 0.97	− 0.98	− 0.97
TOULOUSE	− 0.96	− 0.97	− 0.98
AVIGNON	− 0.98	− 0.98	− 0.98

TABLEAU V.9: Coefficients de corrélation (R^2) obtenus à partir des régressions linéaires entre $\Sigma(ETR - Rn)$ du modèle et $\Sigma(Ts - Ta)$ de METEOSAT.

A partir de ces relations, nous avons établi sur chaque année, comme précédemment, une expression générale qui permettra ultérieurement d'estimer l'évapotranspiration réelle et partant le bilan hydrique. En effet, une analyse statistique effectuée sur ces stations a abouti aux du TABLEAU V.10 .

	INTERVALLES D'ETUDE	RELATIONS MOYENNES
1985	24 SEMAINES	$\bar{Y} = -17.84 - 1.45X$
1986	18 PERIODES DE 5 JOURS	$\bar{Y} = -1.29 - 1.41X$
1987	18 PERIODES DE 5 JOURS	$\bar{Y} = -0.64 - 1.59X$

TABLEAU V.10: Relations simplifiées moyennes obtenues à l'échelle de la FRANCE à partir du modèle agrométéorologique de CHOISNEL et du satellite METEOSAT.

Les écarts types associés aux valeurs moyennes des pentes et des ordonnées à l'origine sont, quant à eux, présentés dans les TABLEAUX V.11 et V.12 .

	1985	1986	1987
$\bar{B}$	−1.45	−1.41	−1.59
σn	0.23	0.11	0.15

TABLEAU V.11: Ecarts−types associés aux valeurs moyennes des pentes des relations simplifiées disposées dans le TABLEAU V.10.

	1985	1986	1987
$\bar{A}$	− 17.84	− 1.29	− 0.64
σn	3.86	5.74	6.61

TABLEAU V.12: Ecarts − types associés aux valeurs moyennes des ordonnées à l'origine des relations simplifiées du TABLEAU V.10.

Au regard de cette étude, il convient d'établir la précision que l'on peut attribuer aux relations moyennes. Pour cela, nous avons calculé les incertitudes absolues commises, lorsqu'on utilise les valeurs ces relations moyennes en lieu et place de celles des expressions obtenues sur chacune de ces stations.

Le TABLEAU V.13 résume les erreurs commises sur les différentes stations durant les années 1985, 1986 et 1987.

	1985			1986			1987		
	Y	$\bar{Y}$	ΔY/Y	Y	$\bar{Y}$	ΔY/Y	Y	$\bar{Y}$	ΔY/Y
VERSAILLES	−198	−233	0.17	−129	−129	0	−115	−97	0.16
MIRECOURT	−171	−143	0.14	−118	−116	0.02	−102	−98	0.04
LUSIGNAN	−220	−218	0.01	−153	−155	0.01	−112	−122	0.09
TOULOUSE	−248	−237	0.03	−165	−157	0.05	−140	−156	0.11
AVIGNON	−240	−281	0.17	−157	−171	0.08	−150	−156	0.04

TABLEAU V.11: Valeurs cumulées de (ETR − Rn) en mm d'eau obtenues à partir des relations simplifiées établies grâce aux données du modèle et du satellite METEOSAT et erreurs commises par utilisation des relations moyennes.

L'utilisation des relations simplifiées moyennes obtenues à partir de la combinaison des données du modèle et du satellite METEOSAT introduit sur les valeurs de Y des erreurs absolues variant entre 0 et 17%. Ainsi, il paraît tout à fait raisonnable d'utiliser ces relations moyennes pour la cartographie de l'ETR. Et pour cela, il faudrait:

− disposer d'un nombre important d'images satelitaires non nuageuses permettant l'évaluation, avec beaucoup plus de précisions, les valeurs de températures de surface. Pour cela, l'obtention conjointe d'un nombre élevé d'images infrarouges thermiques du satellite NOAA − AVHRR et des données de routine de METEOSAT permet de surmonter cette contrainte.

– avoir une répartition assez dense des stations STEFCE – INRA ou de la Météorologie Nationale en vue de déterminer, grâce aux paramètres climatiques de ces réseaux et au modèle du bilan hydrique utilisé, le rayonnement net (Rn). A défaut de cette répartition des stations, nous avons utilisé des méthodes simples d'interpolation spatiale afin d'estimer sur tout le territoire Français les valeurs de températures maximales de l'air et de rayonnement net faute de quoi les relations simplifiées, précédemment établies, s'avèrent inutilisables.

CHAPITRE VI :

CARTOGRAPHIE DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE.

VI CARTOGRAPHIE DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE.

VI.1 INTRODUCTION.

L'estimation ou la mesure de l'évapotranspiration réelle constitue la base de nombreux sujets de recherche dans les zones méditerranéenne et surtout soudano – sahelienne car la connaissance de cette variable permet de déterminer le bilan hydrique des cultures.

Des méthodes globales (bilans hydrique ou climatique) sont utilisés au niveau régional pour approcher l'ETR sans que ne soit résolu le problème d'extension spatial des estimations proposées à partir de mesures ponctuelles (ASSAD, 1986). C'est pourquoi, les relations simplifiées établies par JACKSON et *al.* (1977) puis reprises par SEGUIN (1980) montrent l'intérêt des mesures radiométriques (infrarouge thermique) pour résoudre ce problème. C'est à ce titre que nous avons établi, dans le chapitre précédent, des relations moyennes à l'échelle de la France.

Rapellons que les synthèses de températures de surface de METEOSAT sont délivrées sur des échelles hebdomadaires en 1985 alors qu'elles sont obtenues sur des périodes de cinq jours durant les années 1986 et 1987. Cette différence temporelle d'obtention de données, nous a conduit à établir uniquement les cartographies de l'ETR sur les années 1986 et 1987 qui feront, d'ailleurs, l'objet de comparaisons ultérieures.

Des difficultés liées à l'inexistence de données climatiques, au début de la simulation du modèle, dans certaines régions de la France exigent l'utilisation d'une méthode simple d'interpolation spatiale afin d'avoir un nombre suffisant des valeurs de ΣRn et de ΣTa. Ainsi, il paraît intéressant de faire quelques rappels des méthodes d'interpolation couramment utilisées.

VI.2 INTERPOLATIONS SPATIALES ET CLIMATOLOGIQUES.

L'étude d'un phénomène naturel qui se développe dans l'espace repose sur les données acquises à l'aide d'un réseau de mesures. Se limiter à cette connaissance spatiale discrète semble être insuffisant pour de nombreuses applications pratiques.

La reconstitution des valeurs du phénomène en des points non mesurés, la cartographie de ses différentes réalisations, l'estimation globale de son ampleur pour une région déterminée sont autant de problèmes qui nécessitent l'extension de l'information recueillie ponctuellement à l'ensemble du domaine étudié (CREUTIN, 1979). Cette extension ne peut, généralement, se faire que par l'utilisation de méthodes d'interpolation.

L'objectif de ce paragraphe n'est pas de faire, de façon très approfondie, l'étude des différentes méthodes d'interpolation généralement utilisées. Cependant, chacune d'elles présente un résultat optimal au but qu'elle se fixe. Un élément de choix important consiste, alors, à rechercher l'optimalité qui convient le mieux au problème que l'on traite. Ainsi, il convient de présenter, brièvement, les méthodes d'interpolation couramment utilisées en hydrologie.

VI.2.1 INTERPOLATION PAR FONCTIONS SPLINES.

C'est une méthode purement numérique dont le but recherché lors de l'interpolation, d'une série de points, à l'aide d'une fonction spline est de produire une courbe (ou surface) qui passe par ces points (ou noeuds) et qui soit la plus "lisse" que possible.

La méthode d'interpolation par les fonctions splines conduit aux remarques suivantes:

- le coût des calculs devient élevé lorsque le degré du polynome

choisi est grand.

– la mauvaise maîtrise des effets de bords si l'intervalle d'interpolation est grand.

– la difficulté d'estimer l'erreur d'interpolation commise.

Pour avoir de plus amples informations, le lecteur devra se référer aux ouvrages de THEODOR R. (Initialisation à l'analyse numérique, 1985) et de CREUTIN J.D. (thèse de Doctorat Ingénieur, 1979).

VI.2.2 KRIGEAGE.

Le krigeage est une méthode d'interpolation purement spatiale au sens où elle peut s'appliquer à des phénomènes connus par une seule réalisation.

C'est une méthodee statistique qui est bien adaptée à l'analyse des phénomènes naturels connus sur des champs et qui donne, pour un évènement pris en compte, des reconstitutions telles que la variance spatiale des erreurs commises soit minimale.

Au delà de ces avantages, auxquels il faut ajouter l'obtention de résultats très satisfaisants, le krigeage présente, cependant, des inconvénients, à savoir:

– la disponibilité d'un nombre suffisant de données afin de permettre l'utilisation de cette méthode,

– le traitement de données par krigeage demande très rapidement des programmes assez complexes (à l'exception du krigeage simple),

– le coût de fonctionnement est élevé à cause du calcul de la variance des erreurs commises sur les reconstitutions.

Les différents développements théoriques sur lesquels cette méthode est fondée, se trouvent clairement exposés dans les ouvrages et articles de MATHERON G. (1972) et de CREUTIN J.D. (1979).

VI.2.3 INTERPOLATION OPTIMALE DE GANDIN.

L'interpolation de GANDIN est une approche climatologique, opérant sur un ensemble de réalisations d'un même phénomène et dont l'optimisation recherchée se fait pour l'ensemble des situations étudiées.

Cette méthode convient bien aux phénomènes météorologiques qui, par leurs répétitions, permettent d'avoir des séries d'évènements.

Egalement statistique, l'interpolation de GANDIN recherche pour un point donné des estimations minimisant la variance climatologique des erreurs commises. Aussi, elle présente une facilité de mise en oeuvre et un coût de fonctionnement modeste.

Excepté l'impossibilité de traiter un phénomène par une seule réalisation, il est difficile, avec cette méthode, de vérifier l'homogénéité du champ étudié.

VI.2.4 METHODE DE THIESSEN.

La méthode d'interpolation de THIESSEN est fréquemment utilisée en hydrologie pour estimer une lame d'eau moyenne sur un bassin.

Cette approche repose sur un schéma d'interpolation très simple qui impose au point reconstitué de prendre la valeur mesurée de la station la plus proche.

A côté de sa facilité d'utilisation, existe la difficulté d'apprécier, avec cette méthode, l'erreur d'interpolation commise.

VI.2.5 MOYENNE ARITHMETIQUE.

La technique de la moyenne arithmétique consiste à affecter au point reconstitué la moyenne des valeurs mesurées aux stations avoisinantes.

Au – delà de sa simplicité, le problème majeur posé par la mise en oeuvre de cette méthode semble être la détermination du nombre de voisins à retenir.

En effet, il faut trouver un juste milieu entre la solution qui consiste à prendre l'ensemble des stations de mesure (tout point interpolé prenant alors la valeur moyenne du champ) et celle où l'on ne peut retenir que la station la plus proche (schéma de THIESSEN).

D'autres techniques d'interpolation, donnant des résultats assez satisfaisants, sont aussi utilisées en hydrologie: il s'agit entre autres de la méthode de triangulation hydrologique utilisée par OSNOY (1978) et de la méthode Aurelhy développée par la Météorologie Nationale Française (BENICHOU et LE BRETON, 1987).

Hormis la qualité de reconstitutions des données, les difficultés de mise en oeuvre et les limites d'utilisation machine nous ont contraint à utiliser les méthodes de THIESSEN et de la moyenne arithmétique dont les coûts de fonctionnements sont de loin les plus économiques comparativement aux autres méthodes d'interpolation, brièvement présentées.

VI.3 POLYGONES DE THIESSEN.

L'insuffisance de données de ΣRn et de ΣTa amène, d'abord, à utiliser la technique de la moyenne arithmétique afin de disposer d'un nombre important de valeurs, de ces paramètres, permettant ainsi l'utilisation de la méthode de THIESSEN.

L'interpolation de THIESSEN permet d'effectuer, grâce aux stations disposées dans le TABLEAU VI.1, le maillage de la France (FIGURE VI.1), offrant de ce fait la possibilité d'avoir sur toute l'étendue du territoir des valeurs cumulées, sur des périodes de six mois (mai à octobre), de rayonnement net et de température de l'air et ceci durant les années 1986 et 1987.

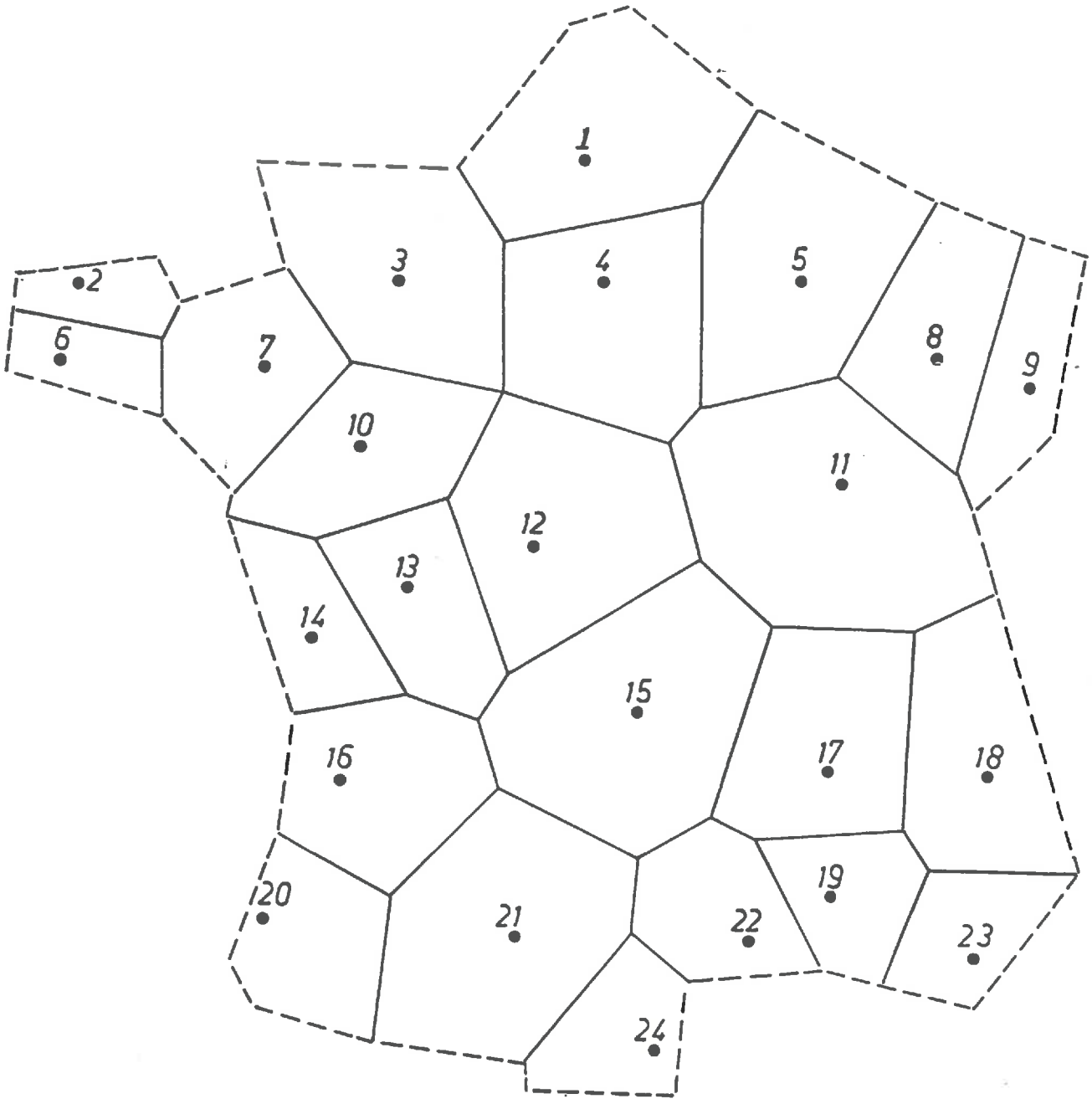


FIGURE VI.1: Maillage de THIESSEN des stations STEFCE – INRA.

NOMS DES STATIONS STEFCE	NUMEROS AFFECTES
Mons en Chaussée	1
St Pol de Léon	2
Le Pin au Harras	3
Versailles	4
Fagnières	5
Quimper	6
Le Rheu	7
Mirecourt	8
Colmar	9
Angers	10
Bretenières	11
Chateauroux	12
Lusignan	13
St Laurent de la Prée	14
Marcenat	15
Villenave d'Ornon	16
St Marcel Valence	17
Briançon	18
Avignon	19
St Martin de Hinx	20
Auzeville	21
Montpellier	22
Bornes les Mimosas	23
Alenya	24

TABLEAU VI.1: Noms des stations STEFCE et leurs correspondances numériques utilisées dans le maillage de THIESSEN de la FRANCE.

L'utilisation des valeurs de ΣRn et de ΣTa et des données corrigées de ΣTs du satellite METEOSAT dans les relations simplifiées moyennes, permet d'effectuer la cartographie de l'ETR sur la France.

VI.4 CARTOGRAPHIE DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE.

VI.4.1 CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE.

La détermination des valeurs de l'ETR passe nécessairement par les corrections des données de Ts de METEOSAT, obtenues dans des régions où l'étalonnage des valeurs satellitaires n'a pas pu être fait. Et pour cela, nous avons suivi la démarche suivante:

- calculer sur chacune des années 1986 et 1987, la moyenne des écarts satellitaires (NOAA – AVHRR et METEOSAT) de l'ensemble des stations STEFCE – INRA, ainsi que l'écart type qui lui est associé: TABLEAU VI.2 .

	1986	1987
$\overline{\Delta Ts}$	7.3	7.3
σn	2.1	2.6

TABLEAU VI.2: Ecarts – types associés aux moyennes des écarts de températures satellitaires (NOAA – METEOSAT)pour toutes les stations d'étude durant les années 1986 et 1987(en degrés Celsius).

– étalonner, grâce aux écarts moyens, les données brutes de températures de surface de METEOSAT des régions choisies pour le calcul de l'ETR.

– utiliser les valeurs calculées ou estimées de ΣRn et ΣTa ainsi que celles de ΣTs corrigées de METEOSAT pour calculer ΣETR à partir des relations suivantes:

$$1986 : \quad \Sigma ETR = \Sigma Rn - 1.29 - 1.41\Sigma(Ts - Ta) \qquad (VI.1)$$

$$1987 : \quad \Sigma ETR = \Sigma Rn - 0.64 - 1.59\Sigma(Ts - Ta) \; .$$

Ainsi, à partir de cette procédure, les valeurs cumulées d'évapotranspiration, disposées dans le TABLEAU VI.3, ont été déterminées sur des périodes de six mois (mai à octobre) durant les années 1986 et 1987.

	ΣETR (mm d'eau)	
ANNEES REGIONS	1986	1987
Agen	292	438
Amberieu	440	492
Angers	409	519
Avignon	256	335
Beauvais	431	542
Belfort	378	473
Besançon	360	467
Bordeaux	377	529
Bourges	360	487
Cambrai	522	560
Cannes	145	270
Carcassonne	216	296
Chartes	398	539
Cognac	396	494
Chalon sur Saone	366	480

Dax	378	501
Dijon	370	482
Fagnières	444	520
Gourdon	312	425
Grenoble	448	450
Langres	385	532
Le Luc	178	290
Le Mans	373	501
Lille	475	553
Limoges	415	498
Lusignan	375	475
Luxeuil	402	534
Lyon	440	482
Macon	395	475
Marignane	142	265
Melun	412	548
Metz	509	568
Mirecourt	425	510
Montélimar	450	453
Montluçon	375	496

Montpellier	217	310
Mt de Marsan	338	529
Mt st Vincent	389	461
Mulhouse	320	422
Nancy	460	555
Nantes	390	510
Nevers	372	489
Nice	158	278
Nimes	219	320
Orléans	358	502
Pau	375	530
Perpignan	129	178
Pin aux Harras	384	524
Poitiers	378	498
Quimper	364	482
Reims	480	550
Rennes	342	512
Rostrenen	314	513
Rouen	432	525
St Pol de Léon	383	528

St Quentin	515	565
Strasbourg	350	511
Tarbes	329	482
Toulon	150	280
Toulouse	258	375
Tours	375	513
Troyes	430	511
Valence	452	458
Versailles	418	502
Vichy	374	492

TABLEAU VI.3: Valeurs cumulées d'évapotranspirations réelles calculées sur des périodes de six mois (mai à octobre) durant les années 1986 et 1987.

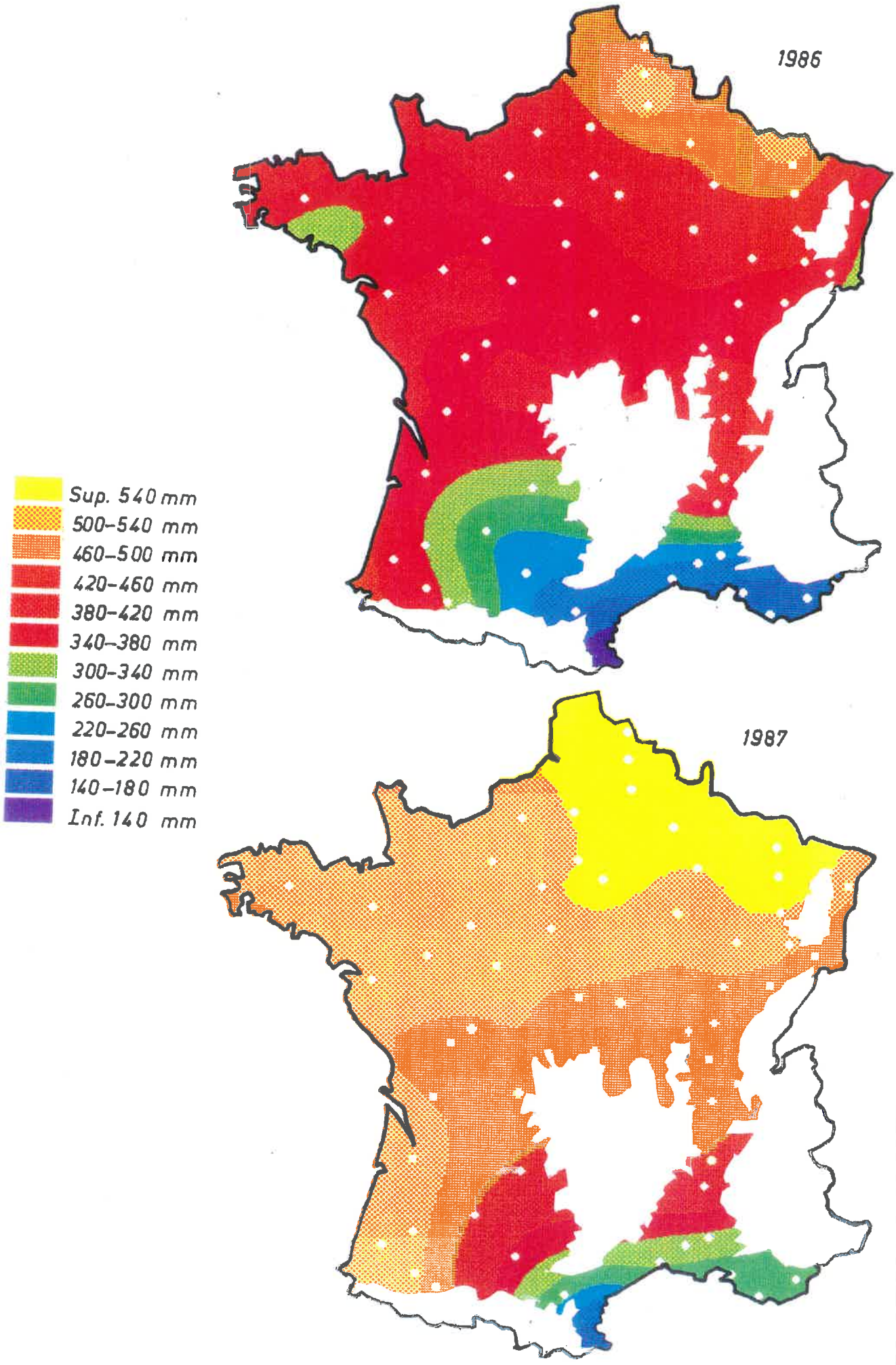
A partir de ces valeurs cumulées, deux cartes d'évapotranspiration ont été établies à l'échelle de la France. Ces cartes feront l'objet d'intercomparaisons afin de mettre en évidence les évolutions spatiale et annuelle de l'ETR.

VI.4.2 INTERCOMPARAISONS DES CARTES D'ETR CUMULEES.

L'analyse des cartes de la CARTE 9 fait apparaître les observations suivantes:

- dans les régions méditerranéennes, le taux d'évapotranspiration

Cartes 9 : Valeurs cumulées de l'évapotranspiration réelle (en mm d'eau) obtenues à l'échelle de la France et sur des périodes de six mois (Mai à Octobre) durant les années 1986 et 1987.


1986
1987
Sup. 540 mm
500–540 mm
460–500 mm
420–460 mm
380–420 mm
340–380 mm
300–340 mm
260–300 mm
220–260 mm
180–220 mm
140–180 mm
Inf. 140 mm

demeure, durant les périodes d'étude, le plus faible comparativement aux autres régions, indiquant ainsi l'existence de déficit hydrique.

– ces données d'ETR augmentent du Sud au Nord de la France et atteignent les valeurs les élevées dans le Nord – Est de la France. Cette constatation est confirmée par l'observation des FIGURES VI.1 et VI.2, établies à partir des données du modèle MAGRET, du reseau pluviométrique STEFCE et des valeurs d'ETR obtenues par télédétection. En effet l'analyse de la FIGURE VI.1 indique une diminution de la demande climatique (ETP) avec une augmentation de la latitude et ceci quelque soit l'année considérée. Aussi, les valeurs cumulées d'évapotranspiration réelle augmentent du Sud au Nord de la France. Enfin,ces valeurs d'ETR demeurent inférieures à celles des précipitations et cela s'explique par la variation du stock d'eau dans le sol.

La FIGURE VI.2 , quant à elle, montre une augmentation du rapport ETR/ETP du Sud au Nord de la France. Cette remarque confirme la dimunition du rapport ETR/ETP avec le stress hydrique.

– sur l'ensemble des régions, le taux d'évapotranspiration apparaît le plus élevé durant l'année 1987, montrant de ce fait, l'existence d'une plus grande quantitté d'eau dans les sols durant cette même année. Cette constatation confirme, une fois de plus, les résultats obtenus dans le paragraphe VI.4.2.4 lors des comparaisons annuelles du *Stress Degree Day*.

– certaines régions situées le long de la vallée du Rhône (Valence) et aux alentours de Grenoble présentent, sur les périodes d'étude des années 1986 et 1987, des valeurs assez constantes d'évapotranspiration réelle bienque la valeur cumulée des précipitations obtenue sur ces périodes demeure la plus élevée en 1987. A partir de ces valeurs cumulées d'ETR, l'on est à mesure d'affirmer, au delà des apports naturels d'eau (précipitations), l'existence des phénomènes d'irrigation dans ces régions et ceci durant la période estivale.

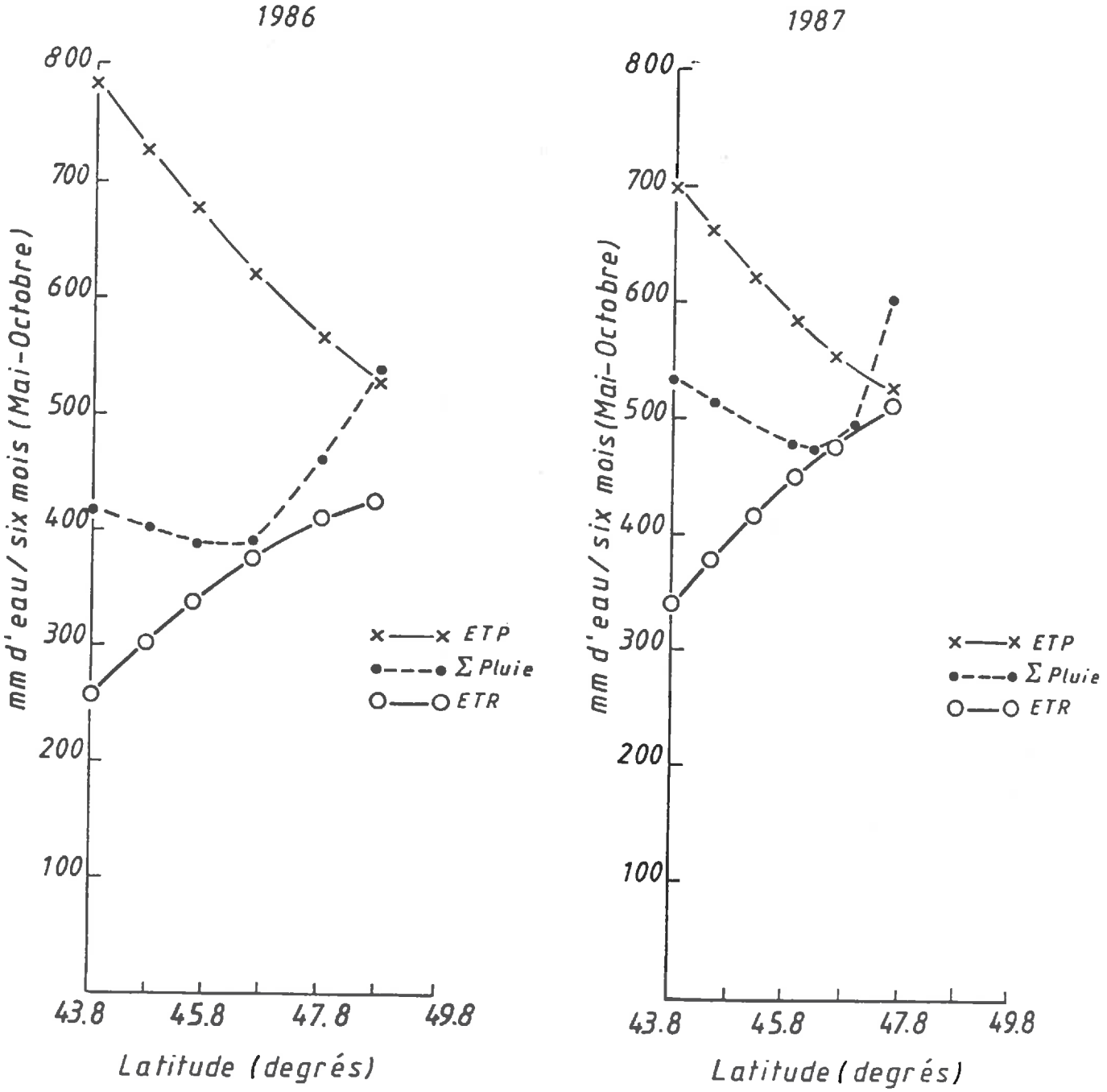


FIGURE VI.2: Evolutions des valeurs cumulées de ETR, ETP et Pluie (sur des périodes de six mois: Mai à Octobre) en fonction de la latitude, durant les années 1986 et 1987.

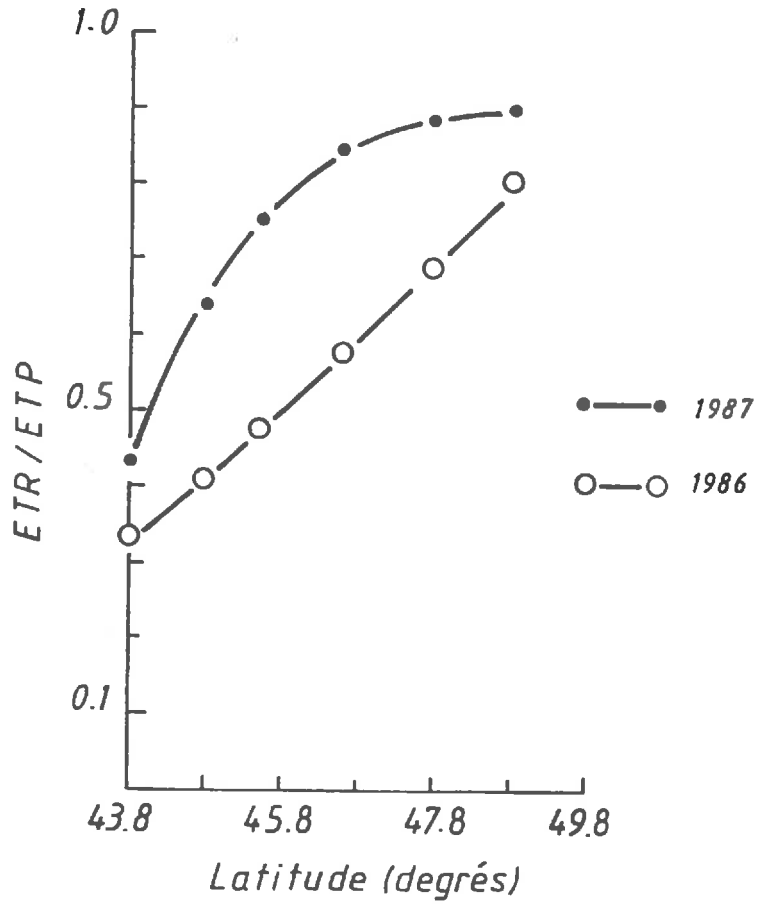


FIGURE VI.3: Evolutions du rapport ETR/ETP en fonction de la latitude, sur des périodes de six mois (Mai à Octobre) durant les années 1986 et 1987.

Avant de conclure ce chapitre, il serait intéressant de confirmer, à partir des cumuls d'images infrarouges thermiques du satellite METEOSAT, certains des résultats obtenus à partir des cartes d'évapotranspirations cumulées.

VI.4.3 ETUDES SIMULTANEES DES IMAGES COMPOSITES DU CANAL INFRAROUGE THERMIQUE DE METEOSAT ET DES CARTES DE ΣETR.

Insistons sur le fait que les images de la planche 7 résultent de l'addition, à partir du mois de mai, de toutes les images thermiques (mensuelles) non corrigées de METEOSAT.

L'observation de ces images infrarouges thermiques montre:

– une coloration rouge le long du pourtour méditerranéen et dans certaines régions du Sud – Ouest de la France. Cette coloration passe du rouge au vert, lorsqu'on se déplace du Sud au Nord de la France. Rapellons, cependant, les correspondances des colorations des images infrarouges thermiques:

rouge: régions sèches et chaudes,

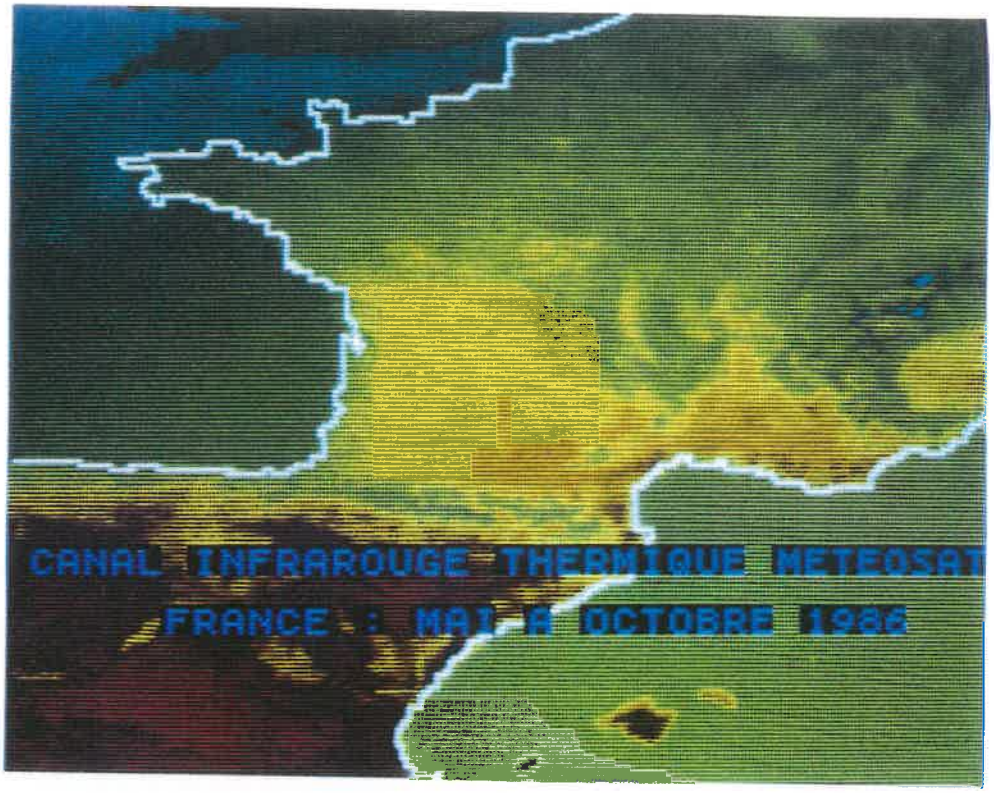
vert : régions humides (végétations ou cultures),

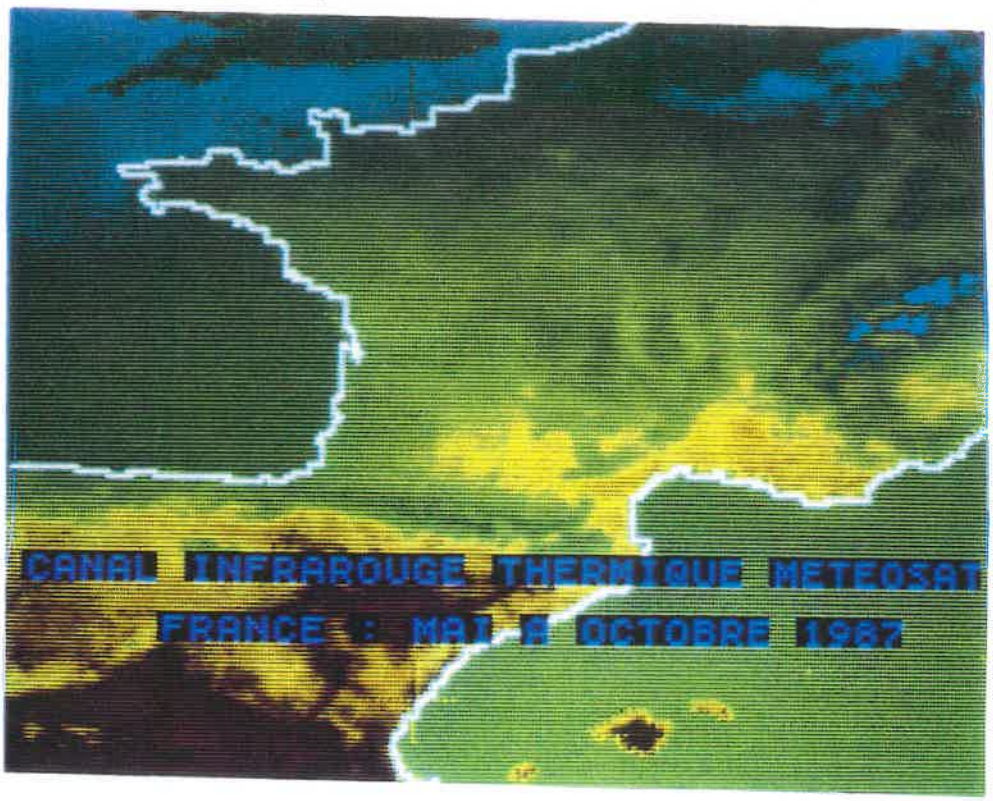
bleu : océans ou présence de nuages.

A partir de ces analogies, l'ensemble de ces images indiquent clairement que les régions méditerranéenees apparaissent comme les zones les plus sèches tandis que celles du Nord comme les plus humides. Cette remarque est en parfait accord avec l'augmentation du taux d'évapotranspiration, Sud au Nord de la france, observée grâce aux cartes d'évapotranspiration réelle.

– le taux de répartition de la coloration rouge apparaît le plus élevé en 1986, mettant en relief une grande proportion de régions chaudes au cours de cette année. Cette observation confirme que l'année 1987 a été la plus humide avec pour corollaire une grande disponibilité en eau des sols et partant l'existence de fortes valeurs d'évapotranspiration.

PLANCHE 7


CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE : MAI A OCTOBRE 1986


CANAL INFRAROUGE THERMIQUE METEOSAT
FRANCE : MAI A OCTOBRE 1987

Les images infrarouges thermiques de METEOSAT ont donc permis de:

– dégager le caractère sec (chaud) et humide (froid) d'un sol et de sa couverture végétale,

– de cartographier à l'échelle régionale l'évapotranspiration réelle cumulée et ceci grâce aux données du modèle de bilan hydrique utilisé. Cependant, une difficulté majeure existe au niveau de la connaissance de la précision des données d'ETR de ce modèle compte tenu du fait qu'il semble difficile d'obtenir, à l'échelle régionale et par une autre méthode, des valeurs fiables de ce paramètre .

Si nos travaux à partir de la combinaison des données de METEOSAT et de NOAA – AVHRR ont montré le bien fondé de la méthode utilisée pour cartographier l'évapotranspiration réelle à l'échelle régionale, l'utilisation du concept de *Stress Degree Day* à l'échelle parcellaire peut être envisagée à condition d'étudier la variabilité des valeurs de températures de surface de ces satellites météorologiques par rapport aux données de LANDSAT – TM dont la résolution spatiale dans le canal thermique est meilleure:120x120m (annexe 8).

CONCLUSION GENERALE.

CONCLUSION.

L'utilisation des images infrarouges thermiques satellitaires (METEOSAT et NOAA) et des données météorologiques des stations STEFCE – INRA, dans le cadre de cette étude, présente les intérêts suivants:

– trouver une méthode simple de corrections des synthèses thermiques de METEOSAT, d'accès facile, traitées et élaborées en routine au :Centre de Météorologie Spatial de Lannion.

– suivre l'évolution du déficit hydrique, à l'échelle régionale, des sols et de leurs couvertures végétales.

– envisager la possibilité d'utiliser directement l'information satellitaire dans l'infrarouge thermique pour l'estimation de l'écart (Ts – Ta) au dessus des forêts.

– établir des relations simplifiées moyennes à l'échelle de la France, à partir des valeurs de Ts de METEOSAT et du modèle de la Météorologie National, afin de cartographier l'évapotranspiration réelle.

Ce travail a permis d'obtenir les résultats suivants:

– l'analyse des données de METEOSAT a mis en évidence l'existence d'une sous – estimation des valeurs de Ts qui peuvent être corrigées, à partir de NOAA – AVHRR, par la prise en compte des dates où l'on dispose des images infrarouges thermiques des deux satellites. Les écarts (de l'ordre de 7°C en moyenne) sont en grande partie expliqués par l'effet d'absorption de la vapeur d'eau (épaisseur d'eau efficace).

– l'évolution des sommes d'écarts (Ts – Ta) au cours de la saison montre l'effet de la latitude (du Nord au Sud de la France, augmentation traduisant le stress hydrique croissant), des années (1987 plus humide régulièrement que 1986 et 1985) et de l'apparition de périodes de sécheresse (automne 1985 et été 1986 dans le Sud – Ouest).

– les comparaisons effectuées entre les valeurs de Ts obtenues au dessus des forêts des Vosges et des Landes et celles des températures de l'air montrent l'existence d'écarts moyens variant entre 0.3 et 2°C. Avec ces résultats, une possibilité de détermination des écarts (Ts – Ta) au dessus de ces massifs semble réalisable à partir d'images infrarouges thermiques satellitaires.

– les comparaisons des Σ(Ts – Ta) effectuées entre le modèle et le satellite METEOSAT montrent l'existence d'écarts moyens variant entre 1 et 2°C, qui peuvent être attribuables soit à la précision du modèle, soit à celle des données du satellite, soit enfin à l'estimation du bilan hydrique par le modèle (très sensible à la rugosité et à la réserve utile du sol et la non prise en compte de l'irrigation).

– les relations simplifiées, établies entre les valeurs de Σ(ETR – Rn) et Σ(Ts – Ta) du modèle de bilan hydrique, montrent une forme linéaire, légèrement différente suivant les années et les stations.

– les relations moyennes, obtenues à partir des données du modèle et du satellite et présentant elles aussi une forme linéaire, permettent de cartographier l'ETR à des échelles de temps (mensuelles ou annuelles) et d'espace climatologique (100km).

En dépit de tous ces résultats, des difficultés demeurent et se résument à:

– la détermination des températures des surface dans les régions côtières à cause de la médiocrité de la résolution spatiale de METEOSAT.

– la précision des données du canal thermique du satellite METEOSAT.

– les précisions des valeurs de températures de surface et d'évapotranspirations réelles obtenues à partir du modèle de CHOISNEL.

– l'impossibilité de faire fonctionner le modèle sur certaines stations STEFCE à cause d'une absence de certaines données météorologiques.

– la non prise en compte, dans le modèle de CHOISNEL, de l'évolution de l'humidité dans le sol et des phénomènes d'irrigation.

Au – delà de toutes ces difficultés, les résultats obtenus sont assez encourageants.

Pour la validation des méthodes de cartographie de l'ETR à partir d'images infrarouges thermiques de METEOSAT, il serait souhaitable de:

– disposer d'un nombre élevé d'images thermiques de NOAA afin de corriger, avec beaucoup plus de précisions, les données de METEOSAT et ceci sur plusieurs années.

– comparer les écarts moyens de Ts obtenus (entre NOAA et METEOSAT) avec les écarts existants entre les valeurs de terrains (températures de surface mesurées dans des régions suffisamment étendues et assez homogènes) et celles du satellite METEOSAT, afin de confirmer ces résultats.

– disposer, dans chaque région, des données de Ta et de Rn afin d'éviter l'utilisation de méthodes d'interpolatons introduisant, souvent, des erreurs au niveau des valeurs de l'évapotranspiration réelle.

Ce travail a mis en évidence l'importance et l'intérêt de la méthodologie liant l'évapotranspiration réelle à la température de surface obtenue par télédétection.

Cette méthodologie, appliquée dans des régions sèches (régions soudano – sahéliennes), pourrait éventuellement permettre d'observer les apparitions de périodes de sécheresse et partant, de déclencher les processus d'irrigation.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

ABDALLAH I., 1987. Application de la thermographie infrarouge à l'avertissement et au pilotage des irrigations (cas du tournesol). Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier, 129 p.

ALOUIS R., CHOISNEL E., FOUQUES-DUPARC, GERBIER N., PAYEN D., REMOIS P., 1980. Atlas agroclimatique saisonnier de la France. Ed. Météorologie Nationale de la France.

ANGSTROM A., 1924. Solar and terrestrial radiation. Quart. J. Roy. Meteorol. 22 : 121-125.

ARAI T., 1966. Evaporation from lakes in the temperature climate. J. Agric. Meteorol. 22 : 51-57.

ASSAD E., FRETAUD J. P., KERR Y., LAGOUARDE J. P., SEGUIN B., 1986. Utilisation de la thermographie infrarouge dans l'estimation de l'évapotranspiration à l'échelle régionale. Application au Sénégal. Agron. Trop. 40 (4) : 279-285.

ASSAD E., 1987. Utilisation des satellites météorologiques pour le suivi agroclimatique des cultures en zone sahélienne. Cas du Sénégal. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier, 258 p.

BALDY C., 1985. Utilisation d'une relation simple entre le bac classe A et la formule de PENMAN pour l'estimation de l'ETP en zone soudano-sahélienne. Ann. Agron. 29 (5) : 439-452.

BECKER F., SEGUIN B.,1985. Determination of surface parameters and fluxes for climates studies from space observation. Methods, results and problems. Adv. Space Res. 5 (6) : 229-317.

BECKER F., 1987. The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from satellite. Int. J. Rem. Sens. 8 (10) : 1509-1522.

BENICHOU P., LE BRETON O., 1987. Prise en compte de la topographie pour la cartographie de champs pluviométriiques statisstiques: la méthode Aurelhy. In "Agrométéorologie des régions de moyenne montagne". Toulouse, 16-17 avril 1986, Ed. INRA, Paris, 1987 (Les colloques de l'INRA, n°39).

BENTON G. S., ESTOQUE M. A., 1954. Water vapor transfer over the North American continent. J. Meteorol. 11 : 462-477.

BLACK T. A., TANNER C. B., GARDNER W. R., 1970. Evaporation from a snap bean crop. Agron. J. 62 (1) : 66 – 69.

BLAD B. L., ROSENBERG N. J., 1974. Lysimetric calibration of the Bowen ratio – energy balance method for evapotranspiration estimation in the central great plains. J. Appl. Meteorol. 13 : 227 – 236.

BONNER J., 1959. Water transport. Science 129 : 447 – 450.

BOUCHET R. J., 1961. Signification et portée agronomique de l'évapotranspiration potentielle. Ann. Agron. 12 (1) : 51 – 63.

BOUCHET R. J., 1963. Evapotranspiration réelle et potenttielle : signification climatique. Assemblée générale, Berkeley, Ass. Int. Hydrol. Sci. 62 : 134 – 142.

BOUCHET R. J., 1964. Evaporation réelle et potentielle : facteurs climatiques. In "l'eau et la production végétale. INRA, Paris : 155 – 156.

BOUCHET R. J., 1965. L'évaporation potentielle, sa mesure et son estimation à partir de l'évaporation sous abri. Signification et l'intérêt écologique. In "méthodologie de l'écophysiologie végétale". Recherches sur les zones arides, 25 : 119 – 121. Actes du colloque de Montpellier.

BROCHET P., GERBIER N., 1977. Une méthode opérationnelle pratique de calcul de l'évapotranspiration potentielle. La météorologie, numéro spécial "Evapotranspiration". VI^{ème} série (11) : 103 – 133.

BROWN K. W., 1974. Calculations of evapotranspiration from crop surface temperature. Agric. Meteorol. 14 : 199 – 209.

BRUNET Y., 1984. Modélisation des échanges sol nu – atmosphère : essai de validation locale et influence de la variabilité spatiale du sol. Thèse de Doctorat Ingénieur, Université Scientifique et Médicale et Institut National Polytechnique de Grenoble. Grenoble 201 p.

BRUNET Y., LAGOUARDE J. P., MUNEZ M., 1988. Une nouvelle méthode d'estimation de l'évaporation régionale à partir des mesures de température de surface dans l'infrarouge thermique. In "signatures spectrales d'objets en télédétection". Aussois conférence, janvier 1988, ESA SP 287 : 473 – 476.

BRUTSAERT W., 1975. A theory for local evaporation (or heat transfer) from rough and smooth surfaces at ground level. Wat. Resourc. Res., 11 : 543 – 550.

BRUTSAERT W., 1975. On a derivable formula for long – wave radiaton from clear skies. Wat. Resourc. Res. 11 : 134 – 142.

BRUTSAERT W, MAWDSLEY J. A., 1976. The applicability of planetary boundary layer to calculate regional evapotranspiration. Wat. Resourc. Res. 12 : 852 – 859.

CARY J. W., 1965. Water flux in moist soil : thermal versus suction gradients. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 100 : 428 – 433.

CARY J. W., 1966. Soil moisture transport due to thermal gradients. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 30 : 448 – 433.

CARLSON T. N., DODD J. K., BENJAMIN S. G., COOPER J. N., 1981. Satellite estimation of the surface energy balance, moisture availability and thermal inertia. J. Appl. Meteorol. 20 : 67 – 87.

CASELLES V., DELIGIDO J., 1987. A simple model to estimate the daily value of the regional maximun evapotranspiration from satellite temperature and albedo images. Int. J. Rem. Sens. 8 (8) : 1151 – 1162.

CASSANET J., 1984. Satellites et capteurs. Caen, Paradigme, 126 p.

CHOISNEL E., 1977. Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. La Météorologie, numéro spécial "Evapotranspiration". VI^{ème} série, (11) : 103 – 133.

CHOUDHURY B., 1983. Simulating the effects of weather variables and soil water potentiel on corn canopy temperature. Agric. Meteorol. 29 : 169 – 182.

CHOUDHURY B. J., REGINATO R. J., IDSO S. B., 1986. An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. Agric. For. Meteorol. 37 : 75 – 88.

CLAWSON K. L., BLAD B. L., 1982. Infrared thermometric for schedulind irrigation of corn. Agron. J. 74 : 311 – 316.

CLINET S., 1985. Suivi de l'évolution différents types de couvert végétal par téléanalyse des données AVHRR du satellite NOAA 7. Mémoire de D.E.A en géographie physique. Université d'Aix – Marseille II. Aix – en provence, 115 p.

CONAWAY J., VAN BAVEL C. H. M., 1967. Evaporation from a wet soil surface calculated from radiometrically determined surface temperature. J. Appl. Meteorol. 6 : 650 – 655.

CREUTIN J. D., 1979. Méthodes d'interpolation optimale de champs hydrométéorologiques. Comparaison et application à une série d'épisodes pluvieux cévenols. Thèse de Doctorat – Ingénieur. Institut National Polytechnique de Grenoble. Grenoble, 176 p.

CREUTIN J. D;, OBLED C., 1982. Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields. Wat. Resourc. Res. 20 : 413 – 443.

CREUTIN J. D., 1987. Validation et étalonnage d'images de télédétection à l'aide de mesures ponctuelles selon une approche géostatique. Applications à la mesure des précipitations et l'insolation. Thèse de Doctorat d'État, Institut National Polytechnique de Grenoble. Grenoble, 314 p.

DALE R. F., SHAW R. H., 1965. The climatology of soil moisture atmospheric evaporative demand and resulting moisture stress days for corn at Ames, Iowa. J. Appl. Meteorol. 4 : 661 – 667.

DA MOTA F. S., BEIRSDORF M. J. C., 1977. Estimating of solar radiation in Brazil. Agric. Meteorol. 18 : 241 – 254.

DALU G., VIOLA A., 1987. An improved calibration scheme for AVHRR 2. Int. J. Rem. Sens. 8 (10) : 1501 – 1508.

DANCETTE C., 1979. Agroclimatologie appliquée à l'économie de l'eau en zone soudano – sahélienne. Agron. Trop. 34 (4) :331 – 335.

DANCETTE C., 1984. Estimation dess besoins en eau des principales cultures pluviales en zone soudano – sahélienne. Agron. Trop. 38 (4) : 267 – 280.

DANCETTE C., 1984. Besoins en eau du mil au Sénégal. Adaptation en zone semi – aride tropicale. Agron. Trop. 38 (4) : 267 – 280.

DANCETTE C., HAMMOUTENE H., 1982. Bilan hydrique simulé et tentative d'explication du rendement pour le mil et le sorgho. In "coll. Réunion de planification. ICRISAT – OMM sur l'agrométéorologie du sorgho et du mil dans les zones tropicales". Hyderabad, 15 – 19 novembre 1982, 20 p.

DAUDET F., PERRIER A., 1986. Etude de l'évaporation ou de la condensation à la surface d'un corps à partir du bilan énergétique. Rev. Gén. Thermique 7 (76) : 353 – 364.

DEARDOFF J. W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. J. Geophys. Research. 83 (64) : 1889 – 1903.

DEBOIS M., 1984. Utilisation scientifique de l'imagérie des satellites météorologiques. IIème partie : reconnaissance des nuages et estimation des vents. La Météorologie VII série (5) : 1 – 10.

DESCHAMPS P. Y., PHULPIN T., 1980. Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12µm. Bound. Lay. Meteorol. 18 : 131 – 143.

DE VRIES D. A., 1958. Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. Trans. Ann. Geophys. Union 39 : 909 – 916.

DE VRIES D. A., 1963. Thermal proporties of soil : In "physics of plants environment". Van Wijk ed., North Holland, Amsterdam : 210 – 235.

DE WALLE D. R., PARMELE L. H., 1974. Application of error analysis to surface temperature determination by radiation budget techniques. J. Appl. Meteorol. 13 : 430 – 434.

DISKIN M. H., 1970. On the computer evaluation of Thiessen weights. J. Hydrol. 11 : 69 – 78.

DOORENBOS J., PRUTT W. O., 1976. Les besoins en eau des cultures. Bull. Irr. Drain. n°24, 197 p. FAO Rome.

DURAND R., 1967. Action de la température et du rayonnement sur la croissance. Ann. Physiol. Vég. 9 (1) : 5 – 27.

DURAND R., 1974. Estimation du rayonnement global à partir de la durée d'insolation. Ann. Agron. 25 (6) : 779 – 795.

DURAND R., LEGROS J. P., 1981. Cartographie automatique de l'énergie solaire en fonction du relief. Agron. 1 (1) : 31 – 39.

EHRLER W. L., 1973. Cotton leaf as related to soil water depletion and meteorological factors. Agron. J. 65 : 404 – 409.

EHRLER W. L., IDSO S. B., JACKSON R. D., REGINATO R. J., 1978, a. Wheat canopy temperature : relation to plant water potential. Agron. J. 70 : 251 – 256.

EHRLER W. L., IDSO S. B., JACKSON R. D., REGINATO R. J., 1978, b. Diurnal changes in plant water potential and canopy temperature of wheat as affected by rought. Agron. J. 70 : 999 – 1004.

FAO, 1986. Early agrometeorological crop yield assessment. N° 73, 150 p.

FOREST F., KALMS J. M., 1984. Influence du régime d'alimentation en eau sur la production du riz pluvial. Simulation du bilan hydrique. Agron. Trop. 39 (1) :42 – 50.

FORTIN J. P., SEGUIN B., 1975. Estimation de l'ETR régionale à partir de l'ETP : utilisation de la relation de BOUCHET à différentess échelles de temps. Ann. Agron. 26 (5) : 537 – 554.

FRANQUIN P., FOREST F., 1977. Des programmes d'évaluation et d'analyse fréquentielles des termes du bilan hydrique. Agron. Trop. 32 (1) :1 – 22.

FRETEAUD J. P., CORTIER B., DIAGNE M., 1986. Simulation et suivi agroclimatique de l'hivernage. Rapport de mission IRAT/Deve, Montpellier, 1985, 13 p.

FUCHS M., TANNER C. B., 1966. Infrared thermometry of vegetation. Agron. J. 58 : 597 – 601.

FUCHS M., TANNER C. B., 1967. Evaporating from a drying soil. J. Appl. Meteorol. 6 : 852 – 857.

FUCHS M., TANNER C. B., THURTELL G. W., BLACK T. A., 1969. Evaporating from drying surfaces by the combination methods. Agron. J. 61 : 22 – 26.

GARDNER B. R., BLAD B. L., MAURER R. E., WATTS D. G., 1981, a. Relation ship between crop temperature and the physiological and phenological development of differentially irrigateed corn. Agron. J. 73 : 743 – 748.

GARDNER B. R., BLAD B. L., WATTS D. G., 1981, b. Plant and air temperatures in differentially irrigated corn. Meteorol. 25 : 207 – 217.

GASH J. H. C., 1987. An analytical framework for extrapolating evaporation measurements by remote sensing surface temperature. Int. J. Rem. Sens. 8 (8) : 1245 – 1249.

GATES D. M., 1986. Transpiration and leaf temperature. Annual review of plant physiology 19 : 211 – 238.

GOSSE G., 1976. Evapotranspiration et caractéristiques d'échange d'un gazon en climat équatorial humide. Ann. Agron. 27 (2) : 141 – 163.

GURR C. G. T., MARSHALL J., HUTTON J. T., 1952. Movement of water in soil due to temperature gradient. Soil Sci. 74 : 335 – 345.

GUYOT G., CHASSERAY E., 1981. Analyse de la signification physique et biologique de la température radiative d'un couvert végétal de céréales. In "signatures spectrales d'objets en télédétection". Coll. INRA : 379 – 390.

GUYOT G., 1986. La télédétection, l'agriculture vue du ciel. Revue Cultivar, mars 1986, n° 194 : 21 – 25.

GUYOT G., SEGUIN B., 1988. Possibilités d'utilisation de la télédétection satellitaire en agrométéorologie. Agron. 8 (1) : 1 – 13.

HALLAIRE H. W., SEGUIN B., 1984. Mesures météorologiques pour l'agriculture. La Météorologie, VII^{ème} série, n° 3 : 3 – 13.

HANKS R. J., GARDNER H. R., FAIRBOURN M. L., 1967. Evaporation of water from soils as influenced by drying with wind or radiation. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 31 : 593 – 598.

HATFIELD J. L., 1979. Canopy temperatures : the usefulness and reliability of remote measurements. Agron. J. 71 (5) : 889 – 892.

HATFIELD J. L., PERRIER A., JACKSON R. D., 1982. Estimation of evapotranspiration at one time – of – day using remotely sensed surface temperatures. Agric. Wat. Manag. 7 : 341 – 350.

HATFIELD J. L., 1983. Evapotranspiration obtained from remote sensing methods. Adv. Irrig. 2 : 395 – 416.

HATFIELD J. L., 1984. Estimation of crop water requirements : present and future. In "besoins en eau des cultures". Conférence Internationale, Paris, 11 – 14 septembre 1984. INRA, Paris, 1985.

HATFIELD J. L., REGINATO R. J., IDSO S. B., 1984. Evaluation of canopy temperature: evapotranspiration models over various surfaces. Agric. For. Meteorol. 32 : 41 – 53.

HATFIELD J. L., VAUCLIN M., VIEINA S. R., BERNARD R., 1984. Surface temperature variability patterns within irrigated fields. Agric. Wat. Manag. 8 : 429 – 437.

HATFIELD J. L., WANJURA D. F., BARKER G. L., 1984. Canopy temperature response to water stress under partial canopy. Amer. Soc. Agric. Eng. paper 84 (1011), 21 P.

HEILMAN J. L., KANEMASU E. T., 1976. An evaluation of a resistance form of the energy balance to estimate evapotranspiration. Agron. J. 68 (4) : 607 – 611.

HEILMAN J. L., KANEMASU E. T., ROSENBERG N. T., BLAD B. D., 1976. Thermal scanner measurement of canopy temperatures to estimate evapotranspiration. Rem. Sens. Environ. 5 : 137 – 145.

HOYER R. J., 1984. A two – satellite method for measurement of sea surface temperature. Int. J. Rem. Sens. 5 (1) : 115 – 131.

HUBAND N. D. S., MONTEITH J. L., 1986. Radiative surface temperature and energy balance of a wheat canopy. Bound. Lay. Meteorol. 36 : 1 – 17.

HUBERT L., 1989. Possibilités et limites de l'imagérie satellitaire pour une cartographie dynamique de l'occupation du sol en Bretagne. Thèse de Doctorat, Université de Rennes 2. Rennes, 260 p.

IDSO S. B., BAKER D. G., GATES D. M., 1966. The energy environment of plants. Adv. Agron. 18 : 171 – 218.

IDSO S. B., BAKER D. G., 1967. Relative importance of radiation, convection and transpiration in transfer from plants. Plant Physiol. 42 : 631 – 640.

IDSO S. B., SCHMUGGE T. L., JACKSON R. D., REGINATO R. J., 1975. The utility of surface temperature measurements for the remote sensing of surface soil water status. J. Geophys. Research 80 (21) : 3044 – 3049.

IDSO S. B., JACKSON R. D., REGINATO R. J., 1977. Remote sensing of crop yields, canopy temperature and albedo measurements have been quantitatively correlated with harvests of wheat. Science 196 : 19 – 25.

IDSO S. B., REGINATO R. J., JACKSON R. D., 1977. An equation for potential evaporation from soil, water and crop surfaces adaptable to use by remote sensing. J. Geophys. Research 4 (5) : 187 – 188.

IDSO S. B., HATFIELD J. L., JACKSON R. D., REGINATO R., 1979. Grain yield prediction : extending the Stress Degree Day approch to accommodate climatic variability. Rem. Sens. Env. 8 : 267 – 272.

IDSO S. B., JACKSON R. D., PINTER P. J., REGINATO R. T., HATFIELD J. L., 1981, a. Normalizing the Stress Degree Day parameter for environnmental variability. Agric. Meteorol. 24 : 223 – 226.

IDSO S. B., REGINATO R. J., JACKSON R. D., PINTER P. J., 1981, b. Foliage and air temperatures : evidence for a dynamic "equivalence point". Agric. Meteorol. 24 : 223 – 226.

IDSO S. B., 1982. Non – water – stressed baselines : a key to measuring and interpreting plant water stress. Agric. Meteorol. 27 : 59 – 70.

ITIER B., PARCEVAUX S., 1974. Albédo et agriculture. Société hydrotechnique de France. XIII^{ème} journées de. l'hydraulique, Paris 1974, 8 p.

ITIER B., 1977. Détermination des corrections à apporter aux mesures et aux estimations de l'évapotranspiration en régime advectif. La Météorologie, VI^{ème} série (11) : 55 – 60.

ITIER B., 1980. Une méthoode simplifiée pour la mesure du flux de chaleur sensible. J. Rech. Atmos. 14 : 17 – 34.

ITIER B., 1981. Une méthode simple pour la mesure de l'évapotranspiration réelle à l'échelle de la parcelle. Agron. 1981 bis : 869 – 876.

ITIER B., RIOU C., 1982. Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie infrarouge. J. Rech. Atm. 16 (2) : 113 – 125.

ITIER B., KATERJI N., 1983. Une expression simplifiée de la résistance aérodynamique d'un couvert végétal. Application à la mesure des flux de masse et d'énergie. Oecol. Gener. 4 (3) : 215 – 227.

JACKSON R. D., REGINATO R. J., IDSO S. B., 1977. Wheat canopy temperature : a pratical tool for evaluating water requirements. Wat. Resour. Res. 13 (3) : 651 – 656.

JACKSON R. D., PINTER P. J., 1981, a. Detection of water stress in wheat by measurement of reflected and emitted thermal I.R radiation . In "signatures spectrales d'objets en télédétection". Coll. Int. INRA, Avignon : 399 – 406.

JACKSON R. D., IDSO S. B., REGINATO R. J., PINTER P. J., 1981, b. Canopy temperature as a crop water stress indicator. Wat. Res. 17 : 1133 – 1138.

JACKSON R. D., 1982. Canopy temperature and crop water stress. U.S department of Agriculture, Arizona, U.S.A. Adv. Irr. 1 : 43 – 85.

JACKSON R. D., HATFIELD J. L., REGINATO R. J., IDSO S. B., PINTER P. J., 1983, a. Estimation of daily evapotranspiration from thermal infrared images. Int. J. Rem. Sens. 6 : 1319 – 1334.

JACKSON R. D., HATFIELD J. L., REGINATO R. J., IDSO S. B., PINTER P. J., 1983, b. Estimation of daily evapotranspiration from one time of day measurements. Agric. Wat. Manag. 7 : 351 – 362.

JACKSON R. D., 1984. Evaluating local and regional evapotranspiration using remotely sensed data. In "les besoins en eau des cultures". Conf. Int., Paris 11 – 14 Sept. 1984. INRA, Paris, 1985 : 725 – 740.

JACKSON R. D., REGINATO R. J., 1984. Agronomic aspects of thermal IR measurements. In "signatures spectrales d'objets en télédétection". Coll. INRA, n°23 : 447 – 457.

JACKSON R. D., EZRA C. E., 1985. Spectral reponse of cotton to suddenly induced water stress. Int. J. Rem. Sens. 6 (1) : 177 – 185.

JACKSON R. D., PINTER P. J., REGINATO R. J.,IDSO S. B., 1986. Detection and evaluation of plant stresses for crop management decisions. I.E.E.E 24 (1) : 99 – 106.

JACQUART C., CHOISNEL E., 1984. Evaluation des besoins en eau du maïs : variabilité climatique. In "les besoins en eau des cultures". Conf. Int. Paris, 11 – 14 Sept. 1984. INRA, Paris, 1985.

JOLY G., 1984. Les données images. Télédétection satellitaire, Paradigme, 133 p.

JONES H. G., 1983. Plant and microclimate. Cambridge University Press, New York.

JUSTICE C. O., TOWNNSHEND J. R. G., HOLBEN B. N., TUCKER C. J., 1985. Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data. Int. J. Rem. Sens. 6 (8) : 1271 – 1318.

KALMS J. M., VACHAUD G., VAUCLIN M., 1982. Modalité d'alimentation hydrique de deux variétés de riz pluvial à l'échelle de la parcelle. Agron. 2 : 877 – 883.

KALMS J. M., IMBERNON J., 1984. Modalités d'alimentation en riz pluvial. Bilan des recherches méthodologiques effectuées à Bouaké. Agron. Trop. 38 : 198 – 205.

KATERJI N., PERRIER A., 1983. Modélisation de l'évapotranspiration réelle ETR d'une parcelle de luzerne : rôle d'un coefficient cultural. Agron. 3 : 513 – 521.

KATERJI N., HALLAIRE M., 1984. Modèle explicatif des transferts hydriques dans la plante et cinétique diurne du potentiel foliaire. Comm. Congrès I.C.I.D. Paris, Sept. 1984.

KEENER M. E., KIRCHER P. L., 1983. The use of canopy temperature as an indicator of drought stress in humid regions. Agric. Meteorol. 28 : 339 – 349.

KERR Y. H., DESCHAMPS P. Y., SAINT G., 1984. NOAA AVHRR as a tool for agricultural monitoring. ERIM – Paris, Oct. 1984.

KERR Y. H., ASSAD E., FRETAUD J. P., LAGOUARDE J. P., SEGUIN B., 1986. Estimating of evapotranspiration in the sahelien zone by use METEOSAT and NOAA AVHRR data. In "XXVI^{ème} COSPAR, Toulouse, 30 juin, Symposium n°3, 1986.

KERR Y. H., IMBERNON J., DEDIEU G., HAUTE COEUR O., LAGOUARDE J. P., SEGUIN B., 1989. NOAA AVHRR and its uses for rainfall and evapotranspiration monitoring. Int. j. Rem. Sens. 10 : 847 – 854.

KERR Y. H., LAGOUADRE J. P., 1989. On the derivation of land surface temperature from AVHRR data. Fourth AVHRR data users meeting. Rothenburg ob der Tauber FRG, 5 – 8 Sept. 1989.

KHERA K. L., SANDHU B. S., 1986. Canopy temperature of sugar cane as influenced by irrigation regime. Agric. For. Meteorol. 37 : 245 – 258.

KLAASSEN W., VAN DER BERG W., 1985. Evapotranspiration derived from satellite observed surface temperatures. J. Clim. Appl. Meteorol. 24 : 412 – 424.

KNEIZYS F. X., SHETTLE E. P., GALLEERY W. O., CHETWYND J. H., ABREI L. W., SELBY Y. E. A., FENN R. W., MC CLATCHEY R. A., 1980. Atmopheric transmittance / radiance : computer code Lowtran 5. Environmental Research papers, n°697 Air Force Geophysics Laboratory, Massachusetts, 233 p.

KONE D., 1986. Suivi de la température de surface et de l'alimentation hydrique d'une culture pluviale de maïs. Mémoire de diplôme d'Ingénieur d'Agronomie Tropicale. Ecole Supérieure d'Agronomie Tropicale de Montpellier. Montpellier, 60 p.

LAGOUARDE J. P., 1979. Mesure de la température de surface du sol en conditions naturelles et son application en micromtéorologie. Thèse de Doctorat Ingénieur, Université des Sciences Médicales et Institut National Polytechnique de Grenoble. Grenoble, 139 p.

LAGOUARDE J. P., 1983. Analyse des microclimats du Mont Ventoux par télédétection dans l'infrarouge thermique : mise au point d'une méthode d'étude de l'effet du relief sur les thermographies H.C.M.M.. Méditerranée Télédétection III – 1983 : 3 – 9.

LAGOUARDE J. P., VALERY P., BELLUOMO P., SOULIER M. A., 1983. Cartographie des topoclimats forestiers. Mise au point d'une méthodologie d'analyse de l'effet du relief sur les thermographies : application aux données de H.C.M.M. sur le Nord – Est du Massif Central. Agron. 3 (10) : 1011 – 1018.

LAGOUARDE J. P., KERR Y. H., 1986. A calibration of the thermal NOAA – AVHRR sensor. In "Proc. ISLSCP (International Satellite Land Surface Climatological Program)". Conference, 2 – 6 December, Rome, Italy, p. 365.

LAGOUARDE J. P., KERR Y. H., 1986. On the effects of atmospheric conditions on NOAA – AVHRR NOVI. In "Proc. ISLSCP". Conference, 2 – 6 December, Rome, Italy, p. 301.

LAGOUARDE J. P., KERR Y. H., ASSAD E., COGNET M., 1986. Résultats d'une campagne de mesures micro – météorologiques au Sénégal pendant l'hivernage 1985. Note interne N/86/7 Station Bioclimatologie INRA Avignon, 15 p.

LAGOUARDE J. P., BRUNET Y., 1989. Spatial integration of surface latent heat flux and evaporation mapping. Adv. Space Res. 9 (7) : 259 – 264.

LAGOUARDE J. P., CHOISNEL E., 1990. A new agrometeorological model for evaporation and surface temperature. A paraître dans Agric. for. Meteorol.

LECARPENTIER C., 1977. Un exemple de calculs d'évapotranspiration et bilans hydriques en zone inter – tropicale Sub – humide : Nord de la Colombie (Amérique du Sud). La Météorologie VI^{ème} série (11) : 89 – 94.

LEGRAND L., 1986. Caractérisation des paysages agraires en Bretagne par données satellitaires LANDSAT. Mise en évidence de zones à risque vis à vis de la sécheresse. Thèse de 3^{e} cycle, Université de Rennes 2. Rennes, 278 p.

LHOMME J. P., MONTENY B., HUMBERT J., 1982. Evapotranspiration et caractéristiques aérodynamiques d'un gazon et d'une culture de riz en zone intertropical humide. Agron. 2 (2) : 181 – 186.

LINACRE E. T., 1972. Leaf temperature, diffusion resistances and transpiration. Agric. Meteorol. 10 : 365 – 382.

LUNDEN B., 1987. Satellite thermography: a study of a LANDSAT – 5 sub – scene over Stockholm. Reprint from Geograf. Annaler Vol.69 Ser. A : 3 – 4.

MARTINEZ – LAZANO J. A., TENA F., ONRUBIA J. E., DE LA RUBIA J., 1984. The historical evolution of the Angström formula and its modifications : review and bibliography. Agric. For. Meteorol. 33 : 109 – 128.

MILLARD J. P., JACKSON R. D., GOETTELMAN R. C., REGINATO R. J., IDSO S. B., 1978. Crop water stress assessment using an airborne thermal scanner. Photogram. Engin. rem. Sens. 44 (1) : 77 – 85.

MILLARD J. P., REGINATO R. J., GOETTELMAN R. C., IDSO S. B., JACKSON R. D., LE ROY M. J., 1980. Experimental relations between airborne and ground measured wheat canopy temperatures. Photogram. Engin. Rem. Sens. 46 (2) : 221 – 224.

MITCHELL R. M., 1987. The effects of aerosol scattering on remote pressure measurement via oxygen A – band absorption. Int. J. Rem. Sens. 8 (8) : 1175 – 1188.

MONIN R. M., OBUKHOV A. M., 1954. Basic laws of turbulence mixing in the ground layer of the atmosphere. Trudy Geofiz. Inst. Akad. Nauk SSSR, 24 : 163 – 187.

MONTEITH J. L., 1965. Evaporation and environment. In "the state and movementt of water in living organisms". Symp. Soc. Exper. Biol., Univ. Press, Cambridge, 19 : 205 – 234.

MONTEITH J. L., 1981. Evaporation and surface temperature. Quart J. Roy. Meteorol. Soc. 107 : 1 – 27.

MONTENY B. A., 1973. Evapotranspiration de différrents couverts végétaux en régions méditerranéenne semi – aride. Agric. Meteorol. 10 : 19 – 38.

MONTENY B. A., HUMBERT J., LHOMME J. P., KALMS J. M., 1981. Le rayonnement net et l'estimation de l'évapotranspiration en Côte d'Ivoire. Agric. Meteorol. 23 : 45 – 59.

MORI A., 1982. Carte des réserves en eau utile des sols de France (échelle : 1/2000000 e). INRA, Service d'étude des sols et de la carte pédologique de France, Paris, 1982.

MORTON F. I., 1969. Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. Wat. Resour. Res. 5 (6) : 1244 – 1255.

MORTON F. I., 1970. Catchment evaporation as manifested in climatological observations. Symp. Reading, Bilan hydrique mondial, Ass. Int. Hydrol. Sci. 93 (2) : 421 – 433.

MUSTONEN S. E., MC GUINNESS J. L., 1967. Lysimeter and watershed evapotranspiration. Wat. Resourc. Res. 3 : 989 – 996.

NEGRE T., IMBERNON J., GUINOT J. P., CARN M., 1987. Estimation de la pluviométrie au Sénégal en 1984, 1985, 1986 par cumul des synthèses thermiques METEOSAT. Veille Clim. Sat. 20 : 62 – 70.

NIEUWENHUIS G. J. A., SMIDT E. H., THUNNISSEN H. A. M., 1985. Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images. Int. J. Rem. Sens. 6 (8) : 1319 – 1334.

OBUKHOV A. M., 1971. Turbulence in an atmosphere with a non uniform temperature. Bound. Lay. Meteorol. 2 : 7 – 29.

OSNOY H., 1978. Contribution à la méthodologie d'analyse des données pluviométriques : application à la Turquie. Laboratoire d'Hydrologie Mathématiques Montpellier.

PAULSON C. A., 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. J. Appl. Meteorol. 9 : 857 – 354.

PENMAN H. L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. London, A 193 : 120 – 145.

PENMAN H. L., 1956. Evaporation : an introduction survey. Neth. J. Agric. Sci. 4 (1) : 9 – 29.

PERRIER A., SEGUIN B., 1970. Méthodes et techniques de détermination des coefficients de transfert et des flux dans l'air. In "technique d'étude des facteurs physiques de la biosphère". INRA ed. : 425 – 445.

PERRIER A., ARCHEN P., BLANCO DE PABLOS A., 1974. Etude de l'évapotranspiration réelle et maximale de diverses cultures : dispositif de mesures. Ann. Agron. 26 (1) : 19 – 40.

PERRIER A., 1975, a. Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. I . Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. Ann. Agron. 26 (1) : 1 – 18.

PERRIER A., 1975, b. Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. II . Expressions et paramètres donnant l'évapotranspiration réelle d'une surface "mince". Ann. Agron. 26 (2) : 105 – 122.

PERRIER A., 1975, c. Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. III . Evapotranspiration réelle et potentielle des couverts végétaux. Ann. Agron. 26 (3) :1 – 16.

PERRIER A., 1975. Assimilation nette, utilisation de l'eau et microclimat d'un champ de maïs. IV . Etude de la température de la surface du sol sous culture. Ann. Agron. 26 (2) : 139 – 157.

PERRIER A., ITIER B., BERTOLINI J. M., BLANCO DE PABLOS A., 1975. Mesure automatique du bilan d'énergie d'une culture . Exemples d'application. Ann. Agron. 26 (1) : 19 – 40.

PERRIER A., ITIER B., BERTOLINI J. M., KATERJI N., 1976. A new device for the continuous recording of the energy balance of natural surfaces. Agric. Meteorol. 16 : 71 – 85.

PERRIN DE BRICHAMBAUT C., 1963. Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels. Ed. Gauthier – Villars, 299 p.

PHILIP J. R., 1957. Evaporation and moisture and heat fields in the soil. J. Meteorol. 6 : 581 – 582.

POUYAUD B., 1985. Contribution à l'évaporation de nappes d'eau libre en climat tropical sec. Exemples du lac de Bam et de la mare d'Oursi (Burkina – Fasso), du lac Tchad et d'acudes du Nordeste Brésilien. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris Orsay. Paris, 247 p.

PRICE J. C., 1982. Estimated surface temperatures from satellite therminal infrared data. A simple formulation for the atmospheric effect. Rem. Sens. Env. 20 (3) : 286 – 292.

PRICE J. C., 1982. Estimating of regional scale evapotranspiration through analysis of satellite thermal – infrared data. IEE Trans. Goes. Rem. Sens. 20 (3) : 286 – 292.

PRICE J. C., 1982. On the use of satellite data to infer surface fluxes at meteorological scales. J. Appl. Meteorol. 21 (8) : 1111 – 1122.

PRICE J. C., 1984. Land surface temperature measurements from the split window channels of NOAA – 7 Advanced Very High Resolution Radiometer. J. Geophys. Res. 89 : 7231 – 7237.

RAMBAL S., LACAZE B., HAZUREK K., DEBUSSCHE G., 1985. Comparaison of hydrological simulated and remotely sensed actual evapotranspiration from mediterranean vegetation formations. Int. J. Rem. Sens. 6 : 1475 – 1481.

RAO K. S., CHANDRA G., NARASIMHA RAO P. V., 1987. The relationship between brightness temperature and soil moisture. Selection of frequency range for microwave remote sensing. Int. J. Rem. Sens. 8 (10) : 1431 – 1545.

RECAN M., 1982. Simulation numérique du comportement thermique et hydrique d'un sol nu. Application à l'étude de l'évaporation par télédétection. Thèse de Doctorat Ingénieur, Institut National polytechnique de Toulouse. Toulouse, 208 p.

REINIGER P., SEGUIN B., 1986. Surface temperature as an indicator of evapotranspiration and soil moisture. Rem. Sens. Reviews 1 :277 – 310.

REGINATO R. J., JACKSON R. D., PINTER P. J., 1985. Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. Rem. Sens. Env. 18 : 75 – 89.

RIOU C., 1972. Quelques exemples d'application des mesures de rayonnement à la détermination de l'évapotranspiration en climat tropical. Bull. Ass. Int. Hydrol. Sci. 17 (2) : 189 – 209.

RIOU C., 1975. La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique Centrale. Mémoire ORSTOM n°80, 236 p.

RIOU C., 1981. Note sur la détermination du rayonnement atmosphérique en Tunisie et ses conséquences sur le calcul de l'évaporation. La météorologie, VI^{ème} série (27) : 15 – 18.

RIOU C., 1982. Une expression analytique du flux de chaleur sensible en conditions suradiabatiques à partir de mesures du vent et de la température à deux niveaux. J. Hydrol. 63 : 359 – 371.

RIOU C., ITIER B., 1983. Expression des coefficients de transfert de la vapeur d'eau du sol à l'atmosphère. La Météorologie, VI^{ème} (32) : 15 – 20.

RIOU C., ITIER B., 1983. Modification de la formule de Dalton à partir d'une nouvelle formulation du flux de chaleur en conditions suradiabatiques. J. Hydrol. 63 : 359 – 371.

RIOU C., ITIER B., 1984. Une nouvelle formulation des flux conduisant à une amplification de la méthode aérodynamique combinée de mesure de l'évapotranspiration réelle. XII^{ème} congrès de l'I.C.I.D. Fort Collins, mai 1984.

RIOU C., ITIER B., SEGUIN B., 1988. The influence of surface roughness on the simplified relationship between daily evaporation and surface temperature. Int. J. Rem. Sens. 9 (9) : 1529 – 1533.

RODRIGUEZ G. R., PUECH J., 1985. Utilisation de la radiothermométrie infrarouge pour le repérage du comportement hydrique du soja en culture irriguée ou non. IIIème congrès national des producteurs de soja, Albi, 7 p., INRA Toulouse.

ROOSE E., LELONG F., COLOMBANI J., 1983. Influence du bioclimat et de l'aménagement des sols sur les éléments du bilan hydrique en Afrique de l'Ouest. J. Sci. Hydrol. 28 (2) : 283 – 309.

ROSEMA A., 1978. The application of thermal infrared remote sensing data to soil moisture and evaporation determination. Preprint Joint ESA / FAO / WMO international training course in satellite Remote Sensing : applications in agroclimatology and agrometeorology, FAO, Rome, Italy, 2 – 13 Oct. 1978.

SAVANE M., SEGUIN B., GUILLOT B., 1989. Use of combined METEOSAT and NOAA data for assessing regional water balance conditions in France. E.G.S, XIV General Assembly, Barcelona, 13 – 17 March 1989.

SAVANE M., SEGUIN B., GUILLOT B., 1989. Utilisation des synthèses thermiques de METEOSAT étalonnées par NOAA – AVHRR en agroclimatologie : application à la France. Veille Clim. sat. 28: 55 – 61.

SCHOTT R. J., VOLCHOK W; J., 1985. Thematic Mapper Thermal Infrared Calibration. Photogram. Engin. Rem. Sens. 51 (8) : 1351 – 1357.

SEGUIN B., 1975. Influence de l'évapotranspiration régionale sur la mesure locale d'ETP. Agric. Meteorol. 15 (3) : 3555 – 370.

SEGUIN B., 1977. Estimation de l'ETP en climat méditerranéen du Sud – Est de la France. Comparaison des méthodes à l'échelle locale et problèmes posés par l'extension à l'échelle Régionale. La Météorologie VIème série (11) : 33 – 40.

SEGUIN B., 1979. Application de la télédétection dans l'infrarouge thermique à la détermination de l'évaporation et de l'humidité du sol. Etude DGRST, station de bioclimatologie INRA – Avignon, 10 p.

SEGUIN B., 1980. Détermination de l'ETR dans les bilans Hydrologiques par télédétection de la thermographie infrarouge. Bull. Sci. Hydrol. 25 (2) : 143 – 153.

SEGUIN B., 1981. Estimates regional evapotranspiration in South – Eastern France using thermal and albedo data from the Heat Capacity Mapping Mission satellite. In "Remote Sensing of Arid and Semi – Arid Lands. Cairo, Egypt, November 1981.

SEGUIN B., BAELZ S., MONGET J. M., FAVARD J. C., MANDEVILLE J. C., 1981. Application de la thermographie par satellites aux études agroclimatiques dans le Sud – Est de la France. Coll. Int. sur les signatures spectrales d'objets en télédétection. Avignon, Sept. 1981, Ed. INRA : 467 – 477.

SEGUIN B., BAELZ S., MONGET J. N., PETIT V., 1982. Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale. I . Mise au point méthodologique sur le site de la Crau. Agron. 2 (1) : 7 – 26.

SEGUIN B., BAELZ S., MONGET J. M., PETIT V., 1982. Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale. II . Résultats obtenus à partir des données de satellite. Agron. 2 (2) : 113 – 118.

SEGUIN B., BRUNET Y., PERRIER A., 1982. Estimation of evaporation : a review of existing methods and recent developpements. EGS Symposium on Evaporation. Leeds, August 1982, 22 p.

SEGUIN B., 1983. Utilisation de la thermographie infrarouge par satellite pour l'estimation de l'évaporation et le suivi du bilan hydrique. In "applications de la télédétection à l'agriculture". Les colloques de l'INRA n°32 Paris, 5 – 7 décembre 1983. Ed. INRA Publ. : 427 – 446.

SEGUIN B., ITIER B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. Int. J. Rem. Sens. 4 (2) : 371 – 383.

SEGUIN B., 1984. Cartographie de l'évapotranspiration réelle et du bilan hydrique par thermographie. Bull. Soc. bot. Fr., 131, Actual bot. : 527 – 534.

SEGUIN B., MANDEVILLE J. C., KERR Y. H., GUINOT J. P., 1985. A proposed methodology for daily ET mapping IR satellite imagery. In "Proc. ASAE Coll. Advances in evapotranspiration". Chicago, December 1985.

SEGUIN B., LAGOUARDE J. P., KERR Y. H., 1985. Estimation of regional evaporation using midday surface temperature from satellite thermal IR data. In "Proc. ISLSCP conference; 2 – 6 December, Rome, Italy : 339 – 344.

SEGUIN B., ASSAD E., FRETAUD J. P., IMBERNON J., KERR Y. H., LAGOUARDE J. P., 1989. Use of meteorologgical satellites for water balance monitoring in Sahelien regions. Int. Rem. Sens. 10 (6) : 1101 – 1117.

SERAFINI Y. V., 1986. Modélisation de l'interface Sol – Atmosphère en utilisant des données conventionnelles et satellitaires : impact climatique à grande échelle. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie Paris VI. Paris, 269 p.

SERAFINI Y. V., 1987. Estimation of the evapotranspiration using surface and satellite data. Int. J. Rem. Sens. 8 (10) : 1547 – 1562.

SHUTTLEWORTH W. J., GASH J. H. C., LLOYD C. R., MOORE C. J., ROBERTS J., MARQUES FILHO A. O., FISCH G., PAULA SILVA FILHO V., NAZARE GOES RIBEIRO M., MOLION L. C. B., ABREU SA L. B., NOBRE J. C. A., CABRAL O. M. R., PATEL S. R., MORAES J. C., 1984. Eddy correlation measurements of energy partition from Amazonian forest. Quart. J. Roy. Meteorol. 110 : 1143 – 1162.

SINGH S. M., 1986. Estimation of sea surface temperature from AVHRR data : reply to some comments by J. R. EYRE. Int. J. Rem. Sens. 7 : 1191 – 1196.

SOER G. J. R., 1980. Estimation of the regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperature. Rem. Sens. Envir. 9 (1) : 27 – 47.

SOLOMON S., 1967. Relationship between precipitation, evaporation and runoff in tropical equatorial regions. Wat. Resourc. Res. 3 (1) : 163 – 173.

STONE L. R., HORTON M. L., 1974. Estimating evapotranspiration using canopy temperatures : field evaluation. Agron. J. 66 : 450 – 454.

STORR D., 1972. Estimating net radiation for a mountainous watershed. Bound. Lay. Meteorol. 3 : 3 – 14.

TACONET O., BERNARD R., VIDAL MAJAR D., 1986. Evapotranspiration over an agricultural region using surface flux temperature model based on NOAA – AVHRR data. J. Appl. Meteorol. 25 : 284 – 307.

TANNER C. B., 1960. Energy balance approach to estimate evapotranspiration from crop. Soil Soc. Amer. Proc. 24 : 1 – 9.

TANNER C. B., PELTON W. L., 1960. Potential evapotranspiration estimates by the approximate energy balance of Penman. J. Geophys. Res. 65 : 3391 – 3413.

TARDY Y., 1986. Le cycle de l'eau. Climats, Paléoclimats, Géochimie globale. Ed. Masson, 338 p.

TEMPS R. C., COULSON K. L., 1977. Solar radiation incident upon slopes of different orientations. Solar Energy 19 : 179 – 184, pergamon press.

THORNTHWAITE C. W., HOLZMAN B., 1940. A year of evaporation from natural land surface. Trans. Amer. Geophys. Unim. 21 : 510 – 511.

TURC L., 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation. Evapotranspiration potentielle. Ann. Agron. 12 (1) : 13 – 49.

VACHAUD G., ROYER J. M., COOPER J. D., 1977. Comparison of methods of calibration of neutron probe by gravimetry or neutron – capture model. J. Hydrol. 34 : 343 – 356.

VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO S., THONY J. L., 1978. Méthodes et caractérisation hydrodynamique in – situ d'un sol non saturé. Application à la détermination des termes du bilan hydrique. Ann. Agron. 29 (1) : 1 – 36.

VAUCLIN M., 1978. Modèle local des transferts de masse et de chaleur entre le sol et l'atmosphère. Problèmes posés par son extension spatiale. In "Actes du Colloque National de l'ASP Evolution des climats". Ed. by F. BECKER et C. PASTRE, p. II.76 – II.105.

VAUCLIN M., VIEIRA S. R., BERNARD R., HATFIELD J. L., 1982. Spatial variability of surface temperature along two transects of a bare soil. Wat. RESOURC. Res. 18 (6) : 1677 – 1686.

VIDAL A., KERR Y., LAGOUARDE J. P., SEGUIN B., 1986. Télédétection et bilan hydrique : utilisation combinée d'un modèle agrométéorologique et des données de l'IR thermique du satellite NOAA – AVHRR. Agric. For. Meteorol. 39 : 155 – 175.

VIDAL A., PERRIER A., 1989. Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. Int. Rem. Sens. 10 (8) : 1327 – 1337.

VERMA S. B., ROSENBERG N. J., BLAD B. L., 1978. Turbulent exchange coefficients for sensible heat and water vapor under advective conditions. J. Appl. Meteorol. 17 : 330 – 338.

WAGGONER P. E., ZELITCH I., 1965. Transpiration and the stomata of leaves. Science 150 : 1413 – 1420.

WALKER G. K., HATFIELD J. L., 1983. Stress measurement using foliage temperatures. Agron. 623 – 629.

WANJURA D. F., KELLY C. A., WENDT C. W., HATFIELD J. L., 1984. Canopy temperature and stress of cotton crops with complete and partial ground cover. Irrig. Sci. 5 : 37 – 46.

LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX.

LISTE DES FIGURES.

FIGURE I.1: Transmission d'une atmosphère standard pour des longueurs d'onde comprises entre 0.3 et 20 micromètres.

FIGURE I.2: Eclairement spectral solaire en fonction de la longueur d'onde.

FIGURE I.3: Schéma du bilan radiatif.

FIGURE I.4: Schema de l'interface Sol – Atmosphère.

FIGURE I.5: Bilan énergétique de jour (A) et de nuit (B).

FIGURE II.1: Variation de la température de surface d'un sol nu après irrigation (Water conservation Laboratoire Phoenix, Arizona).

FIGURE II.2: Température de surface d'un sol sec et d'une parcelle en voie de déssèchement (LAGOUARDE, 1979).

FIGURE II.3: Relation entre (ETR – Rn) et (Ts – Ta) obtenue à la Crau (x zone irriguée, . zone sèche) par SEGUIN et al. (1982) et Phoenix, Arizona par JACKSON et al. (1977).

FIGURE II.4: Comparaison de la relation entre (ETR – Rn) et (Ts – Ta) pour divers types de rugosité et la relation simplifiées proposées par SEGUIN et al. (1982). D'après SEGUIN et ITIER (1983).

FIGURE III.1: Stations STEFCE – INRA utilisées.

FIGURE IV.1: Evolution des sommes de températures de surface de METEOSAT et de l'air pour quatre stations STEFCE durant l'année 1985.

FIGURE IV.2: Evolution des sommes de températures de surface de METEOSAT et de l'air pour quatre stations STEFCE durant l'année 1986.

FIGURE IV.3: Evolution des sommes de températures de surface de METEOSAT et de l'air pour quatre stations STEFCE durant l'année 1987.

FIGURE IV.4: Evolution des températures de surface corrigées de METEOSAT par rapport aux valeurs de températures du satellite NOAA – AVHRR durant l'année 1985.

CARTES 1 A 6: VALEURS CUMULEES DE TEMPERATURES DE SURFACE DE METEOSAT (EN DEGRES CELSIUS) OBTENUES A PARTIR DU MOIS DE MAI, DURANT LES ANNEES 1986 ET 1987.

CARTE 1:Mai.

CARTE 2: Juin.

CARTE 3: Juillet.

CARTE 4: Août.

CARTE 5: Septembre.

CARTE 6: Octobre.

EVOLUTIONS MENSUELLES DES IMAGES INFRAROUGES THERMIQUES DU SATELLITE METEOSAT DURANT LES ANNEES 1986 ET 1987.

PLANCHE 1

PLANCHE 2

PLANCHE 3

PLANCHE 4

PLANCHE 5

PLANCHE 6

PLANCHE 7

CARTES 7 A 8: EVOLUTIONS DES VALEURS CUMULEES DE TEMPERATURES DE SURFACE DE METEOSAT (EN DEGRES CELSIUS), OTENUES A PARTIR DU MOIS DE MAI DE L'ANNEE 1986, DES REGIONS SITUEES DANS LE BASSIN PARISIEN, LE LONG DE LA VALLE DU RHONE ET CELLES DU SUD-OUEST DE LA FRANCE.

CARTES 7: Mai et Juin.

CARTES 8: Août et Septembre.

FIGURE IV.5: Evolution des écarts de températures de surface (NOAA-METEOSAT) en fonction des épaisseurs d'eau efficace.

FIGURE IV.6: Histogrammes de niveaux obtenus dans la zone de Colmar pour quatre dates durant l'année 1985.

FIGURE IV.7: Evolutions du *Stress Degree Day* ($\Sigma(Ts-Ta)$ ou SDD) de METEOSAT en fonction du temps: 1985.

FIGURE IV.8: Evolutions du *Stress Degree Day* de METEOSAT en fonction du temps: 1986.

FIGURE IV.9: Evolutions du *Stress Degree Day* de METEOSAT en fonction du temps: 1987.

FIGURE IV.10: Evolutions du rapport ETR/ETP en fonction du temps: 1985.

FIGURE IV.11: Evolutions du rapport ETR/ETP en fonction du temps: 1986.

FIGURE IV.12: Evolutions du rapport ETR/ETP en fonction du temps: 1987.

FIGURE IV.13: Classifications climatiques des stations en fonction des valeurs de *Stress Degree Day*: 1985.
- a:stations côtières.
- b:stations continentales.

FIGURE IV.14: Classifications climatiques des stations en fonction des valeurs de *Stress Degree Day*: 1986.
- a:stations côtières.
- b:stations continentales.

FIGURE IV.15: Classifications climatiques des stations en fonction des valeurs de *Stress Degree Day*: 1987.
- a:stations côtières
- b:stations continentales

FIGURE IV.16: Comparaisons des Stress Degree Day des années 1986 et 1987 pour quatre stations STEFCE.

FIGURE V.1: Modélisation de la réserve en eau du sol.D'après Choisnel, 1977.

FIGURE V.2: Histogrammes de niveaux de quatre stations STEFCE obtenus à la date du 30-09-1986.

FIGURE V.3: Comparaisons des valeurs de *Stress Degree Day* du modèle de CHOISNEL et du satellite METEOSAT pour l'année 1985.

FIGURE V.4: Comparaisons des valeurs de *Stress Degree Day* du modèle de CHOISNEL et du satellite METEOSAT pour l'année 1986.

FIGURE V.5: Comparaisons des valeurs de *Stress Degree Day* du modèle de CHOISNEL et du satellite METEOSAT pour l'année 1987.

FIGURE V.6: Régressions linéaires établies entre les valeurs cumulées de (ETR-Rn) et de (Ts-Ta) du modèle de CHOISNEL: station de Versailles.

FIGURE V.7: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs cumulées de (ETR-Rn) et de (Ts-Ta) du modèle de CHOISNEL sur la station de Mirecourt.

FIGURE V.8: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs cumulées de (ETR – Rn) et de (Ts – Ta) du modèle de CHOISNEL sur la station de Lusignan.

FIGURE V.9: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs cumulées de (ETR – Rn) et de (Ts – Ta) du modèle de CHOISNEL sur la station de Toulouse.

FIGURE V.10: Régressions linéaires établies entre les valeurs de sommes de (ETR – Rn) et de (Ts – Ta) du modèle de CHOISNEL pour la station d'Avignon.

FIGURE V.11: Régressions linéaires établies entre les valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle et de (Ts – Ta) du satellite METEOSAT, pour la station de Versailles.

FIGURE V.12: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs de Σ(ETR – Rn) du modèle de CHOISNEL et de Σ(Ts – Ta) de METEOSAT: station de Mirecourt.

FIGURE V.13: Régressions linéaires établies à partir de Σ(ETR – Rn) du modèle agrométéorologique et de Σ(Ts – Ta) du satellite METEOSAT, pour la station de Lusignan.

FIGURE V.14: Régressions linéaires établies à partir des valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle et de (Ts – Ta) de METEOSAT, pour la station de Toulouse.

FIGURE V.15: Régressions linéaires obtenues à partir des valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle et de (Ts – Ta) de METEOSAT, pour la station d'Avignon.

FIGURE VI.1: Maillage de THIESSEN des stations STEFCE – INRA.

CARTE 9: VALEURS CUMULEES DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE (EN MM D'EAU) OBTENUES A L'ECHELLE DE LA FRANCE ET SUR DES PERIODES DE SIX MOIS (MAI A OCTOBRE) DURANT LES ANNEES 1986 ET 1987.

FIGURE VI.2: Evolutions des valeurs cumulées de ETR, ETP et Pluie (sur des périodes de six mois: Mai à Octobre) en fonction de la latitude, durant les années 1986 et 1987.

FIGURE VI.3: Evolutions du rapport ETR/ETP en fonction de la latitude, sur des périodes de six mois (Mai à Octobre) durant les années 1986 et 1987.

FIGURE A.3: Comparaisons des valeurs de Ts mesurées par les radiothermomètres au sol (Bambey, Louga et Nioro) et des valeurs de Ts (corrigées par le modèle de PRICE et non corrigées). D'après ASSAD (1987).

ANNEXE 5: Algorithme du modèle MAGRET (Modèle Agrométéorologique d'Evaporation et de Température).

PLANCHE 8: Localisation sur une image infrarouge thermique du satellite NOAA – AVHRR de quelques unes des zones prises en compte dans cette étude.

LISTE DES TABLEAUX.

TABLEAU III.1: Dates des données NOAA – AVHRR utilisées.

TABLEAU IV.1 : Ecarts moyens, en degrés celsius, des températures de surface entre les satellites NOAA – AVHRR et METEOSAT.

TABLEAU IV.2: Ecarts entre les températures de surface au dessus de la forêt des Landes (obtenues grâce au satellite NOAA – AVHRR) et les températures maximales de l'air (mesurées par la station STEFCE de Villenave d'Ornon) pour l'année 1985.

TABLEAU IV.3: Ecarts entre les données de Ts du dessus de la forêt des Landes et les températures maximales de l'air pour l'année 1986.

TABLEAU IV.4: Ecarts entre les températures de surface obtenues dessus des Landes et les températures maximales de l'air pour l'année 1987.

TABLEAU IV.5: Ecarts – types associés aux valeurs moyennes des écarts de températures au dessus de la forêt des Landes.

TABLEAU IV.6: Ecarts existants entre les valeurs de Ts obtenues par NOAA – AVHRR au dessus de la forêt des Vosges et les températures del'air mesurées par la station STEFCE de Colmar.

TABLEAU IV.7: Ecarts – types associés aux valeurs moyennes des écarts de températures au dessus de la forêt des Vosges.

TABLEAU V.1: Ecarts – types de températures de surface (en °C) obtenus sur cinq stations STEFCE durant l'année 1986.

TABLEAU V.2: Ecarts – types associés aux écarts moyens de températures de surface (en °C) entre le modèle agroclimatique de CHOISNEL et le satellite METEOSAT.

TABLEAU V.3: Equations ajustées à partir des valeurs cumulées de (ETR – RN) et de (Ts – Ta) du modèle agrométéorologique : $R^2 = 0.99$.

TABLEAU V.4: Relations simplifiées moyennes à l'échelle de la France, à partir du modèle, durant les années 1985, 1986 et 1987.

TABLEAU V.5: Valeurs cumulées de (ETR – Rn), en mm d'eau, obtenues à partir du modèle et erreurs commises par l'utilisation des relations moyennes.

TABLEAU V.6: Ecarts – types associés aux valeurs moyennes des ordonnées à l'origine des relations simplifiées obtenues à l'échelle de la France par le modèle agrométéorologique.

TABLEAU V.7: Ecarts – types associés aux valeurs moyennes des pentes des relations simplifiées obtenues à l'échelle de la France à partir du modèle.

TABLEAU V.8: Relations simplifiées établies à partir des données cumulées de (ETR – Rn) du modèle utilisé et de (Ts – Ta) du satellite METEOSAT.

TABLEAU V.9: Coefficients de corrélation obtenus à partir des régressions linéaires établies entre les valeurs de Σ(ETR – Rn) du modèle et de Σ(Ts – Ta) de METEOSAT.

TABLEAU V.10: Relations simplifiées moyennes otenues à l'échelle de la France à partir des valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle et de (Ts – Ta) de METEOSAT.

TABLEAU V.11: Ecarts – types associés aux valeurs moyennes des pentes des relations simplifiées disposées dans le TABLEAU V.10 .

TABLEAU V.12: Ecarts – types associés aux valeurs moyennes des ordonnées à l'origine des relations simplifiées du TABLEAU V.10.

TABLEAU V.13: Valeurs cumulées de (ETR – Rn) en mm d'eau obtenues à partir des relations simplifiées établies grâce aux données du modèle et du satellite METEOSAT et erreurs commises par utilisation des relations moyennes.

TABLEAU VI.1: Noms des stations STEFCE et leurs correspondances numériques utilisées dans le maillage de THIESSEN de la Frnce.

TABLEAU VI.2: Ecarts – types associés aux moyennes des écarts de températures satellitaires (NOAA – METEEOSAT) pour toutes les stations d'étude durant les années 1986 et 1987 (en °C).

TABLEAU VI.3: Valeurs cumulées d'évapotranspirations réelles calculées sur des périodes de six (mai à octobre) durant les années 1986 et 1987.

TABLEAU A.1: Valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle de CHOISNEL et de (Ts – Ta) du satellite METEOSAT, sur des périodes hebdomadaires, durant l'année 1985.

TABLEAU A.2: Valeurs cumulées (sur des périodes de cinq jours) de (ETR – Rn) du modèle et de (Ts – Ta) de METEOSAT pour l'année 1986.

TABLEAU A.3: Valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle et de (Ts – Ta) du satellite METEOSAT, sur des échelles de cinq jours, durant l'année 1987.

TABLEAU A4: Ecarts entre les valeurs de températures de surface des satellites NOAA – AVHRR et LANDSAT – TM (en °C) obtenus le 14 – 07 – 84 à 14h TU.

ANNEXES.

ANNEXE 1.

1 LA LOI DE DALTON.

La loi de DALTON est une formulation simple de détermination du flux d'évaporation:

$$E = a(Po(Te) - P) \qquad \text{avec}$$

E étant l'évaporation durant une période de l'année,
a étant un coefficient,
Po(Te), la tension de vapeur saturante à la température Te (moyenne sur la période considérée) de l'eau,
P, la pression partielle de vapeur dans l'air (moyenne sur la période considérée).

La relation ci-dessus est une simplification de la loi de FICK, d'expressiuon suivante:

$$Q = -D.(Mv/RT).(Pa - Pe).(\partial P/\partial z)$$

T est la température, Pa la pression totale de l'air, Pe la pression partielle de la vapeur d'eau, R la constante des gaz parfaits, D le coefficient de diffusion et Mv la masse volumique de la vapeur d'eau.

Le gradient de pression partielle $\partial P/\partial z$, supposé constant, est alors le même que celui de la formule de DALTON, si Po la pression partielle de vapeur saturante et P la pression partielle de vapeur dans l'air sont maintenues constantes au niveau du sol et à une certaine altitude.

En réalité, le gradient d'humidité n'est pas constant lorsqu'on s'éloigne de la surface évaporante. Les variations de ce gradient sont importantes à une altitude de 1m au dessus de la surface à cause de l'influence du vent. En effet, l'évaporation, dans l'air où la pression partielle de vapeur d'eau est Pe, est d'autant plus grande que la vitesse du vent est plus importante c'est-à-dire l'altitude à laquelle cette pression est maintenue constante est faible. A partir de cette analyse, ROWER établit une relation empirique de formulation suivante:

$$E = 0.484(1 + 0.6V)(Po - Pe)$$

où E et V représentent respectivement l'évaporation (en mm/jour) et la vitesse du vent (en m/s).

En prenant en compte la pression totale de l'air, une correction est apportée à la relation de ROWER, donnant ainsi:

$$E = 0.484(1 - 0.000376Pa)(1 + 0.6V)(Po - Pe)$$

D'autres relations du même genre ont été, par la suite, proposées; c'est le cas de la formule de ROCHE, d'expression suivante:

$$E = 0.358(1 + 0.580V)(Po - Pe)$$

Cette formulation est très proche de celle de ROWER, hormis le fait que Po représente dans celle – ci, la pression partielle de la vapeur saturante de l'eau à la tempéraure de l'air.

Aussi, pour tenir compte de la hauteur à laquelle le vent est mesuré, RIOU (1975) propose une série de relations permettant d'estimer en Afrique, l'évaporation:

$$E = 0.245 \times V_{200} \times (Po - Pe)$$

$$E = 0.306 \times V_{100} \times (Po - Pe)$$

avec V_{200} et V_{100} les vitesses du vent mesurées respectivement à 1 et 2m de la surface.

A partir de ces expressions, une relation générale, introduisant un coefficient de proportionnalité a été établie:

$$E = b.V(Po - Pe)$$

Pour une vitesse du vent égale à 2m/s, on obtient:

- selon RIOU $E = 0.35(Po - Pe)$
- selon ROWER $E = 1.06(Po - Pe)$

Par contre, si la vitesse du vent est supérieur à 2m/s, le coefficient de proportionnalité b est considéré comme constant et fixé à 0.185, ce qui donne l'expression suivante:

$$E = 0.185 \times V \times (Po - Pe)$$

Toutes ces relations d'estimation de l'évaporation ne sont que des expressions locales dont les variabilités semblent être liées aux facteurs climatiques existants dans une région donnée. A partir d'une étude comparative entre sol nu et gazon, RIOU (1975) conclut ceci: la nécessité de connaître des valeurs approchées de l'évaporation dans la pratique a conduit à une éclosion de formules empiriques élaborées, sous des climats différents basés sur un ou plusieurs facteurs climatiques et dont les plus séduisantes sont souvent celles qui ne comportent qu'un petit nombre de paramètres dont la mesure est simple. Etablies localement, ces formules "voyagent mal" . Un simple examen du bilan énergétique montre, qu'en effet, suivant les climats, un terme ou un autre sera prépondérant et cristallisera l'intérêt de l'auteur.

2 FORMULE DE THORNTHWAITE – HOLZMAN.

La turbulence jouant un rôle important dans la diffusion de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, THORNTHWAITE – HOLZMAN établissent une relation d'estimation de l'évaporation prenant en compte ce phénomène:

$$E = \frac{\alpha.\rho.k^2.(U_1 - U_2).(P_3 - P_4)}{Log(Z_1/Z_2).Log(Z_4/Z_3)}$$

avec U la vitesse du vent à la côte Z. Le transfert de vapeur d'eau est assuré

par des masses d'air, provenant des niveaux situés respectivement aux côtes ($Z + Z_1$) et ($Z + Z_2$) et se déplaçant respectivement aux vitesses U_1 et U_2. Le gradient de pression partielle de vapeur d'eau est évalué par la masse volumique de l'air (ϱ), k est la constante de KARMAN et un coefficient liant l'humidité spécifique de l'air θ à la pression partielle de vapeur d'eau Pe. L'humidité spécifique s'écrit alors:

$$\theta = \frac{\alpha .Pe}{P - 0.378Pe}$$

La vitesse du vent sera déterminée à condition de connaître U_* (vitesse de friction du vent) et Zo la hauteur de rugosité du sol (altitude à laquelle la vitesse du vent est nulle), à partir de la relation suivante:

$$V = (U_*/k).Log(Z/Zo)$$

La distinction des quatre niveaux est nécessaire dans la mesure où l'intensité de l'évaporation est fonction de la manière dont s'établit le profil d'humidité de l'air au dessus de la surface évaporante.

La relation de THORNTHWAITE – HOLZMAN est en fait la formule de calcul de l'ETP la plus utilisée dans le monde. En effet, elle présente le meilleur compromis entre simplicité d'utilisation et prise en compte des principaux paramètres réglant l'évaporation potentielle.

3 EXPRESSION EMPIRIQUE DE TURC.

TURC (1961) a proposé, selon l'échelle de temps considéré et la valeur de l'humidité relative mensuelle, différents procédés empiriques d'évaluation de l'ETP.

3.1 HUMIDITE RELATIVE MENSUELLE SUPERIEUR A 50%.

L'évaluation de l'ETP en atmosphère humide et sur des échelles de temps de dix jours ou d'un mois, se fait grâce aux relations empiriques suivantes:

$$ETP = 0.13\frac{(Rg + 50).Ta}{Ta + 15} \qquad \text{(en mm/décade)}$$

$$ETP = 0.40\frac{(Rg + 50).Ta}{Ta + 15} \qquad \text{(en mm/mois)}$$

Rg est le rayonnement global, obtenu à partir de la formule empirique de ANGSTROM (1921) qui a été reprise par DURAND (1974) et dont la formulation est la suivante:

$$Rg = Rg_{ex}(a + b.n/N)$$

où Rg_{ex} est le rayonnement global extraterrestre (ou rayonnement solaire obtenu

avant la traversée de l'atmosphère) calculée à partir de la constante solaire. n/N est la fraction d'insolation avec n la durée d'insolation mesurée à l'héliographe et N la durée astronomique du jour. Les constantes a et b sont dépendantes de la latitude et de la position géographique de la région considérée. Ta est la température de l'air sous abri (en °C).

Lorsque l'atmosphère n'est pas trop sèche, l'ETP est évaluée avec une approximation meilleure que 15% et ceci sous des climats très différents.

3.2 HUMIDITE RELATIVE MENSUELLE INFERIEUR A 50%.

Pour une atmosphère sèche, un terme correctif tenant compte de la valeur de l'humidité relative est rajouté aux relations ci-dessus. A l'échelle du mois, l'ETP s'écrit:

$$ETP = 0.40 \frac{(Rg + 50)(1 - (50 - Hr)/70).Ta}{Ta + 15} \text{ (en mm/mois)}$$

où Hr est l'humidité relative de l'air (en %) pendant la période considérée.

Bien que la formule de TURC permette une estimation rapide de l'ETP, elle semble de plus en plus utilisée pour une appréciation semi-quantitative de l'évapotranspiration que pour sa détermination précise.

SOLOMON (1967) et RIOU (1972) ont mis en évidence l'existence de bon accord entre les variations de l'ETP et de l'ETR sous des climats très humides. Ainsi, à l'échelle annuelle et dans les régions équatoriales, l'on a:

$$ETR = ETP = ETPo = 0.5(1-a)Rg$$

A l'échelle mensuelle MORTON (1969, 1970) montre approximativement que l'ETP varie entre les limites $(1-a)Rg$ en climat sec et $0.5(1-a)Rg$ en climat humide.

Les variations d'ETP en zone désertique conduisent à des valeurs deux fois supérieures aux valeurs qui seraient effectivement obtenues si la surface régionale considérée était irriguée sur une étendue suffisante. En dehors de l'apport d'eau nécessaire au développement des cultures, l'extension de l'irrigation en zone désertique permet de réduire considérablement, au sein du dispositif, la demande en eau résultant des contraintes climatiques (SEGUIN, 1970).

4 THEORIE ET RELATION DE BOUCHET.

Les facteurs météorologiques agissent à la fois comme cause et comme effet de l'évaporation: cause quand on les considère sur le plan local, effet quand on les prend à une autre échelle, puisqu'ils se trouvent modifiés par l'évaporation elle-même. Ainsi, les paramètres climatiques mesurées sous abri demeurant les mêmes, une petite surface évaporera une quantité d'eau d'autant plus faible que l'évaporation à son voisinage immédiat sera importante. En raison de l'existence des transferts latéraux d'énergie, ces derniers, par l'intermédiaire de l'air, influenceront les mesures des données climatiques effectuées au dessus de cette surface évaporante: ce phénomène s'appelle l'effet oasis et est valable à toutes les échelles (BOUCHET, 1961). La mesure de l'ETP n'aura de sens qu'en éliminant

cet effet parasite.

BOUCHET (1963, 1964) propose une analyse de l'évaporation à partir du bilan d'énergie, dans le cadre régional. Si dans une zone donnée l'ETR diminue pour des raisons indépendantes des termes du bilan énergétique, l'énergie ainsi libérée est utilisée pour augmenter l'ETP. On appelle alors ETPo l'évapotranspiration potentielle de la région quand l'eau est partout abondante, de sorte que:

$$ETP + ETR = 2ETPo$$

ETPo est calculée à partir du bilan d'une surface d'eau libre, alimentée en eau sans restriction.

En considérant le cas où ETR = 0, l'inégalité suivante s'établit:

$$2ETPo < (1 - a)Rg + Q$$

où $(1 - a)Rg$ représente l'énergie solaire absorbée et Q l'ensemble des échanges d'énergie latéraux à grande échelle correspondant à l'advection régnionale.

Par ailleurs, une étude effectuée par SEGUIN (1970) a permis non seulement de vérifier que la théorie de BOUCHET s'applique, en première approximation, à des échelles de temps allant de un à trente jours mais aussi de confirmer les études antérieures portant sur des périodes plus longues. Toujours selon SEGUIN, il apparaît une forte corrélation entre la quantité (ETR + ETP) et l'énergie d'origine solaire exprimée par $(1 - a)Rg$, ce qui permet de considérer que la relation de BOUCHET est applicable en moyenne à des pas de temps de l'ordre de la décade. A une échelle de temps plus réduite, la dispersion augmente et des corrections tenant compte des phénomènes d'advection seraient nécessaires.

SOLOMON (1967) et RIOU (1972) ont mis en évidence l'existence de bon accord entre les variations de ETP et de ETR sous des climats très humides. Ainsi, à l'échelle annuelle et dans les régions équatoriales, l'on a:

$$ETR = ETP = ETPo = 0.5(1 - a)Rg$$

A l'échelle mensuelle MORTON (1965, 1969, 1970) montre approximativement que l'ETP varie entre les limites $(1 - a)Rg$ en climat sec et $0.5(1 - a)Rg$ en climat humide.

Les mesures d'ETP en zone désertique conduisent à des valeurs deux fois supérieures aux valeurs qui seraient effectivement obtenues si la surface régionale considérée était irriguée sur une étendue suffisante. En dehors de l'apport d'eau nécessaire au développement des cultures, l'extension de l'irrigation, en zone désertique, permet de réduire considérablement au sein du dispositif la demande en eau résultant des contraintes climatiques (SEGUIN, 1970).

ANNEXE 2.

DISCUSSION ANALYTIQUE DE LA VARIATION DU PARAMETRE B DE LA RELATION SIMPLIFIEE.

L'équation du bilan d'énergie au niveau de la surface évaporante s'écrit:

$$Rn + \phi_s + \phi_1 + \phi_c = 0. \qquad (A.1)$$

A l'échelle de la journée, en supposant que le flux de conduction dans le sol est très faible par rapport aux autres flux, l'équation du bilan énergétique devient:

$$Rn + \phi_s + \phi_1 = 0. \qquad (A.2)$$

Comme $\phi_1 = -ETR$ et

$$\phi_s = \varrho\, Cph(z)(Ta - Ts)$$

alors l'équation (A.2) devient:

$$Rn - ETR = Cph(z)(Ts - Ta) \qquad (A.3)$$

A l'échelle de la journée l'équation (A.3) s'écrit:

$$ETR_j - Rn_j = -\varrho\, Cp[h(z)(Ts - Ta)]_j \qquad (A.4)$$

A partir des travaux de ITIER et RIOU (1982), montrant une bonne correspondance entre les valeurs instantanées (mesures faites à 13h TU) et les valeurs moyennes journalières du rapport ϕ_s/Rn, la relation suivante peut s'écrire:

$$\frac{\phi_{sj}}{Rn_j} = \frac{\phi_{si}}{Rn_i} \qquad (A.5)$$

avec i et j des indices associés respectivement aux valeurs instantanée et moyenne journalière de rayonnement net et de flux de chaleur sensible.

La combinaison des équations (A.4) et (A.5) donne la relation suivante:

$$ETR_j - Rn_j = -\varrho \cdot Cp \frac{Rn_j}{Rn_i}[h(z)(Ts - Ta)]_i \qquad (A.6)$$

Par identification à la relation simplifiée d'expression

$$ETR_j - Rn_j = A - B(Ts - Ta)_i \qquad (A.7)$$

permettant de passer directement de la mesure instantanée de (Ts − Ta) au moment du maximun de température à l'estimation journalière de l'évapotranspiration réelle, le paramètre B s'écrit:

$$B = \varrho.Cph(z)_i \frac{Rn_j}{Rn_i} \qquad (A.8)$$

En supposant que le rapport (Rn_j/Rn_i) ne varie pratiquement pas, la pente B de la relation simplifiée dépend du coefficient de transfert turbulent et donc de la rugosité de la surface.

ANNEXE 3.

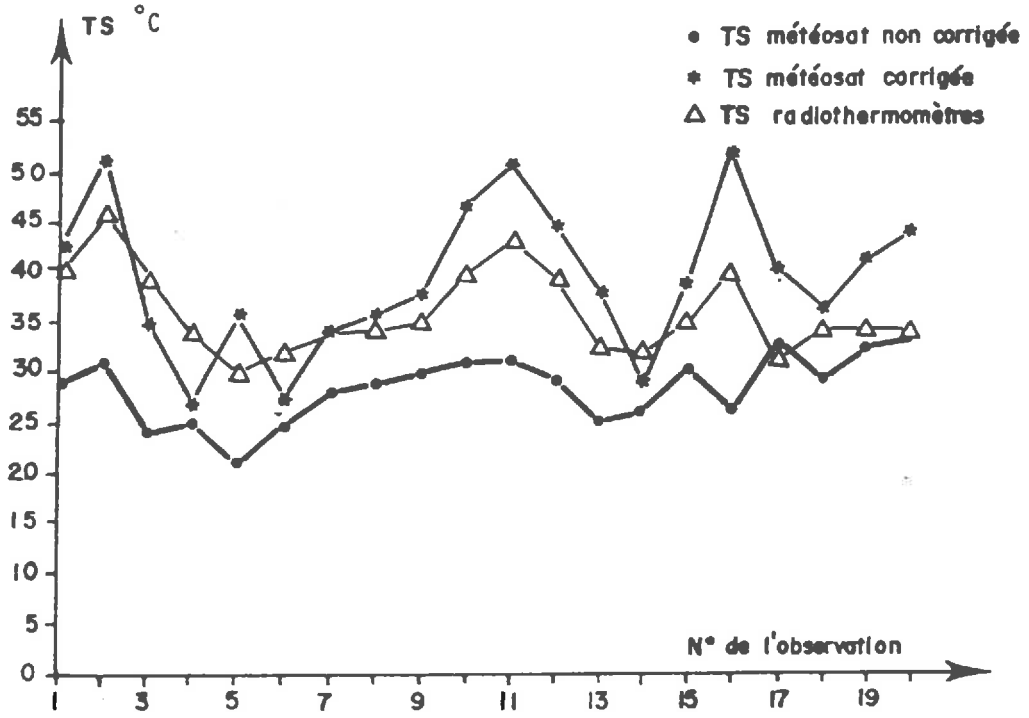


FIGURE A.3: Comparaisons des valeurs de Ts mesurées par les radiothermomètres au sol (Bambey, Louga et Nioro) et des valeurs de Ts (corrigées par le modèle de PRICE et non corrigées). D'après ASSAD (1987).

ANNEXE 4.

METHODES DE CALCUL DE L'EPAISSEUR D'EAU EFFICACE.

Les méthodes de calcul de l'épaisseur d'eau efficace, généralement utilisées, divisent l'atmosphère en tranches successives auxquelles l'on attribue une pression, une température et une tension de vapeur moyennes. Il existe deux méthodes de calcul couramment utilisées.

1 PREMIERE METHODE.

L'épaisseur d'eau correspondante se calcule facilement à partir des données de radiosondage et de la relation suivante:

$$dU = 0.797x10^{-4} \frac{e}{1 + (T/273)} \sqrt{(Pm/Po)}.dz$$

dU est l'épaisseur efficace d'eau (en cm), e la tension de vapeur (en mb), dz l'épaisseur de la couche (en m), Po et Pm respectivement la pression atmosphérique et la pression moyenne de la couche (en mb).

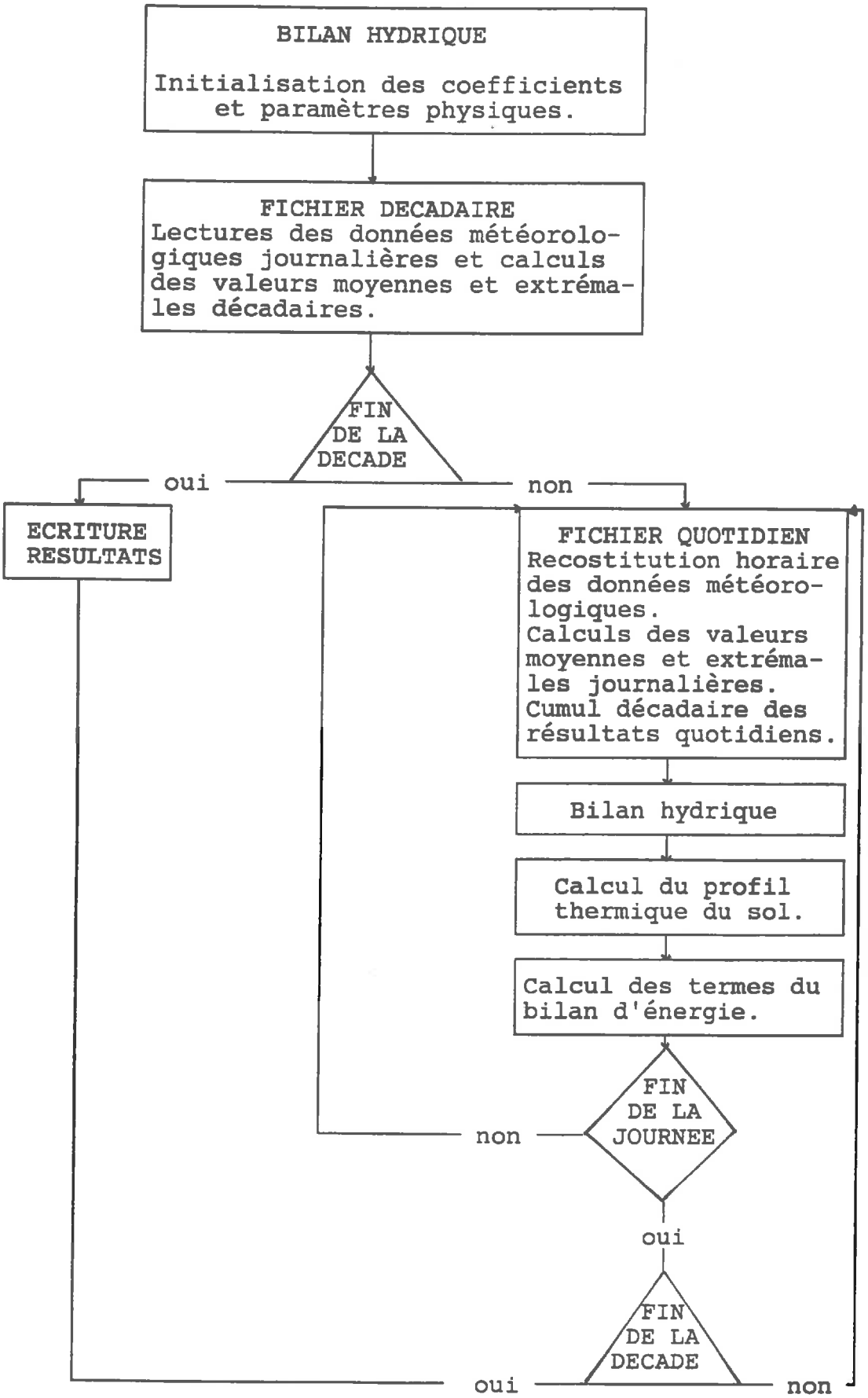
2 DEUXIEME METHODE.

Cette méthode, basée elle aussi sur les données de radiosondages, utilise les niveaux de pression et les rapports de mélange calculés pour déterminer l'épaisseur d'eau efficace. Cette épaisseur se calcule à partir de la relation suivante:

$$dU = 1.02xr_m.\sqrt{(Pm/Po)}.dP$$

dP représente l'écart de pression entre deux niveaux successifs (en mb) et r_m correspond au rapport de mélange moyen de la couche (rapport entre la masse de vapeur d'eau et la masse d'air sec d'un même volumique). Bien que ces deux méthodes donnent des résultats assez voisins, la deuxième présente une facilité d'utilisation.

ANNEXE 5: ALGORITHME DU MODELE MAGRET.



ANNEXE 6.

	VERSAILLES		MIRECOURT		LUSIGNAN		TOULOUSE		AVIGNON	
DATES	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X
02-05	-4	1	-5	-1	-3	-2	-14	7	-10	4
09-05	-11	6	-22	6	-8	1	-28	12	-20	13
16-05	-24	10	-26	7	-17	9	-32	14	-25	18
23-05	-28	17	-36	8	-24	9	-39	20	-35	23
30-05	-40	25	-39	9	-32	15	-45	22	-47	30
06-06	-50	27	-46	11	-36	16	-55	28	-55	31
13-06	-59	36	-50	16	-47	23	-64	34	-62	46
20-07	-68	39	-57	23	-55	24	-71	30	-73	48
27-06	-79	41	-66	26	-64	27	-78	33	-83	54
04-07	-86	60	-73	27	-77	32	-88	37	-95	65
11-07	-98	64	-84	30	-89	39	-97	46	-106	74
18-07	-109	71	-95	35	-100	46	-114	54	-121	85
01-08	-117	76	-101	37	-107	52	-123	59	-137	93
08-08	-123	80	-109	39	-118	57	-139	70	-149	102
15-08	-130	84	-117	45	-128	66	-148	73	-156	112
22-08	-138	89	-123	48	-136	75	-161	86	-170	121
29-08	-145	97	-131	55	-145	85	-172	98	-181	132
05-09	-148	110	-136	63	-151	93	-187	106	-181	139

12-09	-153	108	-141	64	-164	95	-190	111	-192	145
19-09	-158	112	-146	68	-172	101	-202	120	-199	151
26-09	-162	121	-149	69	-182	110	-208	128	-208	163
03-10	-165	125	-156	74	-186	116	-214	133	-219	166
10-10	-168	131	-162	79	-193	121	-218	144	-226	176
17-10	-169	130	-171	88	-198	122	-228	147	-228	184

$$Y = \Sigma(ETR - RN)$$

$$X = \Sigma(TS - TA)$$

TABLEAU A.1: Valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle de CHOISNEL et de (Ts – Ta) de METEOSAT, sur des périodes hebdomadaires, pour l'année 1985.

	VERSAILLES		MIRECOURT		LUSIGNAN		TOULOUSE		AVIGNON	
DATES	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X
01-05	-9	5	-6	7	-8	7	-18	7	-10	8
11-05	-21	15	-16	13	-19	14	-23	13	-19	14
21-05	-32	23	-25	26	-28	20	-35	21	-29	20
01-06	-36	22	-31	23	-38	28	-37	22	-41	26
11-06	-43	29	-41	38	-49	35	-40	32	-51	34
21-06	-54	39	-51	43	-60	40	-51	40	-62	43
01-07	-65	41	-62	48	-72	47	-63	43	-73	49
11-07	-74	48	-72	59	-82	57	-75	55	-85	58
21-07	-83	55	-82	64	-94	65	-86	63	-97	72
01-08	-93	58	-92	66	-103	69	-98	68	-107	77
11-08	-101	64	-99	64	-113	74	-107	69	-117	83
21-08	-101	65	-105	63	-123	79	-120	75	-127	92
01-09	-104	67	-109	69	-130	94	-132	82	-133	102
11-09	-107	69	-111	68	-134	91	-146	92	-139	106
21-09	-113	80	-115	77	-138	100	-151	95	-145	112
01-10	-118	86	-118	83	-142	105	-153	102	-149	119
11-10	-115	87	-119	84	-145	108	-154	107	-151	116
21-10	-116	87	-118	81	-144	110	-159	110	-154	120

TABLEAU A.2: Valeurs cumulées (sur des périodes de cinq jours, de (ETR – Rn) du modèle et de (Ts – Ta) du satellite METEOSAT pour l'année 1986.

	VERSAILLES		MIRECOURT		LUSIGNAN		TOULOUSE		AVIGNON	
DATES	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X
01-05	-6	2	-9	9	-10	6	-18	9	-10	11
11-05	-13	3	-15	12	-20	16	-22	9	-20	18
21-05	-23	9	-24	17	-29	19	-29	11	-31	23
01-06	-29	9	-31	25	-40	31	-41	26	-43	30
11-06	-37	14	-37	26	-48	33	-50	34	-51	37
21-06	-45	22	-45	31	-56	38	-62	46	-64	44
01-07	-55	23	-55	34	-68	48	-70	49	-73	46
11-07	-65	27	-66	40	-80	62	-81	57	-84	53
21-07	-72	36	-73	42	-87	63	-88	57	-94	57
01-08	-80	38	-78	47	-92	67	-99	66	-105	67
11-08	-87	40	-85	49	-101	78	-107	73	-115	74
21-08	-94	48	-93	56	-107	76	-116	80	-125	80
01-09	-98	51	-97	59	-112	76	-123	87	-131	83
11-09	-103	55	-102	64	-118	81	-130	92	-137	90
21-09	-106	56	-106	67	-121	80	-135	90	-141	93
01-10	-108	56	-108	67	-124	77	-137	95	-143	94
11-10	-107	57	-108	61	-123	75	-136	91	-143	97
21-10	-109	61	-109	62	-124	77	-137	98	-144	98

TABLEAU A.3: Valeurs cumulées de (ETR – Rn) du modèle et de (Ts – Ta) du satellite METEOSAT, sur des échelles de cinq jours, pour l'année 1987.

ANNEXE 7.

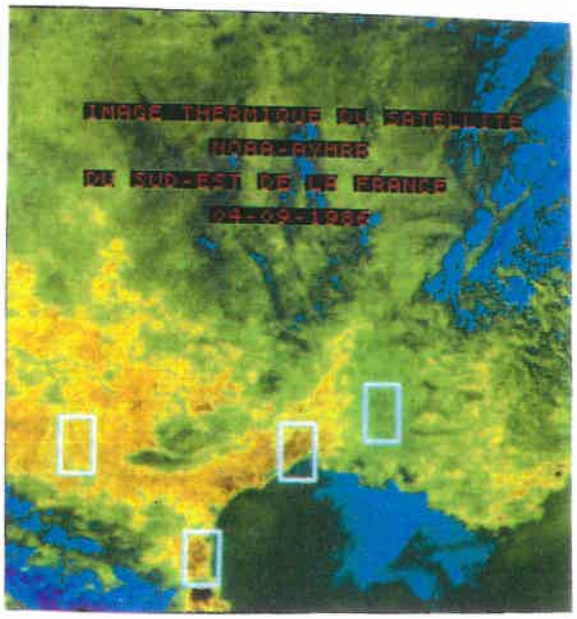


PLANCHE 8: Localisation sur une image infrarouge thermique du satellite NOAA – AVHRR de quelques unes des zones prises en compte dans cette étude.

ANNEXE 8.

VII VARIABILITE DES TEMPERATURES DE SURFACE DE NOAA-AVHRR A PARTIR D'UNE IMAGE LANDSAT-TM.

L'objectif de cette étude est de déterminer sur une même zone d'étude, les variations des températures de surface du satellite NOAA-AVHRR par ropport à celles de LANDSAT-TM afin de mettre en évidence une éventuelle possibilité de suivre à l'échelle parcellaire et sur des intervalles de temps inférieurs ou égals à seize jours, l'évolution du *Stress Degree Day*.

A. PRESENTATION SOMMAIRE DU RADIOMETRE "THEMATIC MAPPER" DE LANDSAT.

Les satellites LANDSAT 4 et LANDSAT 5, lancés par la NASA en juillet 1982 et en mars 1984, ont été dotés d'un nouveau système de détection nommé *Thematic Mapper*.

Ce système est un radiomètre à balayage, offrant ainsi la possibilité d'obtenir, avec une résolution temporelle de seize jours, des images dans sept bandes spectrales. On distingue, ainsi:

- trois canaux visibles:

* bande 1: 0.45 - 0.52µm - BLEU -
* bande 2: 0.52 - 0.60µm - VERT -
* bande 3: 0.63 - 0.69µm - ROUGE -

- un canal proche infrarouge:

* bande 4: 0.76 - 0.90µm

- deux canaux moyen infrarouge:

* bande 5: 1.55 - 1.75µm
* bande 7: 2.06 - 2.35µm

- un canal infrarouge thermique:

* bande 6: 10.30 - 12.50µm

Au cours d'une phase de balayage, les seize capteurs de chacune des bandes 1 à 5 et la bande 7 enregistrent des signaux relatifs à seize lignes successives de balayage alors que les quatre capteurs du canal thermique enregistrent des informations relatives quatre lignes de balayage.

Les données recueillies par les capteurs de TM peuvent être directement transmises aux stations de réception. Mais, en raison de l'abondance des données acquises par les capteurs de haute résolution, il a été prévu qu'elles soient transmises, en temps réel, indirectement par un satellite géostationnaire de relais TDRS à grand débit (JOLY, 1984).

A partir des données combinées de NOAA – AVHRR et de LANDSAT – TM, est – il possible d'effectuer, à partir de la notion de *Stress Degree Day*, le suivi du bilan hydrique des cultures à l'échelle parcellaire?

Le satellite NOAA offrant la possibilité de faire de telles études à l'échelle régionale, nous allons tenter de mettre en évidence les variations de températures de surface, de ces deux satellites, dans des zones de 2x2km, afin de répondre à la question ci – dessus posée.

B. VARIABILITE DES VALEURS DE Ts DE NOAA – AVHRR PAR RAPPORT A CELLES DE LANDSAT – TM.

B.1 MATERIELS.

Les comparaisons effectuées sur les valeurs de températures de surface ont été réalisées grâce aux images suivantes:

- image NOAA7 du 17 – 07 – 84 corrigée géométriquement (1 pixel/1000m),
- image LANDSAT – TM du 14 – 07 – 84 corrigée géométriquement (1 pixel/100m).

La zone test choisie pour les simulations du modèle de bilan hydrique est la région d'Avignon et les données météorologiques utilisées sont celles de la station STEFCE – INRA de Montfavet.

B.2 METHODE.

La méthode utilisée pour de déterminer, à la date du 14 – 07 – 84 et à 14hTU, les valeurs de températures de surface à partir de ces deux images est la suivante:

– déterminer à partir des compte numériques de TM, les valeurs de températures de surface à 9h30 TU sur des surface de 2x2km. Pour cela, la relation suivante a été utilisée (LUNDEN (1987)):

$$L = A_1.N + A_0$$

où L est la luminance, A_0 et A_1 sont deux constantes de valeurs respectives 0.1238 et 0.00563 et N le compte numérique.
A partir de la luminance, il est possible de calculer la température de surface (en °K) grâce à l'expression suivante:

$$Ts = K_2/Log[(K_1/L) + 1]$$

avec K_1 et K_2 deux constantes de valeurs respectives 1260.56 et 60.776 .
L'utilisation combinée de cette relation et les valeurs du compte numérique de l'image TM obtenue à 9h30 TU permet de déterminer les données de Ts de ce satellite et ceci à la date du 14 – 07 – 84.

– déterminer à 14h TU, sur les mêmes zones prises précédemment, les valeurs de températures de surface de l'image NOAA utilisée.

Les traitements effectués sur cette image, grâce au PERICOLOR 1000, permettent l'obtention des comptes numériques qui, utilisés dans la relation

$$Ts = (Vn/4) - 10$$

donnent les valeurs de températures de surface.

Cette démarche conduit, ainsi, à la détermination des valeurs de Ts à 14h TU de l'image NOAA et ceci à la date du 17-07-84.

- déterminer les valeurs de Ts de TM à 14h TU à la date du 14-07-84.

Cette détermination n'est possible que par l'utilisation simultanée des données de Ts de TM (obtenues à 9h30 TU) et du modèle agrométéorologique de CHOISNEL (donnant à chaque heure de la journée des valeurs de ce paramètre). Des comparaisons effectuées entre ces données (à la date du 14-07-84 et à 9h TU) mettent l'existence d'écarts de températures de surface qui supposés constants sur une journée permettent d'obtenir, en tenant compte de la valeur du modèle à 14h TU, la température de surface de TM à cette heure.

- déterminer les valeurs de TS de NOAA-AVHRR à 14h TU et à la date du 14-07-84.

Pour cela, des comparaisons ont été effectuées, à 14h TU, entre les données du modèle et celles du satellite NOAA obtenues à la date du 17-07-84. La prise en compte des écarts relevés entre ces données (le 17-07-84) et l'utilisation de la valeur de Ts du modèle (à 14h TU et à la date du 14-07-84) permettent de déterminer, à 14h TU, la température de surface du satellite NOAA-AVHRR à la date du 14-07-84.

Les données des canaux thermiques des satellites NOAA-AVHRR et de LANDSAT-TM ayant été ramenées à la même date (14-07-84) et à la même heure (14h TU), des comparaisons entre les valeurs de températures satellitaires seront effectuées afin d'observer, à l'intérieur d'une zone, la variabilité des

données de Ts de NOAA – AVHRR par rapport à celles de LANDSAT – TM.

L'analyse du TABLEAU VII.1, obtenu à partir de cette étude, indique une variation des écarts de températures de surface satellitaires allant de 1.3 à 2.3 °C.

	AVIGNON	CRAU HUMIDE	CRAU SECHE	MER MEDITERRAN	MONTPELL.
TS de TM à 9h30: 14 – 07 – 84	30.3	27.7	34.5	18.3	35.6
TS NOAA à 14h30: 17 – 07 – 84	28.0	26.1	33.0	15.8	34.1
TS de TM à 14h: 14 – 07 – 84	33.2	30.6	37.4	21.2	34.1
TS NOAA à 14h: 14 – 07 – 84	34.7	32.6	39.7	22.5	40.8
TS	1.5	2.0	2.3	1.3	2.3

TABLEAU A4: Ecarts entre les valeurs de températures de surface des satellites NOAA – AVHRR et LANDSAT – TM (en °C) obtenus le 14 – 07 – 84 à 14h TU.

Ces écarts observés, sont probablement dûs aux phénomènes suivants:

- degré d'hétérogénéité des zones considérées sur ces images,
- précision des données de températures de surface du modèle utilisé,
- présence d'un seul canal thermique sur le radiomètre Thematic Mapper.

Une étude statistique effectuée sur ces écarts met en évidence l'existence d'un écart moyen de 1.9°C avec un écart type relativement faible de 0.4°C. Cette analyse indique une variation assez constante des valeurs de températures de surface du satellite NOAA – AVHRR par rapport à LANDSAT – TM pour la date du 14 – 07 – 84.

Ainsi, en prenant en compte cet écart moyen et des valeurs de températures de surface de NOAA, il paraît possible d'utliser les données du radiomètre TM pour suivre à une échelle parcellaire (1 pixel/ha) l'évolution du bilan hydrique des cultures. Cette démarche permet non seulement de surmonter le problème majeur existant au niveau de la fréquence de répétition des données de TM, mais aussi de faire une étude cumulative sur des intervalles de temps beaucoup plus courts (en fonction de la disponibilité des données NOAA) et pendant une période assez longue.

C. CONCLUSION.

A partir des images satellitaires (du 14 – 07 – 84 de LANDSAT – TM et du 17 – 07 – 84 de NOAA – AVHRR), la varibilité des données de températures de surface du satellite NOAA par rapport à celles de TM a été mise en évidence. Cependant, les résultats obtenus doivent être interprétés avec précaution compte tenu:

– du décalage horaire d'obtention des données de ces deux satellites conduisant à l'utilisation du modèle agrométéorologique de CHOISNEL dont les valeurs de températures de surface sont très sensibles aux paramètres tels que la réserve utile et la rugosité du sol.

– de l'insuffisance de données de TM afin d'effectuer une étude comparative plus fiable.

En revanche, ces résultats indiquent la possibilité de suivre, avec les images infrarouges thermiques de TM, l'évolution du bilan hydrique des cultures à l'échelle parcellaire, contrairement aux données de NOAA plus adaptées aux études régionales.

09 MAI 1990
MINISTÈRE DE L'AGRICULTURE
I. N. R. A.
Station de Bioclimatologie
B.P. 91 - Domaine Saint-Paul
84143 MONTFAVET CEDEX
FRANCE

UNIVERSITE BLAISE PASCAL
U.F.R. DE SCIENCES EXACTES ET NATURELLES

THESE DE DOCTORAT

Titre de l'ouvrage:

UTILISATION DES SATELLITES METEOROLOGIQUES POUR LE SUIVI DU BILAN HYDRIQUE A L'ECHELLE REGIONALE: APPLICATION A LA FRANCE.

Nom de l'auteur: **Moustapha SAVANE**

RESUME

Ce travail s'appuie sur les synthèses thermiques de METEOSAT, traitées au CMS[1] de Lannion, les données des satellites NOAA-AVHRR et les données climatologiques au sol du réseau STEFCE-INRA[2] pour les années 1985, 1986 et 1987.
L'analyse des températures de surface Ts de METEOSAT, comparées aux valeurs de températures de l'air, montre une sous-estimation qui est corrigée à partir de NOAA-AVHRR en prenant en compte les dates où les données de ces deux satellites sont disponibles. L'écart NOAA-METEOSAT, de l'ordre de 6 à 8° en moyenne, est en grande partie expliqué par l'effet d'absorption de la vapeur d'eau (épaisseur d'eau efficace) dans l'atmosphère.
L'évolution des valeurs cumulées de (Ts-Ta) au cours de la saison montre l'effet de la latitude, des années et de l'apparition de période de sécheresse.
Aussi la validité des valeurs de (Ts-Ta) de METEOSAT a été mise en évidence par des comparaisons effectuées entre ces données et celles du modèle MAGRET (LAGOUARDE et CHOISNEL, 1990).
Enfin, la mise en relation des valeurs cumulées de (ETR-Rn) du modèle avec les données de (Ts-Ta) de METEOSAT permet de cartographier l'évapotranspiration réelle à l'échelle régionale pour des échelles de temps de l'ordre du mois.

1 CMS : Centre de Météorologie Spatiale.
2 STEFCE-INRA: Service Technique des Etudes des facteurs climatiques et de l'environnement – Institut National de la Recherche Agronomique.