

UNIVERSITE DE PARIS VII
UER DE PHYSIQUE

THESE

Présentée par
Joao Viane SOARES

Pour l'obtention du Diplôme de Docteur Ingénieur
Spécialité : METHODES PHYSIQUES EN TELEDETECTION

CARACTERISTIQUES SPATIALES ET TEMPORELLES
D'UNE REGION AGRICOLE OBSERVEE
A L'AIDE D'UN DIFFUSIOMETRE EN HYPERFREQUENCES
ET D'UN RADIOMETRE DANS L'INFRAROUGE THERMIQUE AEROPORTES

Soutenue le 22 Octobre 1986 devant la Commission composée de :

M. R. GENDRIN	Président
M. VAUCLIN	Rapporteur
G. BOCQUIER	Examineur
G. DE MARSILY	Examineur
A. PERRIER	Examineur
D. VIDAL MADJAR	Examineur

LISTE DE DIFFUSION

M. le Directeur du CNET
M. le Directeur Adjoint
M. l'Adjoint Militaire
M. le Secrétaire Général
M. le Directeur de la DICET
M. le Directeur de la DIGAT
M. le Directeur des Programmes
M. le Directeur de PARIS A
M. le Directeur de PARIS B
M. le Directeur de LANNION A
M. le Directeur de LANNION B
M. le Directeur du CNET GRENOBLE
M. le Directeur du SEPT CAEN
M. le Chef du Service Commun Lannionais

M. TOUTAN	DAII
M. VOGÉ	DAII
M. JULIER	DAII/SEDE
M. GRENIER	DAII/SAI
M. SPIZZICHINO	DAII/SEDE/AET
M. GERIN	DAV

M. THUE	DICET/AIN
Mlle PILLET	DICET/AIN
M. NIZERY	DICET/BVI
M. MAUPOINT	DICET/INF
M. TRUCHET	DICET/SDI
M. GEROT	SLC/EDB

Mme LORIN DE REURE	DAII/SAI
--------------------	----------

M. HARDANGE	DGT/DPR/SEBT
M. CLAUSTRÉ	DGT/DPR/SEBT
M. CHAPPEY	DGT/DPR/SEBT

M. FORBE	DAII/SEDE
----------	-----------

M. SEVRAIN	THOMSON-CSF
------------	-------------

M. FOURTOUIL	MERLIN-GERIN
--------------	--------------

M. SOUSTRE	CSEE
------------	------

M. DE FRANCLIEU	PHOTOWATT
-----------------	-----------

M. LAURETTE	CNET/PAB/STC
-------------	--------------

M. GIRARD	CNET/PAB/STC/ESA
-----------	------------------

+ Personnel ESA

TABLE DES MATIERES

TABLE DES FIGURES.....	3
REMERCIEMENTS.....	8
INTRODUCTION.....	9
 CHAPITRE I - LA DEFINITION DE L'HUMIDITE DES SOLS PAR TELEDETECTION	12
I.1 - Généralités.....	12
I.2 - Les méthodes de télédétection.....	14
I.2.1 - Visible.....	14
I.2.2 - Infrarouge thermique.....	16
I.2.3 - Hyperfréquences.....	16
I.3 - Le développement de la mesure de l'humidité d'une couche de surface par télédétection en hyperfréquences.....	18
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	27
 CHAPITRE 2 - LE RADAR ERASME.....	30
2.1 - Introduction.....	30
2.2 - L'équation radar.....	30
2.3 - Description de l'appareil.....	33
2.3.1 - Emission, réception et acquisition des signaux...	33
2.3.2 - Les antennes.....	39
2.4 - Traitement des données.....	39
2.4.1 - Calcul de σ_0	39
2.4.2 - Effet de roulis et effet de tangage.....	42
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	45
 CHAPITRE 3 - L'EXPERIENCE DE L'ETE 1983.....	46
3.1 - Objectifs.....	46
3.2 - Description du site et des instruments de mesure.....	46
3.3 - Le dépouillement des données.....	51
3.4 - Repérage des cibles.....	53
3.5 - L'étalonnage de ERASME en humidité d'une couche de surface.....	56
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	60

CHAPITRE 4 - ANALYSE STATISTIQUE DE LA SECTION EFFICACE DE RETRODIFFUSION DE LA TEMPERATURE INFRAROUGE SUR "LA BEAUCE".....	61
4.1 - Généralités.....	61
4.2 - Analyse des signaux pour des parcelles individuelles.....	62
4.3 - Propriétés statistiques sur toute la région.....	79
REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE.....	100
 CHAPITRE 5 - DETERMINATION DES PROPRIETES HYDRAULIQUES ET THERMIQUES DES SOLS NUS ET DE L'EVAPORATION A PARTIR DES DONNEES FOURNIES PAR UN DIFFUSIO- METRE HYPERFREQUENCES ET PAR UN RADIOMETRE INFRAROUGE AEROPORTES.....	 101
5.1 - Généralités.....	101
5.2 - Bases physiques et évolution de la température et de l'humidité à la surface des sols.....	102
5.2.1 - Flux de chaleur et température du sol.....	102
5.2.2 - Mouvement d'eau et humidité du sol.....	107
5.3 - Modélisation de l'évaporation des sols nus à l'échelle régionale.....	111
5.4 - Les tests de sensibilité.....	117
5.5 - Résultats et discussion.....	122
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	135
 CONCLUSION GENERALE.....	 138
 ANNEXE 1 - "Differential bare field drainage properties from airborne microwave observations".....	 140

TABLE DES FIGURES

Fig. 1.1	Albédo normalisé en fonction de l'humidité volumique pour un sol argileux d'Avondale (USA) [19].....	15
Fig. 1.2	L'amplitude journalière de la température de surface des sols en fonction de l'humidité volumique moyennée sur la journée, pour la couche superficielle 0-2 cm et pour 4 types de sol ([20]).....	17
Fig. 1.3	Variation des valeurs représentatives de la constante diélectrique pour sable, limon et argile en fonction du contenu en eau pour 3 fréquences différentes (1.3 GHz, 4.0 GHz et 10 GHz) d'après [14].....	19
Fig. 1.4	Le spectre électromagnétique.....	20
Fig. 1.5	Dépendance angulaire du coefficient de rétrodiffusion pour 5 champs ayant des faibles teneurs en eau à la surface, en 3 bandes : a) bande L -1.1 GHz ; b) bande C - 4.25 GHz et c) bande X - 7.25 GHz.....	23
Fig. 2.1	Principe du radar FM-CW.....	34
Fig. 2.2	Géométrie nominale de la mesure.....	35
Fig. 2.3	Exemple d'un spectre obtenu par ERASME ; la ligne à retard est le premier pic et l'altitude du porteur est 351 m.....	37
Fig. 2.4	Schéma de principe du radar ERASME.....	38
Fig. 2.5.a	Diagramme de l'antenne de réception en polarisation HH. Représentation en coordonnées rectangulaires.....	40
Fig. 2.5.b	Diagramme de l'antenne de réception en polarisation HH. Représentation en coordonnées polaires. La courbe en pointillés donne le diagramme en polarisation croisée HV.....	41
Fig. 2.6	Effet du roulis r sur le pointage dans le lobe d'une cible à une incidence i , l étant le pointage de l'antenne...	43
Fig. 3.1	Carte planimétrique de la région où l'expérience de l'été 1983 s'est déroulée (la Beauce). Les lignes numérotées de 1 à 10 correspondent aux lignes de vol pré-définies en vue de l'étude des propriétés statistiques de l'humidité de surface mesurée par ERASME, à l'échelle régionale.....	48

Fig. 3.2	Photo aérienne de la région de l'expérience de l'été 1983. Les traces A et B indiquent les deux lignes de vol servant à l'étalonnage du radar. (échelle 1/50.000).....	49
Fig. 3.3	La région d'étalonnage du radar ERASME A et B sont les lignes de vol. Pour déterminer l'humidité (couche 0-10 cm) par la méthode gravimétrique, des prélèvements ont été faits dans les champs 1, 2, 3, 4, 7, 8 et 9 (sol nu en septembre ; blé en juin/juillet).....	50
Fig. 3.4	Repérage de la parcelle n° 5 pour le 22 et le 28 juin 1983.....	55
Fig. 3.5	La localisation de 12 parcelles a été étudiée systématiquement. Les parcelles 1, 3, 4, 5, 9 et 11 sont de blé en juin/juillet et le sol est nu en septembre ; les parcelles 2, 6, 7, 8, 10 et 12 sont de sol nu en juin/juillet et de maïs en septembre (1983) - échelle 1/50000)....	57
Fig. 3.6	L'étalonnage du radar ERASME.....	59
Fig. 4.1.a	Evolution de σ_0 (dB) sur la parcelle n° 5, pour deux lignes de vol : a) Est-Ouest ; b) Sud-Nord, le 20 et le 23 septembre 1983.....	63
Fig. 4.1.b	Evolution de σ_0 sur la parcelle n° 5, pour deux lignes de vol : a) Est-Ouest ; b) Sud-Nord, le 26 et le 28 septembre 1983.....	64
Fig. 4.2.a	Histogramme de température de surface T_g , sur sol nu (parcelle n° 11), le 20 septembre 1983.....	66
Fig. 4.2.b	Histogramme de température de surface T_g , sur sol nu (parcelle n° 11), le 23 septembre 1983.....	67
Fig. 4.2.c	Histogramme de température de surface T_g , sur sol nu (parcelle n° 11), le 29 septembre 1983.....	68
Fig. 4.2.d	Histogramme de la section efficace de rétrodiffusion σ_0 (dB), sur sol nu (parcelle n° 11), le 20 septembre 1983.....	69
Fig. 4.2.e	Histogramme de la section efficace de rétrodiffusion σ_0 (dB) sur sol nu (parcelle n° 11), le 23 septembre 1983.....	70

Fig. 4.2.f	Histogramme de la section efficace de rétrodiffusion σ_0 (dB), sur sol nu (parcelle n° 11), le 29 septembre 1983.....	71
Fig. 4.3	L'état des travaux agricoles sur les parcelles de sol nu 3, 5 et 11, le 23 septembre 1983. Les parties labourées sont montrées en hachuré (échelle 1/31250).....	72
Fig. 4.4.a	Histogramme de température radiométrique (8-12 μm), T_g sur le maïs (parcelle n° 6), le 20 septembre 1983.....	73
Fig. 4.4.b	Histogramme de température radiométrique (8-12 μm), T_g , sur le maïs (parcelle n° 6), le 23 septembre 1983.....	74
Fig. 4.4.c	Histogramme de température radiométrique (8-12 μm), T_g , sur le maïs (parcelle n° 6), le 29 septembre 1983.....	75
Fig. 4.4.d	Histogramme de la section efficace de rétrodiffusion σ_0 , sur le maïs (parcelle n° 6), le 20 septembre 1983.....	76
Fig. 4.4.e	Histogramme de la section efficace de rétrodiffusion σ_0 (dB) sur le maïs (parcelle n° 6), le 23 septembre 1983.....	77
Fig. 4.4.f	Histogramme de la section efficace de rétrodiffusion σ_0 (dB) sur le maïs (parcelle n° 6), le 29 septembre 1983.....	78
Fig. 4.5	Suivi temporel de la valeur moyenne de σ_0 pour les 6 parcelles de sol nu et pour les 6 parcelles de maïs avec les écarts-type pour septembre 1983 et comparaison avec les précipitations en mm.....	80
Fig. 4.6.a	Histogramme bidimensionnel de la section efficace de rétrodiffusion σ_0 (dB), versus température radiométrique (8-12 μm), T_g ($^{\circ}\text{C}$), sur une superficie de 36 km^2 dans la région agricole de la Beauce, le 20 septembre 1983.....	85
Fig. 4.6.b	Histogramme bidimensionnel de la section efficace de rétrodiffusion σ_0 (dB), versus température radiométrique T_g ($^{\circ}\text{C}$), (8-12 μm) sur une superficie de 36 km^2 dans la région agricole de la Beauce, le 23 septembre 1983.....	86
Fig. 4.6.c	Histogramme bidimensionnel section efficace de rétrodiffusion σ_0 (dB), versus température radiométrique T_g ($^{\circ}\text{C}$), sur une superficie de 36 km^2 dans la région agricole de la Beauce, le 29 septembre 1983.....	87

Fig. 4.7.a	Fonctions d'intercorrélation $\sigma_o \times T_g$ (droite) et $T_g \times \sigma_o$ (gauche) entre points situés jusqu'à 1600 m, sur une surface de 36 km ² dans la région agricole de la Beauce, le 20 septembre 1983.....	88
Fig. 4.7.b	Fonctions d'intercorrélation $\sigma_o \times T_g$ (droite) et $T_g \times \sigma_o$ (gauche) entre points situés jusqu'à 1600 m, sur une surface de 36 km ² dans la région agricole de la Beauce, le 23 septembre 1983.....	89
Fig. 4.7.c	Fonctions d'intercorrélation $\sigma_o \times T_g$ (droite) et $T_g \times \sigma_o$ (gauche) entre points situés jusqu'à 1600 m, sur une surface de 36 km ² dans la région agricole de la Beauce, le 29 septembre 1983.....	90
Fig. 4.8.a	Fonctions d'autocorrélation de σ_o (trait continu) et de T_g (trait pointillé) entre points situés jusqu'à 1600 m sur une surface de 36 km ² , dans la région agricole de la Beauce, le 20 septembre 1983.....	92
Fig. 4.8.b	Fonctions d'autocorrélation de σ_o (trait continu) et de T_g (trait pointillé) entre points situés jusqu'à 1600 m sur une surface de 36 km ² dans la région agricole de la Beauce, le 29 septembre 1983.....	93
Fig. 4.9.a	Fonctions d'autocorrélation du parcellaire de la Beauce, le 20 septembre 1983 (le long des lignes de vol).....	94
Fig. 4.9.b	Fonctions d'autocorrélation du parcellaire de la Beauce le 29 septembre 1983 (le long des lignes de vol).....	95
Fig. 4.10	Fonctions d'intercorrélation $T_g \times$ parcellaire (gauche) et parcellaire $\times T_g$ (droite) entre points situés jusqu'à 1600 m, le 20 septembre 1983.....	96
Fig. 4.11	Fonctions d'intercorrélation $\sigma_o \times$ parcellaire (gauche) et parcellaire $\times \sigma_o$ (droite) entre points situés jusqu'à 1600 m, le 20 septembre 1983.....	97
Fig. 4.12	Fonctions d'intercorrélation $T_g \times$ parcellaire (gauche) et parcellaire $\times T_g$ (droite) entre points situés jusqu'à 1600 m, le 29 septembre 1983.....	98
Fig. 4.13	Fonctions d'intercorrélation $\sigma_o \times$ parcellaire (gauche) et parcellaire $\times \sigma_o$ (droite) entre points situés jusqu'à 1600 m, le 29 septembre 1983.....	99

Fig. 5.1	L'approche de Bernard.....	110
Fig. 5.2	La configuration du modèle.....	110
Fig. 5.3	L'organigramme du modèle.....	112
Fig. 5.4	Organigramme de résolution du modèle.....	120
Fig. 5.5	Comparaison entre l'humidité de surface W_g simulée (trait continu) et l'humidité mesurée par diffusiométrie (\blacktriangledown), pour la période comprise entre le 20 et le 29 septembre 1983 (vers le midi solaire). L'évolution de l'humidité représentative de la couche profonde issue du modèle W_2 , apparaît en trait-point.....	126
Fig. 5.6	Comparaison entre la température de surface T_g simulée (trait continu) et la température mesurée par radiométrie infrarouge (\bullet), pour la période comprise entre le 20 et le 29 septembre 1983 (vers le midi solaire). L'évolution de la température de la couche profonde T_2 issue du modèle apparaît en trait-point.....	127
Fig. 5.7	Taux d'évaporation mm/jour (...), évaporation cumulée mm (—), rayonnement net mm ($\text{—}\cdot\text{—}$) et évaporation potentielle calculée par la méthode de Penman m (---), pour la période du 20 au 29 septembre 1983.....	130
Fig. 5.8	Comparaison entre le flux de chaleur sensible virtuel estimé par le modèle (ligne entière) et le flux mesuré par SODAR (\bullet), le 20 septembre 1983.....	131
Fig. 5.9	Comparaison entre le flux de chaleur sensible virtuel estimé par le modèle (ligne entière) et le flux mesuré par SODAR (\bullet), le 23 septembre 1983.....	132
Fig. 5.10	Comparaison entre le flux de chaleur sensible virtuel estimé par le modèle (ligne entière) et le flux mesuré par SODAR (\bullet), le 29 septembre 1983.....	133
Fig. 5.11	Corrélation entre le flux de chaleur sensible virtuel estimé par le modèle et le flux mesuré par SODAR, à raison de 1 point/heure, pour la période du 20/29 septembre 1983.....	134

REMERCIEMENTS

Je remercie d'abord M. Daniel VIDAL-MADJAR, qui a dirigé cette thèse, pour ses critiques constructives et son apport intellectuel tout au long de ce travail.

Pour les mêmes raisons, je tiens à remercier aussi M. René BERNARD.

Je suis également reconnaissant à Mme Odile TACONET et à M. Alain WEILL, pour leur aide concernant une partie du travail.

Mes remerciements s'adressent aussi à M. Roger GENDRIN pour diverses raisons et spécialement pour avoir bien voulu présider mon Jury, ainsi que MM. Alain PERRIER, Gérard BOCQUIER, Ghislain DE MARSILY et Michel VAUCLIN d'avoir accepté d'en faire partie. A ce dernier j'adresse mes plus sincères remerciements pour ses suggestions tout à fait pertinentes.

Je remercie aussi pour des raisons diverses MM. Isaac REVAH, Jacques TESTUD, Claude KLAPISZ, Mmes Marie LANGERMAN, Catherine GAL, Michèle PENNEC, Janine GUITTARD, Renée BELHACENE, Simone VACHER, Josée JABOIN, Nicole DUPIN, Brigitte FROMAGER ainsi que M. Daniel BROUSSEAU.

J'adresse mes aussi mes remerciements à M. François PAPY, Maître de Conférences à l'INA, pour sa précieuse expertise sur le terrain.

Je ne saurais oublier tous les amis que je me suis faits au CRPE et ailleurs, dont je ne pourrais citer tous les noms, et qui ont contribué à rendre mon séjour en France très agréable.

Du côté brésilien, mes remerciements spéciaux vont à "FUNDACAO DE AMPARO A PESQUISA DO ESTADO DE SAO PAULO" gestionnaire de ma bourse d'études et à "UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - FEIS" d'avoir consenti à m'accorder une licence de travail de trois ans.

Mes plus vifs remerciements vont à toute ma famille, qui n'a pas cessé de m'encourager pendant ces trois années.

Enfin, merci de tout coeur à Tania ZILLIO.

INTRODUCTION

Cette étude s'inscrit dans le cadre de la mission qui a été confiée au groupe de Télédétection du Centre de Recherches en Physique de l'Environnement Terrestre et Planétaire (CRPE), sur la télédétection active en hyperfréquences aéroportée ou spatiale et sur ses applications à la physique de l'atmosphère et de l'interface sol/atmosphère.

L'analyse du signal rétrodiffusé par une surface naturelle (terre, océan, végétation) permet d'avoir accès à certaines de ces propriétés (par exemple la nature de la végétation, les formes géologiques, etc...). Parmi les applications possibles, le CRPE a plus particulièrement envisagé deux d'entre elles : l'évaluation de l'humidité des sols et l'étude de la surface des océans.

Le grand intérêt des techniques hyperfréquences, provient du fait que la bande spectrale utilisée (de l'ordre du GHz) est, contrairement aux fréquences optiques et infrarouges, peu sensible à l'atmosphère. Cette caractéristique les rend donc tout à fait appropriées à l'étude de la surface terrestre même en condition de couverture nuageuse importante comme c'est souvent le cas dans la zone de convergence inter-tropicale.

La connaissance de l'humidité de la surface des sols (pour les quelques premiers centimètres) à l'échelle régionale a de nombreuses applications. Celles-ci vont du calcul du bilan hydrique à l'organisation des travaux agricoles. Les communautés concernées s'appuient pour leur diagnostic sur quelques mesures ponctuelles. Or, la variabilité spatiale des propriétés hydriques des sols est telle qu'il est difficile de tirer des conclusions générales à partir de ces données.

Avant l'apparition de la télédétection passive ou active en hyperfréquences, on avait peu d'espoir d'obtenir une mesure de l'humidité de surface qui permette d'intégrer ces variations spatiales. La possibilité de mesurer le contenu en eau des sols à l'aide d'un radar hyperfréquence a déjà été démontrée par plusieurs équipes (Ulaby, U.S.A., (1978) ; Le Toan, France, (1982)).

Dans ce contexte, le CRPE a développé avec l'aide du Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), le radar bande C ERASME (Etudes RADar des Sols

et de la MEr). Cet instrument est monofréquence (5.3 GHz ce qui correspond à la fréquence du radar à synthèse d'ouverture de ERS-1) et peut opérer à plusieurs angles d'incidence et à plusieurs configurations de polarisation suivant les missions auxquelles il est destiné.

Après vérification de son opérationnalité, ERASME a été engagé dans une expérience qui s'est déroulée dans la Beauce, région agricole située au Sud-Ouest de Paris, en deux phases distinctes : la première entre le 20 juin et le 12 juillet ; la deuxième entre le 6 et le 29 septembre 1983. Les cultures prédominantes de la Beauce sont le blé qui occupe environ 75% de la surface totale cultivée, et le maïs. C'est cette expérience qui a fait l'objet de notre étude. Les objectifs scientifiques étaient :

- a) d'étudier l'hétérogénéité à moyenne échelle de l'humidité superficielle "mesurée" par le radar ;
- b) d'appréhender la variabilité de certaines propriétés hydrauliques à moyenne échelle des sols agricoles ;
- c) de développer à partir de ces données une méthode capable de donner une estimation de l'évaporation à l'échelle régionale.

Dans le chapitre I, on décrit de façon succincte les méthodes de détermination de l'humidité des sols par télédétection, leur principe physique, leurs avantages et limitations. Les techniques utilisant les micro-ondes sont traitées de manière plus détaillée avec un bref historique de leur développement récent.

Le radar ERASME fait l'objet du chapitre 2. Après avoir considéré l'équation radar, on donne la description de l'appareil et du traitement des données acquises par un tel système.

Le chapitre 3 est consacré à la description de l'expérience de la Beauce (été 1983). On y décrit le site, les instruments de mesures, le dépouillement des données, le repérage des cibles et l'étalonnage du diffusiomètre ERASME en humidité des sols.

On traite dans le chapitre 4 de l'analyse statistique (valeur moyenne, écart-type, corrélation spatiale) du signal rétrodiffusé et de la température de surface mesurée par un radiomètre infrarouge thermique pointé dans la même

direction que les antennes du radar. L'intercorrélation entre ces deux paramètres a été aussi étudiée car la température est, elle aussi, liée à la teneur en eau de la surface des sols.

Finalement, on développe au cours du chapitre 5 un modèle physique simple, capable d'estimer l'évaporation des sols nus à l'échelle régionale, à partir de la température de surface mesurée par radiométrie infrarouge, en ajoutant une deuxième mesure indépendante, celle de la teneur en eau de la surface par diffusion hyperfréquence.

CHAPITRE I

LA DETERMINATION DE L'HUMIDITE DES SOLS PAR TELEDETECTION

I.1. GENERALITES

La terre a des ressources limitées. Comme la population continue de s'accroître, la demande de ressources de base ne cesse d'augmenter. Un aménagement prudent et rationnel de ces ressources est donc nécessaire [23, 25]. On sait que, d'après l'histoire, les grandes civilisations avaient toujours des sols fertiles ; ceci était un facteur de première importance. Ainsi, les civilisations hindoues se sont développées dans des vallées planes et fertiles et les dynasties florissantes le long du Nil ont été conditionnées par des systèmes d'irrigation bien adaptés. La teneur en eau des sols est l'élément le plus important en ce qui concerne la production agricole et, donc, la survie des civilisations [1]. Les cultures agricoles consomment, pendant leur cycle de vie, d'énormes quantités d'eau, dont 98% ne sont pas retenues par les plantes et sont restitués à l'atmosphère par le processus de transpiration. Ce flux est, pourtant, nécessaire et doit être maintenu à un niveau optimal pour chaque culture. Le sol étant un réservoir naturel d'eau, la connaissance de ses propriétés physiques (hydrauliques et thermiques) et chimiques est importante [25]. En plus, d'après Chauvin (1967) cité par [1], le contenu en eau des sols joue un rôle essentiel dans le contrôle des insectes qui ont leur cycle de vie étroitement lié à la présence d'eau : ceci suggère la nécessité de procéder à un suivi temporel de l'humidité du sol.

Du point de vue agricole encore, la présence d'un supplément d'eau adéquat dans les premiers centimètres du sol est fondamental pour la germination des semences et crucial pour le développement des plantes venant d'émerger. La faisabilité des travaux agricoles est, ainsi, conditionnée par l'humidité de surface [1]. En ce qui concerne la production végétale, la signification économique de ses estimations peut être modélisée. Le modèle économique de Hagarni et Peterson, cités par [1], en est un exemple. Il établit qu'une erreur de 3% sur l'estimation peut signifier une perte de 2,4 milliards de francs, pour les États-Unis seulement. Les premiers modèles de production végétale utilisaient la précipitation comme paramètre d'entrée [1]. Pourtant, il a été montré que l'humidité de surface est un meilleur paramètre. Les modèles de production végétale actuels remplacent la précipitation par l'humidité du sol [18].

L'hydrologie, parce qu'elle étudie la répartition et les transferts d'eau à l'intérieur et à la surface du sol a des applications nombreuses, que ce soit pour l'inventaire des ressources en eau, le contrôle de la consommation d'eau par les cultures, ou pour l'étude du bilan énergétique à l'interface sol/atmosphère. Avant l'apparition de la télédétection, les communautés concernées se sont toujours appuyées, pour le diagnostic de l'humidité à la surface des sols, sur quelques mesures ponctuelles. Or, la variabilité spatiale des propriétés hydrauliques des sols est telle qu'il est difficile de tirer des conclusions à partir de ces données.

La télédétection électromagnétique consiste à mesurer l'évolution au cours du temps des diverses caractéristiques du rayonnement électromagnétique émis ou diffusé par la planète, rayonnement qui contient des informations sur l'interface sol/atmosphère et sur le sous sol. Le contenu en eau de la surface des sols est capable de modifier le rayonnement électromagnétique. C'est cette propriété qui est utilisée pour l'humidité [3].

La télédétection peut être divisée en deux branches : télédétection active et télédétection passive. Les différences de principe essentielles entre elles se situent au niveau de l'acquisition des données :

- en télédétection active, la scène est irradiée par un émetteur. Un récepteur enregistre le signal rétrodiffusé par la scène. Dans ce type de mesure, l'émission est la plupart du temps cohérente, ce qui est un gros avantage car il est alors possible de faire des corrélations entre émetteur et récepteur et ainsi d'obtenir par exemple une très bonne résolution [3].

- en télédétection passive, les seules sources utilisées sont les sources naturelles (soleil, terre, atmosphère). Elles ont l'avantage d'être gratuites mais l'inconvénient de ne pas être cohérentes. Le récepteur enregistre la réponse de la terre à cette excitation naturelle [3].

Par sa capacité à fournir la cartographie à grande ou petite échelle pour des courtes périodes de temps, la télédétection combinée avec des systèmes de stockage et de traitement de données de plus en plus performants, présente une nouvelle classe de méthodes de grande potentialité pour estimer les distributions d'humidité sur une base temporelle [1].

Par la suite, les méthodes de télédétection employées dans la mesure de l'humidité à la surface des sols seront décrites, ce paramètre étant l'objet principal de notre étude.

I.2. LES METHODES DE TELEDETECTION

Les méthodes de télédétection pour déterminer l'humidité des sols peuvent être classées en fonction de la région spectrale utilisée.

I.2.1. Visible

Les techniques de télédétection dans le domaine spectral optique (0.4 à 0.7 μm) sont fondées sur la relation entre l'albédo (énergie solaire réfléchi/énergie solaire incidente) et la teneur en eau de la surface des sols. [9, 19] ont obtenu de bonnes corrélations entre l'albédo et l'humidité d'une couche superficielle du sol pour plusieurs types de sol. La figure 1.1 [19] montre l'albédo normalisé (sans l'effet de l'angle zénital solaire) comme une fonction de la teneur en eau volumétrique pour un sol argileux d'Avondale (USA).

Les avantages des systèmes optiques sont :

- a) Simplicité de construction.
- b) Expérience acquise (par les utilisateurs) en ce qui concerne l'interprétation des photographies aériennes.

Les désavantages les plus importants sont entre autres :

- a) Les techniques basées sur l'albédo nécessitent la connaissance du type de sol observé. En particulier, la couleur du sol (dont dépend l'albédo) est très liée à sa teneur en matière organique.
- b) La faisabilité de la détermination de l'humidité des sols sous couverture végétale importante (forêts) n'a pas été démontrée.
- c) L'utilisation du capteur peut se faire seulement pendant la journée et dans des conditions de ciel clair [1].

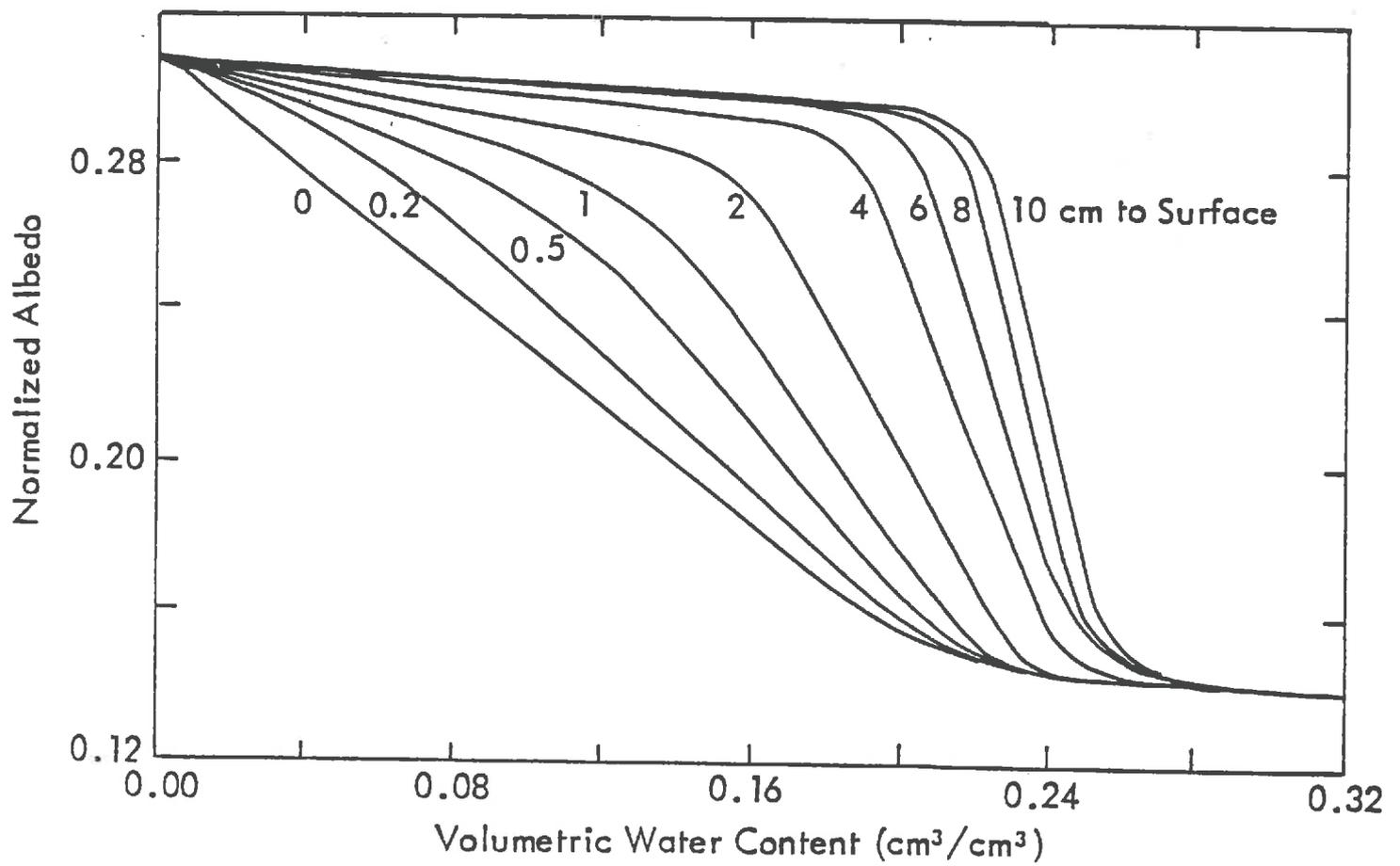


Fig. 1.1 - Albédo normalisé en fonction de l'humidité volumique pour un sol argileux d'Avondale (USA) [19].

I.2.2. Infrarouge thermique

L'émission thermique des sols (8-12 μm) est fonction de leur teneur en eau ; ceci est le principe de techniques en télédétection dans l'infrarouge. Les sols humides sont relativement plus froids que les sols secs pendant la journée, tandis que le phénomène inverse s'observe pendant la nuit. La figure 1.2 [20] montre la variation de l'amplitude journalière de la température du sol en fonction de l'humidité de la couche 0-2 cm. Elle suggère que les comportements pour ces quatre types de sols testés sont similaires.

Dans ce contexte, l'utilisation de la température infrarouge à partir de satellites (NOAA, GOES), pour l'estimation de l'évaporation et de la distribution de l'humidité de surface des sols à l'échelle régionale (10^2 Km^2 à 10^5 Km^2), a été étudiée de façon exhaustive pendant ces dernières années ([13], [29]).

Bien que toutes les méthodes permettant l'utilisation de ces mesures soient fondées sur l'analyse du bilan d'énergie à la surface, elles peuvent être classées en deux catégories.

Dans la première, "semi-empirique" et "statistique", on utilise une solution approximative du bilan d'énergie, menant à une formule empirique qui relie l'évapotranspiration et l'humidité, à la température infrarouge [27].

Dans la deuxième classe, se trouvent les méthodes analytiques et numériques fondées sur la solution du problème inverse pour les transferts de chaleur et de masse. Ainsi, des modèles numériques ont été développés dans lesquels l'amplitude journalière de la température est reliée à la résistance à l'évaporation et à l'effusivité thermique et par conséquent à la teneur en eau [11, 12, 13].

I.2.3. Hyperfréquences

La constante diélectrique de l'eau, très supérieure à celle des sols secs, est à la base des techniques de télédétection dans le domaine des hyperfréquences. Des mesures de la constante diélectrique ont été faites sur une grande variété des sols, pour plusieurs fréquences et températures ([15], [16], Geigers et Williams, Leschanskii et al, Lundien, cités par [1]). Il a été observé que la constante diélec-

IDSO ET AL.: SOIL MOISTURE

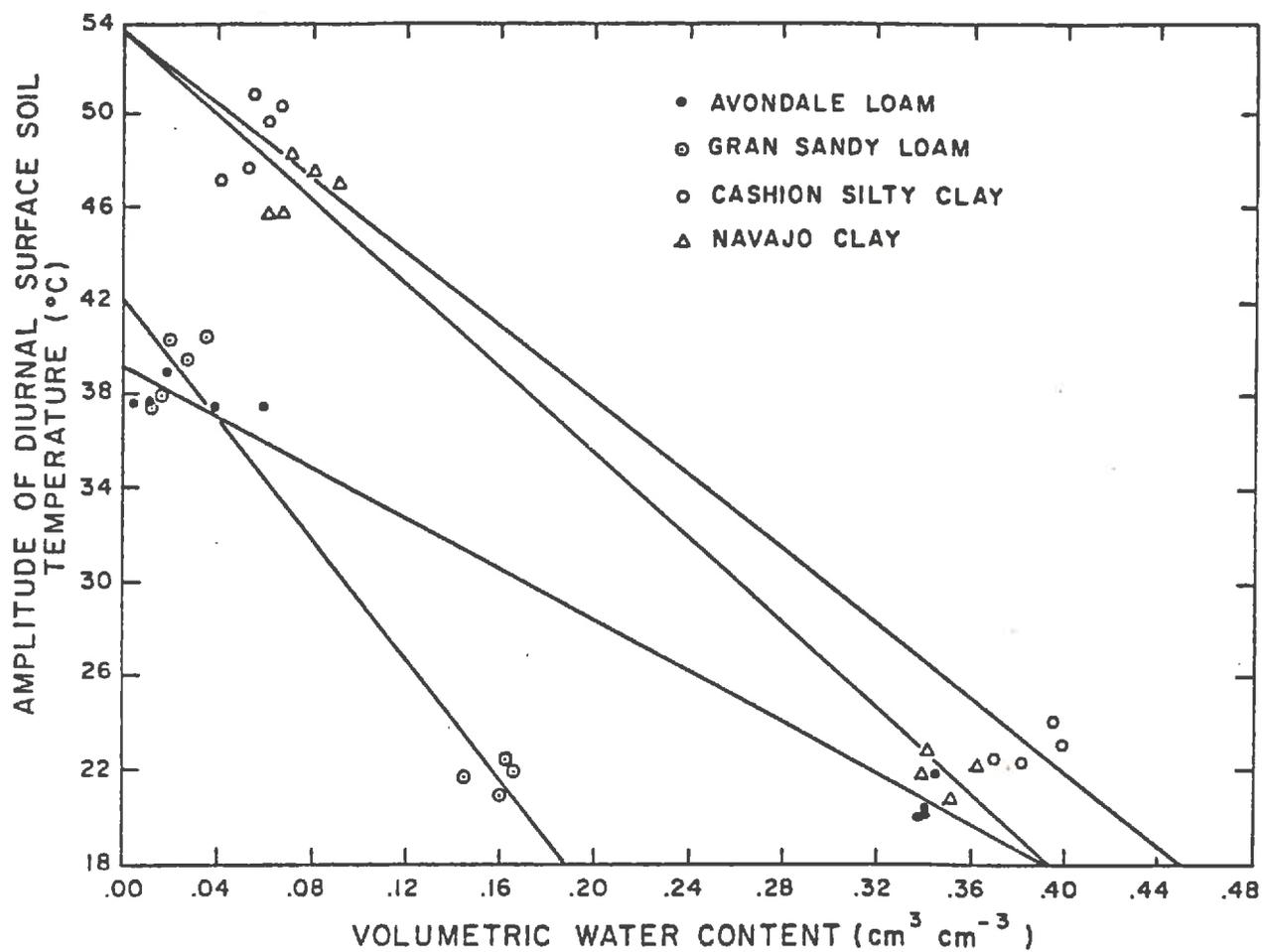


Figure 1.2. L'amplitude journalière de la température de surface des sols en fonction de l'humidité volumétrique moyennée sur la journée, pour la couche superficielle 0-2 cm et pour quatre types de sol ([20]).

trique des sols croît toujours avec l'humidité. Cependant, les valeurs absolues présentent un écart-type considérable, la cause étant attribuée aux différences de procédure de laboratoire [14].

Des exemples illustrant la variation de valeurs représentatives de la constante diélectrique pour le sable, le limon et l'argile en fonction du contenu en eau pour trois fréquences différentes (bande L. 1.3 GHz, bande C. 40 GHz et bande X. 10 GHz), d'après [14], sont montrés à la figure 1.3. La partie réelle est responsable de l'effet d'atténuation et la partie imaginaire de l'effet de déphasage.

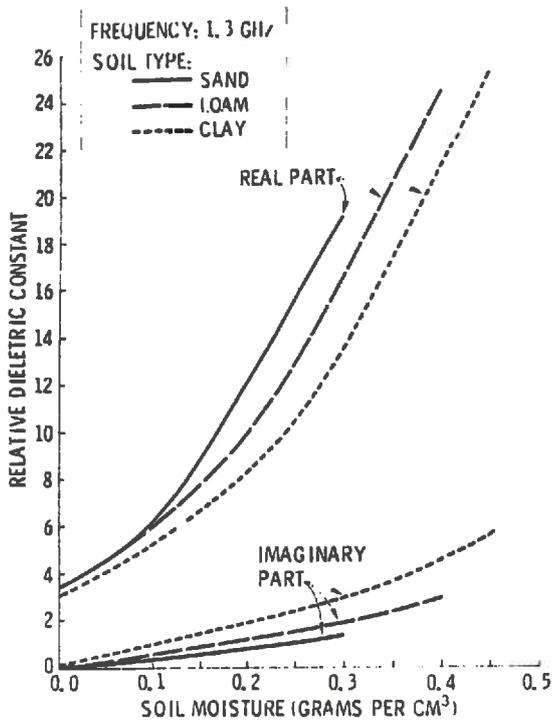
Un très grand atout de l'utilisation des microondes (de l'ordre du GHz) découle de l'absence d'absorption par l'atmosphère dans cette gamme de longueur d'onde ; les contraintes climatiques sont donc partiellement supprimées [23]. Le spectre électro-magnétique, l'atténuation de l'atmosphère dans plusieurs intervalles de longueur d'onde (ou fréquence) et les mécanismes d'interaction matière-énergie sont présentés sur la figure 1.4.

1.3. LE DEVELOPPEMENT DE LA MESURE DE L'HUMIDITE D'UNE COUCHE DE SURFACE PAR TELEDETECTION EN HYPERFREQUENCES.

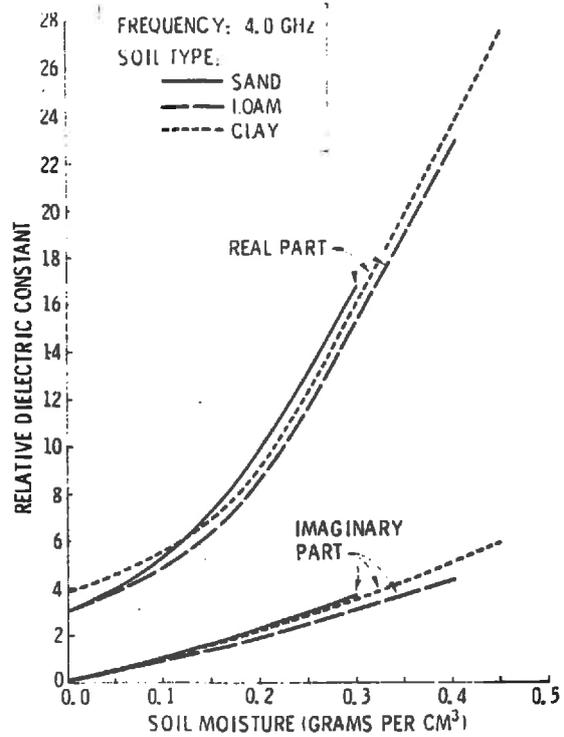
Parce qu'il y a un fort contraste entre la constante diélectrique de l'eau et celle des sols secs dans le domaine des microondes, il existe une forte corrélation entre l'émission thermique en hyperfréquences ou le signal rétrodiffusé σ_0 , dont la définition sera donnée plus tard, vers le radar et l'humidité de la surface d'un sol. Cette dépendance rend donc faisable, la mesure de l'humidité d'une couche superficielle du sol (de 5 à 10 cm) par télédétection. Mais la texture, la rugosité des sols et le couvert végétal, affectent la sensibilité de la mesure [26].

L'équipe de l'Université de Kansas ([15], [30], [31] et [32]) a entrepris une série d'expériences pendant les années 1974 et 1975, ayant comme objectifs :

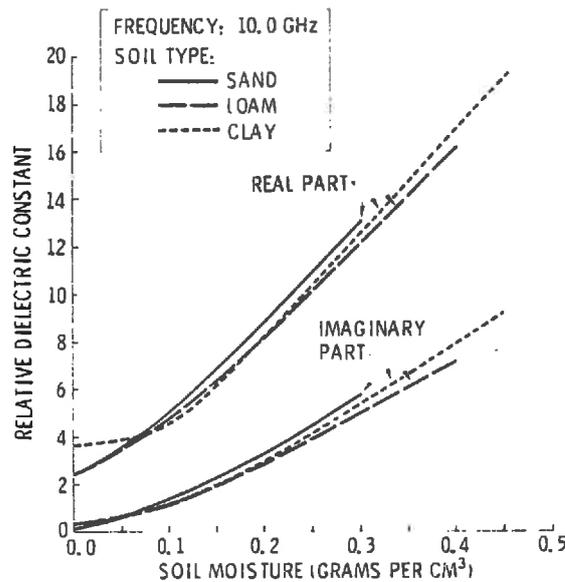
- a) de déterminer la profondeur effective de la couche du sol responsable de la rétrodiffusion ;



Representative dielectric constant values as a function of volumetric water content for sand, loam, and clay at 1.3 GHz.



Representative dielectric constant values as a function of volumetric water content for sand, loam, and clay at 4.0 GHz.



Representative dielectric constant values as a function of volumetric water content for sand, loam, and clay at 10.0 GHz.

Figure 2-3.

(From Cihlar and Ulaby 1978)

Figure 1.3. Variation des valeurs représentatives de la constante diélectrique pour sable, limon et argile en fonction du contenu en eau pour trois fréquences différentes (1.3 GHz, 4.0 GHz et 10 GHz). D'après [14]

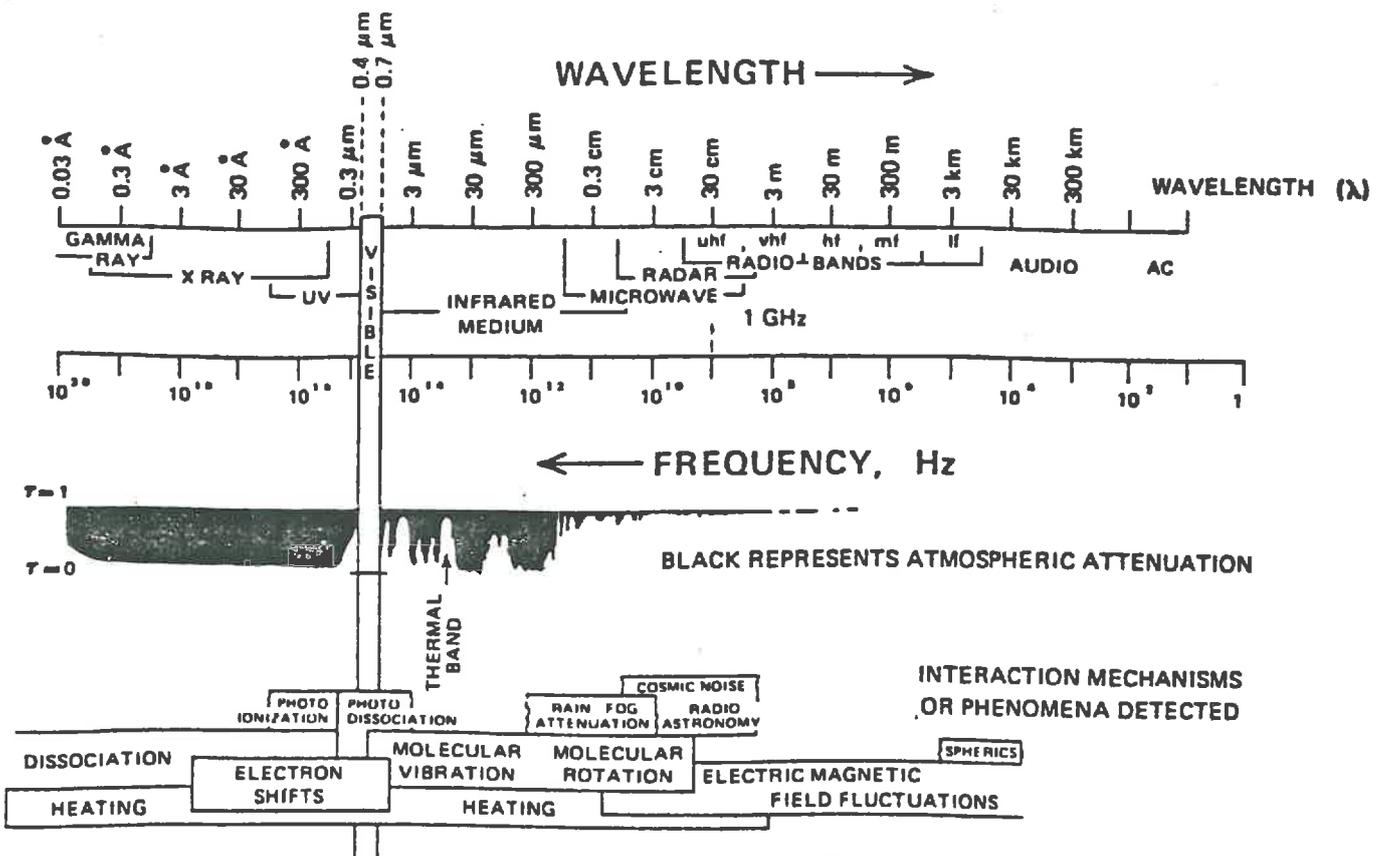


Figure 1.4. Le spectre électromagnétique

- b) d'établir la dépendance entre la section efficace de rétrodiffusion, σ_0 (sol nu), et l'humidité à la surface comme une fonction des trois paramètres du capteur (fréquence de l'onde porteuse, polarisation et angle d'incidence) et de la rugosité de la surface ;
- c) d'établir les paramètres radar optimaux, s'ils existent, pour la télédétection de l'humidité de surface des sols nus ;
- d) d'évaluer l'effet du type de culture ou son stade de croissance sur la sensibilité du radar à l'humidité de surface ;
- e) d'évaluer l'effet de la direction des sillons relative à la direction de visée du radar sur σ_0 ;
- f) d'évaluer l'effet des variations journalières de σ_0 , si elles existent, sur la sensibilité de σ_0 à l'humidité des sols ;
- g) d'établir les paramètres optimaux (si possible) de la télédétection de l'humidité pour les sols sous couvert végétal ;
- h) d'évaluer la contribution par les systèmes multi-fréquences à plusieurs polarisations [1].

A partir des expériences menées en 1974, l'équipe du Kansas a conclu que, mises à part les contraintes du capteur, les paramètres recommandés pour un système opérationnel destiné à la cartographie d'humidité des sols seraient [1] :

- Fréquence de l'onde porteuse : 4 GHz
- Intervalle de l'angle d'incidence : 7°-15° à partir du nadir
- Polarisation : Horizontale/Horizontal ou Verticale/Verticale (plan du champ électrique par rapport à la surface du sol).

L'analyse des données prises en 1975, sur sol nu, a, en quelque sorte, confirmé les conclusions précédentes. La fréquence de l'onde porteuse aux alentours de 5 GHz et un intervalle de l'angle d'incidence de 7-17°, sont recommandés pour minimiser l'effet de la rugosité [31].

Les figures 1.5 et 1.6 donnent de façon concise les résultats obtenus. Il a été porté la réponse angulaire de σ_0 pour 5 champs à faibles niveaux d'humidité (fig. 1.5) et pour 5 champs avec niveaux d'humidité élevés (fig. 1.6). Ceci pour trois fréquences, c'est-à-dire :

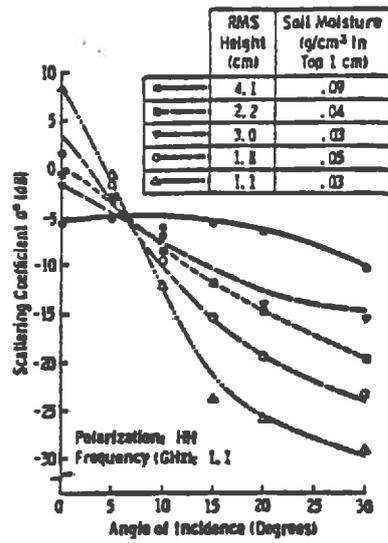
a) 1.1 GHz - bande L ; b) 4.25 GHz - bande C et, c) 7.25 GHz - bande X. Chaque champ avait une rugosité différente. La rugosité était mesurée par l'écart-type de la hauteur par rapport à un niveau de référence.

Les données d'humidité peuvent être établies sur une base gravimétrique (g d'eau/g de sol) ou sur une base volumique (g/cm³ ou cm³/cm³). La deuxième est préférable parce qu'elle inclut la densité du sol, ce qui la rend indépendante de son degré de compacité et aussi parce qu'elle est physiquement un meilleur descripteur de la constante diélectrique du sol, étant donné que ce paramètre est directement lié au nombre total de molécules d'eau libre par unité de volume [1].

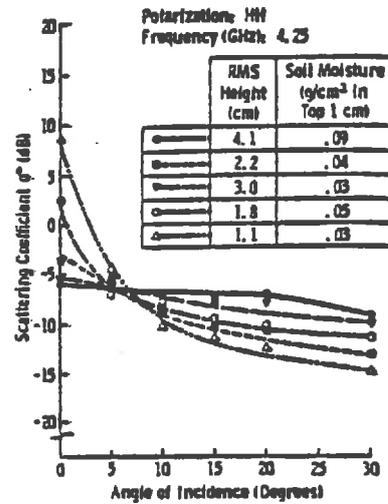
La précision avec laquelle l'humidité d'une couche superficielle d'un sol nu peut être estimée par rétrodiffusion est comparable à la précision des estimations à partir des mesures "in situ". Par ailleurs, parce qu'il y a une corrélation entre l'humidité de surface et l'humidité des couches immédiatement sous-jacentes, il n'a pas été possible de déterminer la profondeur effective de la couche responsable du signal rétrodiffusé, bien que la meilleure corrélation ait été obtenue avec les mesures sur 0-1 cm [30].

Par la suite, l'étude des données de σ_0 prises en présence de couvert végétal a montré que le meilleur coefficient de corrélation avec l'humidité de surface était de 0,92 pour la réponse combinée de quatre types de cultures différentes. Les paramètres étaient : fréquence de 4.25 GHz, angle d'incidence de 10° et polarisation HH. La direction de visée du radar relative à la direction des sillons n'apportait pas de variation significative à l'estimation de l'humidité d'une couche superficielle, W_g , pour des fréquences supérieures à 4 GHz [32].

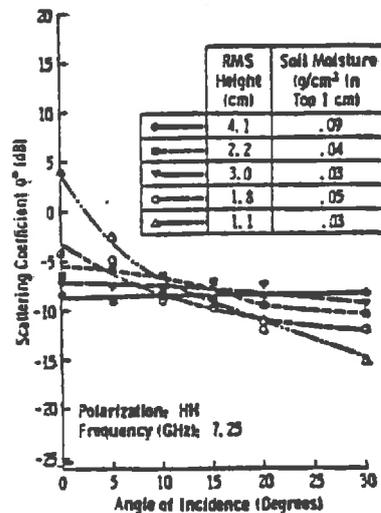
Les résultats restent relativement dispersés mais il faut remarquer qu'ils ont été obtenus dans des conditions très différentes de terrain, de rugosité de surface ou de couvert végétal, et avec des instruments différents, soit au sol, soit aéroportés. Il faut remarquer aussi que la sensibilité dépend beaucoup de la profondeur sur laquelle l'humidité du sol est mesurée. Si les mesures sur sol



(a)

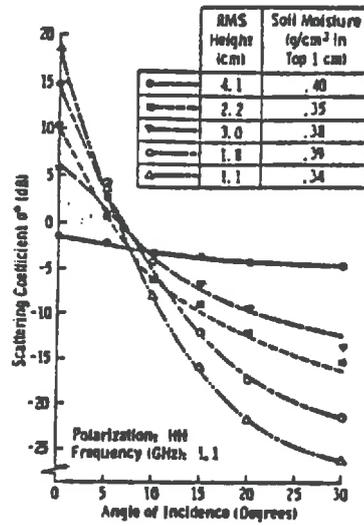


(b)

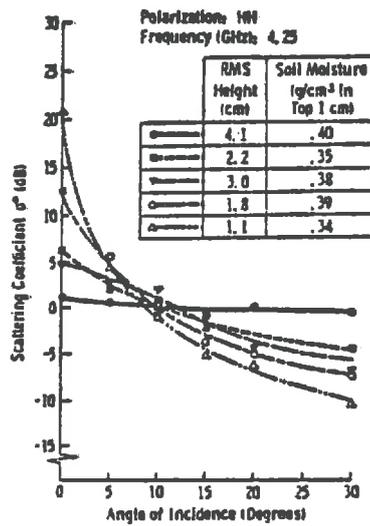


(c)

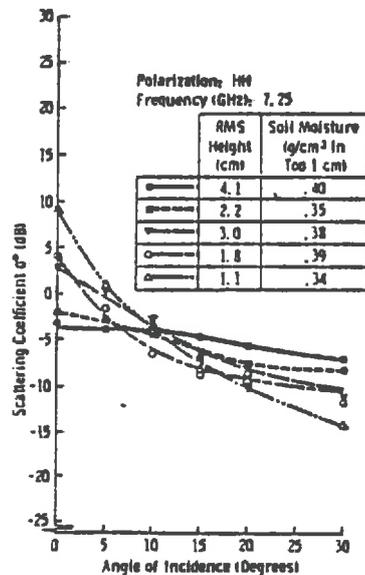
Figure 1.5. Dépendance angulaire du coefficient de rétrodiffusion pour cinq champs ayant des faibles teneurs en eau à la surface, en trois bandes :
 a) bande L - 1.1 GHz ; b) bande C - 4.25 GHz
 et c) bande X - 7.25 GHz.



(a)



(b)



(c)

Figure 1.6 - Dépendance angulaire du coefficient de rétrodiffusion pour cinq champs ayant des teneurs en eau à la surface élevées, en trois bandes :
 a) bande L - 1.1 GHz ; b) bande C - 4.25 GHz et
 c) bande X - 7.25 GHz.

nu de l'équipe du Kansas montraient une meilleure corrélation avec les mesures pour 0-1 cm, les mesures en présence de végétation donnent de meilleurs résultats sur 0-10 cm ([31], [32]), voire 0-15 cm ([6]; [21]). Donc, pour des applications éventuelles il paraît préférable d'attribuer l'humidité mesurée à la couche 0-10 cm.

Un des objectifs de l'équipe de télédétection du Centre de Recherches en Physique de l'Environnement (CNET/CRPE), est d'établir la faisabilité de la mesure de l'humidité de la surface des sols et d'appréhender la variabilité spatiale des caractéristiques hydrauliques. Dans ce cadre, une première expérience a eu lieu pendant le mois de septembre 1980 à Voves, dans "la Beauce", région agricole située au sud-ouest de Paris, sur trois types de surface : chaume de blé, betterave et maïs, avec pour objectif principal de vérifier la capacité des techniques hyperfréquence à mesurer l'humidité à la surface des sols, dans des conditions de sol, végétation et climat autres que celles de l'équipe du Kansas [6]. Le diffusiomètre employé était le RAMSES du Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). Il s'agissait d'un radar FM-CM à plusieurs fréquences. Une année plus tard, une autre expérience a été menée, sur sol nu cette fois-ci, à La Minière (près de Versailles), pour comparer plusieurs méthodes de détermination de la teneur en eau à la surface des sols, censées pouvoir être utilisées pour l'étalonnage d'un diffusiomètre, afin de dégager une méthode plus efficace que la méthode classique gravimétrique, laquelle exige beaucoup de temps. En particulier, un nouvel équipement automatique basé sur la mesure de la partie réelle de la constante diélectrique complexe d'un sol humide a été utilisé. Les résultats ont montré que cette technique était bien adaptée à la détection de l'humidité en général et qu'elle pourrait servir à la calibration de systèmes diffusiomètres [8].

Un deuxième objectif de cette campagne était d'étudier la possibilité d'employer les données d'humidité de surface, telles que celles obtenues à partir d'un radar bande-C, comme paramètres d'ajustement des modèles permettant d'estimer l'évapotranspiration à l'échelle régionale. Etant donné que les diffusiomètres mesurent seulement l'humidité à la surface, il a été nécessaire de développer un modèle qui, reliant les échanges de chaleur et masse dans la couche superficielle, 0-10 cm, donnait le flux d'évaporation. Un modèle de transfert hydrique dans le sol a été développé en utilisant comme condition à la limite supérieure les données d'humidité à la surface mesurées par un radar [4]. Au

départ, la méthode a été appliquée seulement à des données simulées (radar). L'application de la méthode aux données réelles a montré que le modèle peut estimer le bilan hydrique et l'évaporation avec une précision comparable aux mesures obtenues par les sondes à neutrons [24].

Par la suite, il a été réalisé au CRPE avec l'appui financier du CNES le diffusiomètre en bande C ERASME (Etudes Radar des Sols et de la Mer). Cet instrument est monofréquence (5,3 GHz, correspondant à la fréquence du radar du satellite de l'Agence Spatiale Européenne ERS-1 qui doit être lancé vers 1989), et peut opérer à plusieurs angles d'incidence et à plusieurs configurations de polarisation. Ce radar aéroporté a volé, pour la première fois, au mois de novembre 1982 dans la région de Lannion (Bretagne, France). Les résultats ont montré que le diffusiomètre était opérationnel [7]. Une description plus détaillée du radar ERASME sera donnée au chapitre II.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. BATLIVALA, P.P., F.T. ULABY, 1977. Faisability of monitoring soil moisture using active microwave remote sensing. RSL Technical Report 264.12. University of Kansas Center of Research., Inc., Lawrence, Kansas, January.
2. BAIER, W., G.W. ROBERTSON, 1968. The performance of soil moisture estimates in compared with direct use of climatological data for estimating crop yields. *Agr. Meteorol.* 5.17.31.
3. BECKER, F., 1978. Bases physiques de la Télédétection et sa problématique. *La Houille Blanche* N° 718, 491-498.
4. BERNARD, R., M. VAUCLIN et D. VIDAL-MADJAR, 1981. Possible use of active microwave remote sensing data for prediction of regional evaporation by numerical simulation of soil water movement in the unsaturated zone. *Water Resour. Res.*, 6, 1603-1610.
5. BERNARD, R., P. MARTIN et D. VIDAL-MADJAR, 1981. Specification des performances minimales pour un diffusiomètre en bande C destiné à la mesure de l'humidité des sols. Document de Travail CRPE/1075.
6. BERNARD, R., P. MARTIN, J.L. THONY, M. VAUCLIN et D. VIDAL-MADJAR, 1982. C-Band radar for determining surface soil moisture. *Remote Sens. Environ.*, 12, 189-200.
7. BERNARD, R., et D. VIDAL-MADJAR, 1983. ERASME : diffusiomètre hélicoptable en bande C, application à la mesure de l'humidité des sols. In : Proceedings of a EARSel Symposium on Remote Sensing Applications for Environmental Studies. Brussels, Belgium, 26-29 April 1983. 59-64.
8. BERNARD, R., O. TACONET, D. VIDAL-MADJAR, J.L. THONY, M. VAUCLIN, A. CHAPOTON, F. WATTRELOT et A. LEBRUN, 1984. Comparison of three in situ surface soil moisture measurements and applications to C-Band scatterometer calibration. *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, vol. GE-22, 388-394.
9. BOWERS, E.A. et R.J. HANKS, 1965. Reflexion of radiant energy from soils. *Soil Science.* 100, 138-138.
10. BRADLEY, E.A. et F.T. ULABY, 1981. Aircraft radar response to soil moisture. *Rem. Sens. of Environ.* 11, 419-438.
11. CARLSON, T.N. et F.E. BOLAND, 1978. Analyses of urban-rural canopy using a surface heat flux/temperature model. *J. appl. meteor.*, 17, 988-1013.
12. CARLSON, T.N., J.K. DODD, S.G. BUYAMIN, et J.N. Cooper, 1981. Remote estimation of surface energy balance, moisture availability and thermal inertia. *J. Appl. Meteor.*, 20, 67-87.

13. CARLSON, T.N., 1985. Regional-Scale estimates of surface moisture availability and thermal inertia using remote thermal measurements. *Remote Sensings Reviews*, Vol. I, 197-247.
14. CIHLAR, J. et F.T. VLABY, 1974. Dielectric properties of soil as a fonction of moisture content. RSL Technical Report 177-47. University of Kansas Center of Research, Inc. Lawrence, Kansas.
15. DOBSON, M.C. et F.T. ULABY, 1981. Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture and soil texture, Part III : Soil tension. *IEEE Trans. Geos. Electron.*, Vol. GE 19 (1), 51-51.
16. HIPPI, J.E., 1974. Soil electromagnetic parameters as a fonction of frequency, soil density and soil moisture. *Proc. of IEEE*, 62 (1), 98-103.
17. HOEKSFRA, P. and A. DELANEY, 1974. Dielectric properties of soils at VHF and microwaves frequencies. *J. of Geophys. Research*. 79 (11), 1699-1708.
18. IDSO, S.B., R.O. JACKSON et R.D. REGINATO, 1975. Detection of soil moisture by remoter surveillance. *American Scientist*. Sept-Oct., 549-557.
19. IDSO, S.B., R.D. JACKSON, R.J. REGINATO, B.A. KIMBALL and F.S. NAKAGANA, 1975. The dependence of bare soil albedo on soil water content. *Journal of appl. meteorol.*, 14, 109-113.
20. IDSO, S.B., T.J. SCHMUGGE, R.D. JACKSON and R.J. REGINATO, 1975. The utility of surface temperature measurements for the remote sensing of surface soil water status. *J. Geophys. Research*, 80, 3044-3039.
21. JACKSON, T.J., A. CHANG and T.J. SCHMUGGE, 1981. Aircraft active microwave measurements for estimating soil moisture. *Photogram. Engin. and Rem. Sens.* 47, 801-805.
22. LE TOAN, T. , 1982. Active microwaves signatures of soil and crops. Significant results of three years of experiments. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS'82, Munich, FRG.*
23. *Manual of Remote Sensing*, 1983. Vol. I. 2 ed., Virginia American Society of Photogrametry.
24. PREVOT, L., R. BERNARD, O. TACONET, D. VIDAL-MADJAR and J.L. THONY, 1984. Evaporation from a bare soil evaluated using a soil water transfer model and remotely sensed surface soil moisture data. *Water Resour. Research*, 2, 311-316.
25. REICHARDT, K., 1978. *A agua na produccio agricola*. Sao Paulo, Mc Graw-Hill do Brasil, 119 p.
26. SCHMUGGE, T.J., 1984. Microwave remote sensing of soil moisture. *Eighteenth International Symposium on Remote Sensing of Environment*. Paris, France, October. 859-875.

27. SEGUIN, B., and B. ITIER, 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal J.R. data. *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 4(2), 371-383.
28. SOARES, J.V., 1981. Modelos fisico-matematicos de saida estatistica para diagnosticar e priver a marcha diara da temperatura. Master of Science Thesis. Universidade Federal de Vicosa, Brazil.
29. TACONET, O, R. BERNARD et D. VIDAL-MADJAR, 1985. Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data.
30. ULABY F.T., P.P. BATLIVALA, 1976. Optimum radar parameters for mapping soil moisture. *IEEE Trans. GE-14* (2), 81-93.
31. ULABY F.T., P.P. BATLIVALA, 1976. Optimum radar parameters for mapping soil moisture and soil texture. Part I. Bare soil. *IEEE Trans. GE-16* (4) 286-295.
32. ULABY F.T., G.A. BRADLEY, M.C. DOBSON, 1979. Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture. Part II. Vegetation covered soil. *IEEE Trans. GE-17* (2), 33-40.

CHAPITRE 2

LE RADAR ERASME

2.1. INTRODUCTION

La télédétection active en hyperfréquence de la surface terrestre est entrée, avec SEASAT-1, dans une phase préopérationnelle. Au cours des prochaines années plusieurs radars seront embarqués sur satellites.

Le radar hélicopté ERASME (Etudes RADar des Sols et de la MEr), conçu et réalisé au CRPE avec l'appui financier du CNES, doit permettre la mise au point et le test des algorithmes thématiques liés à utilisation de l'imagerie radar quantifiée [3].

Le premier objectif poursuivi est l'application de la télédétection active aux problèmes des ressources en eau et plus particulièrement au suivi, à partir de l'espace, du stock hydrique de la surface des sols et de l'évaporation. Cet objectif impose la fréquence du radar ([6], [7], [8]) et la configuration des polarisations (bande C à 5.3 GHz, polarisations d'émission et de réception horizontales). Le radar ERASME, embarquable sur un petit hélicoptère (type ALOUETTE II) et de mise en oeuvre simple, permet d'assurer la simulation d'une mission satellite par la possibilité de mesures répétitives au cours du temps.

Dès l'origine du projet, l'équipement de l'appareil a été conçu suffisamment souple pour permettre son utilisation à d'autres thèmes. Outre l'application à l'humidité des sols, le radar peut être utilisé à la simulation d'autres missions satellites (SAR, diffusiomètre vent) en variant les configurations de polarisation et d'incidence [3].

Avant de décrire l'appareil lui-même, il serait intéressant de considérer l'équation radar, ce qui sera utile pour la suite.

2.2. L'EQUATION RADAR

L'équation radar est la relation fondamentale entre les caractéristiques du radar, de la cible et du signal reçu par le capteur. Il est primordial de connaître

le principe de la mesure de la puissance du signal reçu, car en télédétection hyperfréquence, la distinction entre différents points de la scène, ordinairement des zones sur le sol, se fait principalement par la différence de puissance des signaux associés ([1], [9]).

On établit pour une cible ponctuelle, à partir de la géométrie de la mesure et des paramètres de l'antenne de réception la relation suivante :

$$P_r = \frac{P_t G_t G_r \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4} \quad (2.1)$$

où P_r puissance reçue

P_t puissance émise

G_t gain de l'antenne d'émission

G_r gain de l'antenne de réception

R = distance entre le radar et la cible

λ = longueur d'onde

σ = section efficace de rétrodiffusion de la cible, paramètre qui regroupe les termes liés à la cible.

est fonction des directions de l'onde incidente et diffusée vers le récepteur, autant que de la forme et des propriétés diélectriques du diffuseur. Il est souhaitable d'utiliser un modèle pour une surface diffusante, plutôt que pour une cible ponctuelle, parce que, en télédétection, on observe ordinairement des surfaces. On s'intéressera à la puissance moyenne reçue, P_r , en présence d'un grand nombre de cibles ponctuelles à des diffusantes différentes dont les positions sont aléatoires. Donc,

$$\bar{P}_r = \sum_{i=1}^N P_{r_i} / N \quad (2.2)$$

Où N est le nombre de diffuseurs.

En combinant les équations (2.1) et (2.2) :

$$\bar{P}_r = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} P_t \sum_{i=1}^N G_{t_i} G_{r_i} \frac{\sigma_i}{R_i^4} \quad (2.3)$$

Pt peut être placé hors de la sommation car pour un système à largeur de faisceau limité, on peut le considérer comme constant sur la surface éclairée, car les effets atmosphériques sont inclus dans le terme Gr par définition. Par contre, Gti, Gri et Ri y sont inclus, puisque les diffuseurs sont dans des directions légèrement différentes par rapport au radar, ils peuvent recevoir des gains différents et leur distance par rapport au radar ne sera pas strictement la même non plus. Il a été défini une "section efficace de rétrodiffusion différentielle"

$$\sigma_o = \left\langle \frac{\sigma_i}{\Delta A_i} \right\rangle \quad (2.4)$$

ΔA_i étant la surface associée à chaque élément diffusant.

Donc, du point de vue statistique, si chaque élément de surface ΔA_i , sur lequel Pt, G et R sont à peu près constants, contient suffisamment de centres diffuseurs pour qu'une moyenne puisse y avoir un sens, σ_i peut être remplacé par $\sigma_o \Delta A_i$. L'équation radar devient en passant à la limite :

$$\bar{P}_r = \frac{\lambda^2 P_t}{(4\pi)^3} \int \frac{G_{ti} G_{ri}}{R_i^4} \sigma_o dA \quad (2.5)$$

Ceci est l'équation radar pour une cible étendue dans sa forme la plus utilisée pour les radars de télédétection ; elle donne la puissance reçue par le radar en fonction de la section efficace de rétrodiffusion qui est en fait le paramètre que l'on cherche à déterminer [1, 9].

Les radars à visée latérale, comme ERASME, fonctionnent par portes et le découpage du lobe se fait en lanières étroites qui sont des portions de couronnes circulaires centrées sur l'antenne émettrice. Si on fait l'hypothèse que la variation de la section efficace de rétrodiffusion sur la surface A_i (limitée par les portes ...) est négligeable, ceci donne :

$$\sigma_o = \frac{(4\pi)^3 P_r}{\lambda^2 P_t} \frac{1}{\int \frac{G_{ti} G_{ri}}{R_i^4} dA} \quad (2.6)$$

On remarque que σ_0 est proportionnel au rapport P_r/P_t . Donc ce rapport et la géométrie de la mesure (roulis, tangage) qui interviennent pour le calcul de l'intégrale doivent être connus pour un étalonnage relatif, puisque R est mesuré sans ambiguïté par le radar.

Pour résoudre l'intégrale, lorsque les diagrammes des antennes sont parfaitement établis, on définit une surface pondérée associée au gain des antennes, A_{wi} , de la façon suivante :

$$\frac{G_{or} G_{ot} A_{wi}}{R_0^4} = \int_{A_i} \frac{G_{ri} G_{ti}}{R^4} dA \quad (2.7)$$

où G_{or} et G_{ot} sont les gains maxima des antennes et R_0 est la distance surface/radar dans l'axe de l'antenne. Ceci permet d'écrire σ_0 sous la forme :

$$\sigma_0 = \frac{(4\pi)^3 R_0^4}{G_{or} G_{ot} \lambda^2 A_{wi}} \frac{P_r}{P_t} \quad (2.8)$$

Etant donné que les lobes secondaires ont ordinairement un gain faible, il est permis d'exclure leurs contributions dans l'établissement de A_{wi} .

L'équation radar appliquée au radar ERASME se présente légèrement différemment des formes précédentes et sera donnée à la section 2.4.

2.3. DESCRIPTION DE L'APPAREIL

2.3.1. Emission, réception et acquisition des signaux

ERASME est un radar FM-CW de fréquence centrale 5.35 GHz, de modulation ± 100 MHz environ. Il s'agit donc d'une émission entretenue, modulée linéairement en fréquence.

La modulation triangulaire a une période de répétition de 6 ms ; la pente de modulation est de 8.10^{10} Hz/s et la puissance d'émission à l'antenne de 15 mW.

Un schéma de principe de fonctionnement d'un radar FM-CW est montré à la figure 2.1 et le résumé des caractéristiques de ERASME apparaît en table 1 :

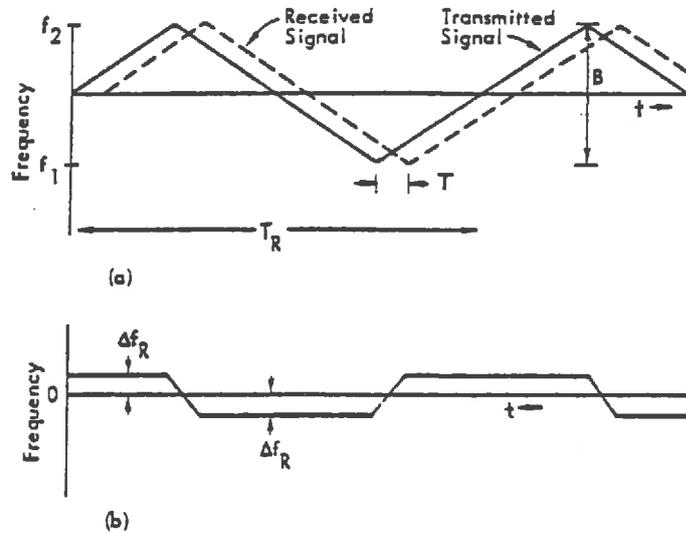


Fig. 2.1. - PRINCIPE DU RADAR FM-CW

a) Fréquences émises et reçues pour une cible ponctuelle ayant un retard T . (T_R étant la période de répétition et B la largeur de bande).

b) Fréquence relative en sortie.

En supposant une cible ponctuelle à une distance r , on peut facilement démontrer que la fréquence résultante est liée à cette distance par la relation :

$$F = \frac{4 B r}{C T_R} \quad (2.9)$$

où C est la vitesse de l'onde électromagnétique (environ $3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$). La résolution en distance δr , peut être calculée par :

$$\delta r = \frac{C T_R}{4 B} \delta f \quad (2.10)$$

où δf est la différence de fréquence qui ne peut pas être déterminée avec une précision meilleure que $2/T_i$ pour un temps d'analyse $T_i \leq T_r/2$. Donc :

$$\delta f_{\min} = \frac{2}{T_R} \quad (2.11)$$

et $\delta r_{\min} = \frac{c}{2B}$ (2.12)

La période de répétition étant de 6 ms, on utilise un temps d'analyse de 4 ms pour $B = 161$ MHz. Par conséquent $\delta r = 0.94$ m par filtre équivalent de 500 Hz.

La géométrie de la mesure dans le plan perpendiculaire à la vitesse du porteur contenant l'axe de l'antenne de réception est représentée sur la figure suivante.

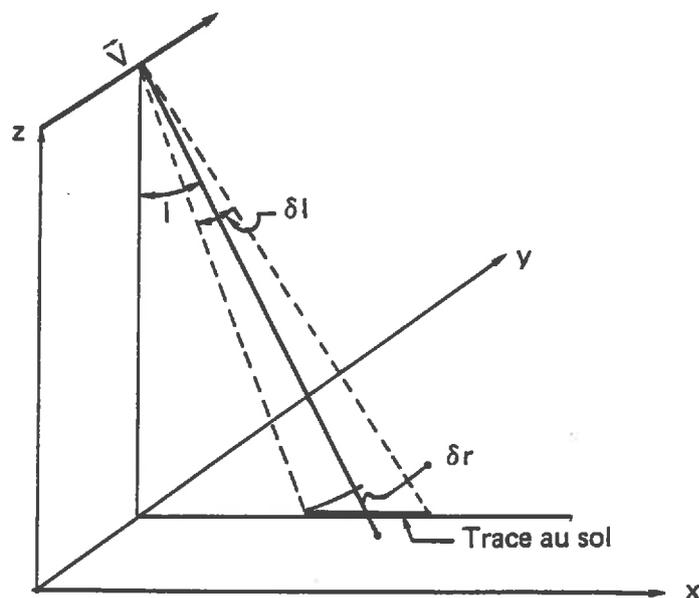


Fig. 2.2. GEOMETRIE NOMINALE DE LA MESURE

Le rapport entre l'inclinaison I de l'antenne de réception et la trace au sol l correspondant à une ouverture δI et à une altitude h du porteur est :

$$l = \frac{2h \delta I}{\cos^2 I} \quad (2.13)$$

Et, en utilisant des relations géométriques déduites de la fig. 2.2., on montre que :

$$\delta J = \frac{\delta r}{2 \tan I (r - \delta r/2)} \quad (2.14)$$

A titre d'exemple, la trace au sol correspondant à la résolution en distance radiale $r = 0.94$ pour $h = 360$ m et $I = 12^\circ$, serait $l = 4.3$ m. Si l'axe d'antenne est pointé à 14° pour éviter l'ambiguïté due au lobe secondaire proche de la verticale, la cible à 12° , on aurait pour θ_0 moyen entre 11° et 13° (minimisation des effets de rugosité), une résolution latérale de 13 m, c'est-à-dire, on étudierait une trace de 13 m de large. La résolution longitudinale est déterminée par les caractéristiques du lobe de l'antenne. La valeur de l'angle d'incidence est liée à l'altitude par la relation :

$$\cos I = \frac{h}{r} = \frac{F_0}{F} \quad (2.15)$$

car, d'après l'équation 2.9, $F = Kr$, F_0 étant la fréquence liée à l'altitude.

Pour une variation Δh en altitude, la variation ΔI correspondante est donnée par :

$$-\Delta I \sin I = \frac{\Delta h}{r} = \frac{\Delta F_0}{F} \quad (2.16)$$

Donc, en prenant toujours les paramètres précédents on aurait pour $h = 1$ m, soit une incertitude de 0,27 %, un I de $0,75^\circ$ ou 6 %. Il est, par conséquent, bon de connaître l'altitude avec une précision supérieure à 1 m ([1], [2]).

Un mélangeur permet d'établir une différence de fréquence entre le signal reçu et le signal émis à un instant donné. C'est cette différence de fréquence (voir fig. 2.1) qui permet de trier les signaux en fonction de la distance qu'ils ont parcourue. Ce tri se fait avec 200 filtres qui correspondent à 200 distances différentes séparées d'environ 1 m : les portes radar. L'appareil fournit un spectre de 200 points, toutes les 3 ms, ceci veut dire que l'on utilise à la fois f_0 et f . Une intégration est faite sur 64 spectres, ce qui donne une mesure toutes les 200 ms. Les paramètres roulis, tangage, cap et l'altitude barométrique sont, eux aussi, pris toutes les 200 ms ([2], [5]).

Un exemple de spectre obtenu par ERASME à l'état brut (sans traitement du signal) est donné en figure 2.3. Le premier pic est celui de la "Ligne à retard", dispositif à onde acoustique de volume qui simule une cible à 300 mètres ; elle permet de contrôler les variations de gain de l'ensemble du radar et donc d'établir un étalonnage relatif du système, ainsi qu'un étalonnage de la relation fréquence/distance du radar.

Un schéma du principe du radar ERASME est donné à la figure 2.4.

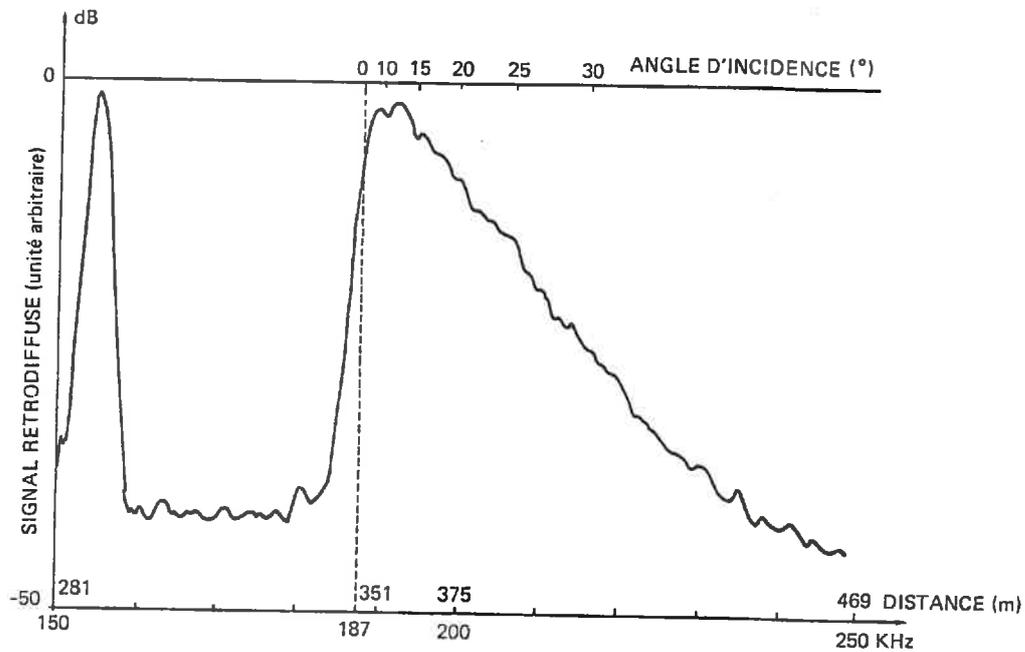


Fig. 2.3. - Exemple d'un spectre obtenu par ERASME ; la ligne à retard est le premier pic et l'altitude du porteur est 351 m.

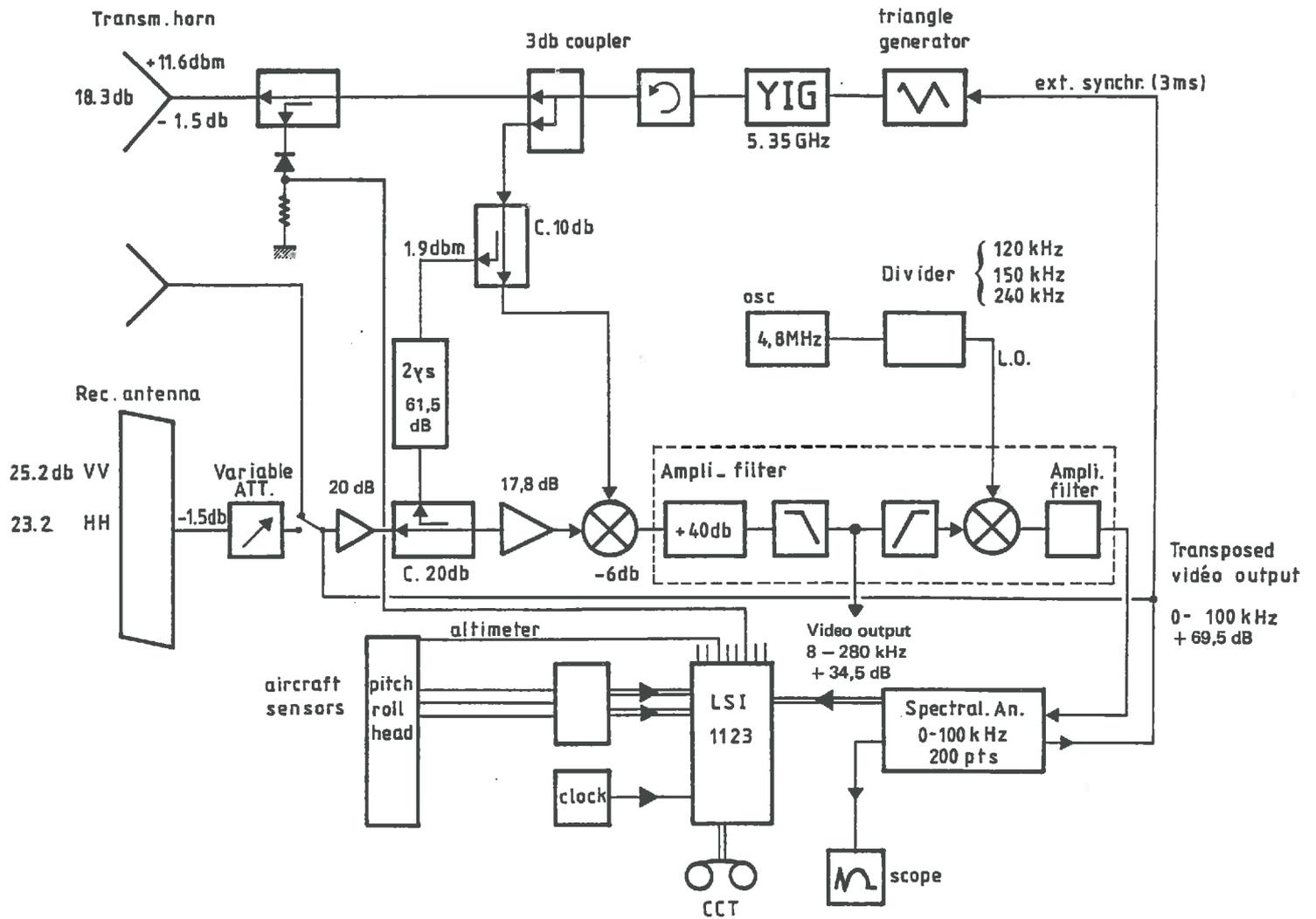


Fig. 2.4 - SCHEMA DE PRINCIPE DU RADAR "ERASME"

2.3.2. Les antennes

Le système comporte quatre antennes : deux d'émission et deux de réception. Pour l'émission, on utilise des cornets qui sont des antennes à diffraction et pour la réception, des antennes plates formées d'un réseau de dipoles. Un couple émission-réception fonctionne en polarisation HH et l'autre en polarisation VV. Il se peut, aussi, que les polarisations croisées (VH ou HV) soient utilisées pour évaluer le degré de dépolarisation d'une cible.

L'antenne d'émission en polarisation HH a un gain maximum de 18.3 dB, et une ouverture de 12.6° à 3 dB. Les ouvertures à 1 dB et à 3 dB contiennent les ouvertures à 1 dB et à 3 dB de l'antenne de réception, compte tenu de l'effet de parallaxe ([2], [3]).

En ce qui concerne l'antenne de réception en polarisation horizontale, son gain est de 23.2 dB et elle présente un diagramme dissymétrique, figure 2.5 (a et b). La forme de son lobe a été définie en fonction du degré de protection que l'on désirait contre la distance ambiguë (lobe secondaire) et de l'élargissement admissible le long de l'axe de vol (effet Doppler sur les bords du lobe dû à la vitesse du porteur).

Ces contraintes doivent tenir compte de l'effet du tangage (accentuation du décalage Doppler) et du roulis (apparition de la composante ambiguë ou disparition du signal à l'incidence 0°).

2.4. TRAITEMENT DES DONNEES

2.4.1. Calcul de σ_0

Le traitement des données mène à l'obtention de σ_0 à partir des données brutes.

L'équation radar appliquée au radar ERASME donne pour une porte donnée la formulation suivante [4] :

$$P_{ri} = A P_t \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} G_{oe} G_{or} \iint_{S_i} \frac{G_{er}(l,m)}{d^4} \sigma_0(x,y) ds \quad (2.17)$$

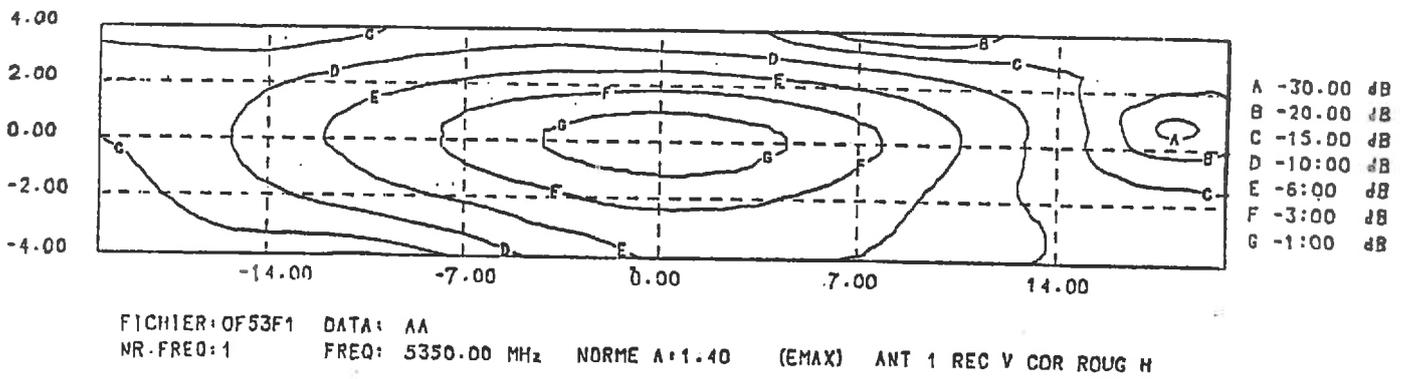


FIG. 2.5.a. - Diagramme de l'antenne de réception
 en polarisation HH.

Représentation en coordonnées rectangulaires.

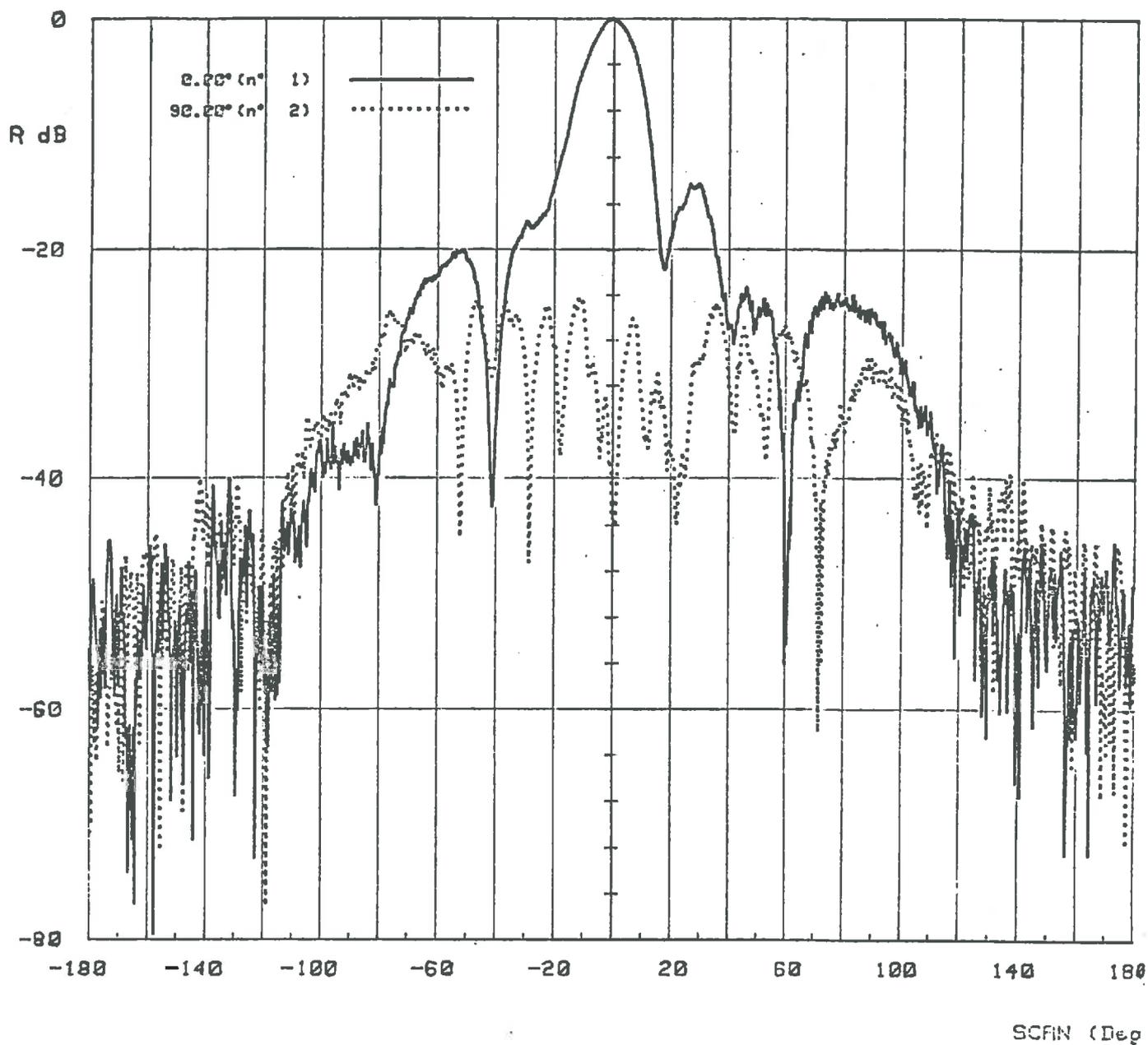


Fig. 2.5.b. - Diagramme de l'antenne de réception
en polarisation HH.

Représentation en coordonnées polaires.

La courbe en pointillés donne le diagramme
en polarisation croisée HV.

avec P_{ri} = puissance reçue

P_t = puissance émise

A = gain du récepteur

λ = longueur d'onde

G_{oe} et G_{or} = gains maxima des antennes émettrice et réceptrice

$Ger(l,m)$ = gain relatif, tenant compte de l'aller et du retour des ondes, fonction de la direction de la cible (l,m) dans le référentiel lié à l'antenne

d = distance de la cible

$\sigma_0(x,y)$ = section efficace de rétrodiffusion au point (x,y)

S_i = surface de résolution pour la porte i .

l et m sont les 2 angles par rapport à l'axe de l'antenne qui permettent de caractériser la direction de la cible ; m (resp. l) l'angle que fait la projection de la droite cible-antenne avec la projection de l'axe principal du lobe sur le plan vertical perpendiculaire à la vitesse de l'hélicoptère (resp. sur le plan vertical parallèle à la vitesse de l'hélicoptère).

Pour pouvoir sortir $\sigma_0(x,y)$ de l'intégrale, on est obligé de le considérer constant sur toute la surface S_i . Cela simplifie le calcul de l'intégrale dans l'équation (2.17), qui est évalué en utilisant les paramètres radar pré-établis et les variables de service enregistrées. On démontre que l'erreur résiduelle d'estimation de σ_0 due à des erreurs sur la géométrie de la mesure est au-dessous de 0.5 dB [4].

2.4.2. Effet de roulis et effet de tangage

Le radar étant lié de manière rigide à l'hélicoptère, le tangage et le roulis ont tendance à modifier l'angle que fait l'axe de l'antenne avec la surface du sol. Le roulis a pour effet de modifier le pointage de la cible (cf. figure 2.6) pour une incidence donnée, dans le lobe d'antenne. Cela se répercute sur les valeurs de l et m et donc du gain $Ger(l,m)$, [4], [5].

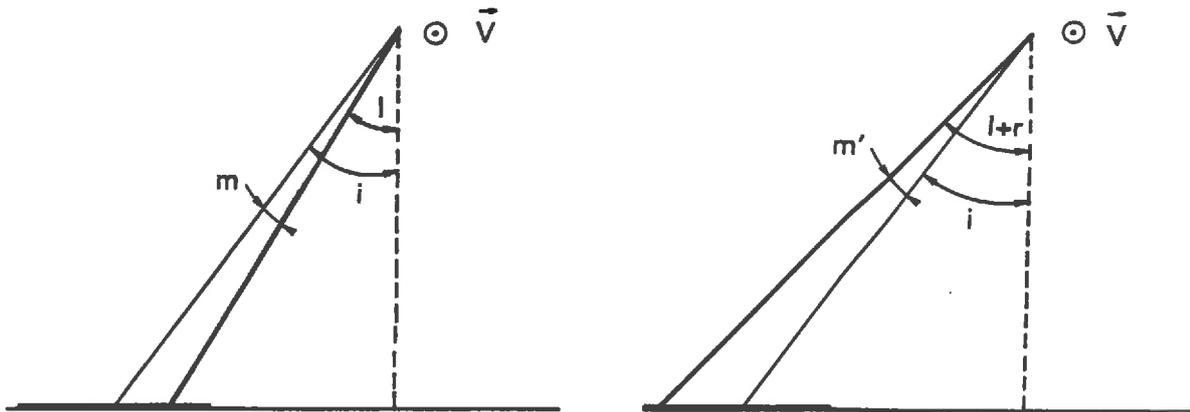


Fig. 2.6: Effet du roulis r sur le pointage dans le lobe d'une cible à une incidence i , l étant le pointage de l'antenne.

Le tangage n'apporte, au premier ordre, qu'une variation de la position de l'aire illuminée. En effet la résolution longitudinale est définie par le lobe d'antenne. On n'a donc pas de pointage longitudinal mais une intégration sur le lobe. Le tangage a pour effet de décaler l'emplacement du lobe et de modifier sa surface au sol. Pour des angles d'incidence supérieurs à 10° et un tangage compris entre -5° et 5° , on peut considérer l'erreur négligeable [2].

Type	FM-CW
Frequency	5.35 GHz (C-band)
Transmitted power	15 mW (11.6 dbm)
Modulation	Triangular - Period 6 ms
Bandwidth	220 MHz (adjustable)
Transmitting antenna	Corrugated horn Gain 18.3 db 3 db beamwidth 12.6°
Receiving antenna	Planar dipoles array Gain 25.2 db (VV) 23.2 db (HH) beamwidth 2.3° x 5.6° (VV) 1.8° x 8.5° (HH)
Receiver gain	101.3 db \pm 0.4
Signal processing	FFT analyzer. 512 pts. 500 Hz resolution Synchronized with the modulation waveform. Available bands : 120-220 kHz 150-250 kHz 240-340 kHz
Internal calibration	Data recorded on CCT Bulk acoustic wave device delay 2 μ sec. Attenuation 61.5 db Coupler attenuation 30 db
Ancillary data	Clock Flight parameters (pitch, roll, heading, pressure altimeter). 8 analog data lines

Table 1 - LES CARACTERISTIQUES DE "ERASME"

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. AUTRET, M., 1984. Traitement d'une expérience hélicoptérée de télédétection active en hyperfréquence. Rapport de stage du D.E.A. Méthodes physiques en télédétection, CNET-1 CRPE - Université de Paris 7.
2. BERNARD, R., P. MARTIN et D. VIDAL-MADJAR, 1981. Spécifications des performances minimales pour un diffusiomètre en bande C destiné à la mesure de l'humidité des sols. Document de travail CRPE/1075.
3. BERNARD, R. et D. VIDAL-MADJAR, 1983. ERASME : diffusiomètre hélicoptable en bande C, application à la mesure de l'humidité des sols. In : Proceedings of a EARSeI Symposium on Remote Sensing Applications for Environmental Studies. Brussels, Belgium, 26-29 April 1983, 59-64.
4. BERNARD, R., D. VIDAL-MADJAR, F. BAUDIN and G. LAURENT, 1985. Data processing and calibration for an airborne scatterometer. IEEE Trans. (In press).
5. CHANZY, A., 1985. Rapport de stage. Institut National Agronomique. France.
6. ULABY, F.T., P.P. BATLIVALA, 1976. Optimum radar parameters for mapping soil moisture. IEEE Trans. GE-14(2), 82-93.
7. ULABY, F.T., P.P. BATLIVALA, M.C. DOBSON, 1978. Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture and soil texture. Part I. Bare soil. IEEE Trans. GE-16(4), 286-295.
8. ULABY, F.T., G.A. BRADLEY, M.C. DOBSON, 1979. Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture. Part II. Vegetation covered soil. IEEE Trans. GE-17(2), 33-40.
9. ULABY, F.T., R.K. MOORE, A.K. FUNG, 1982. Microwave remote sensing active and passive. Vol. 2. Addison-Wesley Publishing Company Reading, Massachusetts.

CHAPITRE 3

L'EXPERIENCE DE L'ETE 1983

3.1. OBJECTIFS

Comme il a été déjà mentionné aux chapitres précédents, le CRPE, depuis quelques années étudie la faisabilité de la mesure de l'humidité de surface des sols par télédétection active, et a conçu le radar ERASME pour cela.

Dans ce cadre une expérience a été menée dans "La Beauce", région agricole située au sud-ouest de Paris, en deux phases distinctes : la première entre le 20 juin et le 12 juillet ; la deuxième entre le 06 et le 29 septembre 1983. Les cultures prédominantes de "La Beauce" sont le blé qui occupe environ 75% de la surface totale cultivée, et le maïs. En juin/juillet, le blé présentait un indice foliaire supérieur à 4,0 et était pratiquement mûr. Le maïs, par contre, venait d'émerger. Pendant la deuxième phase le blé était soit déchaumé, soit en chaume, tandis que le maïs était au maximum de sa croissance végétative. Le blé occupant une surface plus importante que le maïs, le rapport végétation/sol nu était beaucoup plus fort au début de l'été qu'il ne l'était à la fin.

Les objectifs scientifiques de cette expérience étaient :

- a) d'étudier l'hétérogénéité à moyenne échelle de l'humidité superficielle vue par le radar et la température radiométrique ;
- b) d'appréhender la variabilité du comportement hydraulique à moyenne échelle des sols agricoles ;
- c) de développer à partir de ces données une méthode capable d'estimer l'évaporation à l'échelle régionale.

3.2. DESCRIPTION DU SITE ET DES INSTRUMENTS DE MESURE

La surface concernée par l'expérience d'été 83 était un carré de 6 km sur 6 km, aux alentours de Villeau (36 km², soit 3600 ha dont 2700 ha de blé

et 800 ha de maïs, environ). Les figures 3.1 et 3.2 montrent, respectivement sur carte planimétrique et photo aérienne, la région en question. Les traces que l'on voit sur la figure 3.1, numérotées de 1 à 10, correspondent aux dix lignes de vol théoriques de l'hélicoptère, pour l'obtention de la cartographie en humidité à l'échelle de la région. Les traces A et B que l'on aperçoit sur la figure 3.2 indiquent les deux lignes de vol qui ont servi à l'étalonnage du radar, au-dessus d'une sous-région dans laquelle des mesures "in situ" ont été faites.

La région choisie pour l'étalonnage du radar est présentée de façon plus détaillée en figure 3.3. On y retrouve les lignes A et B. Des prélèvements du sol entre 0 et 10 cm ont été faits dans les champs 1, 2, 3, 4, 7, 8 et 9 (sol nu en septembre 1983 et blé en juillet) et dans un champ de maïs situé entre 3 et 4, pour la détermination par méthode gravimétrique de l'humidité. Dans le champ n° 3, les profils de teneur en eau jusqu'à 65 cm ont aussi été mesurés ainsi que le rayonnement net, la température et la vitesse du vent à 2 m.

Il est préférable de travailler sur une base volumique quand on étalonne le signal rétrodiffusé en fonction de la teneur en eau d'une couche superficielle du sol ; le passage de l'humidité gravimétrique se fait en multipliant le premier par la densité du sol.

L'expérience de la Beauce a été réalisée dans le cadre d'un contrat passé avec le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), en association avec le CRPE, l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA, Laboratoire de Bioclimatologie, Grignon) et l'Institut de Mécanique de Grenoble (IMG - Groupe "Hydrologie"); chaque laboratoire intervenant en fonction de ses spécificités.

Les instruments de mesure étaient :

- a) Le matériel embarqué : le radar ERASME et le radiomètre Barnes PRT-5. Cet instrument donne la température équivalente d'un corps noir en mesurant le rayonnement émis dans la gamme de longueur d'onde comprise entre 8 et 12 μm . La cellule de résolution de l'instrument correspondant à une ouverture de 2° est un cercle d'environ 12.5 m de diamètre à 360 m d'altitude.

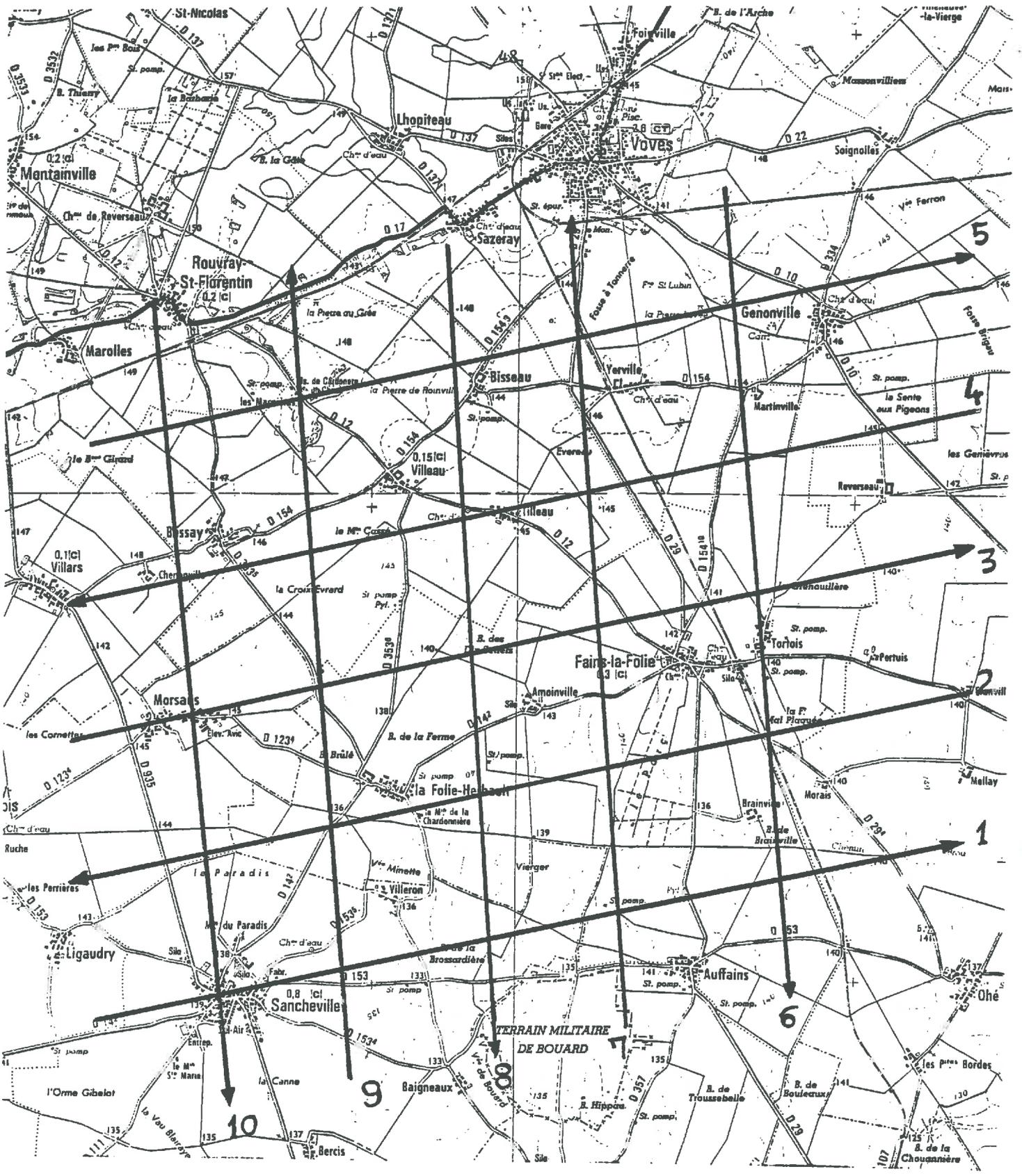


Fig. 3.1. Carte planimétrique de la région où l'expérience de l'été 1983 s'est déroulée (La Beauce). Les lignes numérotées de 1 à 10 correspondent aux lignes de vol pré-définies en vue de l'étude des propriétés statistiques de l'humidité de surface mesurée par ERASME, à l'échelle régionale.

1 Km



Fig. 3.2 - Photo aérienne de la région de l'expérience de l'été 1983.

Les traces A et B indiquent les deux lignes de vol
servant à l'étalonnage du radar.

(échelle : 1/50.000)

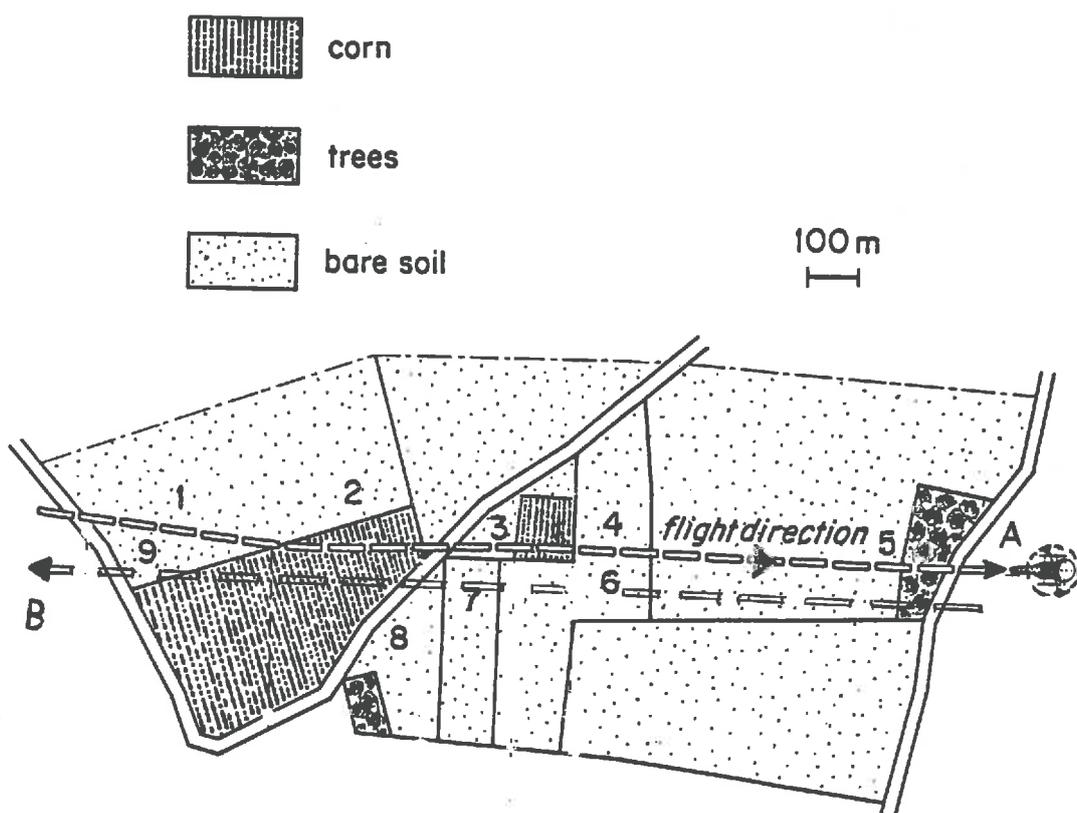


Fig. 3.3 - La région d'étalonnage du radar ERASME

A et B sont les lignes de vol. Pour déterminer l'humidité (couche 0-10 cm) par la méthode gravimétrique, des prélèvements ont été faits dans les champs 1, 2, 3, 4, 7, 8 et 9 (sol nu en septembre ; blé en juin/juillet).

b) Le matériel "in situ" :

b.1. Un thermo-hygrographe (température et humidité de l'air).

b.2. Un Système Automatique de Mesure de l'Evapotranspiration Réelle, SAMER, de l'Institut National de Recherche Agronomique.

Cet appareil utilise une méthode aérodynamique simplifiée pour calculer l'ETR à partir des mesures du rayonnement net, du flux de chaleur dans le sol et des gradients verticaux dans l'air de température et de vitesse du vent [4].

b.3. Des sondes à neutrons (profils d'humidité du sol).

b.4. Des tensiomètres (profils du potentiel de succion du sol).

b.5. Le sodar triple du CRPE.

Cet instrument permet d'obtenir entre autres, le profil vertical du flux de chaleur sensible dans la couche limite [7].

Pour permettre de contrôler le déroulement de l'expérience, ainsi que le repérage des zones surveillées lors du dépouillement des données, une caméra T.V. a été installée dans le support des antennes qui pointe toujours avec le même angle par rapport à la verticale.

3.3. LE DEPOUILLEMENT DES DONNEES

Le dépouillement consiste à retrouver les valeurs de la section efficace de rétrodiffusion, σ_0 , à partir des données brutes, c'est-à-dire des spectres (cf. Chapitre 2). Etant donné les caractéristiques des antennes [3] on a choisi de pointer celles-ci à 14° et de calculer σ_0 entre 5° et 25° ($\pm 10^\circ$), en faisant l'intégration sur un intervalle de 2° . Les corrections géométriques sont effectuées auparavant.

Un exemple de sortie de ce dépouillement est donné au tableau 3.1. On y voit, dans l'ordre, la date (jour, heure, min., sec.), l'altitude mesurée par le radar, l'altitude barométrique, σ_0 moyen par pas de 2 degrés entre 5° et 25° , la position du filtre qui correspond à la ligne à retard, la puissance de la ligne à retard, la température infrarouge, le cap, le roulis et le tangage.

Dans une première étape, le dépouillement a été fait seulement pour les passages au-dessus de la région concernée par l'étalonnage du radar.

Pour vérifier si les corrections imposées par la géométrie de la mesure (roulis, tangage) étaient faites de façon correcte, on a procédé à une analyse statistique fondée sur une régression linéaire simple entre plusieurs paramètres fournis par le dépouillement. Nous faisons donc l'hypothèse que la variation entre deux variables (y_1 , x_1) est linéaire ; ceci sous-entend que la variation de l'une est proportionnelle à celle de l'autre. Nous prenons y_1 comme la variable dépendante (ou expliquée) et x_1 comme la variable indépendante (ou explicative). L'algorithme employé donne les résultats suivants : i) le coefficient de corrélation (cor) ; ii et iii) les valeurs moyennes des variables ($V_m(y_1)$, $V_m(x_1)$) ; iv) la pente (pent) ; v) le terme constant (term) ; vi) la variance de la variable dépendante (vavd) ; vii) la variance de la variable indépendante (vavi) ; viii) la variance expliquée (vaex)* ; ix) la variance inexpliquée (vain)** ; x) l'écart-type de la pente (ecp) et, xi) l'écart-type du terme constant (ect). Ces résultats sont présentés, dans cet ordre, dans le tableau 3.2. Ils suivent les deux variables concernées par la régression x_1 et y_1 . Les numéros associés aux variables y_1 et x_1 représentent, respectivement : 1) l'altitude radar ; 2) l'altitude barométrique ; 3 à 12) σ_0 moyen par pas de 2° entre 5° et 25° ; 13) la température infrarouge ; 14) le roulis et, 15) le tangage.

Cet algorithme permet, donc, une analyse assez complète des propriétés statistiques des paramètres issus du dépouillement. On peut, par exemple, simplement en regardant la moyenne et la variance de plusieurs paramètres, juger s'ils ne sont pas aberrants. Il est possible de voir aussi, avec le coefficient de corrélation et/ou la variance expliquée, l'interdépendance entre deux paramètres, ainsi que l'erreur sur un paramètre causée par un des autres en étudiant la pente de la régression linéaire.

L'analyse du tableau 3.2, qui porte sur un échantillon de 20863 valeurs de chaque paramètre, montre un certain nombre de résultats : les valeurs moyennes et les variances semblent cohérentes pour l'ensemble des variables ; les coefficients de corrélation entre le roulis et les coefficients de rétrodiffusion, (σ_0

$$* \text{ vaex} = R^2 \left(\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}{N-1} \right) \quad \text{si } y = \beta_0 + \beta_1 x + \mu_0$$

où R^2 est le coefficient de détermination.

$$** \text{ vain} = \text{vavd} - \text{vaex}$$

moyens), varient entre 0.06 et -0.03 à l'exception du coefficient avec σ_0 (25°) où il est égal à -0,18. On peut voir aussi qu'une erreur de 1° sur le roulis et par conséquent sur le pointage de l'antenne provoque une erreur de 0,1 à 0,2 dB sur σ_0 , et que les coefficients de corrélation entre le tangage et les σ_0 varient entre 0,12 et 0,20, alors qu'une erreur de 1° sur le tangage implique une erreur de l'ordre de 0,4 à 0,7 dB sur σ_0 . Ces résultats montrent que la géométrie de la mesure a été prise en compte de façon correcte et que l'algorithme de dépouillement est au point.

Par la suite, le dépouillement a été fait pour toutes les journées de mesure et pour tous les passages.

3.4. REPERAGE DES CIBLES

En vue d'établir l'étalonnage du radar ERASME en humidité de surface des sols, d'étudier les propriétés statistiques de la mesure de l'humidité par le radar, et d'appréhender la variabilité spatiale des propriétés hydrauliques des sols, il a fallu repérer des cibles bien identifiées sur le terrain, telles que les routes, chemins, villes, fermes, etc., pour avoir les instants d'entrée et de sortie sur des parcelles agricoles choisies à priori. Ceci parce que l'hélicoptère ne vole pas à une vitesse constante (30 à 40 ms^{-1}) et qu'il se déplace par rapport à une ligne de vol pré-définie en fonction des contraintes atmosphériques (vitesse du vent, visibilité).

Un système vidéo couplé à une horloge qui donne la date (jour, heure, minute, seconde, c'est-à-dire, les quatre premières variables qui sortent du dépouillement - tableau 3.1), a été utilisé pour le repérage. A priori, même si la frontière entre deux parcelles agricoles à repérer est bien identifiée, l'erreur sur le temps peut être d'une seconde, soit 30 à 40 m, dans le pire des cas. Ceci parce que l'on a une mesure toutes les 200 ms, tandis que l'horloge n'assure qu'une précision d'une seconde.

D'autre part, si l'on s'intéresse à une parcelle quelconque parce qu'elle est censée être systématiquement survolée par l'équipement de télédétection, et que les parcelles adjacentes présentent la même nature, c'est-à-dire sol nu ou même végétation suivant le cas, ou encore que les limites de ces parcelles sont difficilement "vues" de l'hélicoptère par la caméra de télévision, les instants

de passage sur les points limitrophes de ces champs le long d'une ligne de vol, sont obtenus par interpolation linéaire à partir de deux cibles facilement repérées et les plus proches possible. On est contraint de supposer que la direction et la vitesse de l'hélicoptère sont constantes entre ces deux cibles, ce qui rajoute donc des erreurs supplémentaires.

Un exemple de repérage est donné en figure 3.4. La parcelle n° 5 fait à peu près 650 m le long de la ligne de vol n° 4. Le but est de déterminer les instants t_1 et t_2 associés à P_1 et P_2 ; pour le passage du haut (22.06) on interpole à partir des points \underline{J} et \underline{L} , mais pour celui du bas (28.06), on est obligé de prendre G et H , ce qui tendrait à augmenter l'erreur. Si l'on admet que la vitesse de l'hélicoptère peut changer de 10%, l'erreur temporelle que l'on peut commettre sur le parcours G - P_2 d'environ 700 m, serait de 2S approximativement. Il est donc raisonnable de penser que dans certains cas une erreur de 3S peut être commise, en sachant tout de même, que l'erreur est aléatoire. Ceci signifie que l'on peut se tromper de 100 m environ, et qu'il faut en tenir compte lors de l'analyse des propriétés statistiques du signal mesuré au niveau d'une parcelle isolée.

La figure 3.4 montre également qu'il est difficile à l'hélicoptère de passer toujours au même endroit, ou de suivre les lignes de vol théoriques.

Pour essayer de contrôler le repérage et d'améliorer la précision obtenue, on a développé une 2ème méthode qui consiste à obtenir par interpolation, une image radar de la région survolée avec une résolution transversale d'environ 1,3 m, et à procéder à sa visualisation le long d'une ligne survolant la parcelle à repérer. Cela a servi à confirmer, ou à corriger, le repérage fait précédemment.

Ainsi, en utilisant les deux méthodes décrites plus haut, on a procédé au repérage des temps d'entrée et de sortie des parcelles concernées pour l'étalonnage du radar ERASME (cf. figure 3.3) et dans un deuxième temps pour avoir les temps associés aux limites de douze (12) parcelles dont six de blé en juin/juillet (sol nu en septembre) et six de sol nu en juin/juillet (maïs bien couvrant en septembre). Le choix des parcelles a été fait en fonction des objectifs de l'étude, de leur distribution spatiale et de la fréquence de passage du système embarqué sur ces parcelles. Le radar a volé pendant un total de 19 jours sur toute la durée de l'expérience ; les conditions météorologiques ayant joué un rôle important sur le choix des dates de vol, qui sont données au tableau 3.3.

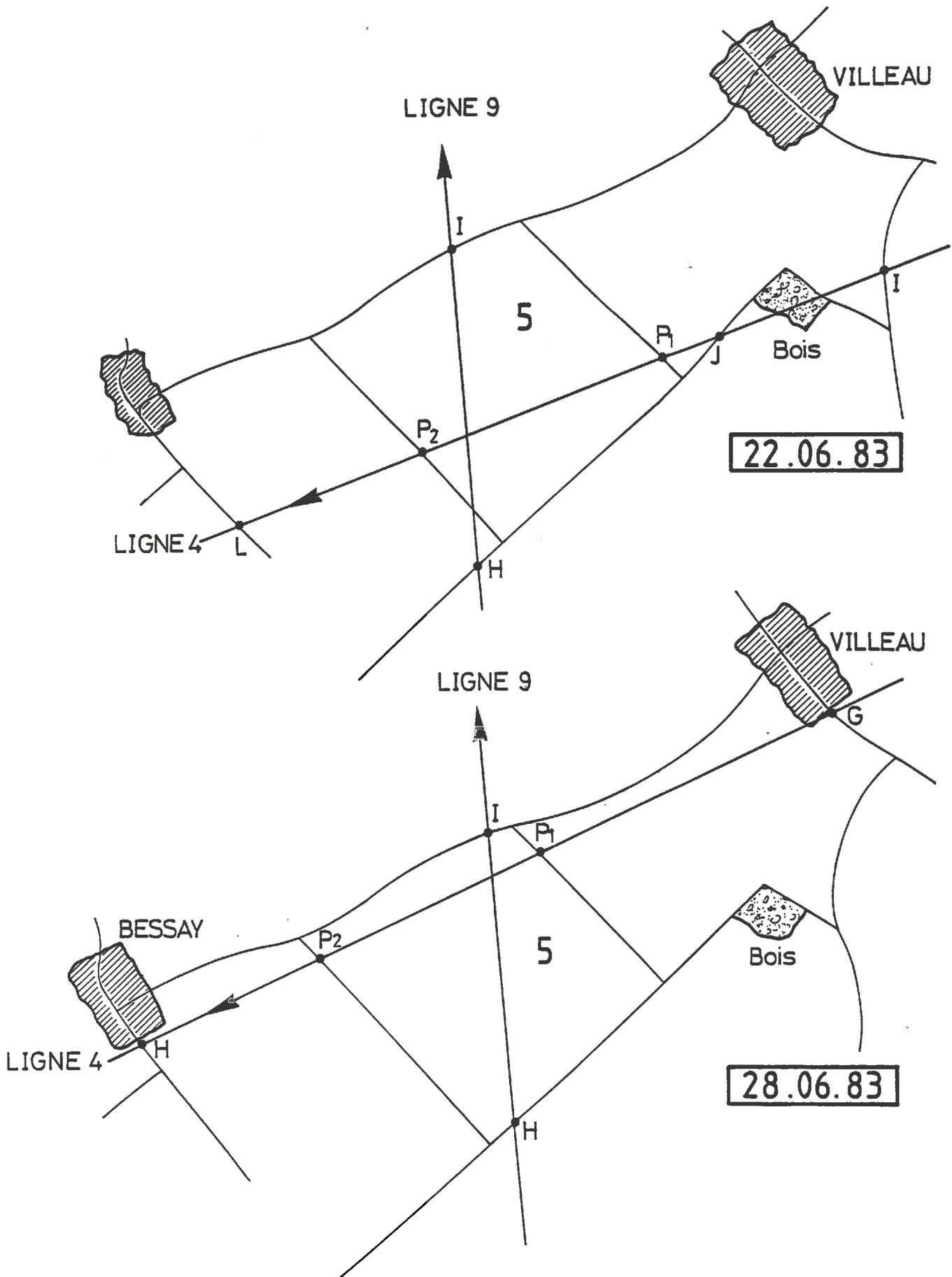


Fig. 3.4: Repérage de la parcelle n° 5 pour le 22 et pour le 28 juin 83

En figure 3.5, on montre sur la carte planimétrique de la région la localisation des douze parcelles.

En vue de procéder à l'analyse statistique du signal sur chaque parcelle, des fichiers de données ont été organisés par parcelle et pour toute la durée de l'expérience.

Mois	Dates									
JUIN	22	27	28	29						
JUILLET	04	05	06	08	12					
SEPTEMBRE	06	07	08	15	16	20	23	26	28	29

Tableau 3.3. Les dates de passage du système aéroporté

3.5. L'ETALONNAGE DE ERASME EN HUMIDITE D'UNE COUCHE DE SURFACE

Il est connu qu'il existe une relation linéaire entre la section de rétrodiffusion σ_0 et l'humidité volumétrique du sol ([1], [2], [5], [6]). Ceci est une conséquence directe du fait que la constante diélectrique des sols est directement liée au nombre total de molécules d'eau libre par unité de volume [1]. Bien que les résultats obtenus par les diverses équipes qui se sont intéressées à ce problème, restent dispersés, il faut remarquer que les conditions dans lesquelles les expériences ont été conduites n'étaient pas les mêmes (cf. Chap. 2).

Pour ERASME, son étalonnage en humidité de surface du sol, à partir des mesures "in situ" par la méthode gravimétrique classique, a été obtenu à la suite du repérage soigneux des parcelles concernées, et de l'élimination des données ambiguës prises à la frontière physique des parcelles, compte tenu des considérations établies plus haut. La droite d'étalonnage est présentée sur la figure 3.6. Quand l'humidité de la couche superficielle des sols (0-10 cm) est exprimée en cm^3/cm^3 , la régression donne :

$$W = 0,30 + 0,016 \sigma_0$$

1 km

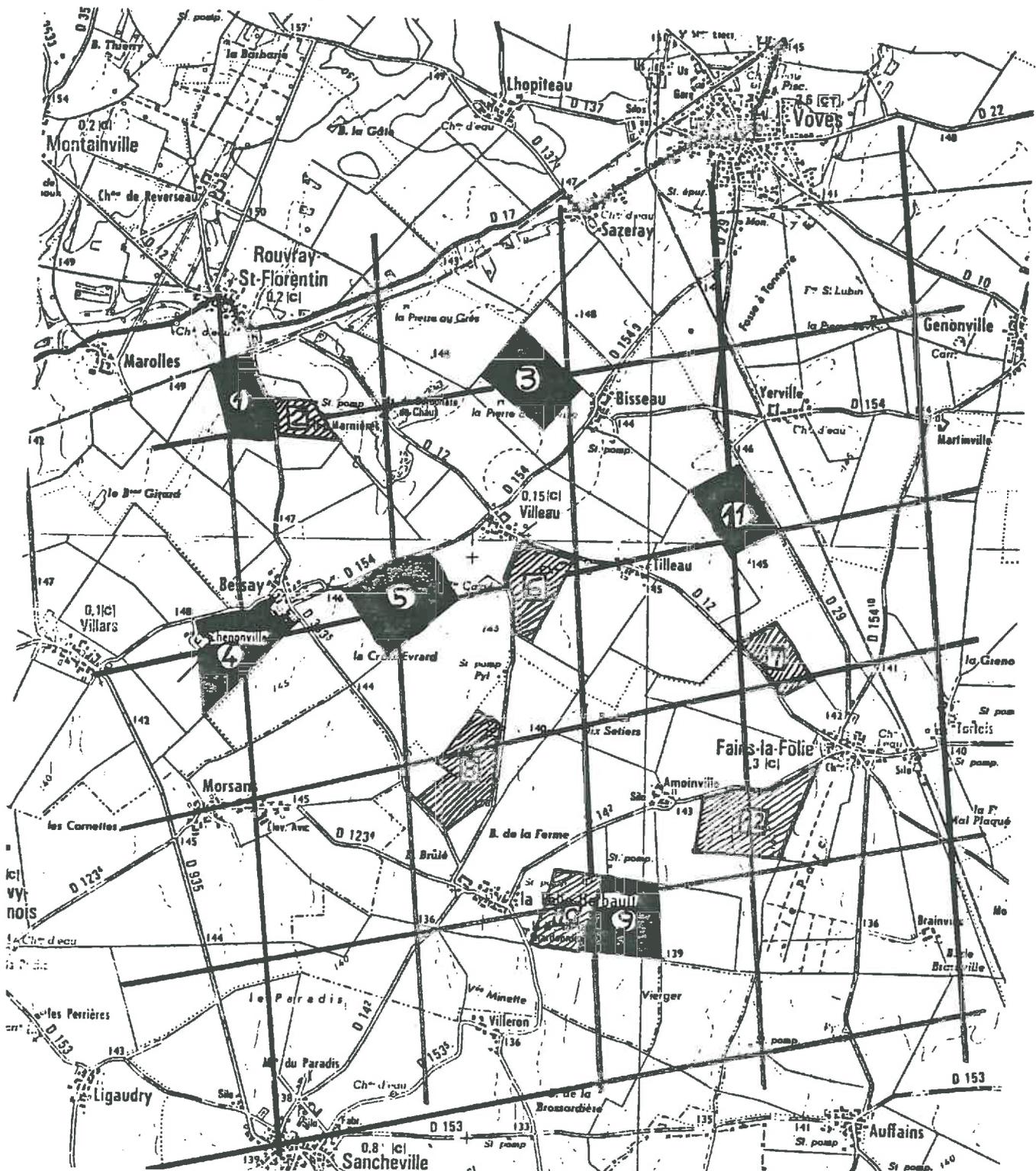


Fig. 3.5 - La localisation de 12 parcelles a été étudiée systématiquement. Les parcelles n° 1, 3, 4, 5, 9 et 11 sont de blé en juin/juillet et le sol est nu en septembre ; les parcelles n° 2, 6, 7, 8, 10 et 12 sont de sol nu en juin/juillet et de maïs en septembre (1983).

(échelle : 1/50.000)

où σ_0 est mesurée en dB.

Le coefficient de corrélation est de 0,89. On pourrait en conclure que ERASME est très performant pour mesurer l'humidité à la surface des sols. Cependant, comme il y a deux populations de points bien distinctes (contraintes météorologiques), il faut prendre des précautions dans l'analyse de ces mesures.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. BATLIVALA, P.P., F.T. ULABY, 1977. Faisability of monitoring soil moisture using active microwave remote sensing. RSL Technical Report 264.12. University of Kansas Center of Research, Inc. Lawrence, Kansas, January.
2. BERNARD, R., P. MARTIN, J.L. THONY, M. VAUCLIN et D. VIDAL-MADJAR, 1982. C. Band radar for determining surface soil moisture. *Remote Sens. Environ.*, 12, 189-200.
3. BERNARD, R., D. VIDAL-MADJAR, F. BAUDIN and G. LAURENT, 1986. Data processing and calibration for an airborne scatterometer. *IEEE Trans. GE-RS* (in press).
4. ITIER, B., 1981. Une méthode simple pour la mesure de l'évapotranspiration réelle à l'échelle de la parcelle. *Agronomie*, 1(20), 869-876.
5. JACKSON, T.J., A. CHANG and T.J. SCHMUGGE, 1981. Aircraft active microwave measurements for estimating soil moisture. *Photogram. Engin. and Rem. Sens.* 47, 801-805.
6. LE TOAN, T., 1982. Active microwaves signatures of soils and crops. Significant results of three years of experiments. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS'82, Munich, FRG.*
7. WEILL, A., C. KLAPISZ, B. STRAUSS, F. BAUDIN, C. JAUPORT, P. VAN GRUNDERBEECK and J.P. GOUTOURBE, 1980. Measuring heat flux and structure functions of temperature fluctuations with an acoustic doppler sodar. *J. Appl. Meteor.*, 19, 199-205.

CHAPITRE 4

ANALYSE STATISTIQUE DE LA SECTION EFFICACE DE RETRODIFFUSION ET DE LA TEMPERATURE INFRAROUGE SUR "LA BEAUCE"

4.1. GENERALITES

L'importance des paramètres humidité et température de surface a déjà été discutée aux chapitres précédents et le sera encore au cours du prochain chapitre.

Ici, on se contente de décrire, dans un premier temps, les propriétés de la section efficace de rétrodiffusion, σ_0 (où de l'humidité de surface) pour l'ensemble de douze (12) champs décrits auparavant, qui sont sensés être représentatifs de la région. En plus, on se concentrera sur la deuxième période de l'expérience (septembre) parce qu'après un début pluvieux (du 8 au 15), le temps est devenu beau et chaud (du 20 jusqu'au 29), ce qui donne la possibilité d'avoir un suivi temporel de l'humidité avec des variations importantes et de les comparer avec la pluviométrie. Pour la première période (juin/juillet) les variations temporelles n'étaient pas très importantes, parce qu'il avait plu de façon plus ou moins uniforme tout au long de celle-ci.

Les propriétés statistiques descriptives employées sont la moyenne, l'écart type et l'histogramme. A titre d'exemple on donne les histogrammes de 2 champs : un de sol nu, l'autre avec du maïs bien couvrant, pour trois jours de la dernière période, c'est-à-dire 20, 23 et 29 septembre. Pour les mêmes champs et dates, on présente aussi les mêmes propriétés statistiques concernant la température radiométrique, T_g .

Par la suite, on discute des propriétés statistiques des paramètres humidité et température de la couche superficielle des sols, pour toute la région (36 km²), pour la dernière période de septembre (du 20 jusqu'au 29 septembre). Pendant cette période, comme on l'a déjà mentionné, il y a eu un assèchement continu (il avait plu jusqu'au 19) si bien que l'on peut mettre en évidence et séparer les données relatives aux sols nus de celles des champs avec végétation, et aussi appréhender

des propriétés de drainage des sols nus, comme on le verra au chapitre 5. Les propriétés que l'on utilise sont : l'histogramme bidimensionnel $\sigma_o \times T_g$, la moyenne et l'écart-type pour σ_o et T_g , l'autocorrélation pour σ_o et pour T_g , l'intercorrélacion entre σ_o et T_g , l'intercorrélacion entre T_g et le parcellaire et l'intercorrélacion entre σ_o et le parcellaire.

4.2. ANALYSE DES SIGNAUX POUR DES PARCELLES INDIVIDUELLES

Parce que les trajectoires de l'hélicoptère ne sont pas toujours les mêmes, il est très difficile de comparer chaque champ sur une base pixel par pixel. Pour illustrer cette difficulté, la figure 4.1 (a et b) montre l'évolution du signal rétrodiffusé, après filtrage sur 55 m environ, relative à la parcelle n° 5. Sur cette parcelle, on a deux lignes de vol, une dans le sens Est/Ouest, A ; l'autre dans le sens Sud/Nord, B ; comme indiqué sur la figure pour les 20, 23, 26 et 28 septembre 83. Pour le 20 septembre, début de la période d'assèchement, le signal semble être bien homogène. Si l'on relie le niveau du signal rétrodiffusé à l'humidité d'une couche superficielle (voir étalonnage, chapitre précédent), la partie Sud-Ouest est plus humide que la partie Nord. La comparaison avec la ligne A, pour le 23 est difficile parce que celle-ci a été déplacée d'environ 50 m vers le Nord. Le 23, le niveau du signal est plus faible à cause de l'assèchement et en moyenne moins homogène, mais la partie Sud-Ouest présente encore un signal plus élevé. Pour la fin de la période, le 26 et le 28, la position des transects A se rapproche de celle du 20, tandis que celle du transect B est pratiquement identique ; le signal est devenu plus stable. Sur le transect B la différence entre le Nord et le Sud a disparu, ce qui n'est pas le cas pour le transect A dont la partie Ouest présente un niveau de signal plus élevé. Il est important de noter, finalement, que le système aéroporté passe à peu près au même endroit pour le 26 et pour le 28 septembre. On voit que le niveau moyen du signal reste quasiment stable et que les courbes d'évolution sont comparables, quoique l'on n'ait pas un repère absolu comme il a été expliqué auparavant. Cela nous rassure quant à la qualité de la mesure. Une conclusion de l'analyse de ces variations temporelles et spatiales du signal est que la comparaison entre les vérités de terrain avec un radar à haute résolution n'est pas toujours facile ; les hétérogénéités des parcelles pouvant introduire un bruit considérable dans la courbe d'étalonnage.

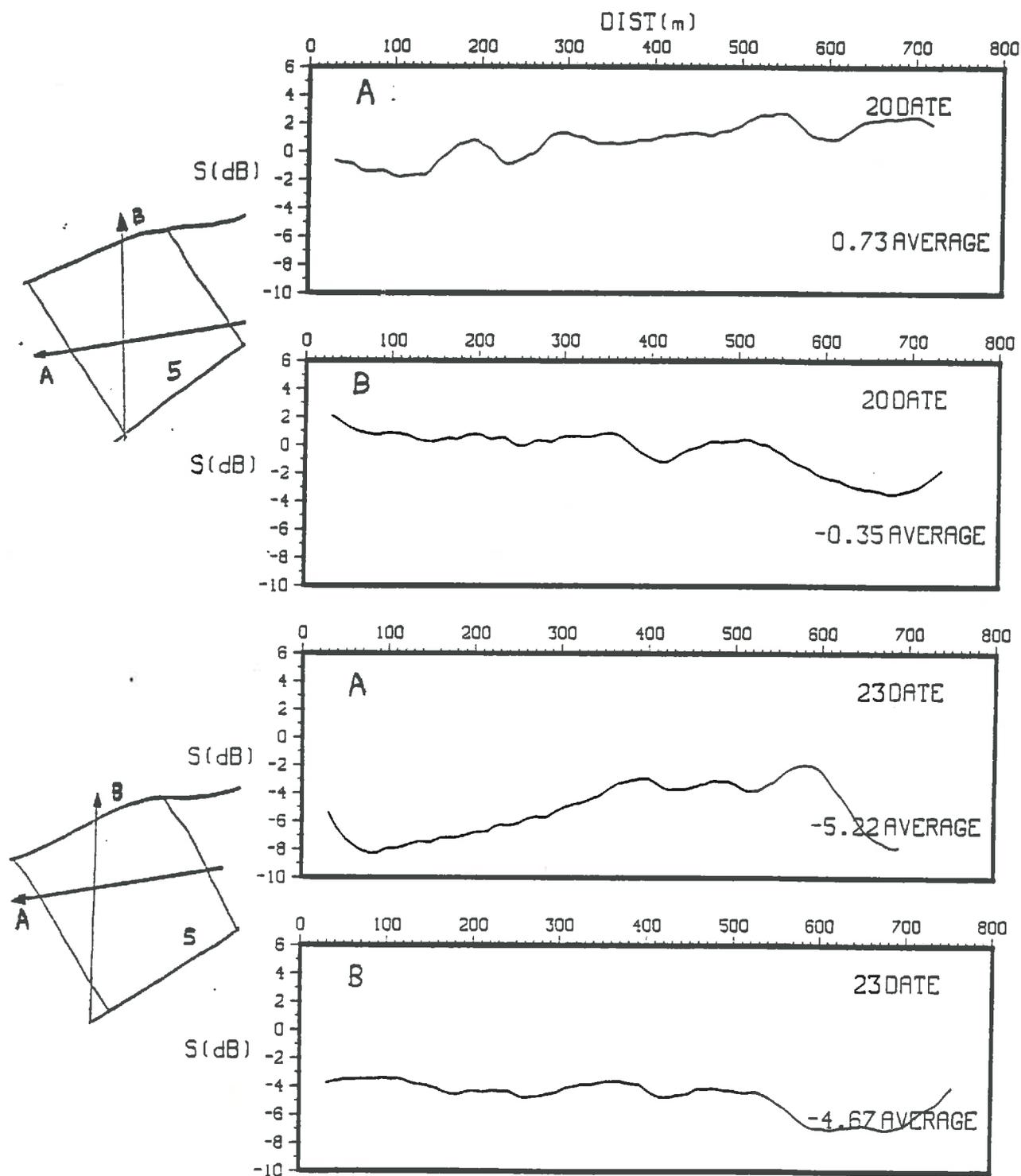


Fig. 4.1(a) - Evolution de σ_0 (dB) sur la parcelle n°5,
 pour deux lignes de vol :
 A) Est-Ouest ; B) Sud-Nord,
 le 20 et le 23 septembre 1983.

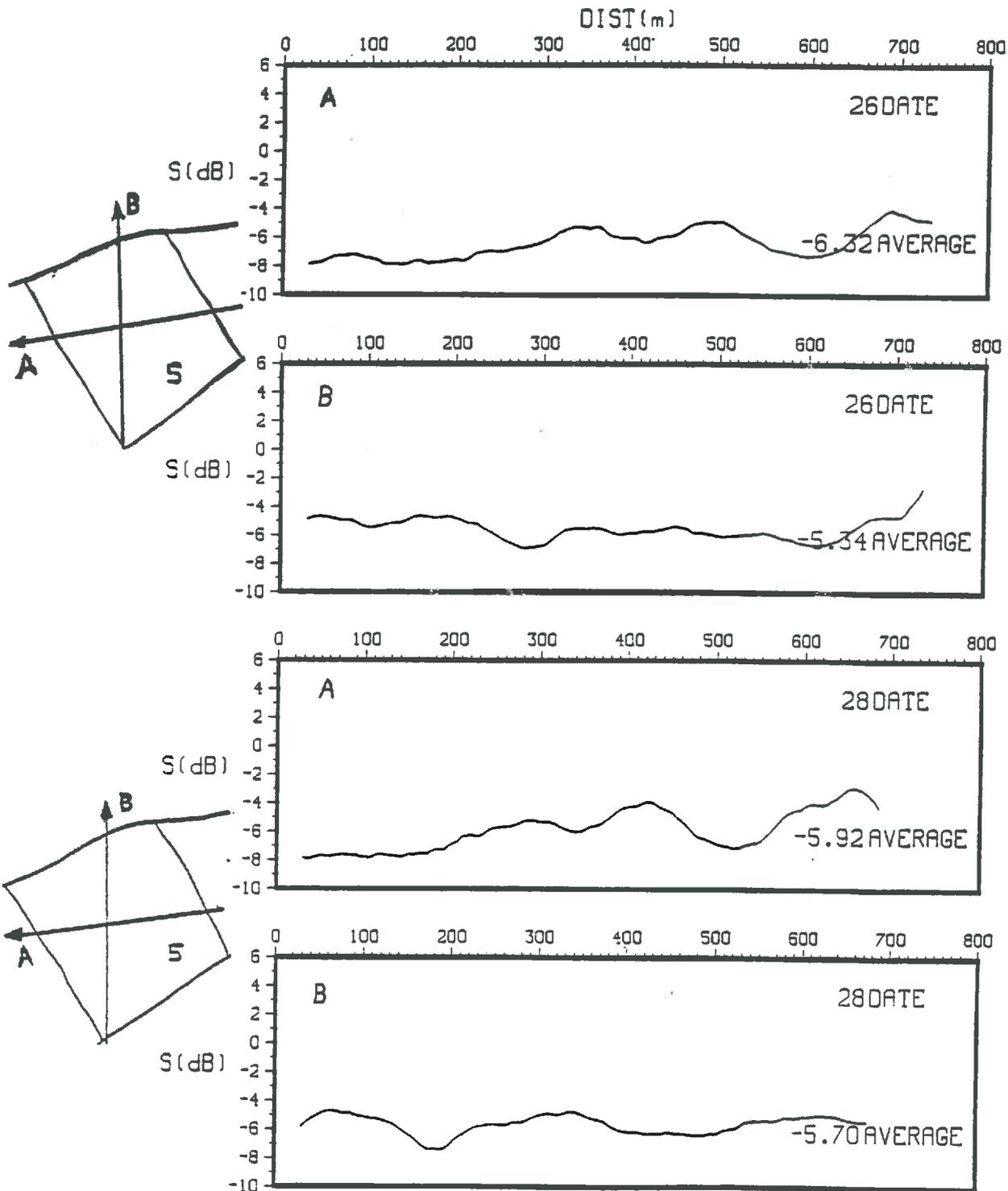


Fig. 4.1.(b) - Evolution de σ_0 sur la parcelle n° 5,
pour deux lignes de vol :
A) Est-Ouest ; B) Sud-Nord,
le 26 et le 28 septembre 1983.

Cela étant, au lieu de regarder les données sur une base pixel par pixel, il est plus instructif de regarder les propriétés statistiques de σ_o (et de T_g) à l'intérieur d'une parcelle quelconque ou de comparer le niveau moyen du signal d'un champ à l'autre.

Sur les figures 4.2 (a, b, c, d, e, f) on présente dans l'ordre les histogrammes de T_g (mesuré par le PRT-5) et de σ_o (à 11° mesuré par ERASME), pour la parcelle de sol nu n° 11 (tableau 4.1) pour trois jours (20, 23 et 29 septembre). La faible dispersion de T_g (excepté pour le 29, due vraisemblablement à une erreur de repérage ...) et de σ_o (excepté pour le 23 où l'on distingue deux populations dont la cause est discutée ci-dessous) indique que ce champ peut être considéré comme homogène et que les valeurs moyennes de σ_o et de T_g ont donc une signification.

C'est très important, car si l'on considère que σ_o est fortement lié à la teneur en eau d'une couche superficielle, cela montre qu'en dépit des hétérogénéités de petite échelle il est possible de parler de valeur moyenne de l'humidité de surface à l'échelle d'un champ.

Il a été vérifié par la révision minutieuse des cassettes-vidéo, figure 4.3, qu'une moitié du champ n° 11 avait été labouré avant le vol du 23. Les deux populations observées sur la figure 4.2.e sont expliquées car la partie labourée s'avère humide par rapport à la partie non labourée (ou labourée précédemment ?) ; ceci serait dû au retournement en surface d'une couche plus humide. Une question s'impose : pourquoi n'y-a-t-il pas deux populations en ce qui concerne T_g ? On peut avancer une réponse : T_g varie directement avec le bilan d'énergie à la surface (somme de tous les flux atmosphérique à la surface, c'est-à-dire évaporation + flux de chaleur sensible - rayonnement net) ; or l'augmentation du rayonnement net par la diminution de l'albedo pour la partie humide [1], serait compensé par une augmentation de l'évaporation, le bilan d'énergie restant à peu près le même pour les deux parties, ainsi que la température, et ceci très vite parce que T_g ne dépend que d'une couche de quelques mm à la surface.

Sur les figures 4.4 (a, b, c, d, e, f) on trouve, toujours dans l'ordre, les histogrammes de T_g et de σ_o relatives à une parcelle de maïs (n° 6). On y remarque, par rapport au sol nu, que les amplitudes de variation de σ_o sont plus faibles. Ceci est dû à l'effet de protection de la couverture végétale qui agit de façon à empêcher l'évaporation directe de la surface du sol. Dans ce sens on remarque la faible diminution de σ_o le long de la période. La dispersion sur T_g (ici la température de masse végétale) est plus importante que la dispersion pour le champ de sol nu.

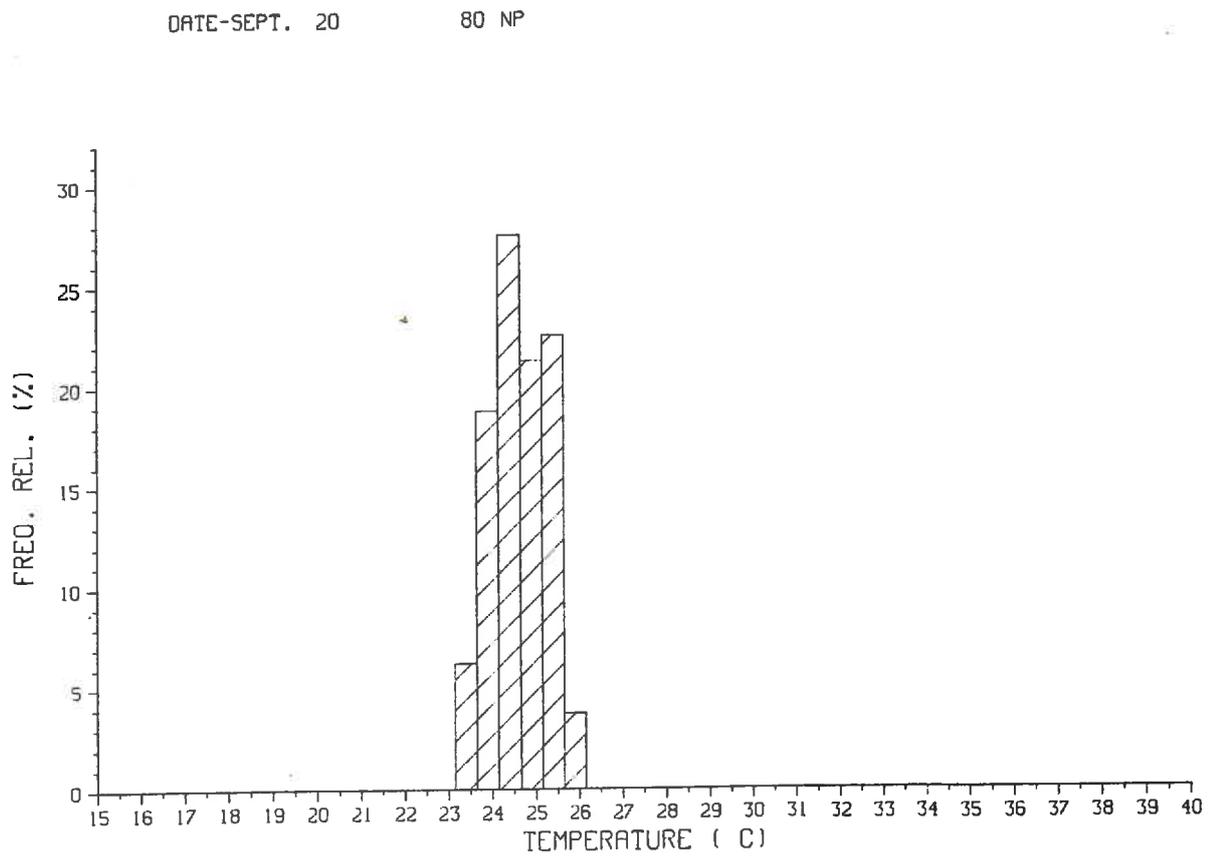


Fig. 4.2.a - Histogramme de température de surface, T_g , sur sol nu
(parcelle n° 11), le 20 septembre 1983.

DATE-SEPT. 23

64 NP

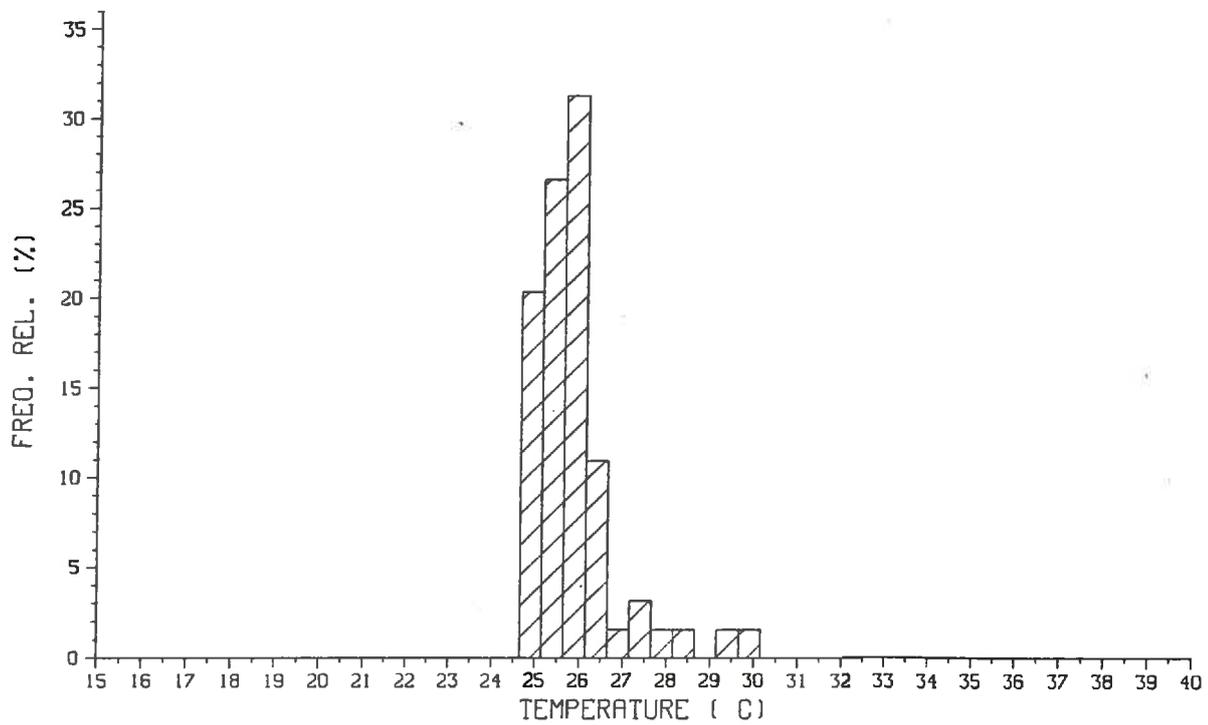


Fig. 4.2.b - Histogramme de température de surface, T_g , sur sol nu (parcelle n° 11), le 23 septembre 1983.

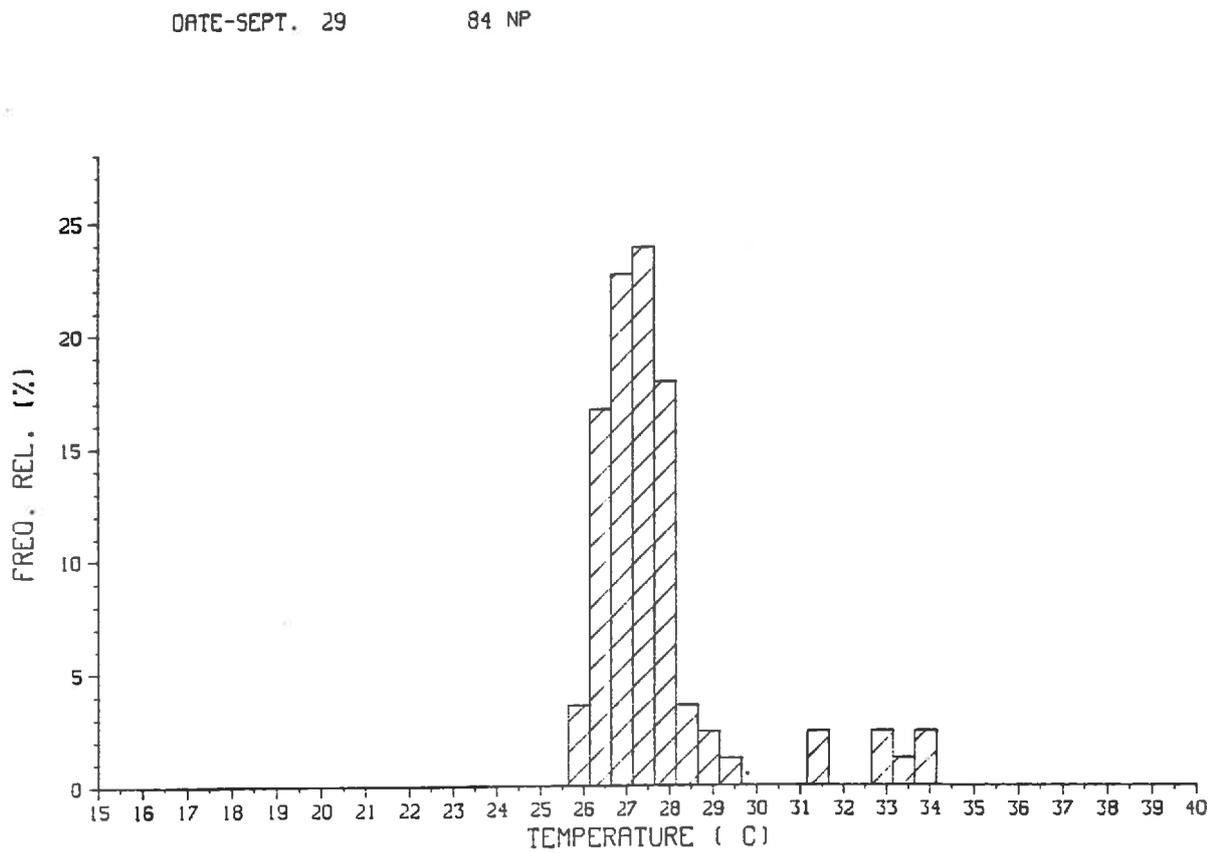


Fig. 4.2.c - Histogramme de température de surface, T_g , sur sol nu
(parcelle n° 11), le 29 septembre 1983.

DATE (SEPT.)20

50 NP

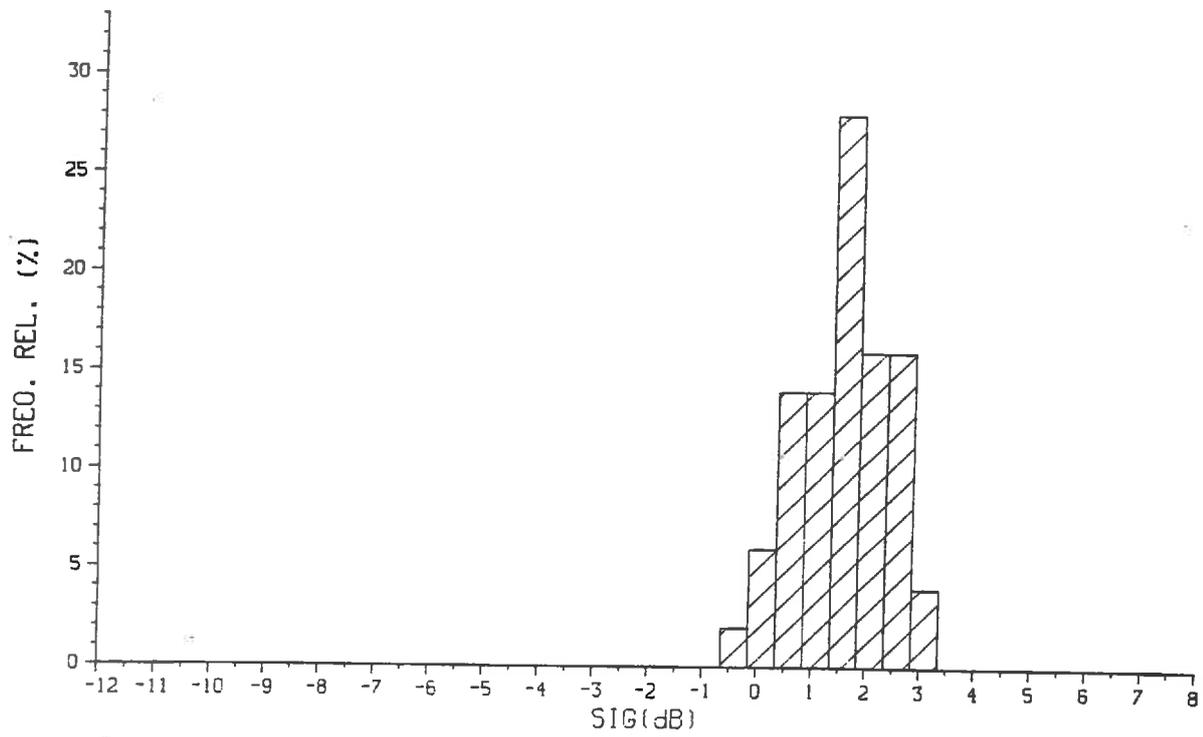


Fig. 4.2.d - Histogramme de la section efficace de rétrodiffusion, σ_0 (dB), sur sol nu (parcelle n° 11), le 20 septembre 1983.

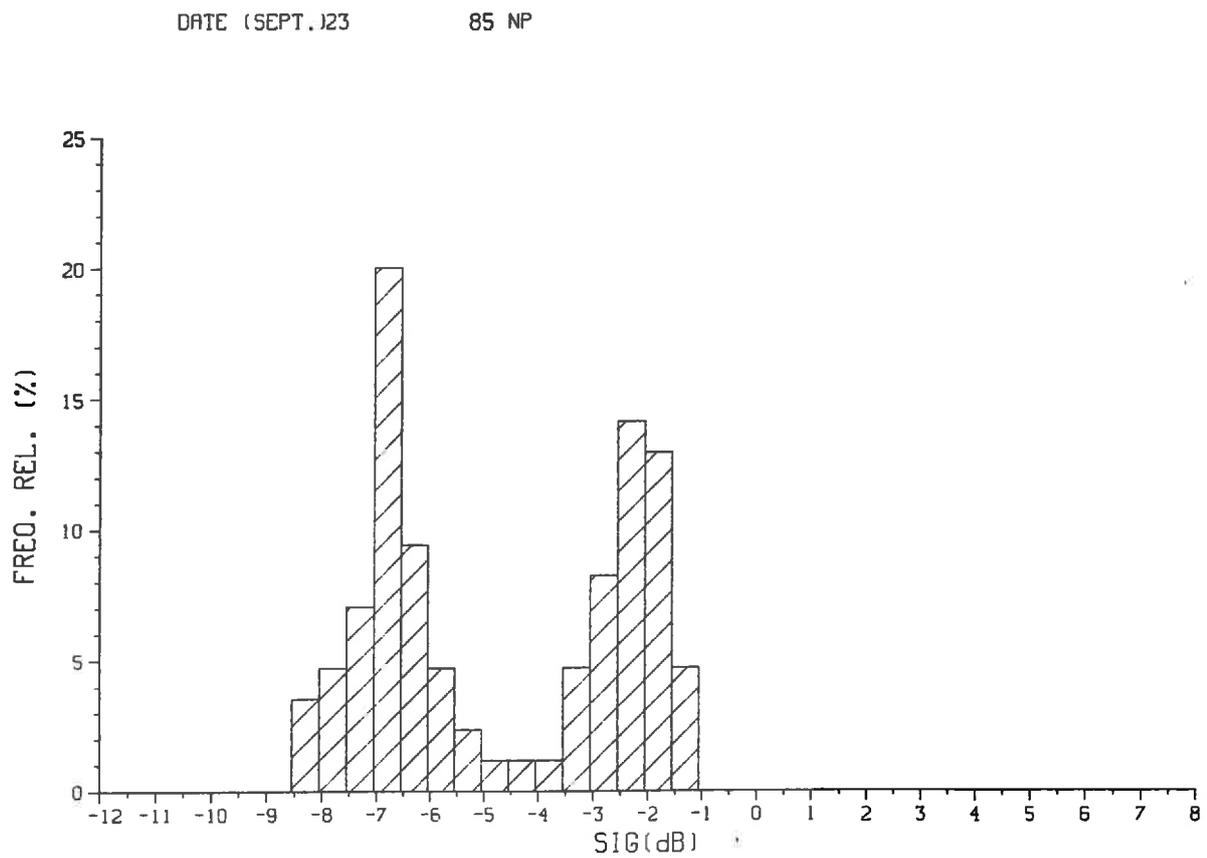


Fig. 4.2.e - Histogramme de la section efficace de rétrodiffusion, σ_0 (dB) sur sol nu (parcelle n° 11), le 23 septembre 1983.

DATE (SEPT.)29

49 NP

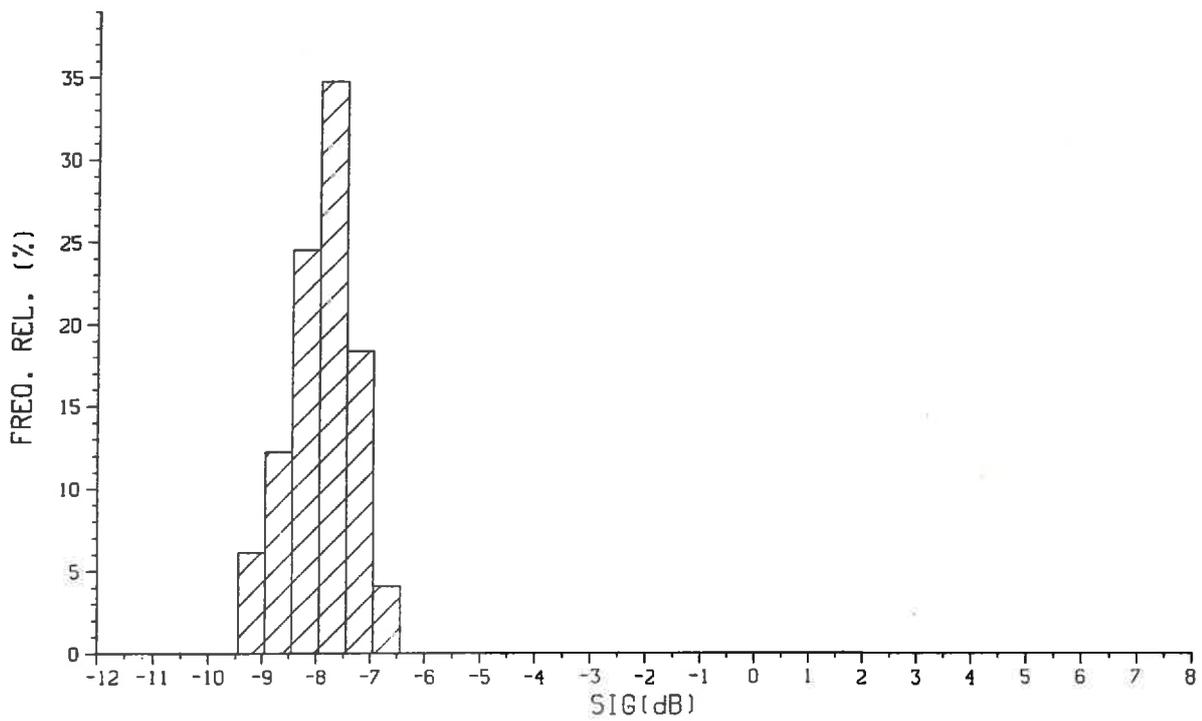


Fig. 4.2.f - Histogramme de la section efficace de rétrodiffusion, σ_0 (dB), sur sol nu (parcelle n° 11), le 29 septembre 1983.

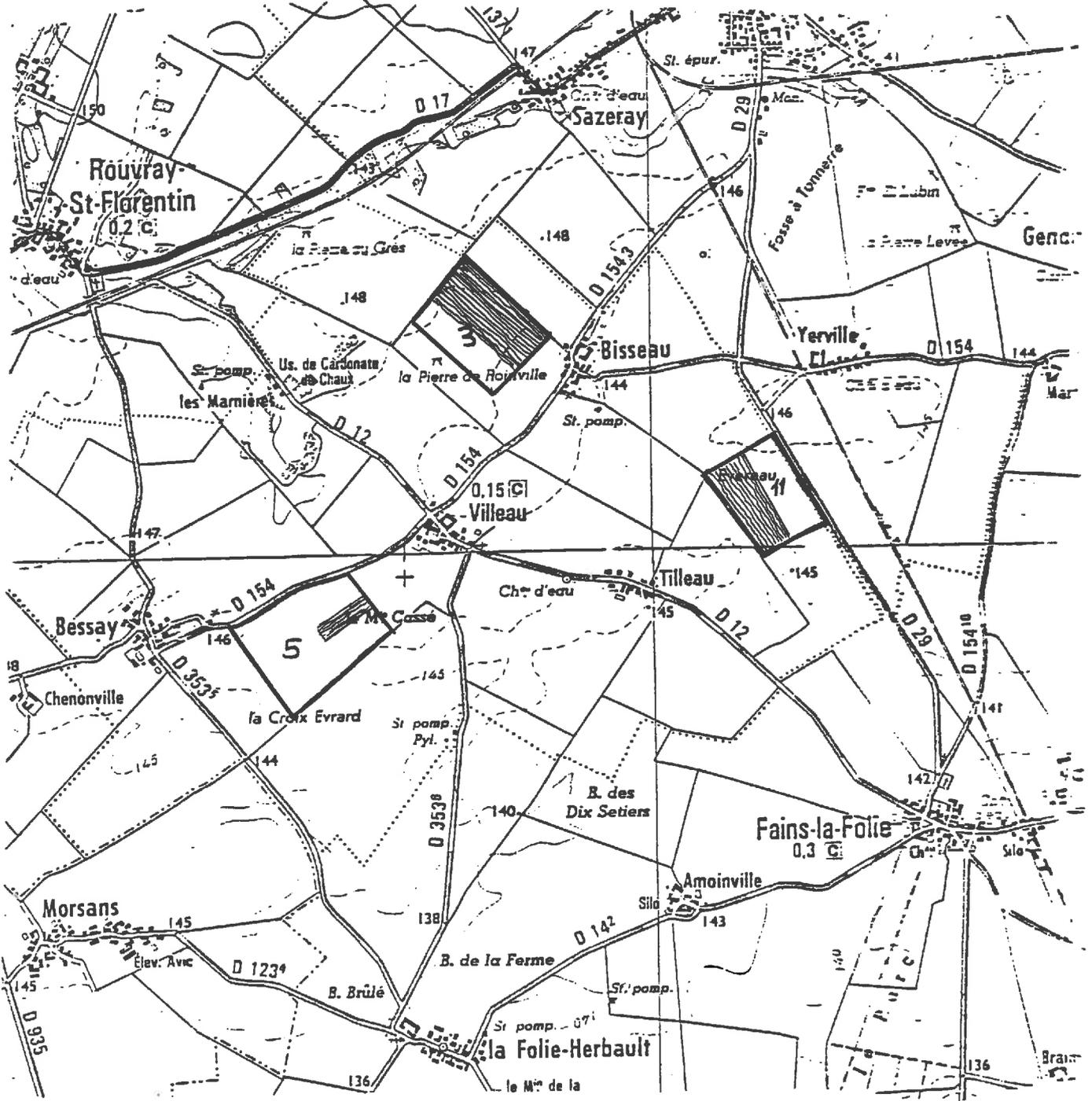


Fig. 4.3 - L'état des travaux agricoles sur les parcelles de sol nu
3, 5 et 11, le 23 septembre 1983.

Les parties labourées sont montrées en hachuré.

(échelle : 1/31.250)

DATE-SEPT. 20

83 NP

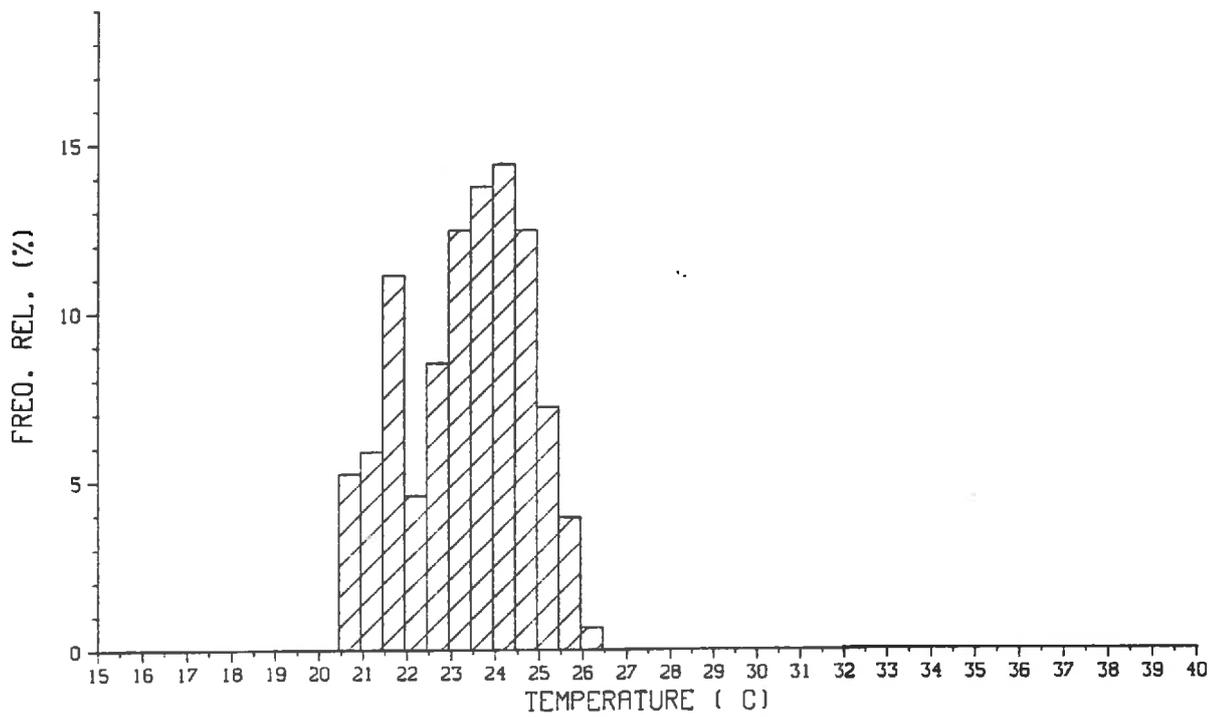


Fig. 4.4.a - Histogramme de température radiométrique (8-12 μm), T_g , sur le maïs (parcelle n° 6), le 20 septembre 1983.

DATE-SEPT. 23

63 NP

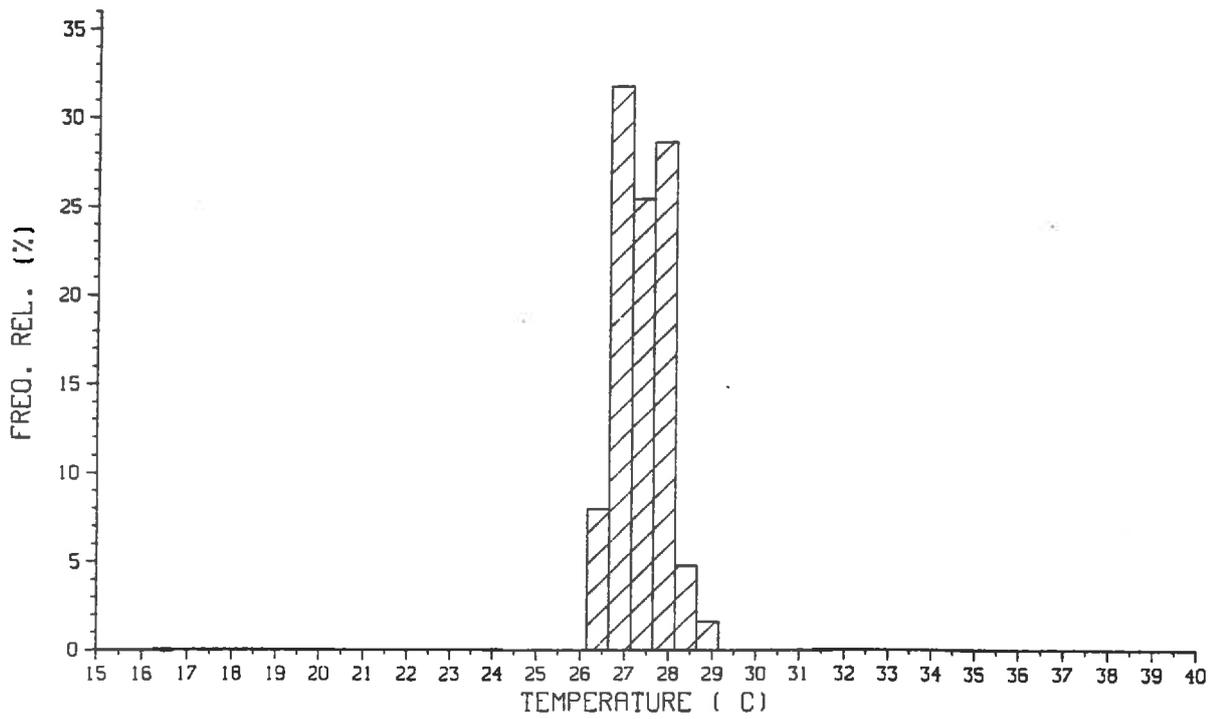


Fig. 4.4.b - Histogramme de température radiométrique (8-12 μm), T_g , sur le maïs (parcelle n° 6), le 23 septembre 1983.

DATE-SEPT. 29

47 NP

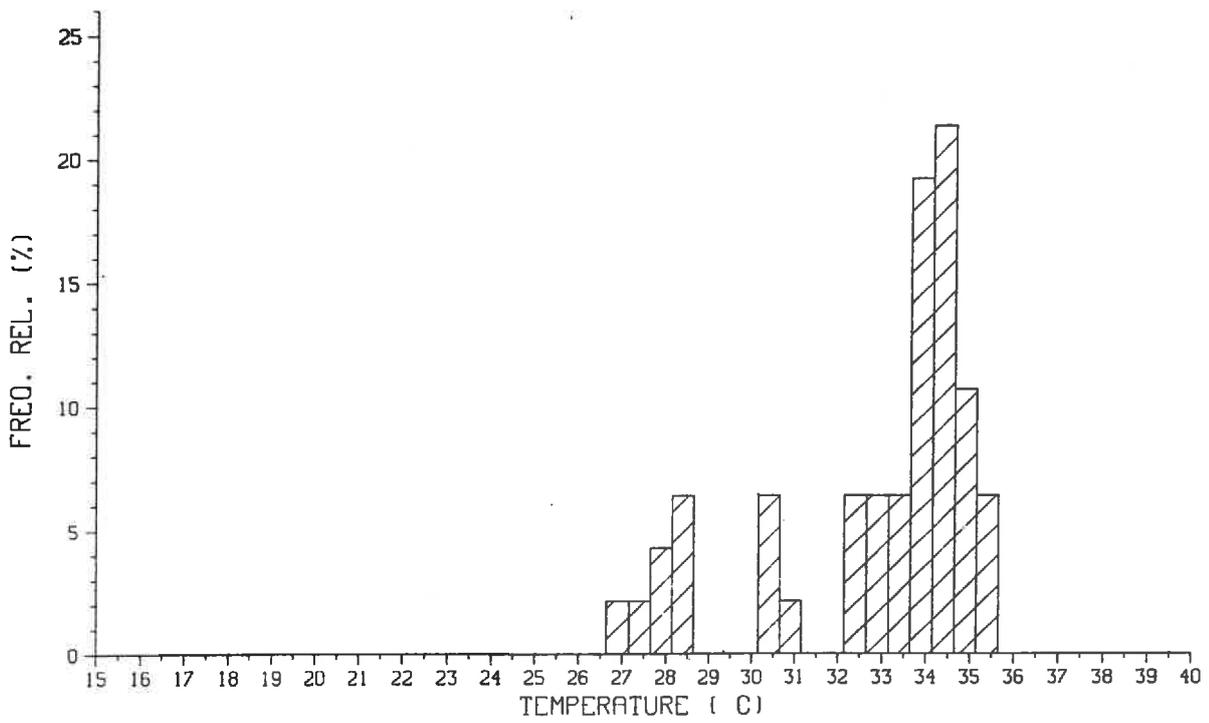


Fig. 4.4.c - Histogramme de température radiométrique (8-12 μm),
 T_g , le maïs (parcelle n° 6), le 29 septembre 1983.

DATE (SEPT.)20

97 NP

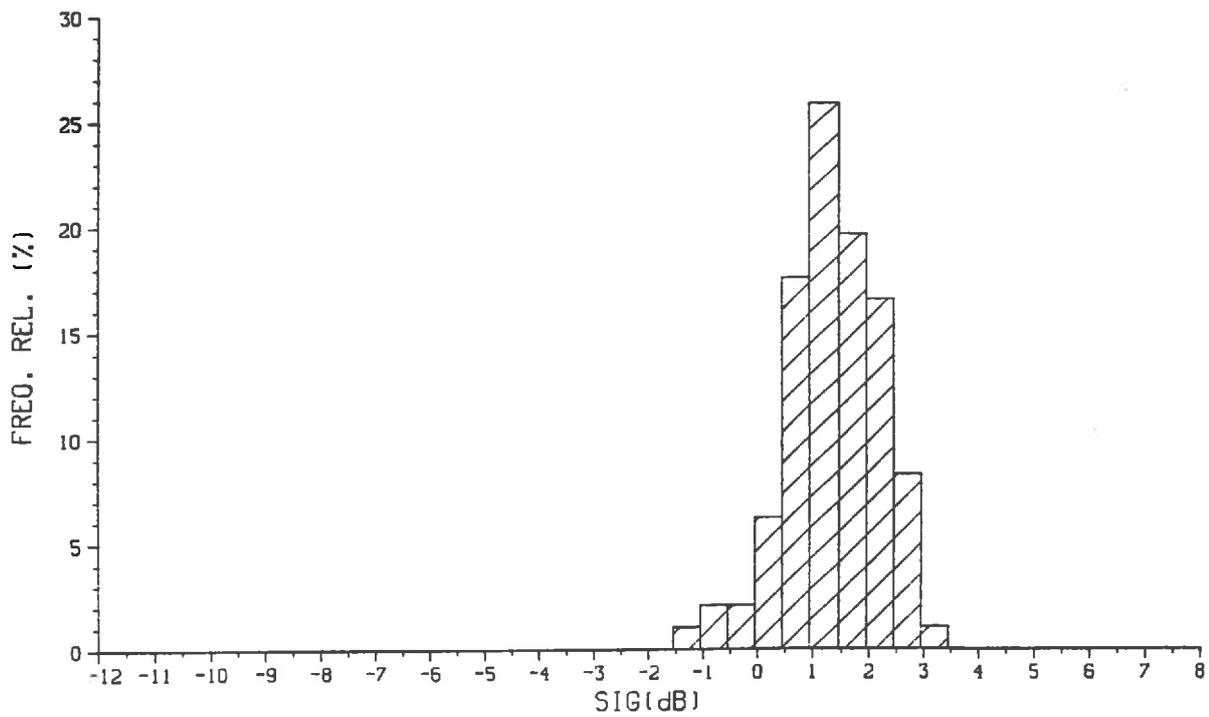


Fig. 4.4.d - Histogramme de la section efficace de rétrodiffusion, σ_0 (dB), sur le maïs (parcelle n° 6), le 20 septembre 1983.

DATE (SEPT.)23

118 NP

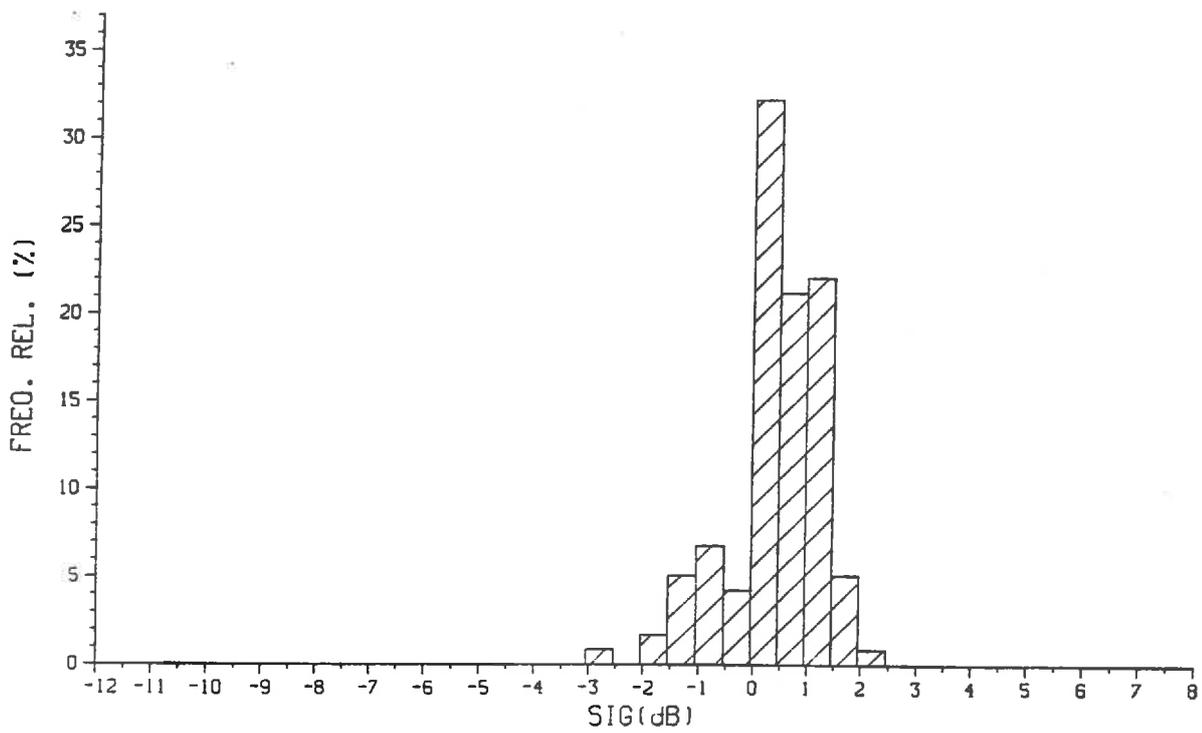


Fig. 4.4.e - Histogramme de la section efficace de rétrodiffusion, σ_0 (dB) sur le maïs (parcelle n° 6), le 23 septembre 1983.

DATE (SEPT.)29

105 NP

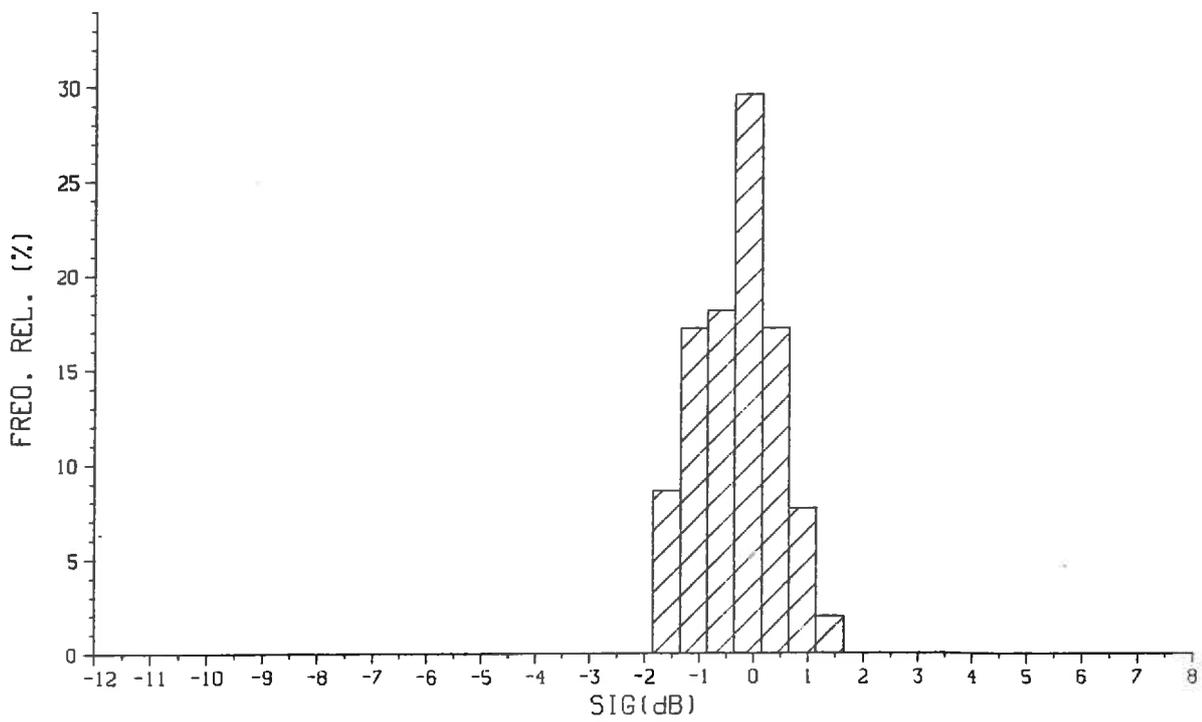


Fig. 4.4.f - Histogramme de la section efficace de rétrodiffusion, σ_0 (dB) sur le maïs (parcelle n° 6), le 29 septembre 1983.

Etant donné l'importance de la définition d'une valeur moyenne significative pour σ_o sur une parcelle entière, il est intéressant de regarder la dispersion de ces valeurs moyennes pour les six parcelles de sol nu et pour les six champs de maïs listés sur le tableau 4.1. (a et b). Sur la figure 4.5 on trouve, avec les précipitations, les variations de σ_o moyen avec les écarts-type (des valeurs moyennes pour sol nu et pour maïs) durant la 2ème partie de l'expérience (septembre 83). En ce qui concerne le sol nu la réponse du signal radar à la précipitation est claire. Une autre information est que la dispersion est plus forte pendant le cycle d'assèchement : la dispersion est faible en conditions de teneur en eau à la surface élevée ou faible (15 sept. et du 26 au 29 sept.), et nettement supérieure pour les étapes intermédiaires. La vitesse d'assèchement put changer d'une parcelle à l'autre. On montre (annexe n° 1) que l'on peut interpréter cela comme dû à l'hétérogénéité des propriétés hydrauliques des sols. Les variations introduites par les travaux agricoles de différentes natures doivent être prises en considération ; ceci explique une partie de la dispersion pour les jours d'assèchement (cf; fig. 4.3). Pour les parcelles de maïs, la réponse du signal radar à la précipitation est plus faible. On peut associer cela d'une part à l'interception par le feuillage d'une partie de la pluie et d'autre part à un transfert hydraulique (drainage) plus rapide dans le profil du sol. L'analyse relative à la première partie de l'expérience (juin/juillet) montre que les propriétés statistiques étaient équivalentes à celles de septembre.

4.3. PROPRIETES STATISTIQUES SUR TOUTE LA REGION

On s'intéresse maintenant à l'échelle régionale, soit à un carré de 6x6 km centré sur le site de Villeau dans la région agricole de "La Beauce". On considère pour cela que la distance entre deux points de mesure consécutifs est de 8 m, en supposant que les variations de vitesse de l'hélicoptère le long des dix lignes de vol peuvent être considérées comme aléatoires. Sur les figures 4.6 (a, b et c), on trouve les histogrammes bi-dimensionnels $\sigma_o \times T_g$, pour le 20, le 23 et le 29 septembre, respectivement. L'histogramme du 20 septembre suggère premièrement que les données de σ_o et de T_g ne sont pas corrélées, et deuxièmement qu'elles ne peuvent pas se distinguer en deux populations ; l'une concernant les champs de sol nu (environ 70% de la surface totale, l'autre relative aux parcelles possédant une couverture végétale (le maïs)). On associe cela au fait que comme il avait plu jusqu'au 19, les parcelles de sol nu étaient presque aussi humides que celles couvertes de végétation. Le 23 septembre on commence à distinguer les deux populations (voir les 2 pics de l'histogramme), l'assèchement en surface étant visible

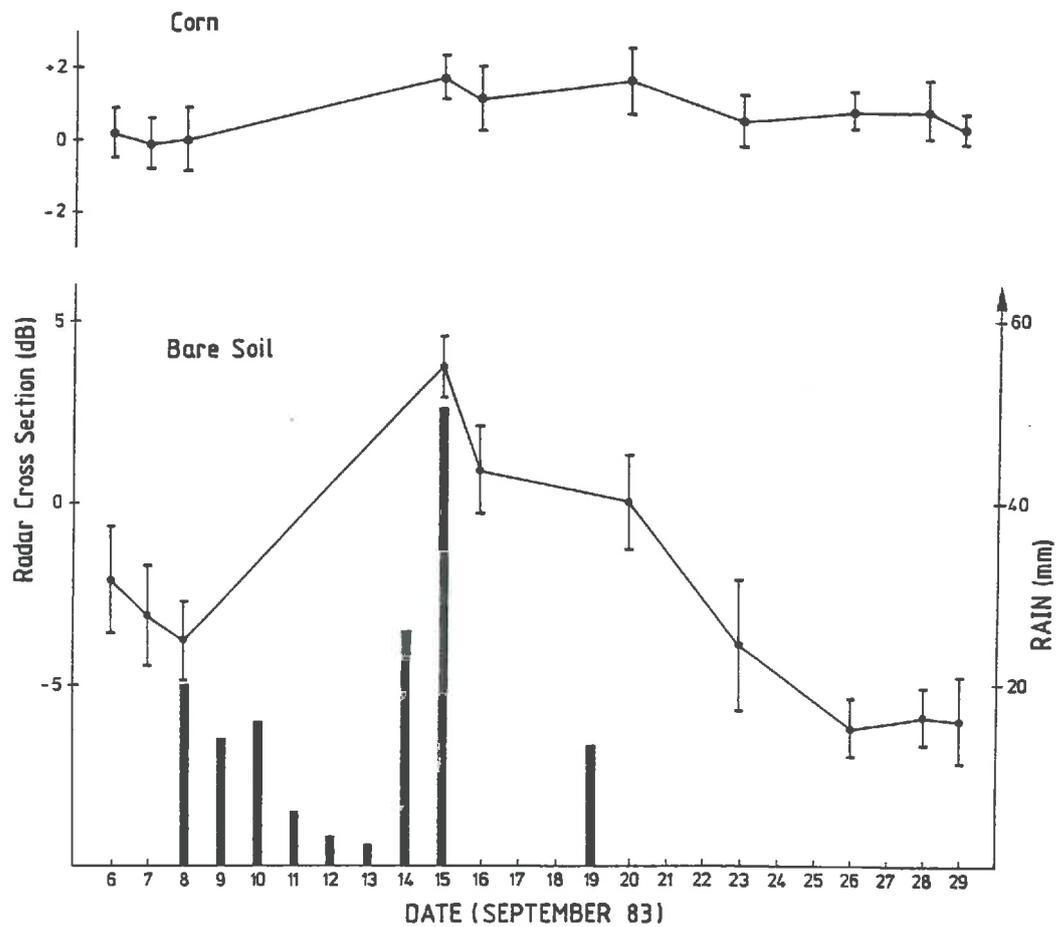


Fig. 4.5 - Suivi temporel de la valeur moyenne de σ pour les 6 parcelles de sol nu et pour les 6 parcelles de maïs avec les écarts-type pour septembre 1983 et comparaison avec les précipitations en mm.

Tableau 4.1-a - Paramètres statistiques (moyenne \bar{X} , et écart-type σ_x) de la surface efficace de rétrodiffusion, en dB pour 6 parcelles de sol nu durant le mois de septembre 1983.

PARCELLE	1	3	4	5	9	11						
DATE	\bar{X}	σ_x	\bar{X}	σ_x	\bar{X}	σ_x						
6	- 0.6	1.1	- 5.4	1.3	- 2.9	2.9	0.9	0.8	- 1.1	0.9		
7	- 2.0	1.4	- 5.4	1.0	- 4.4	1.2	- 3.9	3.1	- 0.2	1.7	- 3.5	0.7
8	- 1.8	1.5	- 4.8	0.9	- 4.3	0.8	- 3.7	2.5	- 2.5	1.2	- 3.3	0.8
15	3.0	2.2	1.3	1.0	0.9	1.5	1.0	1.4	3.5	1.1	0.9	1.0
16	0.3	1.9	0.1	1.1	0.5	1.0	1.4	1.1	5.1	1.4	1.4	0.8
20	0.8	1.1	1.1	1.3	0.2	1.5	0.7	1.5	- 3.2	1.3	0.8	0.7
23	- 1.8	1.7	0.9	1.1	- 3.3	0.7	- 5.2	2.1	- 6.9	1.8	- 4.4	2.3
26	- 5.7	1.4	- 6.6	1.4	- 5.3	1.1	- 6.3	1.3	- 6.8	1.2	- 6.4	0.7
28	- 5.7	1.1	- 6.4	0.9	- 4.9	1.0	- 5.9	1.6	- 6.3	1.4	- 6.8	0.7
29	- 4.1	1.2	- 4.0	1.6	- 6.3	0.7	- 6.8	1.5	- 7.5	0.9	- 7.7	0.6

pour les parcelles de sol nu, mais la corrélation spatiale entre σ_o et T_g n'existe toujours pas si l'on considère seulement le sol nu. Finalement, pour le dernier jour de l'expérience, les deux populations sont bien distinctes : le maïs plus humide et froid ; le sol nu, plus sec et chaud. Par ailleurs, en ce qui concerne les données sur sol nu seulement, on aperçoit l'existence de corrélations entre σ_o et T_g même si les données restent relativement dispersées. Les histogrammes des 26 et 28 septembre sont similaires à celui du 29.

On présente par la suite sur les figures 4.7 (a, b, c) les fonctions d'intercorrélation (co-variance croisée) entre σ_o et T_g (droite) et entre T_g et σ_o (gauche) toujours relatives aux 20, 23 et 29 septembre, dans l'ordre. Il s'agit de la même fonction, mais pour les écarts positifs ou négatifs. Les deux moitiés ne sont pas égales, mais devraient être voisines dans la mesure où il n'y a pas de direction privilégiée. L'analyse de ces fonctions d'intercorrélation suggère l'absence de corrélation pour le 20 septembre et l'existence de "corrélation" entre σ_o et T_g pour 23 et 29 septembre. Cependant cette "corrélation" est due essentiellement au parcellaire, et n'apparaît que lorsque celui-ci apparaît sur les variations de σ_o . Donc, la valeur absolue de la fonction n'a pas de sens, dans la mesure où pour les parcelles couvertes de végétation la température radiométrique de la masse végétale n'est pas corrélée à l'humidité de surface due à l'effet de protection.

Sur le tableau 4.2 on liste les coefficients de corrélation, R , entre σ_o et T_g pour 20, 23, 26, 28 et 29 sept., pour les données sur sol nu seulement, après un seuillage établi à partir des histogrammes bidimensionnels ou des histogrammes pour les champs individuels pour les 20 et 23 sept. L'absence de corrélation pour le 23, $R = -0,34$, pourrait être expliquée en partie par les travaux agricoles, comme l'on avait remarqué auparavant. La relativement faible corrélation pour les trois derniers jours, $R = -0,55$, serait associée en partie à des hétérogénéités à l'intérieur des parcelles et en partie au fait que le signal radar est sensible à l'humidité contenue dans les 5 ou 10 premiers centimètres du sol tandis que la résistance à l'évaporation, qui conditionne l'équilibre énergétique et donc la température de surface est associée à une couche plus fine (quelques millimètres) certainement plus asséchée. Sur le tableau 4.3, on liste les valeurs moyennes de σ_o et de T_g avec leurs écarts-types respectifs pour le sol nu, pour l'ensemble des 5 derniers jours de mesure de l'expérience d'été 83.

Tableau 4.2 - Coefficients de corrélation R entre la surface efficace de rétrodiffusion σ_o et la température radiative T_g , pour l'ensemble des parcelles de sol nu (carré de 36 km) dans la région de la Beauce.

DATE	R
Sept. 1983	
20	-0,14
23	-0,34
26	-0,56
28	-0,55
29	-0,55

Tableau 4.3 - Valeurs moyennes et écart-type de la surface efficace de rétrodiffusion σ_o , et la température radiative T_g , pour l'ensemble des parcelles de sol nu (carré de 36 km) dans la région de la Beauce.

DATE	VARIABLE	MOYENNE	ECART-TYPE
20	σ_o (dB)	0.7	2.5
	T_g (°C)	23.5	1.3
23	σ_o (dB)	-3.7	2.3
	T_g (°C)	28.5	1.5
26	σ_o (dB)	-5.0	1.8
	T_g (°C)	32.9	1.2
28	σ_o (dB)	-5.4	1.7
	T_g (°C)	32.9	1.2
29	σ_o (dB)	-5.9	1.9
	T_g (°C)	33.6	1.3

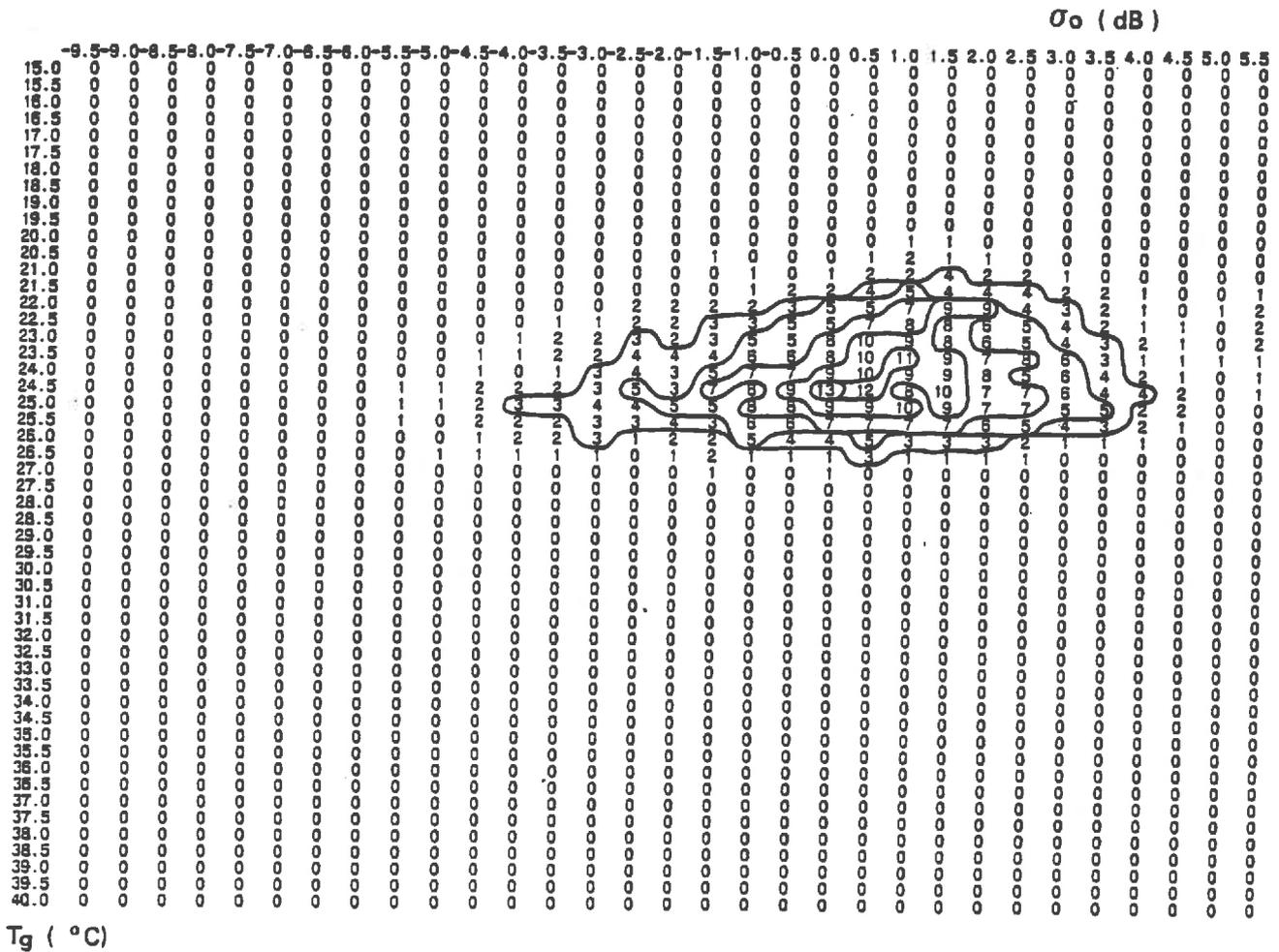


Fig. 4.6.a - Histogramme bidimensionnel de la section efficace de rétrodiffusion σ_0 (dB), versus température radiométrique (8-12 μm), T_g (°C), sur un carré de 36 km dans la région agricole de la Beauce, le 20 septembre 1983.

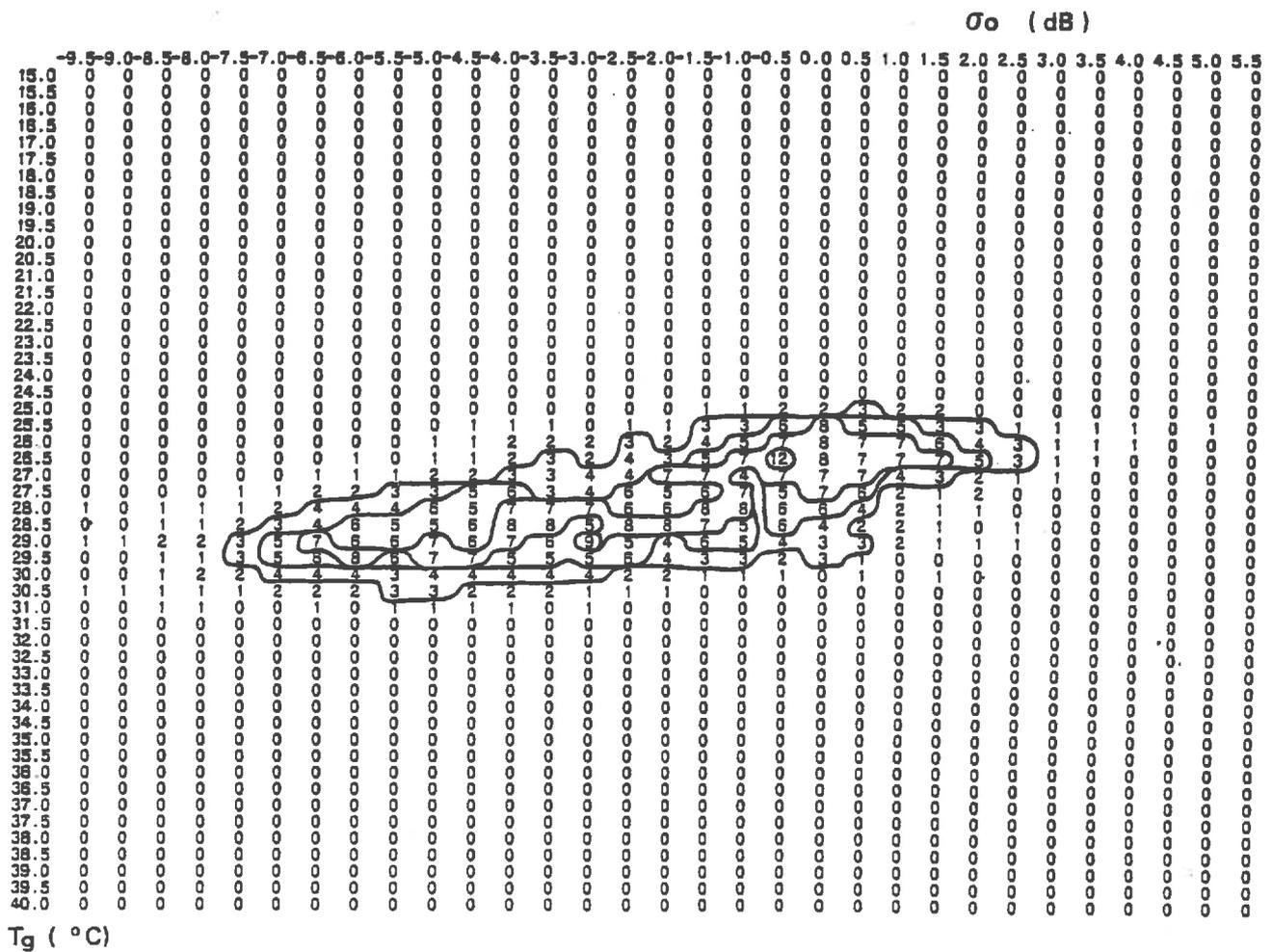


Fig. 4.6.b - Histogramme bidimensionnel de la section efficace de rétrodiffusion, σ_0 (dB), versus température radiométrique T_g (°C), (8-12 μm), sur un carré de 36 km dans la région agricole de la Beauce, le 23 septembre 1983.

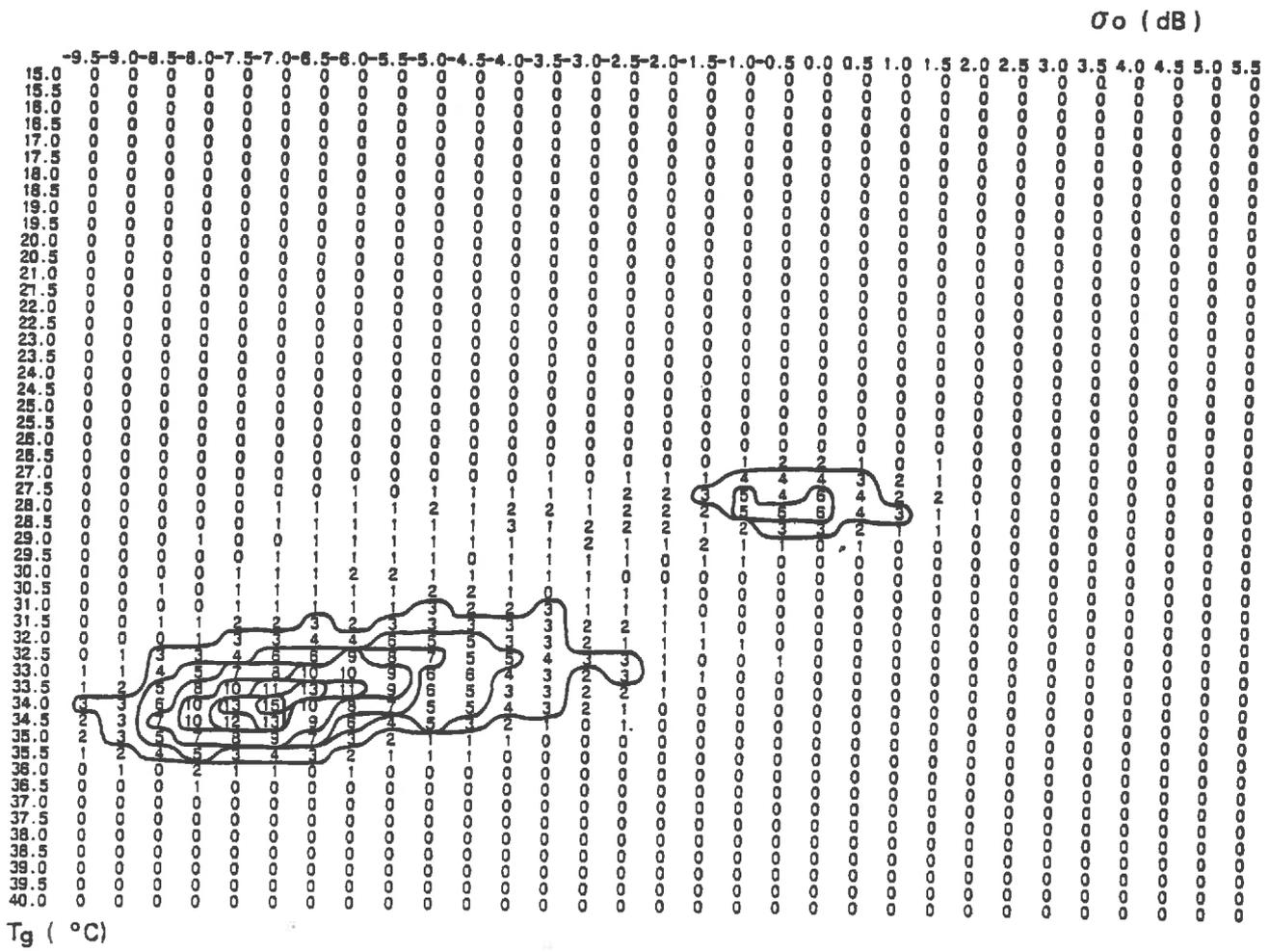


Fig. 4.6.c - Histogramme bidimensionnel section efficace de rétrodiffusion, σ_o (dB), versus température radiométrique T_g (°C), sur un carré de 36 km dans la région agricole de la Beauce, le 29 septembre 1983.

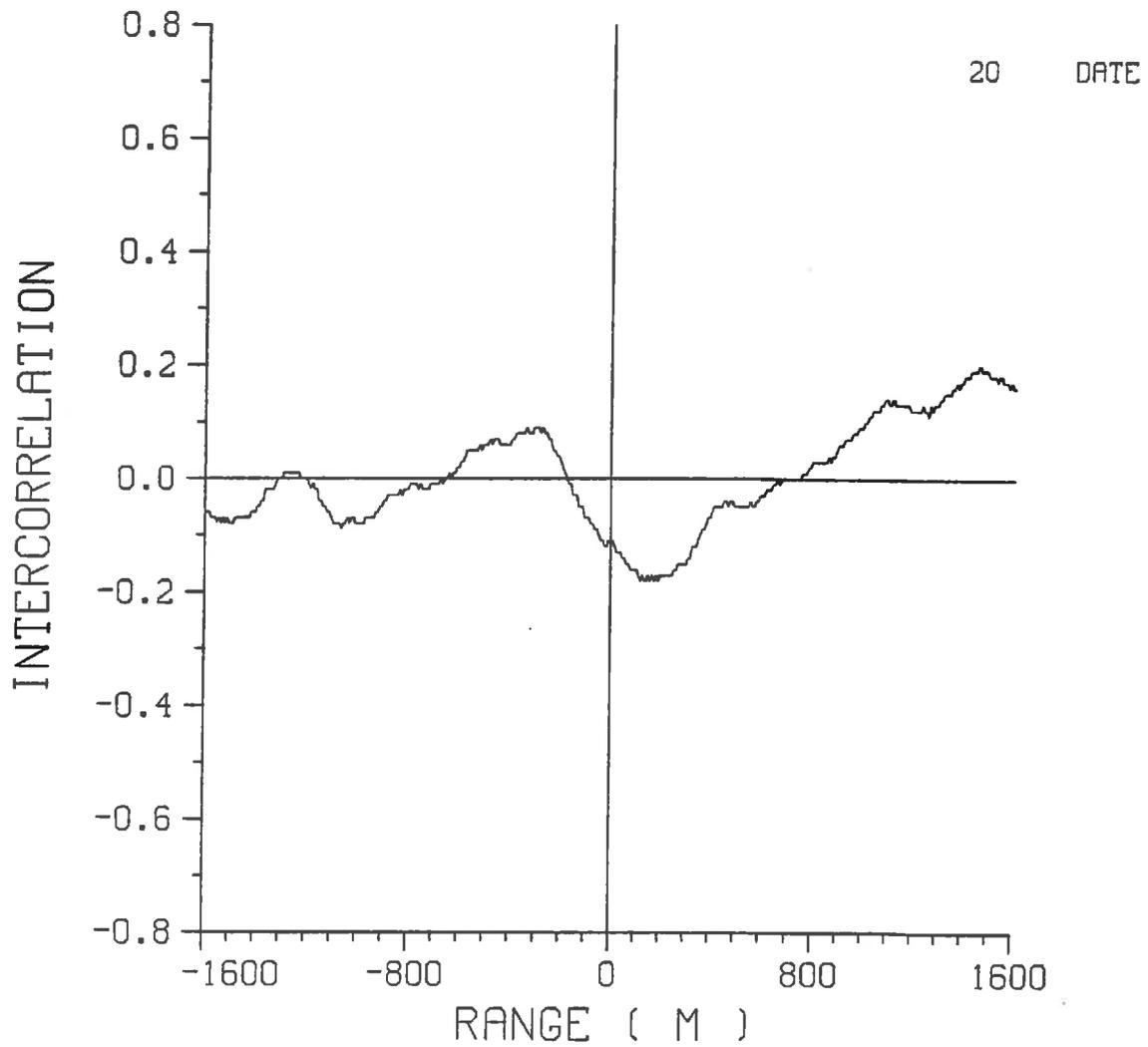


Fig. 4.7.a - Fonctions d'intercorrélation $\sigma_o \times T_g$ (droite)
 et $T_g \times \sigma_o$ (gauche) entre points situés
 jusqu'à 1600 m, sur une surface de 36 km² dans la région agricole de la Beauce,
 le 20 septembre 1983.

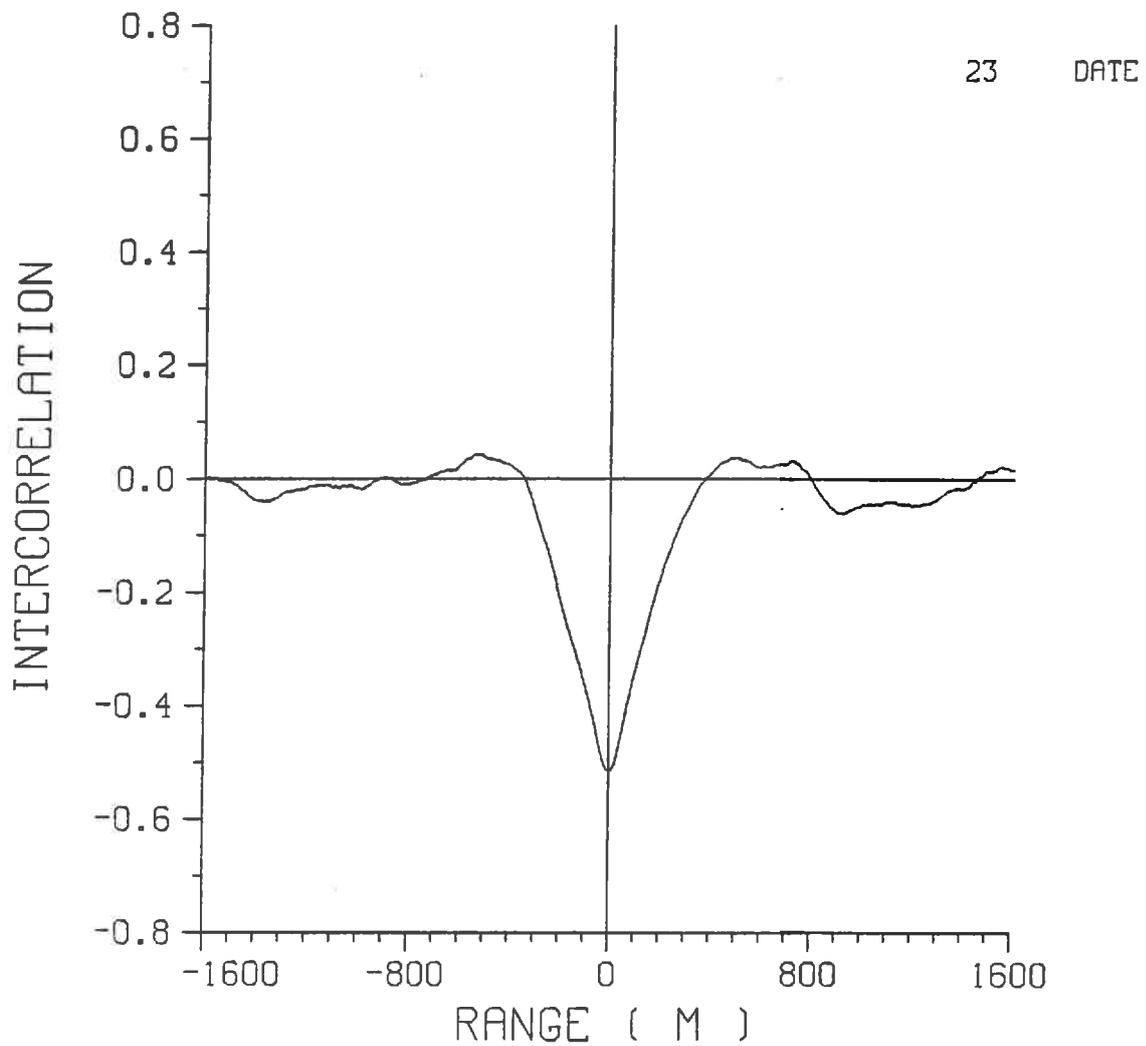


Fig. 4.7.b - Fonctions d'intercorrélation $\sigma_o \times T_g$ (droite)
et $T_g \times \sigma_o$ (gauche) entre points situés
jusqu'à 1600 m, sur une surface de 36 km², dans la région agricole de la Beauce
le 23 septembre 1983.

29 DATE

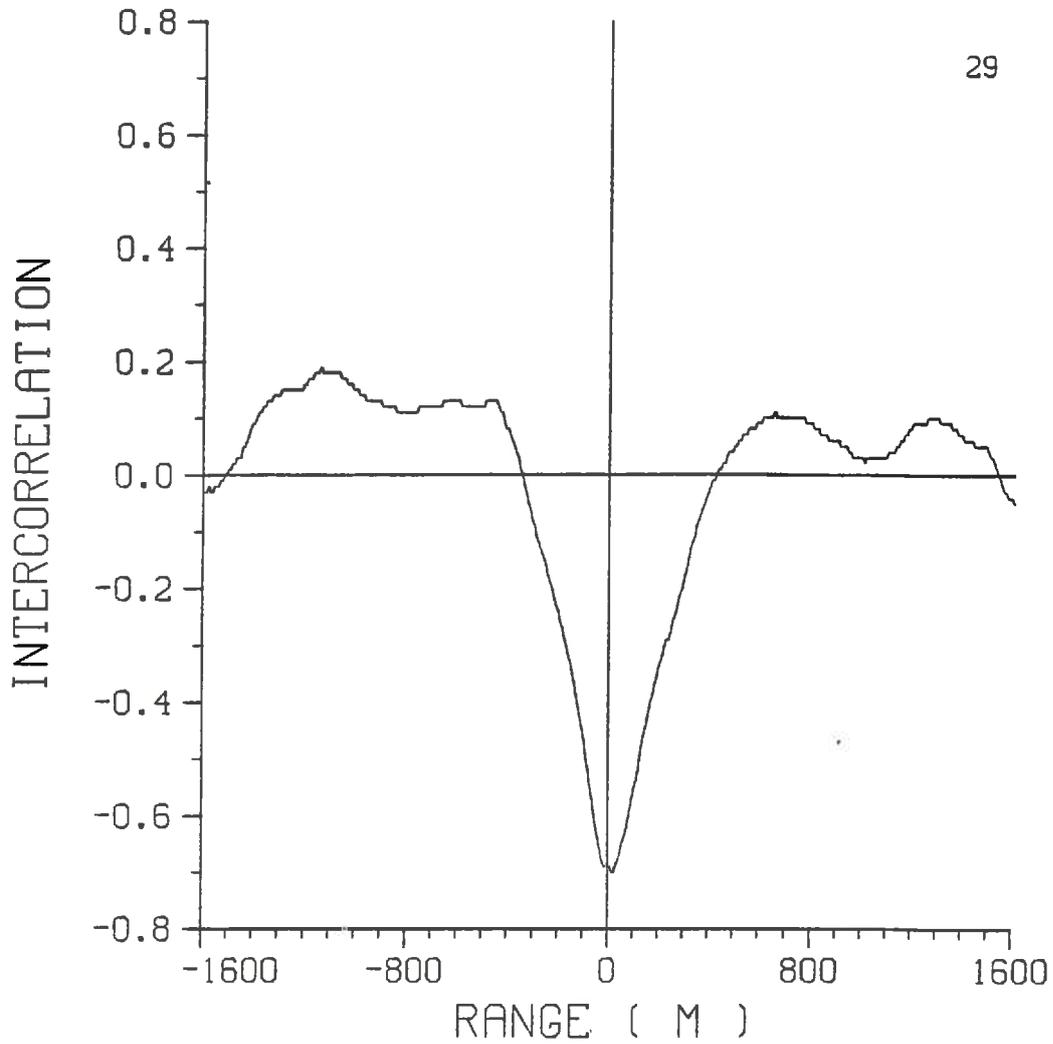


Fig. 4.7.c - Fonctions d'intercorrélation $\sigma_o \times T_g$ (droite)
et $T_g \times \sigma_o$ (gauche) entre points situés
jusqu'à 1600 m, sur une surface de 36 km², dans la région agricole de la Beauce
le 29 septembre 1983.

Par la suite, sur les figures 4.8(a, b) on trouve les fonctions d'autocorrélation (auto-covariance) pour σ_o (trait continu) et pour T_g (trait pointillé), dans l'ordre pour le 20 et pour le 29 septembre. On y voit l'effet des hétérogénéités à petite échelle par la pente très accentuée pour les premiers 8 mètres. Pour le 20 septembre, la forme de la fonction d'autocorrélation pour T_g suggère qu'elle est liée à l'alternance des parcelles sol nu/végétation, ce qui est physiquement cohérent. En fait, la comparaison avec la fonction d'autocorrélation du parcellaire (Fig. 4.9 a) que l'on a obtenue en attribuant le chiffre 1 à tous les points à l'intérieur d'une parcelle de sol nu, le chiffre -1 à tous les points à l'intérieur d'une parcelle de maïs et le chiffre 0 aux points à l'intérieur des villages). montre qu'elles sont pratiquement identiques, à l'effet des petites hétérogénéités de prés*. La fonction d'intercorrélation entre T_g et le parcellaire, (Fig. 4.10) confirme ce que l'on vient d'écrire. Il n'en est pas de même pour σ_o malgré la forme de la fonction ; il n'y a pas de corrélation entre σ_o et le parcellaire comme le montre la fonction d'intercorrélation σ_o x parcellaire (Fig. 4.11). Ce fait peut être interprété comme étant lié aux différences des propriétés de drainage (liées de leur côté aux propriétés géologiques....) qui existent sur la région de la Beauce**. Pour le 29 septembre, les fonctions d'intercorrélation sont toujours pratiquement identiques à celles du parcellaire. Dans ce cas, σ_o et T_g sont essentiellement liés au parcellaire à cause de l'assèchement différentiel sol nu/végétation (Fig. 4.9 b). En effet, les fonctions d'intercorrélation de T_g x parcellaire (Fig. 4.12), et σ_o x parcellaire (Fig. 4.13), confirment l'affirmation précédente.

On peut ajouter, à partir de l'analyse des fonctions d'autocorrélation pour σ_o et T_g , qu'une résolution spatiale d'environ 200 m pourrait être choisie pour la conception des radiomètres et des diffusiomètres qui pourront être embarqués sur des satellites, ou sur les futures plates-formes spatiales. Le raisonnement est fait en adoptant la valeur $1/e$ comme celle qui correspond à la distance de corrélation et n'est valable que pour les caractéristiques d'une région agricole telle que la Beauce, mais la procédure paraît utile et pourrait être étendue.

* Effet de "pépité"

** On montre dans l'annexe 1 du chapitre 5 une méthode permettant d'appréhender des propriétés de drainage de la région concernée par l'étalonnage du radar ERASME à partir de ces hétérogénéités.

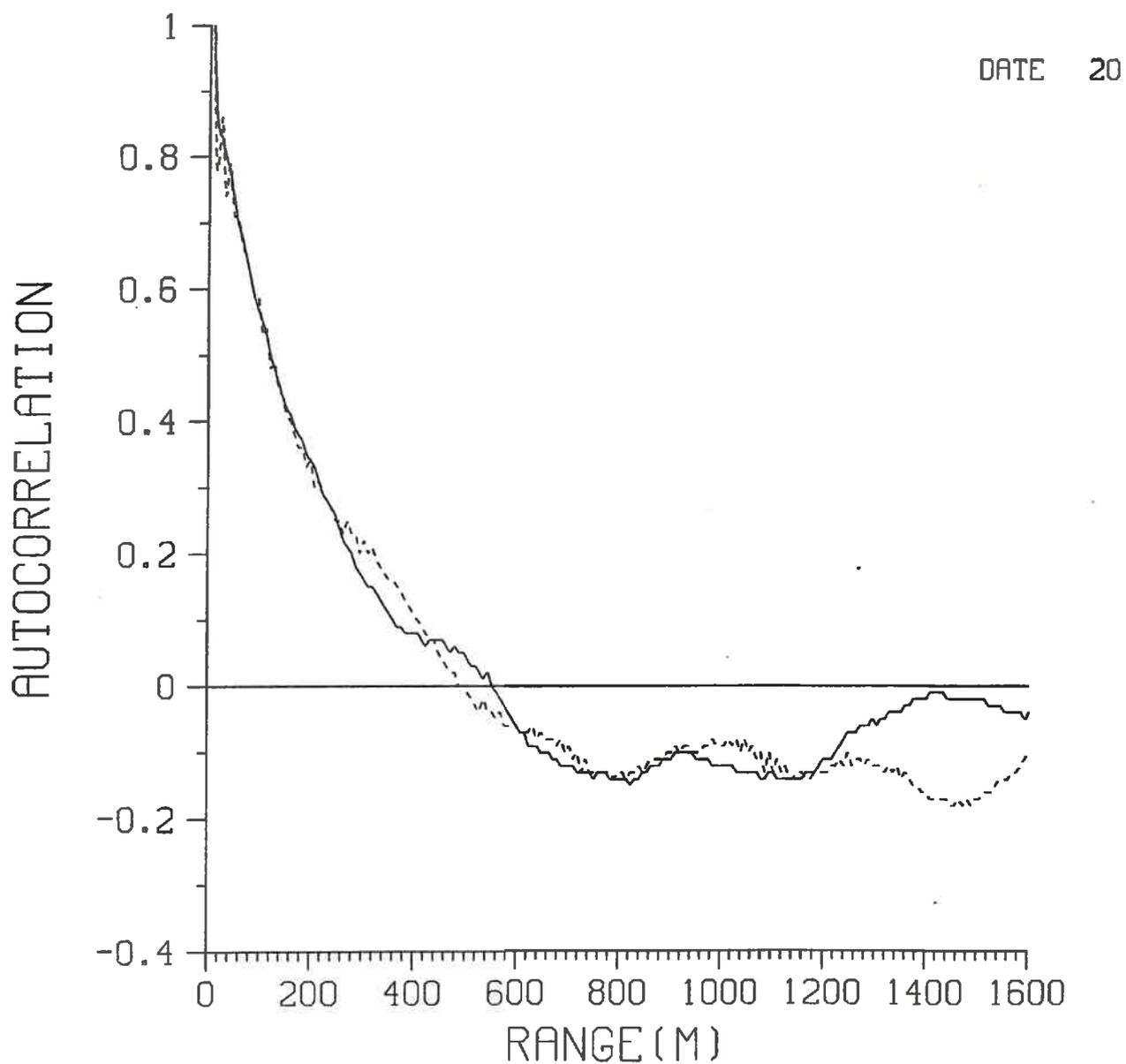


Fig. 4.8.a - Fonctions d'autocorrélation de σ_0 (trait continu)
 et de T_g (trait pointillé) entre points situés
 jusqu'à 1600 m, sur une surface de 36 km², dans la région agricole de la Beauce
 le 20 septembre 1983.

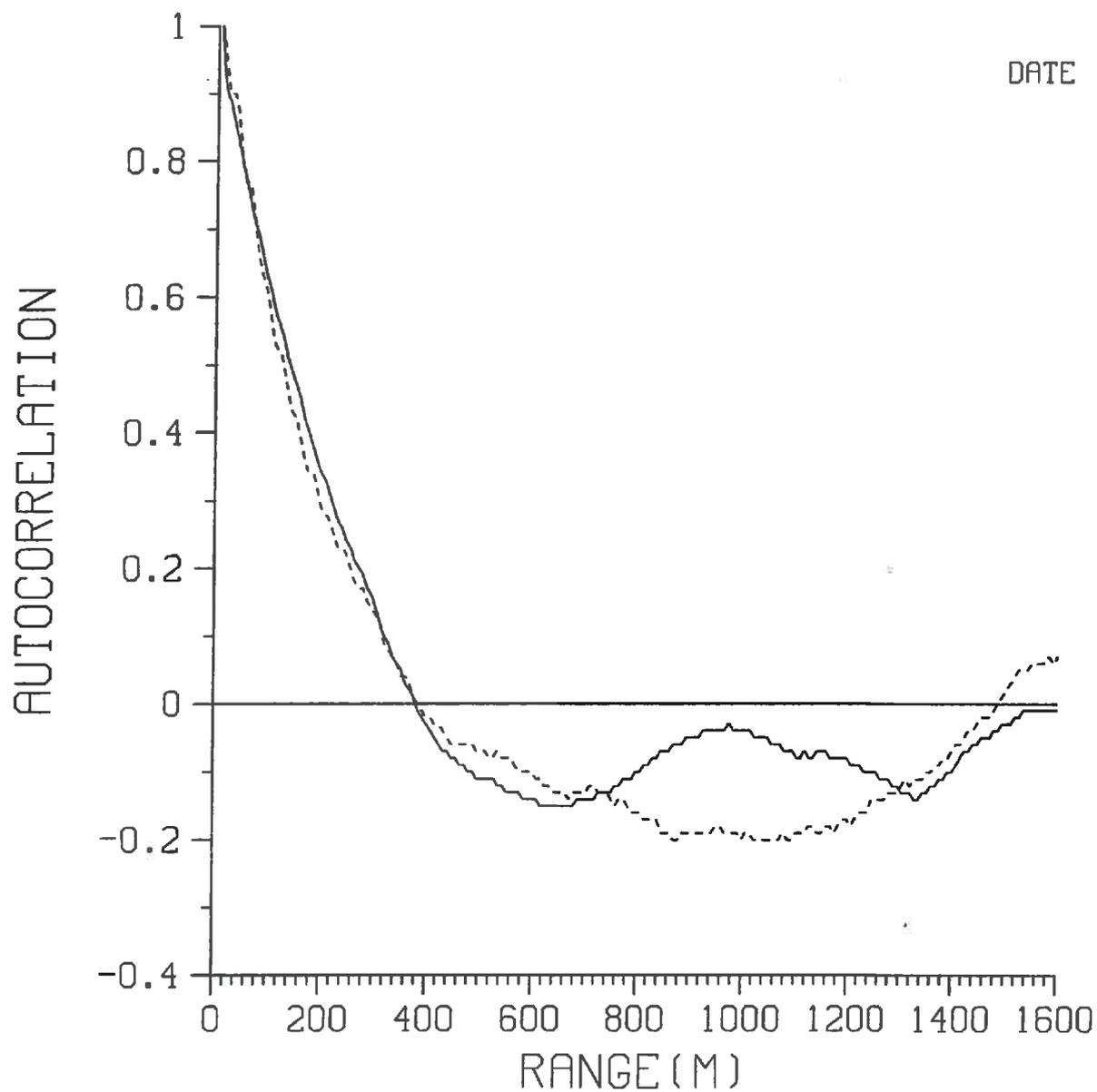


Fig. 4.8.b - Fonctions d'autocorrélation de σ_0 (trait continu)
et de T_g (trait pointillé) entre points situés
jusqu'à 1600 m, sur une surface de 36 km², dans la région agricole de la Beauce
le 29 septembre 1983.

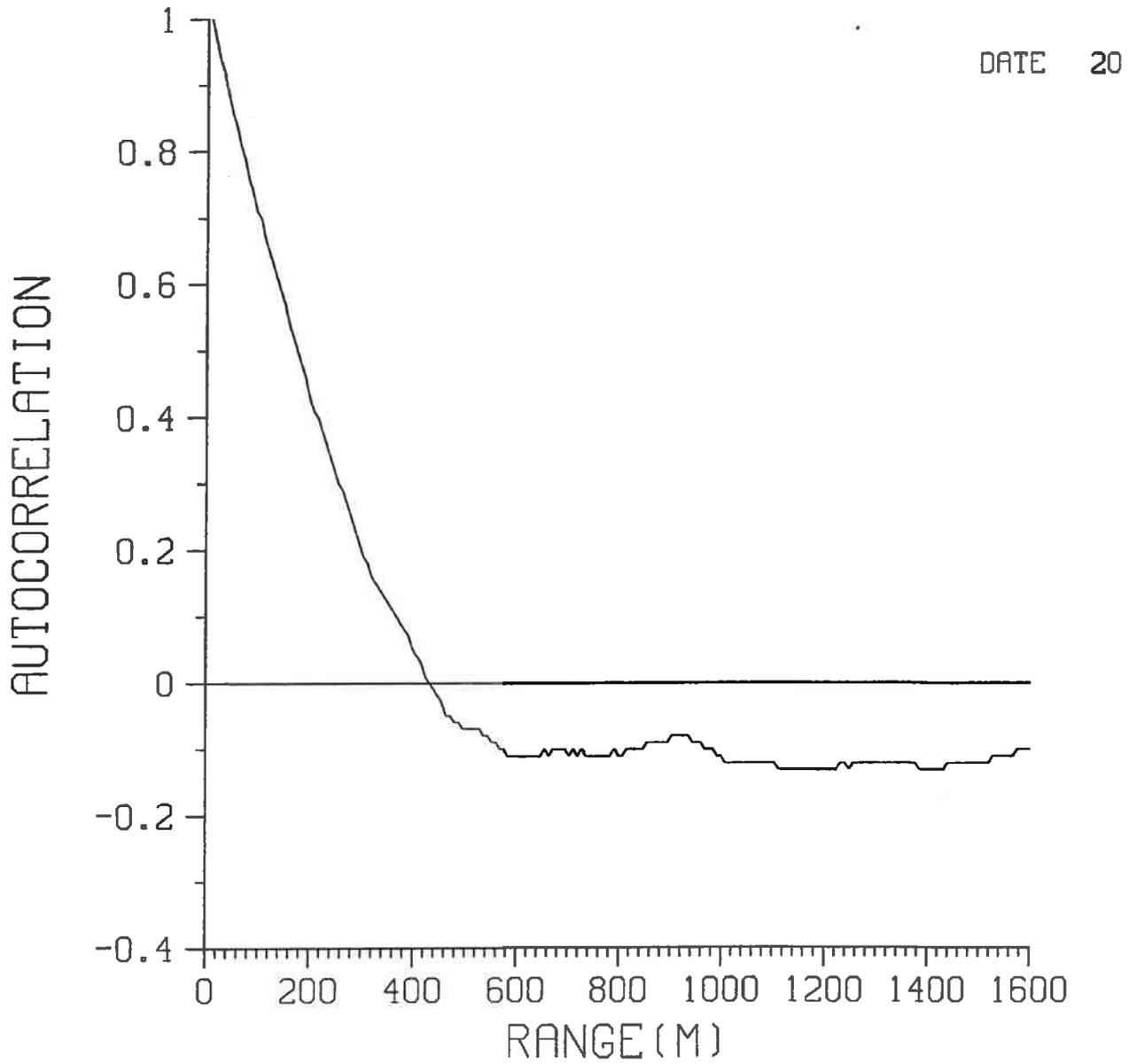


Fig. 4.9.a - Fonction d'autocorrélation du parcellaire de "la Beauce",
le 20 septembre 1983
(le long des lignes de vol).

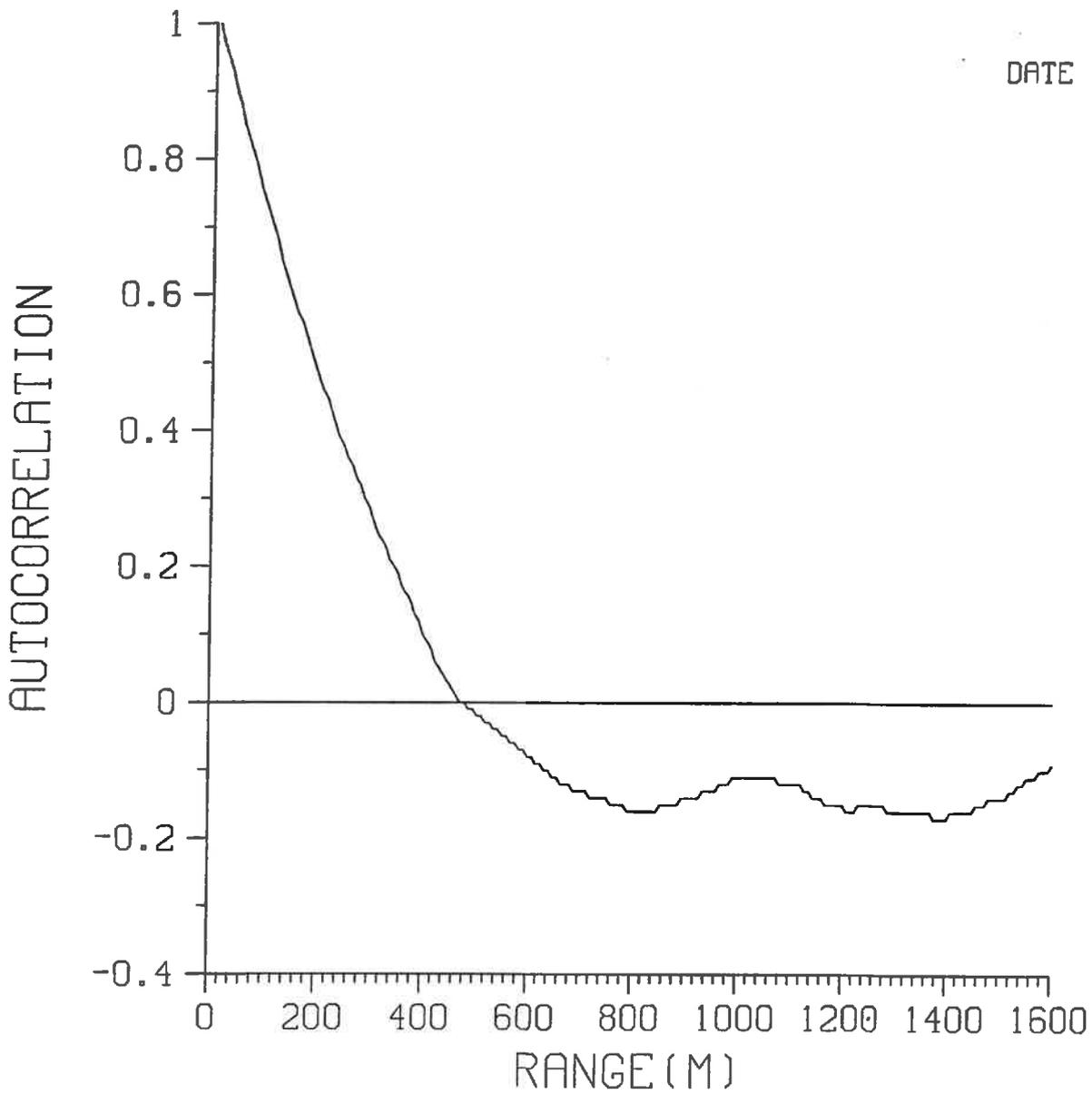


Fig. 4.9.b - Fonction d'autocorrélation du parcellaire de "la Beauce",
le 29 septembre 1983
(le long des lignes de vol).

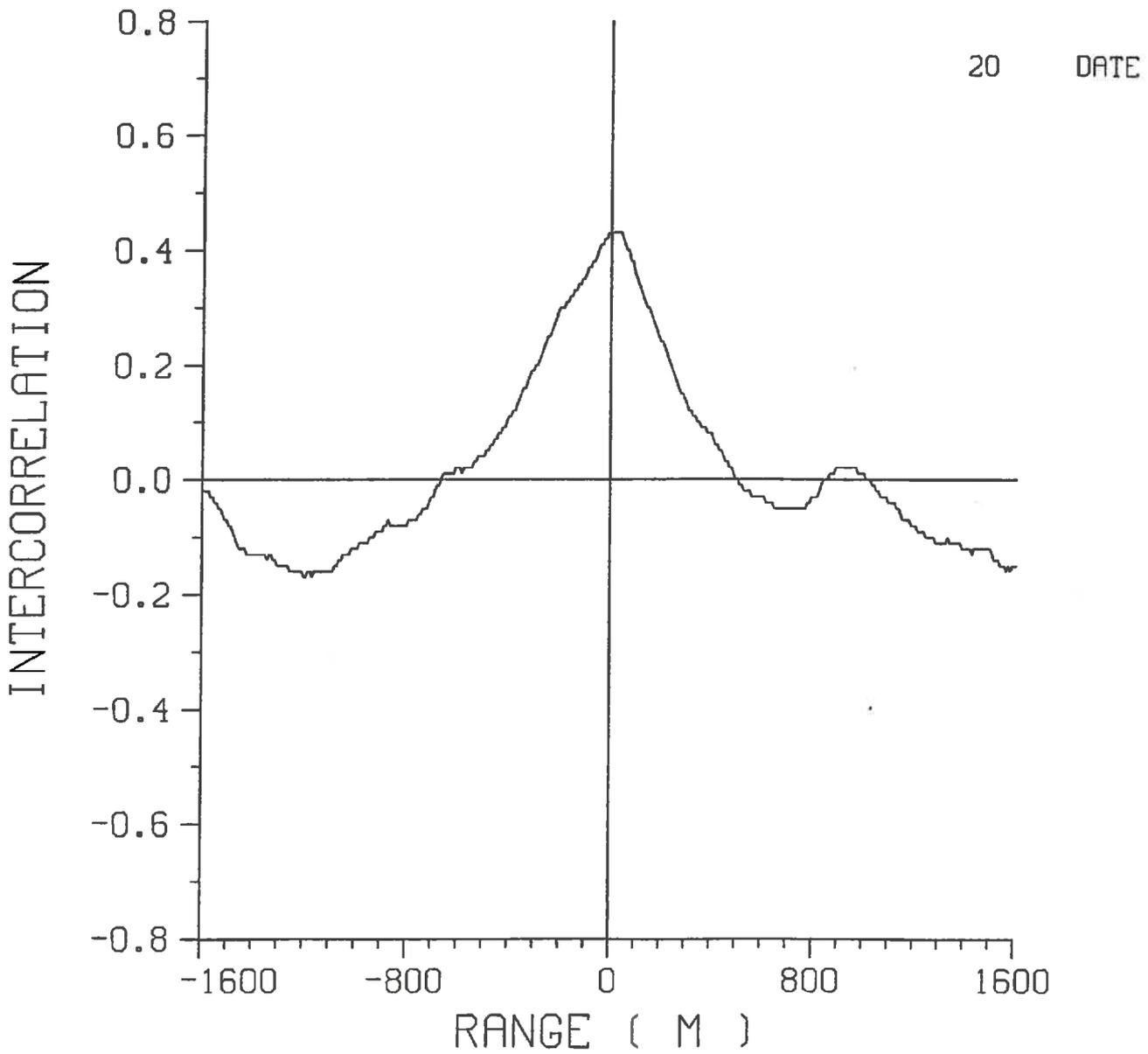


Fig. 4.10 - Fonctions d'intercorrélacion T_g x parcellaire (gauche),
et parcellaire x T_g (droite) entre points situés jusqu'à 1600 m,
le 20 septembre 1983.

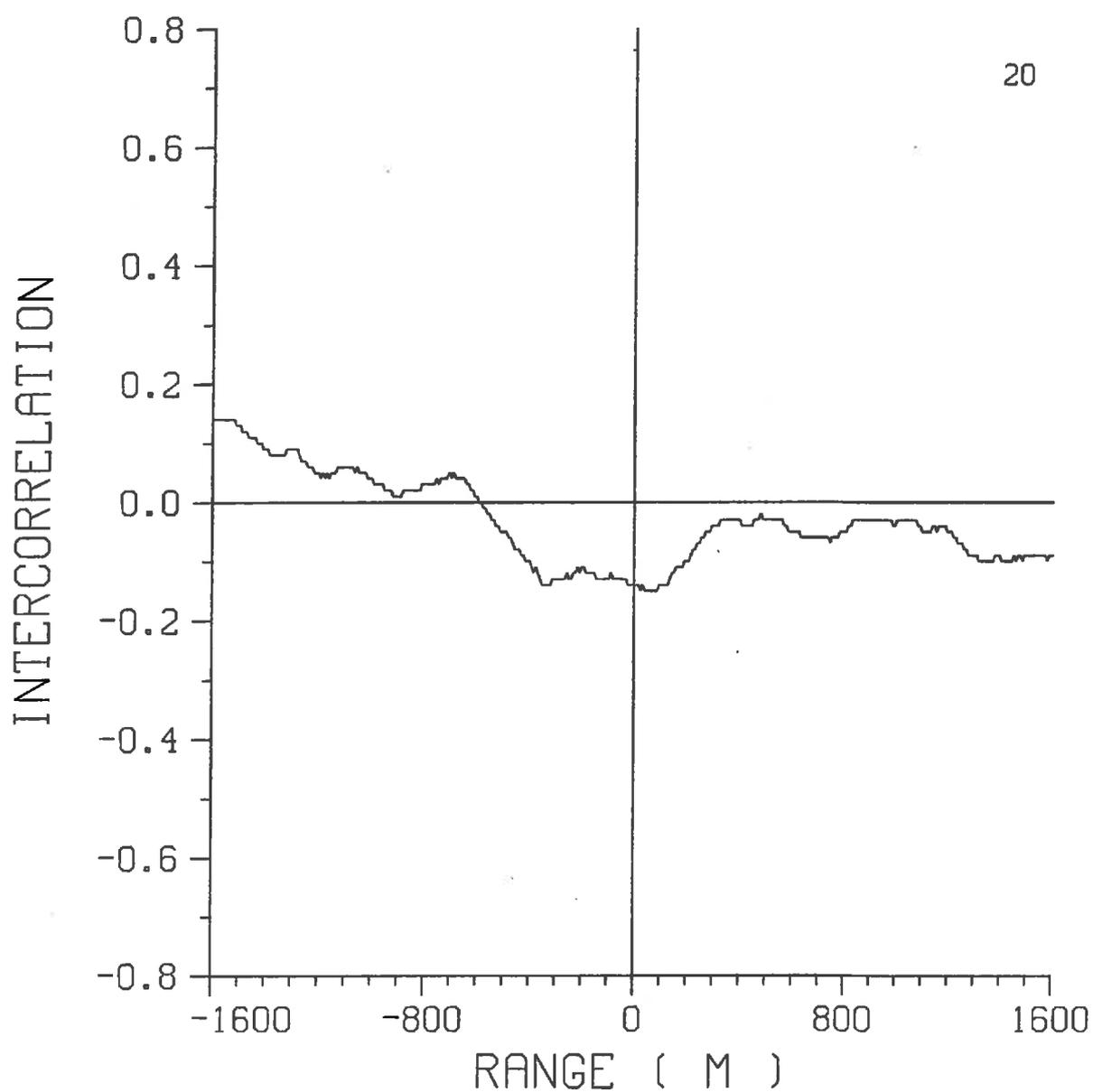


Fig. 4.11 - Fonctions d'intercorrélacion σ_{\circ} x parcellaire (gauche),
et parcellaire x σ_{\circ} (droite) entre points situés jusqu'à 1600 m,
le 20 septembre 1983.

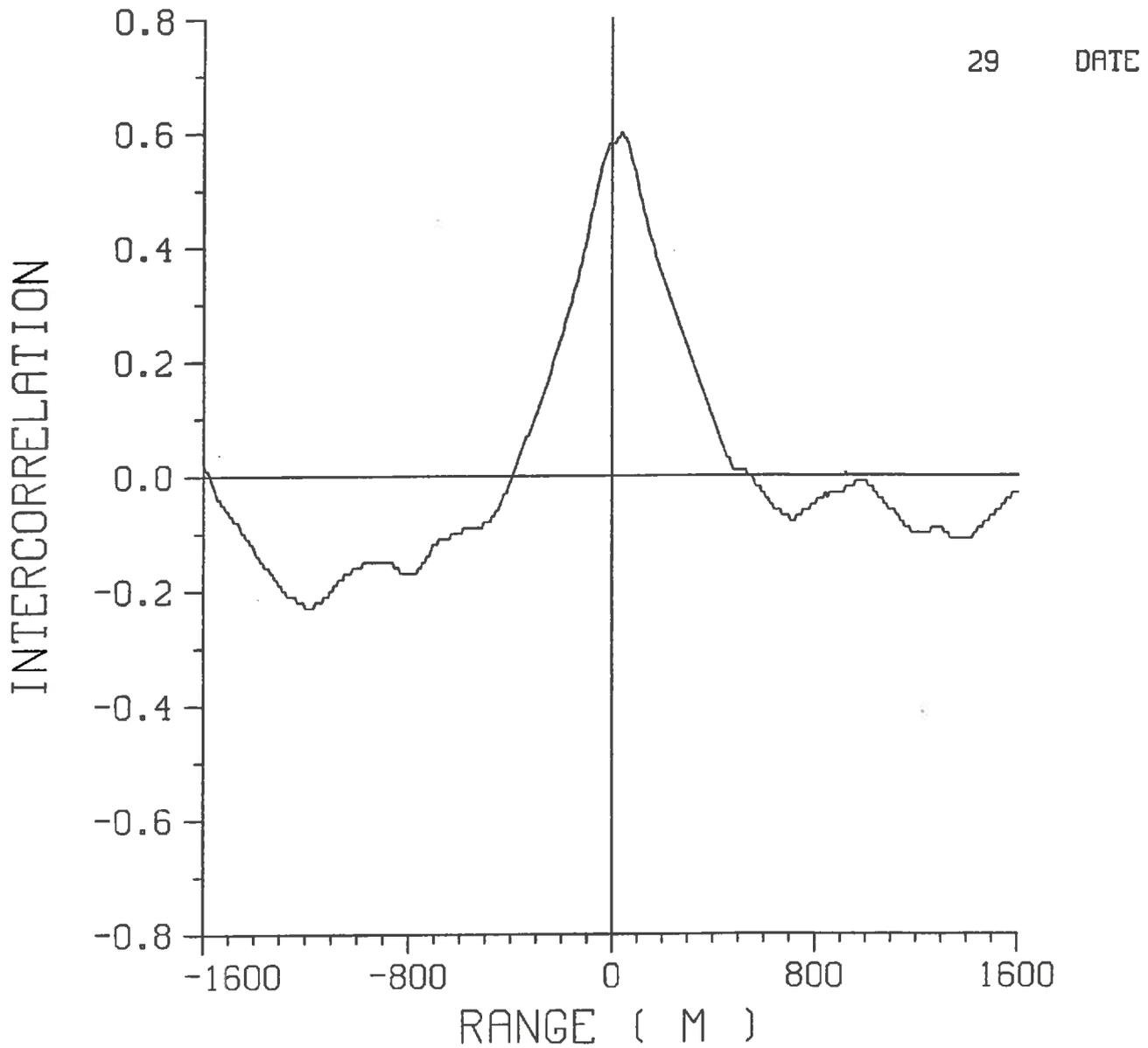


Fig. 4.12 - Fonctions d'intercorrélation T_g x parcellaire (gauche),
et parcellaire x T_g (droite) entre points situés jusqu'à 1600 m,
le 29 septembre 1983.

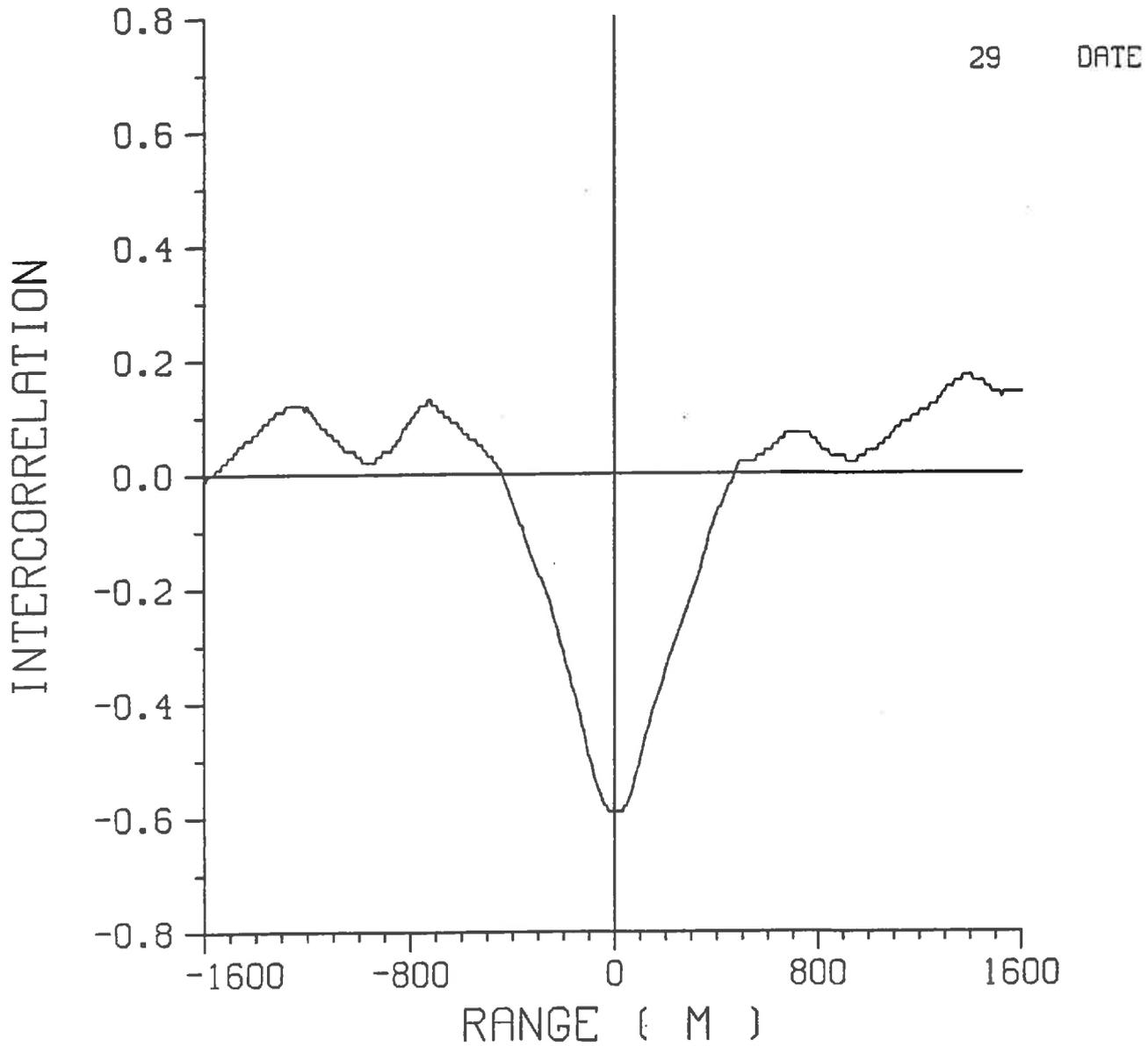


Fig. 4.13 - Fonctions d'intercorrélacion σ_0 x parcellaire (gauche),
et parcellaire x σ_0 (droite) entre points situés jusqu'à 1600 m,
le 29 septembre 1983.

REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE.

1. IDSO, S.B., R.D. JACKSON, R.K. REGINATO, B.A. KIMBALL and F.S. NAKAYAMA, 1975. The dependence of bare soil albedo on soil water content. *J. Appl. Meteor.*, 14, 109-113.

CHAPITRE 5

DETERMINATION DES PROPRIETES HYDRAULIQUES ET THERMIQUES DES SOLS NUS ET DE L'EVAPORATION A PARTIR DES DONNEES FOURNIES PAR UN DIFFUSIOMETRE HYPERFREQUENCES ET PAR UN RADIOMETRE INFRAROUGE AEROPORTES

5.1. GENERALITES

Les premières traces de recherche sur l'évaporation datent du quatrième siècle avant J.C. En effet, Aristote concluait que l'évaporation était plus sensible au vent qu'elle ne l'était au soleil. Les recherches des temps modernes ont commencé avec Dalton au dix-huitième siècle. D'après sa théorie l'évaporation dépend du vent, de l'humidité de l'air et des caractéristiques des surfaces. Plusieurs méthodes empiriques, semi-empiriques et analytiques permettant l'obtention de l'évaporation et/ou de l'évapotranspiration des surfaces agricoles ont été développées depuis lors, simultanément au développement des techniques d'irrigation [17]. La connaissance des paramètres humidité et température de surface sont de première importance pour l'estimation de l'évaporation.

Pour la température, en particulier, sa connaissance à un moment donné et la façon dont elle varie dans le temps et l'espace, est nécessaire pour la détermination des taux et sens de transferts d'eau et de chaleur dans le sol, et des échanges de chaleur et de masse avec l'atmosphère, y compris l'évaporation et l'aération. En fait, les flux de chaleur et d'eau dans le sol sont des phénomènes interactifs : l'un agit sur l'autre. Le gradient de température influence le potentiel total de l'eau dans le sol qui gouverne à la fois les transferts de vapeur d'eau et d'eau liquide. La température joue encore un rôle non négligeable dans les processus biologiques, développement des racines et germination, tout comme la teneur en eau.

Comme on l'a déjà mentionné, il est possible d'obtenir, grâce à la télédétection, l'estimation de l'évaporation et/ou de l'évapotranspiration à l'échelle régionale (100 à 10⁵ km²) en utilisant les données de radiance dans l'infrarouge ([4], [5], [16], [20]).

Dans ce contexte, nous avons développé un modèle couplé température/humidité de surface capable de donner une estimation de l'évaporation des sols nus à l'échelle régionale, à l'aide des mesures fournies par le diffusiomètre ERASME et par un radiomètre (Barnes PRT-5). Il s'agit ici, par rapport aux modèles précédents, de rajouter une deuxième mesure indépendante, c'est-à-dire l'humidité de surface par diffusiométrie.

La corrélation spatiale de ces deux variables pour la région de La Beauce, leur distribution statistique, leurs fonctions d'autocorrélation et leur interprétation physique ont été développées au chapitre précédent.

Les bases physiques du modèle, aussi bien que la comparaison des valeurs simulées et mesurées de température et humidité de surface vers le midi solaire (passage de l'hélicoptère) et la vérification de sa validité par la comparaison des flux de chaleur sensible calculés et mesurés par le SODAR, qui sont pour leur part une mesure régionale, seront présentées dans les paragraphes qui suivent.

5.2. BASES PHYSIQUES ET EVOLUTION DE LA TEMPERATURE ET DE L'HUMIDITE A LA SURFACE DES SOLS

5.2.1. Flux de chaleur et température du sol

La loi de Fourier de la conduction de chaleur dans un milieu conducteur combinée à l'équation de la conservation de l'énergie donne :

$$\rho C_m \frac{\partial T}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot (\lambda \vec{\nabla} T) \quad (5.1)$$

où, pour la seule dimension verticale :

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (5.2)$$

où λ = conductivité thermique

C_m = chaleur spécifique massique

$C = \rho C_m$ = capacité calorifique volumique, ρ étant la masse volumique

Le rapport entre la conductivité thermique et la capacité calorifique volumique est appelé diffusivité thermique, D_T . L'équation (5.2) peut être ré-écrite comme une équation de diffusion :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(D_T \frac{\partial T}{\partial Z} \right) \quad (5.3)$$

Lorsque C est indépendant de Z

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_T \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \quad (5.4)$$

Quand on s'intéresse au sol comme milieu conducteur, il est nécessaire pour résoudre cette équation de façon à connaître la variation spatiale et temporelle de la température, de connaître deux propriétés thermiques, par exemple la capacité calorifique volumique C_g et la conductivité thermique λ_g . On a, par conséquent, la diffusivité thermique D_{Tg} ($D_{Tg} = \lambda_g / C_g$).

La notion de température de la surface du sol, quoique très imprécise, peut être définie par le bilan énergétique au sol, grandeur qui est difficilement mesurable directement. En réalité, la connaissance de la température d'une couche superficielle au sol, T_g , est nécessaire au calcul des flux de chaleur sensible, de chaleur latente, et du rayonnement net, paramètres qui composent le bilan H_a , qui est égal numériquement au flux de chaleur dans le sol, G_h . Ce dernier paramètre peut être atteint directement par :

$$G_h = -\lambda_g \frac{\partial T_s}{\partial Z} \Big|_{z=0} = -\lambda_g \frac{\partial T_g}{\partial Z} \quad (5.5)$$

où $T_s = T_s(Z; t)$ est la température à l'intérieur du sol et $T_g = T_g(0; t)$ est la température d'une couche superficielle du sol dont l'épaisseur tend vers 0.

Cela implique de calculer l'évolution de $T_g(Z; t)$, ce qui nécessite de traiter un certain nombre de points à l'intérieur du sol. Pour satisfaire aux critères de rapidité et de simplicité pour des applications météorologiques, des paramétrisations empiriques ont été employées ([9], [10]). Ces paramétrisations, qui manquent considérablement de généralité, sont du type :

$$G_h = 0; \quad G_h \propto H_{sg}; \quad G_h \propto R_n$$

où H_{sg} et R_n sont respectivement le flux de chaleur sensible et le rayonnement net à la surface.

D'autres équipes de météorologistes spécialisés en circulation générale [7], calculent T_g par solution d'une équation d'évolution connue comme forçage " H_a ", soit :

$$C' \frac{\partial T_g}{\partial t} = H_a \quad (5.6)$$

où C' est la capacité thermique par unité d'aire latérale d'une couche de surface. L'équation (5.6) est fondée sur l'hypothèse de l'absence de flux de chaleur au-dessous de la couche du sol pour laquelle T_g est représentative. Par conséquent, la description de la température de surface n'est pas très réaliste, et en plus le concept de capacité thermique par unité d'aire latérale n'est pas courant.

Une méthode approchée simple a été proposée par [2], utilisée par [1] et étudiée systématiquement par [9]. A vrai dire, la méthode en question est fondée sur la 2ème loi de la conduction de la chaleur, que l'on ré-écrit appliquée au sol :

$$C_g \frac{\partial T_s(z;t)}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} G_h(z;t) \quad (5.7)$$

En considérant la couche du sol allant de la surface ($Z = 0$) jusqu'à une profondeur Z , on a :

$$C_g \frac{\partial \bar{T}_s}{\partial t} = - \frac{G_h(z;t) - G_h(0;t)}{Z} \quad (5.8)$$

où \bar{T}_s est la température moyenne de la couche (0,Z). D'autre part $G_h(0;t) = H_a$ représente le flux de chaleur à la surface et $G_h(Z;t)$ qui représente le flux à la profondeur Z , est obtenue à partir de la solution exacte de (5.7), pour une variation journalière de la température de forme sinusoïdale, c'est-à-dire imposée par un forçage sinusoïdal (hypothèse d'une variation périodique dominante diurne). Ceci donne :

$$G_h(z,t) = \left[\frac{C_g \lambda_g \omega}{2} \right]^{1/2} \left[\frac{1}{\omega} \frac{\partial T_s(z;t)}{\partial t} + T_s(z) - \bar{T} \right] \quad (5.9)$$

où \bar{T} = moyenne journalière de la température du sol, supposée indépendante de Z,

$$\omega = \text{"pulsation" diurne} = \frac{2\pi}{\tau_1}, \text{ où } \tau_1 = 24 \text{ heures.}$$

Reportant (5.9) dans (5.8) et en passant à la limite (épaisseur $\rightarrow 0$), on obtient :

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{C_1}{C_g d_1} H_a - \frac{C_2}{\tau_1} (T_g - T_2) \quad (5.10)$$

où $C_1 = 2\pi^{1/2}$

$$C_2 = 2\pi$$

$$d_1 = (D_{Tg} \tau_1)^{1/2}$$

$T_2 = \bar{T}$ = température "profonde", en pratique, moyenne de la température de l'air sur les 24 heures précédentes.

L'équation (5.10) est connue comme "Méthode de la force de rappel" parce que le forçage H_a est modifié par un terme de rappel qui contient la température profonde T_2 . Pour tenir compte des harmoniques plus élevés pour le cycle diurne, [1] a choisi des valeurs légèrement différentes pour C_1 et pour C_2 : 3.72 et 7.4, respectivement. Des tests avec les deux paires de constantes conduits par [9], ont montré une précision égale pour toutes les deux et une précision bien meilleure que les autres méthodes précédemment utilisées à l'exception du modèle à douze (12) couches de Carslaw and Jaegger, cités par [9].

Pour des longues périodes (plus longues que 3 jours), T_2 peut être calculé par :

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = - \frac{H_a}{C_g d_2} \quad (5.11)$$

où $d_2 = (365 D_{Tg} \tau_1)^{1/2}$

Un résumé de plusieurs méthodes d'estimation de T_g , adapté de [9] est montré au tableau 5.1.

Method	Designation of T_g	Description	Reference
Multiple (12) soil layers	T_{gm}	Finite difference solution of diffusion equation for $T(z)$; $G = -\lambda (\partial T / \partial z)_0$	<i>Carlslaw and Jaeger</i> [1959]; <i>Benoit</i> [1976]
Insulated surface	T_{gt}	$G = 0$	<i>Gates et al.</i> [1971]; <i>Manabe et al.</i> [1974]
H_{sg} dependence	T_{gs}	$G = 1/3 H_{sg}$	<i>Kasahara and Washington</i> [1971]
R_{net} dependence	T_{gr}	$G = -0.19 R_{net}$ $R_{net} < 0$ (down) $G = -0.32 R_{net}$ $R_{net} > 0$ (up)	<i>Nickerson and Smiley</i> [1975]
H_A forcing	T_{gt}	$\partial T_g / \partial t = -\pi^{1/2} H_A / (\rho_s c_s d_1)$	<i>Arakawa</i> [1972]; <i>Corby et al.</i> [1972]; <i>Rowntree</i> [1975]
Force restore rate equation	$T_{g/r}$	$\partial T_g / \partial t = -2\pi^{1/2} H_A / (\rho_s c_s d_1) - (2\pi / \tau_1)(T_g - T_2)$	<i>Bhumralkar</i> [1975], <i>Blackadar</i> [1976]

TABLEAU 5.1. Les méthodes de calcul de T_g , d'après [9]

5.2.2. Mouvement d'eau et humidité du sol

L'équation de Darcy pour le flux d'eau dans le sol établit :

$$\vec{q} = - K(\Psi) \vec{\nabla} H \quad (5.12)$$

où $|\vec{q}| = q = \text{flux d'eau (volume d'eau/unité de surface/unité de temps)}$

$K(\Psi) = \text{conductivité hydraulique}$

$\Psi = \text{potentiel de succion du sol}$

$H = \text{potentiel total de l'eau du sol (un point donné), soit la somme du potentiel de succion, } \Psi, \text{ et du potentiel gravitationnel (ou élévation } Z, Z = 0 \text{ à la surface).}$

Nous devons tenir compte de l'effet d'hystéresis dû à l'interaction "sol-eau". Cependant, pour des périodes exclusives d'assèchement ou de ré-humidification, on peut considérer que l'effet de l'hystéresis est négligeable, au premier ordre.

Les efforts portés pour relier théoriquement la conductivité hydraulique soit au potentiel de succion du sol, soit à l'humidité en fonction des propriétés physiques du sol comme la texture, n'ont pas encore abouti. Cependant, plusieurs équations empiriques ont été proposées, comme celles de Gardner (1960) cité par [11]. En voici deux exemples :

$$K(\Psi) = a \Psi^m \quad (5.13a)$$

$$K(W) = K_s (W/f)^m \quad (5.13b)$$

où K_s est la conductivité à saturation ; a et m sont des constantes empiriques, W est l'humidité et f la porosité. Lorsque les processus de ré-humidification et d'assèchement ne sont pas continus l'équation (5.13a) est difficilement applicable, puisque $K(\Psi)$ n'est plus univoque à cause du phénomène d'hystéresis. Par contre, l'équation (5.13b) minimise cet effet car $K(W)$ est beaucoup moins affecté que $K(\Psi)$ par l'hystéresis, ce qui constitue un avantage de ce paramètre-là.

On démontre à l'aide des équations de continuité et de Darcy, en éliminant le potentiel gravitationnel parce qu'il est en général négligeable comparé au potentiel de succion que :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\operatorname{div} \vec{q} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] \quad (5.14)$$

où la seule dimension verticale a été prise en compte. Pour simplifier le traitement mathématique et expérimental dans le cas de non saturation, il est souvent souhaitable de remplacer les équations de flux pour des équations analogues aux équations de diffusion et conduction de chaleur, pour lesquelles des solutions existent déjà pour certaines conditions à la limite appliquées aux flux d'eau dans le sol [17]. Cela se fait en utilisant le concept de diffusivité hydraulique, $D(W)$, défini par :

$$D(W) = \frac{k(W)}{C(W)}$$

où $C(W) = \frac{dW}{d\psi}$ est la capacité capillaire, obtenue par la pente de la courbe caractéristique du sol ($W = W(\psi)$). On aboutit à :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(W) \frac{\partial W}{\partial z} \right] \quad (5.15)$$

Ici, il y a seulement une variable dépendante (W) et non deux (W et ψ) comme en (5.13).

La relation entre la diffusivité hydraulique et la teneur en eau est souvent exprimée dans une équation empirique comme celle de Gardner et Mayheigh (1958), cités par [11].

$$D(W) = a e^{bW}$$

a et b étant des constantes empiriques.

Une méthode à deux réservoirs qui consiste à traiter l'évolution du contenu en eau d'une couche superficielle du sol de l'ordre de 10 cm, W_g (premier réservoir) a été proposée par [8]. Il s'agit de coupler l'humidité de surface à l'humidité représentative d'une couche de l'ordre de 50 cm, W_2 (deuxième réservoir). Les équations, qui résultent de l'analogie avec le traitement de l'évolution de la température à la surface par la méthode de la force de rappel, sont :

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = -C_1 \frac{(E_g - P)}{\rho_w d_1'} - C_2 \frac{(W_g - W_2)}{\tau} \quad (5.16)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = - \frac{(E_g - P)}{\rho_w d_2'} \quad (5.17)$$

où E_g = taux d'évaporation à la surface (LT^{-1})

p = taux de précipitation (LT^{-1})

d_1' = 10 cm

d_2' = 50 cm

P_w = densité de l'eau (sans dimension)

C_1 et C_2 = constantes à déterminer.

Ce modèle suppose, donc, que les échanges à la surface (E_g - P) sont modifiés par un terme de rappel qui contient l'humidité en profondeur, W_2 .

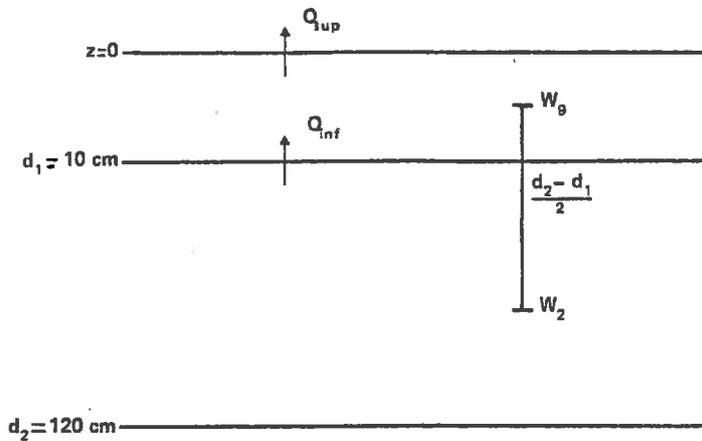
D'après une série de données obtenues par Jackson (1977) citées par [8], C_1 et C_2 sont

$$C_2 = 0,9$$

$$C_1 = \begin{cases} 0.5 & W_g / W_{max} \geq 0.75 \\ 14 - 22.5 \left(\frac{W_g}{W_{max}} - 0.15 \right) & 0.15 < \frac{W_g}{W_{max}} < 0.75 \end{cases}$$

où W_{max} = la teneur en eau de la couche superficielle du sol à la saturation.

Bernard (communication privée) a proposé une autre approche d'un modèle à deux réservoirs, basée sur les équations de la continuité et de la diffusivité appliqués à une couche superficielle de 10 cm. Elle suppose que la variation de l'humidité avec la profondeur entre la couche superficielle et une couche profonde de 120 cm, peut être considérée comme linéaire. La figure 5.1 illustre le raisonnement que l'on développe :



$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} q \approx \frac{q_{sup} - q_{inf}}{d_1}$$

avec :

$$q_{sup} = E_g - P$$

$$q_{inf} = -D(w) \frac{\partial W}{\partial z} = -D(w_g, w_2) \frac{W_2 - W_g}{\frac{d_2 - d_1}{2}}$$

Fig. 5.1 - L'approche de Bernard

Donc

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = -\frac{E_g - P}{d_1} - \frac{2 D(W_g, W_2)}{(d_2 - d_1) d_1} (W_2 - W_g) \tag{5.18}$$

avec $D(W_g, W_2) = a e^{b(W_g + W_2)^2}$

Nous avons repris le modèle à force de rappel proposé par Bernard, remplaçant toutefois le terme $2D(W_g, W_2)/(d_2-d_1)d_1$ par C_w ; ce terme dont l'unité est T^{-1} sera considéré comme une propriété de drainage caractéristique des hétérogénéités d'une parcelle de sol nu quelconque. On l'appellera "pseudo-diffusivité". L'intérêt de ce formalisme c'est qu'il est possible de le linéariser moyennant certaines conditions aux limites et d'en appréhender deux propriétés différentielles de drainage (pseudo-diffusivité, humidité en profondeur) à partir de la mesure de l'humidité de surface par télédétection active, ceci étant un des objectifs de notre étude. La figure 5.2 donne la configuration du modèle.

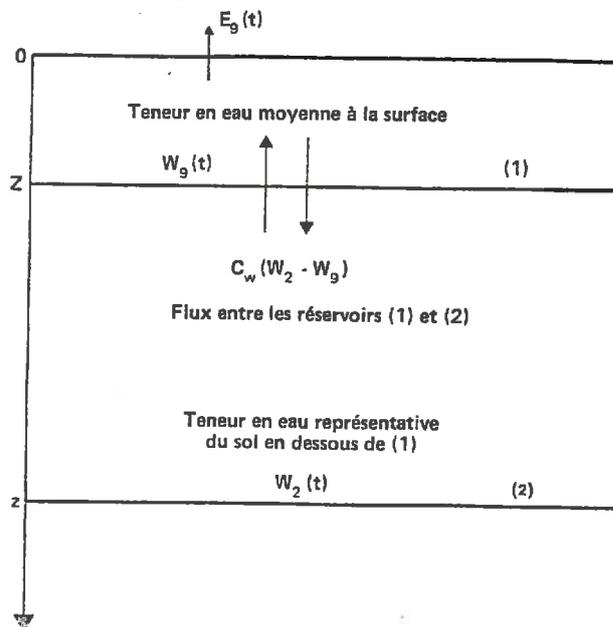


Fig. 5.2 - La configuration du modèle

L'équation du bilan d'eau à la surface peut s'écrire, d'après la figure 5.3 (absence de pluie) :

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = - \frac{E_g}{z} - C_w (W_2 - W_g) \quad (5.19)$$

où E_g = évaporation (LT^{-1})
 C_w = pseudo-diffusivité (T^{-1})

Cette équation est linéaire si l'on se place dans le cas d'une période courte de façon à ce que W_2 puisse être considéré comme une constante pour une parcelle donnée et si E_g est indépendant de W_g . Alors :

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = a + b W_g + \frac{E_g}{z}$$

La façon dont on linéarise l'équation 5.19 et dont l'on en appréhende les propriétés différentielles de drainage pour plusieurs parcelles de sol nu (C_w , W_2) à partir des évolutions temporelles et différentielles de l'humidité de surface (par rapport à une parcelle de référence), est décrite en détail dans l'article "Differential Bare Fields Drainage Properties From Airborne Microwave Observations", paru dans "Journal of Water Resources Researches", que l'on trouvera à l'annexe n° 1. Les valeurs de C_w et de W_2 calculées par cette méthode sur les parcelles tests de la région d'étalonnage du radar, seront utilisées dans l'ajustement d'un modèle de l'évolution temporelle de W_g et de T_g à l'échelle régionale (décrit ci-après) comme une première approximation des "vraies" valeurs.

5.3. MODELISATION DE L'EVAPORATION DES SOLS NUS A L'ECHELLE REGIONALE

Le modèle développé originalement par Bernard, ainsi que la paramétrisation de la température et de l'humidité de surface avec l'inclusion d'une couche de végétation [9], sont à la base d'un modèle mis au point au CRPE [20], pour le calcul de l'évapotranspiration sur des régions agricoles avec des données NOAA-AVHRR.

Le modèle que l'on propose s'applique uniquement aux sols nus, en raison de la prédominance des champs de sol nu par rapport aux champs avec végétation, en septembre 1983 (cf. Chapitre 4). La figure 5.3 présente l'organigramme du mo-

dèle. Le forçage atmosphérique est constitué par des données météorologiques de routine, soit : humidité relative, R.H., température de l'air, T_a , et vitesse du vent, U_a , auxquelles s'ajoute le rayonnement global, S . Les deux réservoirs ont été décrits auparavant.

L'équation d'évolution de T_g employée est celle de la force de rappel. On la ré-écrit ici par commodité :

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = - C_1 H_a - C_2 (T_g - T_2) \quad (5.20)$$

avec
$$C_1 = \frac{2\pi}{C_g(D_{Tg} T_1)^{1/2}} \quad \text{et} \quad C_2 = \frac{2\pi}{T_1}$$

L'évolution de T_2 (période de 10 jours ...)

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = - \frac{H_a}{C_g(365 D_{Tg} T_1)^{1/2}} \quad (5.21)$$

H_a , le bilan d'énergie à la surface étant calculé par :

$$H_a = - G_h = - R_n + H_{sg} + LE_g \quad (5.22)$$

où R_n , H_{sg} et LE_g sont, dans l'ordre, le rayonnement net, le flux de chaleur sensible et d'évaporation.

R_n se calcule comme :

$$R_n = (1 - \alpha_{sg}) S \downarrow - \epsilon_g (\sigma_B T_g^4 - RL \downarrow) \quad (5.23)$$

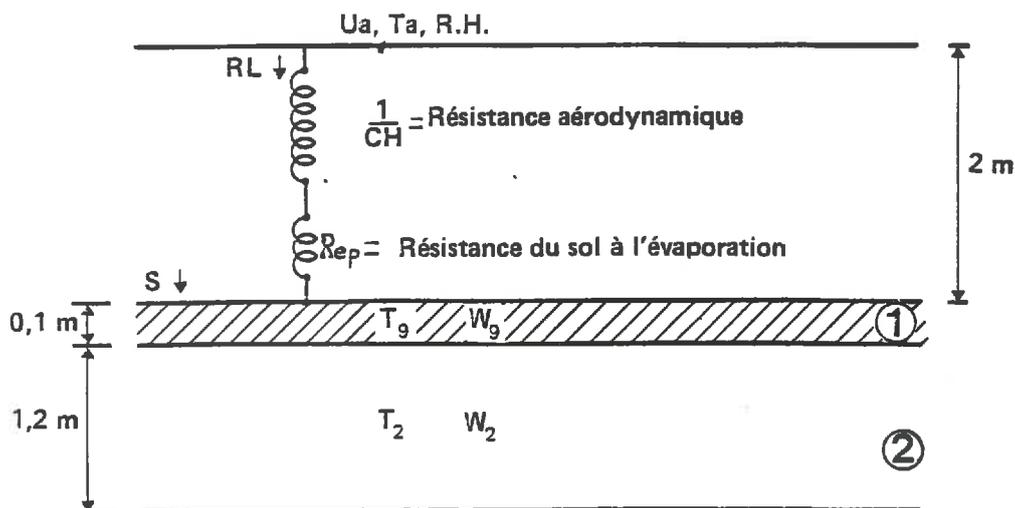


Fig. 5.3 - L'organigramme du modèle

- où α_{sg} = albedo du sol
 E_g = émissivité du sol dans l'infrarouge
 $S \downarrow$ = rayonnement solaire global (direct + diffus)
 σ_B = constante de Stefan-Boltzman ($5.67 \times 10^{-8} \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ s}^{-1}$)
 RL = rayonnement atmosphérique dans l'infrarouge

L'albédo, qui est une fonction de l'humidité de surface, est calculé par une formule adaptée de [12]. C'est à dire :

$$\alpha_{sg} = 0,15 - 0,05 W_g / W_{sat} \quad (5.24)$$

où W_{sat} est la teneur en eau à la saturation (ici = $0.35 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$)

RL est calculé comme en [9] par :

$$RL = \left[0,67 (1670 q_a)^{0,08} \right] \sigma_B T_a^4 \quad (5.25)$$

où q_a est l'humidité spécifique de l'air et T_a est la température absolue de l'air (K).

Le flux de chaleur sensible est obtenu par :

$$H_{sg} = \rho_a C_p C_H (T_g - T_a) \quad (5.26)$$

où ρ_a est la masse volumique de l'air, C_p la capacité calorifique à pression constante de l'air, C_H le coefficient de transfert, dont le calcul se fait en utilisant les relations de transfert aérodynamiques et de correction de stabilité établies par [3] et [15].

A son tour, l'évaporation $L.E_g$ est estimée par :

$$L.E_g = \rho_a \frac{C_p}{\gamma} R_{ep} C_H \left[e_s(T_g) - e_a \right] \quad (5.27)$$

où γ est la constante psychrométrique et R_{ep} le paramètre de résistance du sol à l'évaporation.

Le concept de résistance à l'évaporation a été introduit par [9], pour relier le transfert de vapeur d'eau au gradient existant entre la pression partielle de vapeur, $e_a(T_g)$ à la pression partielle de vapeur à la saturation, $e_s(T_g)$. On le calcule comme suit :

$$R_{ep} = \text{MIN} \left(1, E_{lim} / E_{pot} \right)$$

où E_{lim} est l'évaporation limite pour une humidité de surface donnée et E_{pot} est l'évaporation potentielle, c'est-à-dire la valeur maximale de l'évaporation en condition de non restriction d'humidité de surface, pour le forçage atmosphérique existant.

On reprend ici la relation $E_{lim} = f(W_g)$, établie par Bernard (communication privée) et reprise par [20], d'après une série de données obtenues à Davis, Californie. La voici :

$$E_{lim} = a \exp(b W_g^2) \frac{W_{sat}}{W_{sat} - W_g} \quad (5.28)$$

a et b sont, respectivement, 8.0 et 44.0 pour les sols de Davis. Ces constantes doivent être reliées à des paramètres physiques du sol comme structure, texture et porosité et, par conséquent, à ses propriétés hydrauliques. Les équations 5.20 et 5.22 forment un système dépendant du temps qui peut être résolu pour T_g si les paramètres atmosphériques sont connus.

Dans l'équation 5.22 tous les termes sont dépendants de T_g et les termes non linéaires, $\epsilon_g G_B T_g^4$ et $L.E_g$, sont linéarisés. Pour cela, si n représente le n -ième pas de temps, $[T_g^{(n+1)}]^4$ est approximé par :

$$[T_g^{(n+1)}]^4 = [T_g^{(n)}]^4 + 4 [T_g^{(n)}]^3 [T_g^{(n+1)} - T_g^{(n)}]$$

Et, par ailleurs

$$e_s(T_g^{(n+1)}) = e_s(T_g^{(n)}) + \left. \frac{\partial e_s}{\partial T} \right|_{T_g^{(n)}} [T_g^{(n+1)} - T_g^{(n)}]$$

e_s étant calculé comme en [20] par :

$$e_s = 6,1078 \exp\left(\frac{17,269 t}{t + 297,3}\right)$$

pour t en °C.

Finalement, pour évaluer T_g à partir de l'équation 5.20, on utilise la méthode numérique de Crank-Nicolson, c'est-à-dire, T_g est exprimé comme sa valeur moyenne entre les pas n et $n+1$. On fait, donc, $\frac{\partial T_g}{\partial t}$ égal à $(T_g^{(n+1)} - T_g^{(n)})/\Delta t$, où Δt est le pas de temps (ici 10 minutes). La même approximation est utilisée pour simuler l'évolution de T_2 (éq. 5.22).

L'équation de l'évolution de la teneur en eau de la couche de surface introduit, comme on l'a décrit plus haut, le concept de pseudo-diffusivité, propriété de drainage à l'échelle régionale dont la première approximation se trouve dans la gamme trouvée pour les parcelles isolées (cf. article annexe 1). La voici :

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = - \frac{E_g - P}{Z_1} - C_w (W_2 - W_1) \quad (5.29)$$

où Z_1 = profondeur de la couche de surface (10 cm)

E_g = évaporation (mm)

P = précipitation (mm)

C_w = pseudo-diffusivité (s^{-1})

W_2 évolue à son tour à partir de :

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = - \frac{E_g - P}{Z_2} \quad (5.30)$$

où Z_2 = profondeur de la couche profonde (120 cm).

Cet ensemble d'équations (5.20 à 5.29) constitue le modèle couplé température/humidité de surface.

Etant donné la relative complexité du modèle, parce qu'il fait intervenir un grand nombre d'équations et de variables, il paraît souhaitable d'explicitier le niveau où interviennent les divers paramètres. Il doit être clair qu'il s'agit d'un modèle simulant l'évolution temporelle de l'humidité et de la température d'une couche superficielle du sol (premier réservoir - 10 cm), dans laquelle le forçage atmosphérique à l'interface sol/atmosphère est modifié par les échanges de chaleur et de masse entre la couche de surface et la couche profonde (deuxième réservoir - 120 cm).

Les variables d'initialisation (à l'instant $t = 0$) sont : 1) la température profonde T_2 (en pratique égale à la température moyenne de l'air sur la semaine précédente) ; 2) la teneur en eau de la couche profonde W_2 (prise en première approximation dans la gamme de valeurs estimées à partir de la linéarisation de l'équation du bilan d'eau - cf : annexe 1) ; 3) la température de la couche de surface T_g (en pratique égale à la température de l'air T_a , parce que le modèle démarre à 6 h 00) et 4) la teneur en eau de la couche de surface W_g ($W_g(t = 0)$ légèrement supérieur à W_g mesurée vers le midi solaire par le radar pour tenir compte de l'évaporation entre 6 h 00 et midi).

Les conditions aux limites atmosphériques du modèle sont : 1) la température de l'air T_a ; 2) l'humidité de l'air R.H. ; 3) la vitesse du vent à 2 m U_a et, 4) le rayonnement solaire global $S\downarrow$. Les variables T_a et R.H. sont mesurées sur place à l'abri météorologique, U_a est obtenue par le SAMER et $S\downarrow$ est une donnée climatologique de routine prise à la station climatologique de Trappes (Météorologie Nationale). Cet ensemble de paramètres est connu toutes les 2 heures et est obtenu par interpolation linéaire au pas de temps de 10 mn.

Les paramètres fonctionnels du modèle qui interviennent dans les tests de sensibilité (technique utilisée pour ajuster le modèle aux mesures et dont il est question plus loin) sont : 1) la pseudo-diffusivité C_w ; 2) la conductivité thermique λ_g et, 3) la constante \underline{a} de la fonction E_{lim} (eq. 5.28).

D'autres paramètres fonctionnels du modèle que l'on n'a pas fait intervenir lors de l'ajustement sont la capacité calorifique volumique C_g , car elle dépend essentiellement de la teneur en eau et pratiquement pas du type de sol [23] et l'albédo, α_{sg} , car une approximation de ce paramètre obtenu à partir de l'équation (5.23) à l'heure du passage du système de télédétection (lorsque l'on a accès à toutes les variables de l'équation 5.23) suggère que la formule adaptée de [12], eq. 5.24, paramétrise correctement la variation de α_{sg} en fonction de W_g . A titre d'exemple, on trouve pour valeur de α_{sg} 0,11 et 0,14 pour le 20 et pour le 29 septembre, dans l'ordre, à partir de l'équation 5.23, au lieu de 0,10 et 0,12 estimés à partir de la paramétrisation $\alpha_{sg} = f(W_g)$, eq. 5.24. De toute façon, comme l'estimation de l'albédo est possible à partir des canaux visibles des radiomètres des satellites d'observation de la terre, on peut considérer cette grandeur comme une "mesure" de télédétection. Outre les paramètres fonctionnels (qui ne dépendent pas du temps), on fait intervenir la teneur en eau de la couche profonde lors de tests de sensibilité. Finalement les variables calculées par le modèle et sorties

au pas de temps horaire sont : 1) la température de la couche de surface T_g ; 2) la température de la couche profonde T_2 ; 3) la teneur en eau de la couche de surface W_g ; 4) la teneur en eau de la couche profonde W_2 ; 5) le bilan énergétique à la surface $G_h = H_a$; 6) le flux de chaleur sensible H_{sg} , et 7) le flux de chaleur latente $L E_g$.

L'ajustement du modèle est fait par rapport aux valeurs mesurées (par télédétection) de W_g et de T_g . On fait des tests de sensibilité sur les paramètres fonctionnels décrits plus haut de façon à minimiser l'erreur quadratique moyenne de l'estimation de T_g et de W_g (définis au prochain paragraphe).

La vérification de la validité du modèle est faite par la comparaison du flux de chaleur sensible estimé au flux de chaleur sensible mesuré par le sodar triple du CRPE. Cet instrument fournit une mesure indépendante du paramètre en question dont la portée est de 1 km² au minimum (à la surface).

Le tableau 5.3 présente, de façon succincte, les diverses variables du modèle et le niveau où elles interviennent. L'organigramme de résolution de modèle est, de son côté, présenté à la figure 5.4.

5.4. LES TESTS DE SENSIBILITE.

Pour les raisons décrites précédemment, le modèle a été mis au point à partir des données relatives à une période de 10 jours allant du 20 septembre au 29 septembre. On a cherché par des tests de sensibilité sur 4 paramètres dont dépendent les équations d'évolution, à ajuster le modèle aux mesures. Il s'agit de minimiser les erreurs quadratiques moyennes de l'estimation de T_g et de W_g , ΔT_g et ΔW_g respectivement. On définit l'erreur quadratique moyenne d'une variable y estimé par \hat{y} par :

$$\Delta y = \left[\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2 / N \right]^{1/2}$$

$i = 1, 2, \dots, N$

$N =$ nombre de points.

On a 5 jours de vol du système de télédétection (vers le midi solaire). Les 4 paramètres utilisés dans les tests de sensibilité sont :

Tableau 5.2 - Analyse granulométrique de six parcelles de sol nu de La Beauce (cf. Chap. 3). Les fractions de chaque classe de particules sont par rapport à mille.

PARCELLE	ARGILE	LIMON FIN	LIMON GROSSIER	SABLE FIN	SABLE GROSSIER
1	271	319	354	25	31
3	262	316	375	20	27
4	230	328	412	17	13
5	271	346	346	16	21
9	275	324	375	14	12
11	255	331	387	16	11

Tableau 5.3 - Le fonctionnement du modèle

VARIABLES D'INITIALISATION

(t=0)

Température de la couche profonde, T_2
 Teneur en eau de la couche profonde, W_2
 Teneur en eau de la couche superficielle, W_g
 Température de la couche de surface, T_g

CONDITIONS AUX LIMITES ATMOSPHERIQUES

Toutes les 2 heures

Température de l'air, T_g
 Vitesse du vent, U_a
 Humidité relative, R. H.
 Rayonnement solaire global, S

PARAMETRES FONCTIONNELS DU MODELE

Pseudo-diffusivité, C_w
 Constante a de la fonction Elim
 Conductivité thermique, g
 Albedo du sol, sg
 Capacité calorifique volumique, C_g

VARIABLES CALCULEES

Sorties au pas horaire

Température de la couche de surface, T_g
 Température de la couche profonde, T_2
 Teneur en eau de la couche de surface, W_g
 Teneur en eau de la couche profonde, W_2
 Bilan énergétique à la surface, $G_h = H_a$
 Flux de chaleur sensible, H_{sg}
 Flux de chaleur latente, LE_g

AJUSTEMENT SUR T_g et W_g

VERIFICATION DE LA VALIDITE PAR COMPARAISON DU FLUX DE CHALEUR
 SENSIBLE ESTIME PAR LE MODELE A UNE MESURE REGIONALE INDEPENDANTE
 PAR LE SODAR

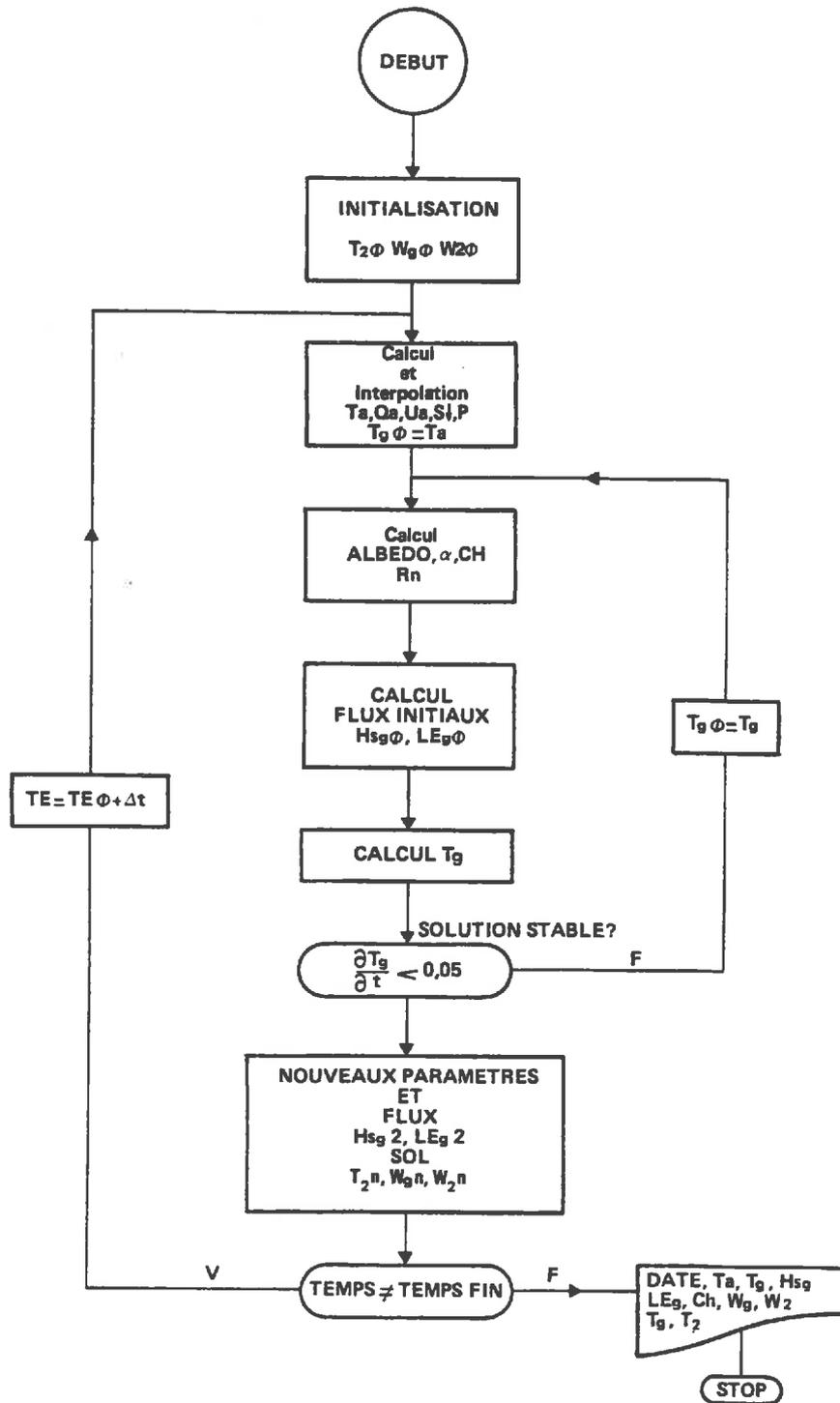


Fig. 5.4 - Organigramme de résolution du modèle

a) La conductivité thermique λ_g , et par conséquent l'effusivité thermique définie par $P_T = (C_g \lambda_g)^{1/2}$ qui, étant un paramètre directement lié au flux de chaleur dans le sol (eq. 5.9), est un paramètre plus représentatif d'une couche de sol que la conductivité ou la diffusivité thermique puisqu'il représente sa capacité à stocker la chaleur ([5], [6]). La conductivité ainsi que la capacité calorifique volumique dépendent du type de sol et de sa teneur en eau. Les résultats de l'analyse granulométrique pour les 6 parcelles de sol nu décrites auparavant montrent qu'ils sont limoneux (tableau 5.2). La dépendance de la capacité calorifique volumique en humidité pour cette classe de sol est donnée par [20] :

$$C_g = (1,1 + 4,18 W_g) \times 10^6$$

pour C_g en J/m^3K et W_g en cm^3/cm^3 .

λ_g est calculé à son tour par :

$$\lambda_g = 0,21 + 1,46 \sqrt{W_g}$$

pour λ_g en $J/cm s K$.

On varie λ_g de façon à tester 3 gammes d'effusivité thermique, c'est-à-dire, 836, 1254 et 2090 ($J/m^2 K s^{1/2}$). La deuxième valeur est la valeur moyenne de l'effusivité thermique pour $W_g = 0,26 cm^3/cm^3$ (elle varie de $\pm 10\%$ en fonction de l'humidité d'une couche superficielle dans la gamme $0,32-0,20 cm^3/cm^3$).

b) La constante a de la fonction E_{lim} (Eq. 5.28), ce qui permet de faire varier la résistance à l'évaporation, R_{ep} . Les valeurs utilisées sont : 8.0, 5.0 et 2.0 ; 8.0 étant la valeur proposée par Bernard, relative aux sols de Davis, Californie. Des tests préliminaires ont montré que pour $a > 8.0$ les résultats n'étaient pas réalistes.

c) La pseudo diffusivité C_W prend les valeurs 0.1, 0.3 et 0.9 (/jour), ce qui est réaliste puisque 0.4 Jour^{-1} est la valeur moyenne de C_W pour l'ensemble des parcelles de la région d'étalonnage (cf. article annexe 1), dont les courbes d'assèchement se rapprochent de celle de la moyenne de tous les champs de sol nu de la région.

d) La teneur en eau représentative de la couche profonde W_2 à l'initialisation, dont les valeurs 0.20, 0.26 et 0.32 encadrent celles qui ont été soit mesurées (champ n° 3, région d'étalonnage ...) ou estimées (cf. article annexe 1).

5.5. RESULTATS ET DISCUSSION

Les tableaux 5.4 et 5.5 donnent les erreurs quadratiques moyennes d'estimation pour la température de surface T_g , et pour l'humidité de surface W_g , respectivement. P_1 , P_2 et P_3 représentent les trois valeurs de l'effusivité ; C_{W1} , C_{W2} et C_{W3} représentent les valeurs de la pseudo-diffusivité ; W_{21} , W_{22} et W_{23} sont les valeurs de l'humidité en profondeur et a_1 , a_2 et a_3 sont les valeurs du paramètre de la fonction E_{lim} .

Les valeurs des quatre paramètres qui minimisent les erreurs dans les tableaux sont : l'effusivité thermique $P_T = 1254 \text{ J/m}^2 \text{ } ^\circ\text{K s}^{1/2}$; la constante a de l'évaporation limite = 5.0 ; la pseudo-diffusivité $C_W = 3.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (0.3 Jour^{-1}) et la teneur en eau en profondeur $W_2 = 0.26 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. En fait, la recherche plus fine aux alentours de cette solution, montre que pour $a = 4.5$, $C_W = 2.9 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (0.25 Jour^{-1}) et $W_2 = 0.255 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, les erreurs sont respectivement 0.5°C et $0.3\% \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, pour T_g et W_g , ce qui nous donne le meilleur ajustement pour le modèle.

Si l'on calcule les dérivées partielles des erreurs T_g et W_g par rapport aux 4 paramètres autour de la solution retenue (dérivées calculées pour des accroissements de 10% du paramètre), on remarque (tableau 5.6) que le paramètre de teneur en eau de la couche profonde W_2 , est le plus influant pour ce qui concerne les deux paramètres T_g et W_g . Les erreurs passent de 0.5/0.3 (dans l'ordre) à 1.8/1.2 pour $W_2 +10\%$ et à 1.1/1.2 pour $W_2 -10\%$. Par ailleurs, on remarque aussi la sensibilité du modèle à la valeur de l'effusivité thermique P_T , sur la température de surface T_g ; l'humidité de surface n'étant pas affectée. En effet, les erreurs varient de 0.5/0.3 à 0.9/0.3 pour $P +10\%$ et à 0.7/0.3 pour $P -10\%$. Les paramètres $a(E_{lim})$ et C_W sont moins influants aux alentours de la solution.

Sur la figure 5.5 on présente les évolutions de W_g (trait continu) et de W_2 (trait-point) simulées par le modèle (meilleure solution) pour toute la période (vers le midi solaire). On y trouve aussi W_g mesurée par ERASME pour les 5 jours de mesure à la même heure. L'excellente concordance des mesures avec les simulations montre qu'il est possible d'ajuster le modèle aux mesures.

Pour leur part, les évolutions de T_g (trait continu) et de T_2 (trait-point) se trouvent, avec T_g mesurée par radiométrie infrarouge, en figure 5.6. On remarque que T_2 reste quasiment constante, ce qui est une des hypothèses du modèle. On

Tableau 5.4 - Erreurs quadratiques moyennes de l'estimation de la température de surface T_g . P_T ($P_{T1} = 836$, $P_{T2} = 1254$, $P_{T3} = 1284 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{1/2}$) est l'effusivité thermique ; C_W ($C_{W1} = 0.1$, $C_{W2} = 0.3$, $C_{W3} = 0.9 \text{ jour}^{-1}$) est la pseudo-diffusivité ; W_2 ($W_{21} = 0.20$, $W_{22} = 0.26$, $W_{23} = 0.32 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) est l'humidité de la couche profonde et a ($a_1 = 8.0$, $a_2 = 5.0$, $a_3 = 2.0$) le paramètre a de la fonction E_{lim} .

		P_{T1}			P_{T2}			P_{T3}		
		C_{W1}	C_{W2}	C_{W3}	C_{W1}	C_{W2}	C_{W3}	C_{W1}	C_{W2}	C_{W3}
W_{21}	a_1	3.1	3.7	3.9	1.5	1.3	1.6	3.3	2.4	2.6
	a_2	3.7	4.4	4.6	1.3	1.9	2.2	2.6	2.0	2.1
	a_3	4.6	5.2	5.7	2.0	2.7	3.0	1.9	1.5	1.5
W_{22}	a_1	2.7	1.4	1.5	2.1	2.2	3.6	4.5	5.1	6.3
	a_2	2.6	2.1	1.4	1.5	0.9	2.0	4.0	4.2	5.1
	a_3	2.2	3.7	3.4	1.0	1.2	1.2	2.9	3.0	3.4
W_{23}	a_1	2.2	4.8	5.9	3.3	6.2	6.3	6.3	7.2	7.2
	a_2	2.3	2.8	5.9	2.5	5.0	6.3	5.4	7.1	7.2
	a_3	2.3	0.9	3.8	0.9	2.6	5.8	4.2	5.7	7.2

Tableau 5.5 - Erreurs quadratiques moyennes de l'estimation de l'humidité de surface W_g . $P_T(P_{T1}, P_{T2}, P_{T3})$ est l'effusivité thermique ; $C_W(C_{W1}, C_{W2}, C_{W3})$ est la pseudo-diffusivité ; $W_2(W_{21}, W_{22}, W_{23})$ est l'humidité de la couche profonde, et $\underline{a}(a_1, a_2, a_3)$ le paramètre \underline{a} de la fonction E_{lim} .

		PT1			PT2			PT3		
		C_{W1}	C_{W2}	C_{W3}	C_{W1}	C_{W2}	C_{W3}	C_{W1}	C_{W2}	C_{W3}
W ₂₁	a ₁	2.9	3.4	3.9	2.8	3.4	3.8	2.8	3.5	3.9
	a ₂	2.0	2.8	3.6	2.0	2.8	3.6	2.1	3.0	3.6
	a ₃	0.6	1.9	3.1	0.6	1.9	3.1	0.9	2.1	3.2
W ₂₂	a ₁	1.6	0.5	1.4	1.5	0.5	1.4	1.3	0.3	1.5
	a ₂	0.8	0.4	1.7	0.8	0.4	1.7	0.8	0.4	1.7
	a ₃	1.3	1.6	2.5	1.2	1.6	2.4	1.1	1.4	2.4
W ₂₃	a ₁	1.2	2.5	5.2	1.3	2.9	5.6	1.6	3.5	6.0
	a ₂	1.4	2.9	5.2	1.5	3.2	5.6	1.8	3.6	6.0
	a ₃	2.7	4.1	5.6	2.7	4.2	5.8	2.7	4.3	6.1

Tableau 5.6 - L'influence de plusieurs paramètres
aux alentours de la meilleure solution.

Paramètre	Erreur quadratique moyenne d'estimation	
	T_g (°C)	W_g (cm ³ /cm ³)
W2 0.26 (cm ³ /cm ³)	+10%	1.8
	-10%	1.2
CW 0.3(/jour)	+10%	0.6
	-10%	0.6
P_T 1254 J/m ² K s ^{-1/2}	+10%	0.9
	-10%	0.7
a 4.5	+10%	0.7
	-10%	0.6

Evolution of W_g and W_2

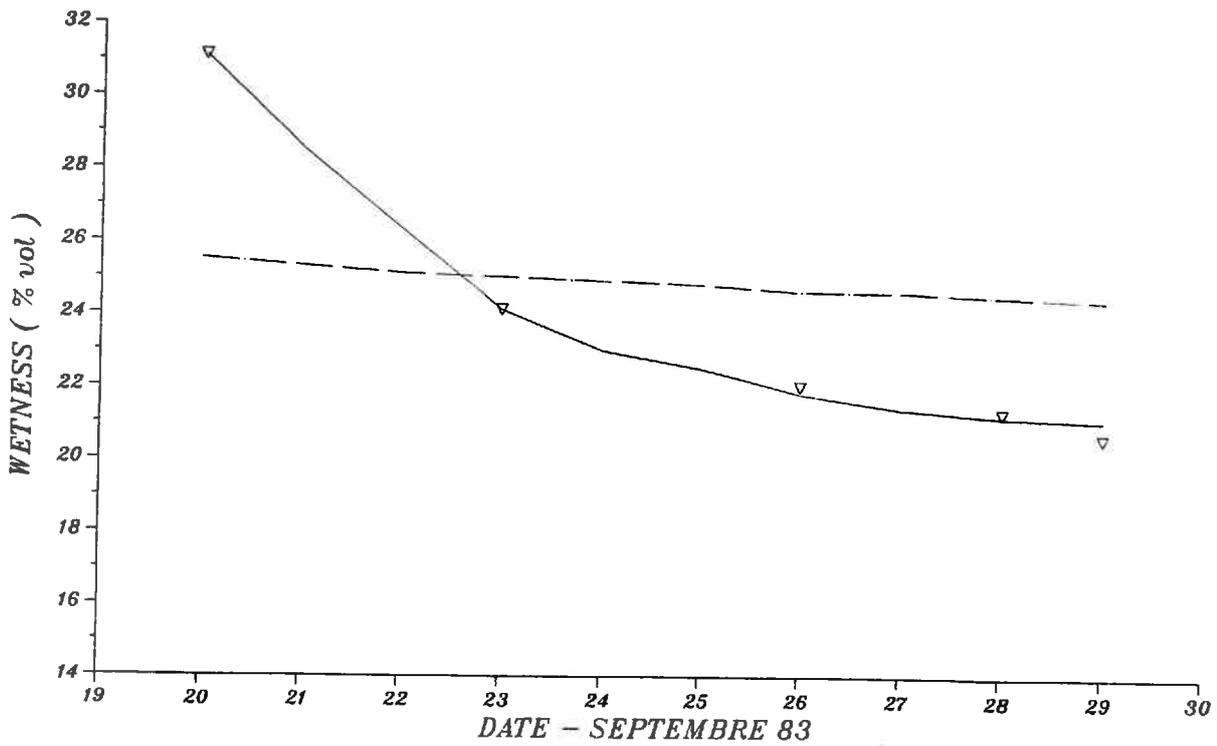


Fig. 5.5 - Comparaison entre l'humidité de surface W_g simulée (trait continu) et l'humidité mesurée par diffusiométrie (∇), pour la période comprise entre le 20 et le 29 septembre 1983 (vers le midi solaire).

L'évolution de l'humidité représentative de la couche profonde issue du modèle W_2 , apparaît en trait-point.

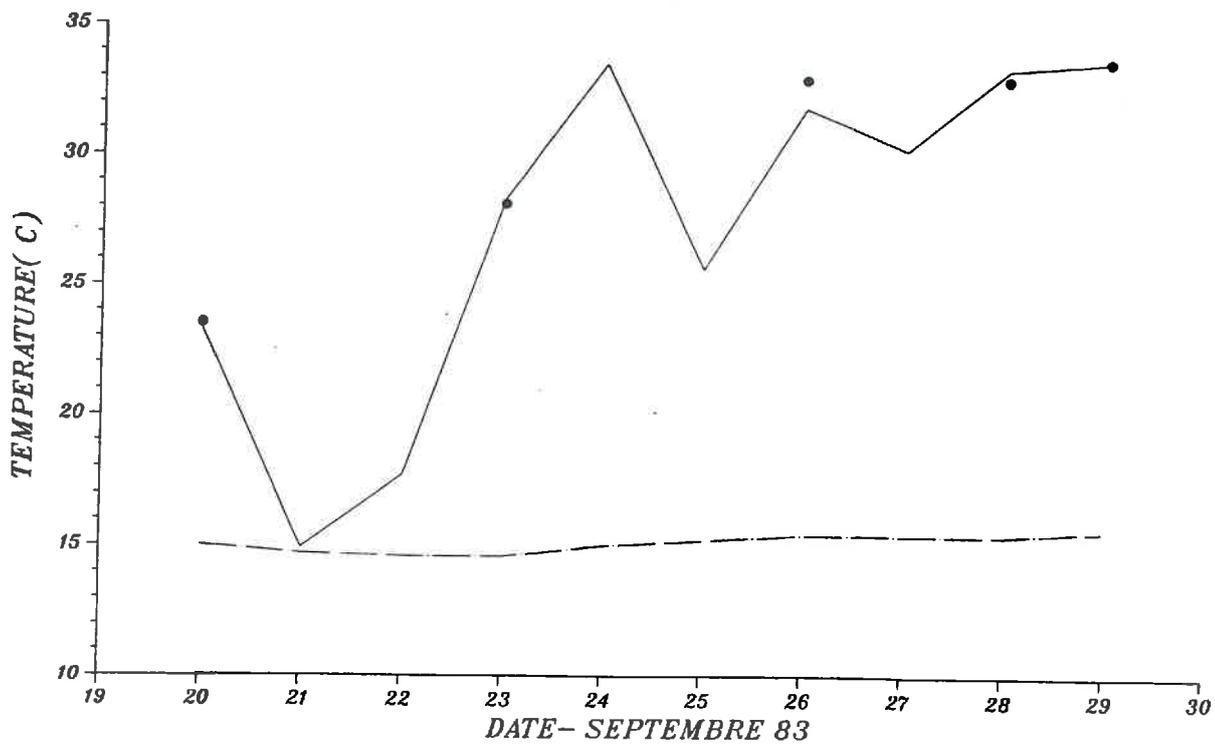
EVOLUTION OF T_g AND T_2 

Fig. 5.6 - Comparaison entre la température de surface T_g , simulée (trait continu) et la température mesurée par radiométrie infrarouge (•), pour la période comprise entre le 20 et le 29 septembre 1983 (vers le midi solaire).

L'évolution de la température de la couche profonde T_2 issue du modèle, apparaît en trait-point.

voit aussi la bonne précision d'estimation de T_g par rapport aux mesures. On doit rajouter que, puisque T_g est une fonction de l'évaporation, il dépend fortement du forçage atmosphérique, ce qui explique sa variabilité ; en particulier le rayonnement net (mm/jour) tombe de 3.5 le 20 septembre à 1.1 le 21 avant de remonter à 3.1 le 22 septembre.

Sur la figure 5.7 on présente les taux d'évaporation (mm/jour), l'évaporation cumulée (mm) pour la période ainsi que le rayonnement net (mm/jour) et l'évaporation potentielle (mm/jour) estimée par la méthode classique de Penman (1948), cité par [21]. L'évaporation totale est de 13.7 mm, valeur tout à fait comparable à celle trouvée pour la région dite d'étalonnage, soit par l'intégration de l'équation 5.27, soit par une équation empirique du genre $E_g = f(R_n, T_g - T_a)$, fréquemment employée de nos jours [13], [14], [18], [19], dont les valeurs sont 14.0 et 12 mm, respectivement (cf. article annexe 1). On voit que l'évaporation est proportionnelle à l'évaporation potentielle qui, pour sa part, est quasiment égale au rayonnement net pour les conditions atmosphériques présentes.

Les figures 5.8, 5.9 et 5.10 donnent les comparaisons entre les flux de chaleur sensible virtuels simulés, H_{sg} (obtenus en appliquant le rapport de Bowen, $\beta = H/LE$, c'est-à-dire $H_{sg}' = H_{sg}(1+0.07/\beta)$) et les flux mesurés par sondage acoustique (SODAR voir Chap. 3) à l'interface sol/atmosphère pour les 20, 23 et 29 sept. 83. Sur la figure 5.11, on présente, pour toute la période cette fois-ci, la corrélation entre les flux calculés et mesurés à raison de un (01) point par heure. Il s'agit, comme il a déjà été mentionné, de vérifier la validité du modèle étant donné que le SODAR fournit une mesure régionale et indépendante du flux de chaleur sensible virtuel (à l'aide de la fonction de structure des fluctuations de température [22]). En effet, l'analyse de régression entre ces deux variables donne :

$$y = 1.16 x - 10.6$$

où y représente le flux estimé et x représente le flux mesuré par le SODAR. Le coefficient de corrélation R est 0.84 et les barres d'erreurs de la pente et du terme constant sont 0.23 et 14.1, respectivement. Ceci suggère que la droite de régression n'est pas statistiquement différente de $y = x$. L'analyse de ces figures et de la corrélation permet de conclure à l'efficacité du modèle, pour estimer les flux d'énergie à la surface, y compris l'évaporation des sols nus à l'échelle régionale. Il doit

être remarqué, toutefois, que le modèle suppose une fréquence d'un cycle par jour pour les ondes de température et de flux tandis que le SODAR est capable d'enregistrer les fluctuations de haute fréquence dues, par exemple, aux passages nuageux, ce qui explique une partie de la dispersion.

La validité du modèle étant vérifiée par ces mesures indépendantes des flux, on peut conclure :

1. La paramétrisation de l'évolution de la teneur en eau d'une couche superficielle des sols nus à partir du modèle à deux réservoirs est efficace. Dans ce modèle les échanges à la surface (évaporation, précipitation) sont modifiés par le drainage ou par la remontée capillaire en-dessous de la couche en question, estimés à partir de deux paramètres, la pseudo-diffusivité et la teneur en eau représentative de la couche profonde, qui peuvent être atteints par télédétection de l'humidité superficielle.
2. La paramétrisation de la température d'une couche de surface (à laquelle on associe la température radiométrique) semble de son côté, tout à fait efficace comme il a été vérifié par ailleurs [5], [6], [20]).
3. Il nous semblerait cependant nécessaire de vérifier la validité du modèle en dehors de la période pour laquelle ses paramètres ont été ajustés, pour la même région (la Beauce). En particulier, il serait souhaitable de le tester pour une période où l'assèchement est interrompu par une pluie, à la condition que l'on puisse faire les mesures nécessaires à l'échelle régionale.
4. Etant donné que les modélisations pour sol nu ou végétation couvrante semblent bien avancées, l'effort doit être poursuivi pour mettre au point des algorithmes efficaces en condition de couverture végétale partielle. D'autre part, en fonction des applications multiples que l'on pourrait envisager (modèles de circulation générale, hydrologie, travaux agricoles, irrigation ...), les modèles devraient pouvoir répondre de façon satisfaisante pour des résolutions spatiales et/ou temporelles différentes.

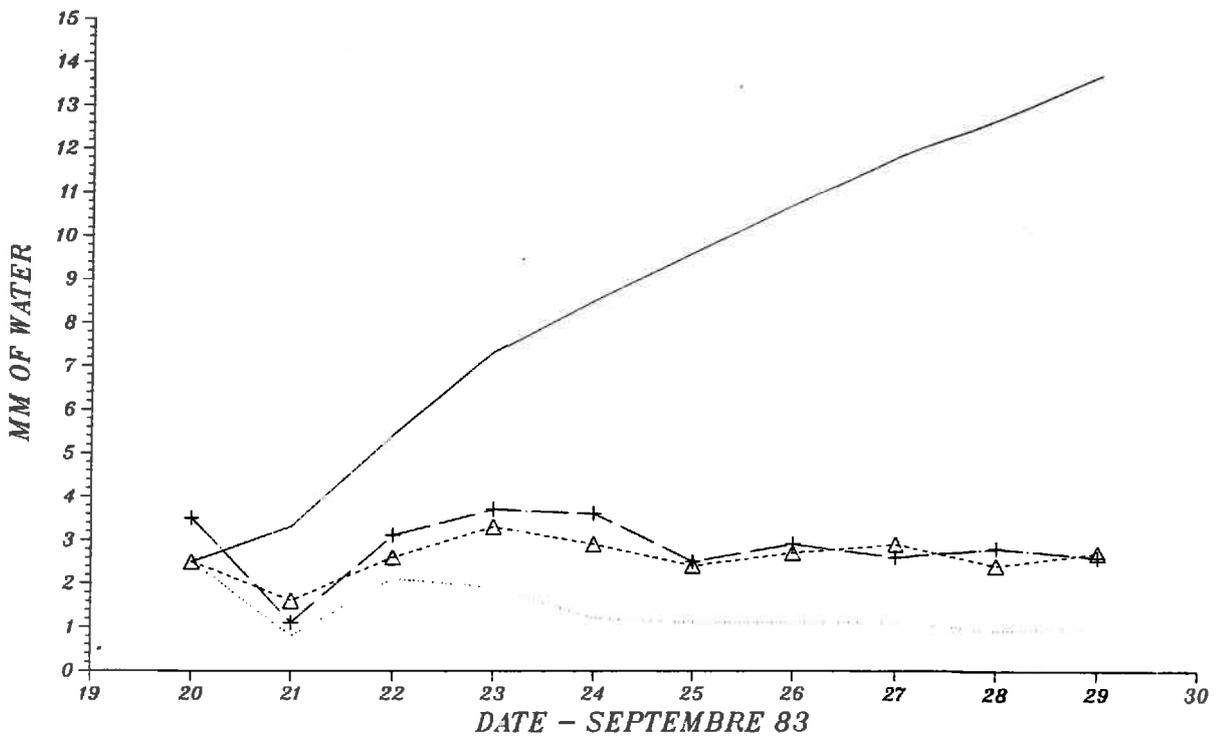


Fig. 5.7 - Taux d'évaporation mm/jour (....), évaporation cumulée mm(—), rayonnement net mm (---△---), et évaporation potentielle calculée par la méthode de Penman m (-.-.-×-.-.-), pour la période du 20 au 29 septembre 1983.

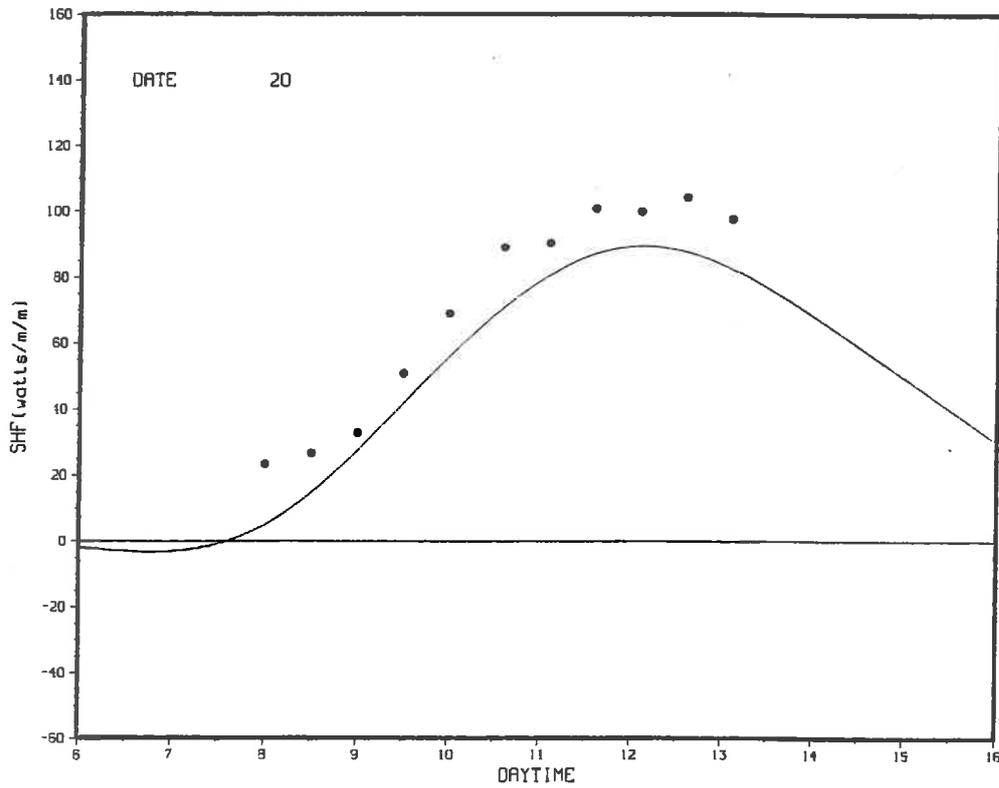


Fig. 5.8 - Comparaison entre le flux de chaleur sensible virtuel estimé par le modèle (ligne entière) et le flux mesuré par SODAR (•), le 20 septembre 1983.

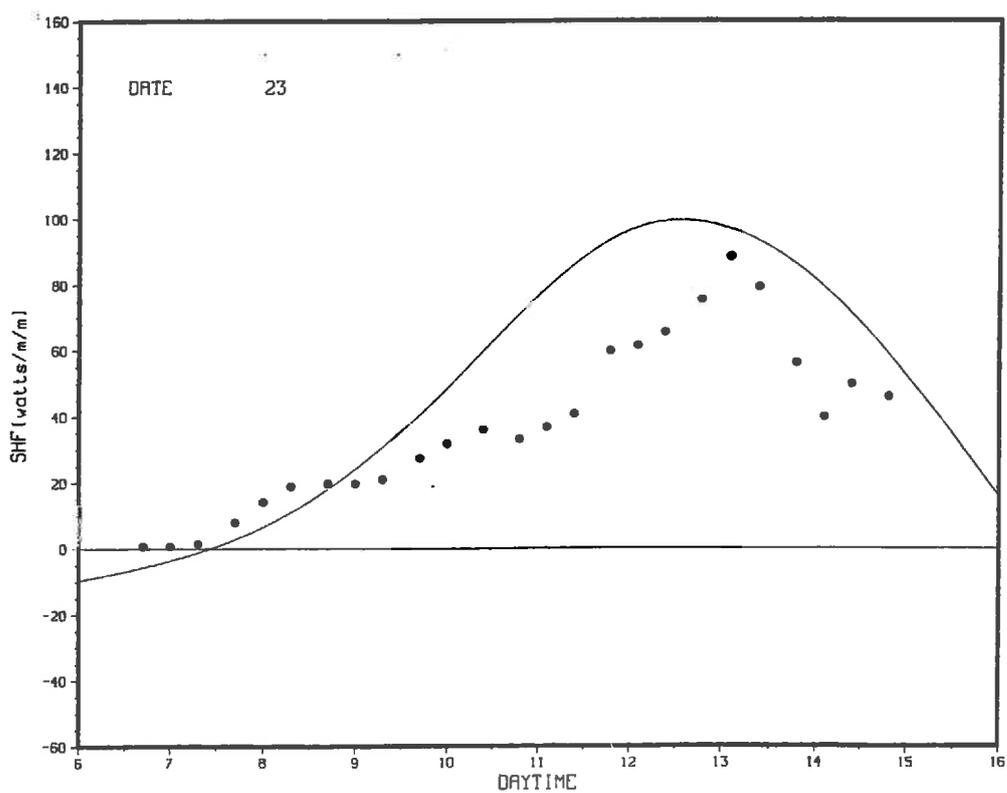


Fig. 5.9 - Comparaison entre le flux de chaleur sensible virtuel estimé par le modèle (ligne entière) et le flux mesuré par SODAR (•), le 23 septembre 1983.

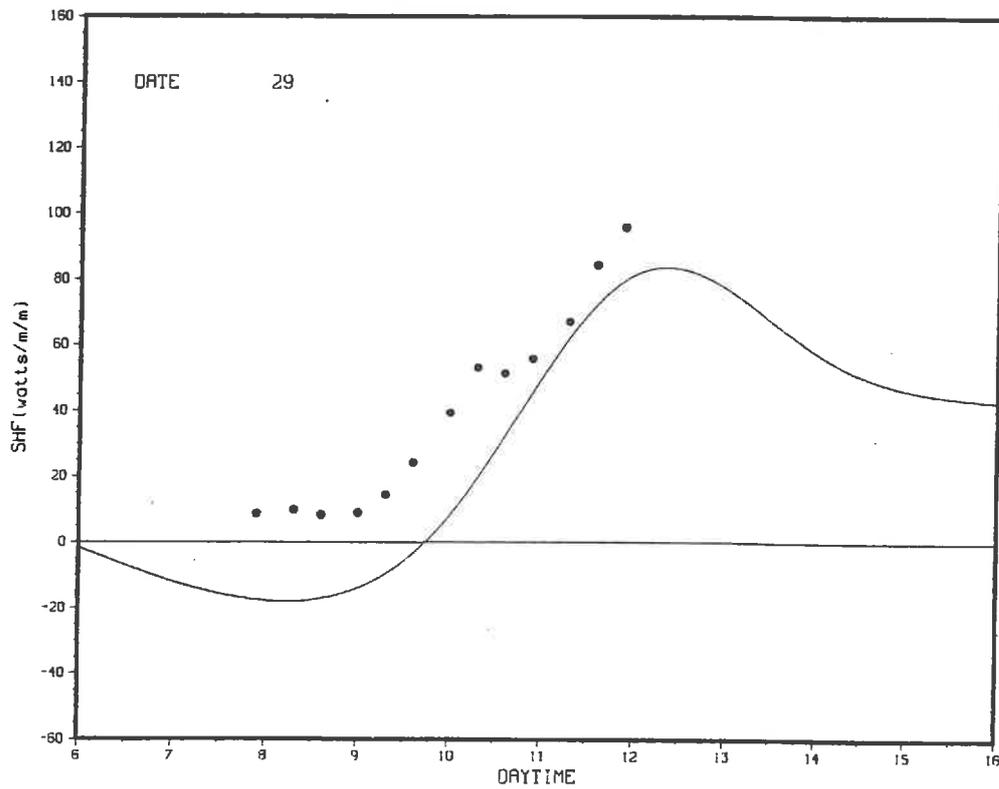


Fig. 5.10 - Comparaison entre le flux de chaleur sensible virtuel estimé par le modèle (ligne entière) et le flux mesuré par SODAR (•), le 29 septembre 1983.

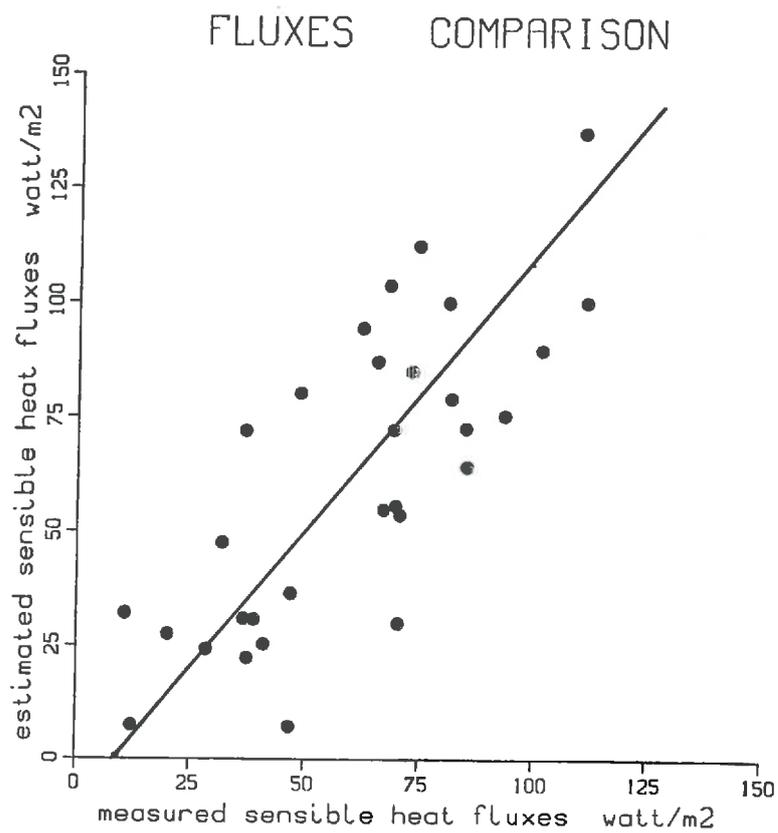


Fig. 5.11 - Corrélation entre le flux de chaleur sensible virtuel
estimé par le modèle et le flux mesuré par SODAR,
à raison de 1 point par heure, pour la période du 20/29 septembre 1983.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. BLACKADAR, A.K., 1976. Modeling the nocturnal boundary layer, in Proceedings of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality, pp. 46-49. American Meteorological Society, Boston, Mass., 1976.
2. BLUMRALKAR, M., 1975. Numerical Experiments on the Computation of Ground Surface Temperature in an Atmospheric General Circulation Model. *J. Appl. Meteor.*, 14 : 1246-1258.
3. BUSINGER, J.A. ; J.C. WYNGAARD ; Y. IZUMI and E.F. BRADLEY, 1971. Flux-Profile Relationship in the Atmospheric Surface Layer. *J. Atmos. Sci.*, 28 : 181-189.
4. CARLSON, T.N. and F.E. BOLAND, 1978. Analysis of Urban-Rural Canopy Using a Surface Heat Flux/Temperature Model. *J. Appl. Meteor.*, 17 : 998-1013.
5. CARLSON, T.N. ; J.K. DODD ; S.G. BENJAMIN and J.N. COOPER, 1981. Satellite Estimation of the Surface Energy Balance, Moisture Availability and Thermal Inertia. *J. Appl. Meteor.*, 20 (1) : 67-86.
6. CARLSON, T.N., 1985. Regional-Scale Estimates of Surface Moisture Availability and Thermal Inertia Using Remote Thermal Measurements. *Remote Sensing Reviews*, 1 : 197-247.
7. CORBY, G.A. ; A. GILCHRIST and R.L. NEWSON, 1972. A general circulation model of the atmosphere suitable for long period integrations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 98 : 809-832.
8. DEARDORFF, J.W., 1977. A Parameterization of Ground-Surface Moisture content for Use in Atmospheric Prediction Models. *J. Appl. Meteor.*, 16 : 1182-1185.
9. DEARDORFF, J.W., 1978. Efficient Prediction of Ground-Surface Temperature and Moisture, With Inclusion of a Layer of Vegetation. *J. Geoph. Resear.*, 83(4) : 1889-1903.

10. DE MOOR, G. ; L. MUSSON-GENON, and J. LEPAS, 1979. Quelques Aspects de la paramétrisation de l'interface sol-atmosphère dans les modèles météorologiques. Etablissement d'Etudes et de Recherches Météorologiques. Note Technique n° 14, 68 p.
11. HILLEL, D., 1980. Fundamentals of Soil Physics. Academic Press, Inc. New York, 413 p.
12. IDSO, S.B. ; R.D. JACKSON ; R.K. REGINATO ; B.A. KIMBALL and F.S. NAKAYAMA, 1975. The dependence of Bare Soil Albedo on Soil Water Content. J. Appl. Meteor., 14, 109-113.
13. ITIER, B. and Ch. RIOU, 1982 : Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie I.R. J. Rech. Atm., 16, 113-125.
14. JACKSON, R.D., R.T. REGINATO and S.B. IDSO, 1977 : Wheat canopy temperature : a practical tool for evaluating water requirements. Water Resour. Res., 13, 651-656.
15. LOUIS, J.F., 1979. A parametric Model of Vertical Eddy Fluxes in the Atmosphere. Boundary Layer Meteorology, 17 : 187-202.
16. NIEUWENHUIS, G.J.A. ; E.H. SMIDT and H.A.M. THUNNISSEN, 1985. Estimation of Regional Evapotranspiration of Arable Crops from Thermal Infrared Images. Int. J. Rem. Sen., 6 (8) : 1319-1334.
17. ROSEMBERG, N.J. ; B.L. BLAD and S.B. VERMA, 1983. Microclimate : the Biological Environment. John Wiley and Sons, Inc. 2^a ed. New York, 495 p.
18. SEGUIN, B., S. BAELZ, J.M. MONGET and V. PETIT, 1982 : Utilisation de la thermographie Infra Rouge pour l'estimation de l'évaporation régionale.
 - I. Mise au point méthodologie sur le site de la Crau, Agronomie, 2, (1), 7-16.
 - II. Résultats obtenus à partir des données de satellite, Agronomie, 2, (2), 113-118.

19. SEGUIN, B. and B. ITIER, 1983 : Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. In. J. Remote Sensing, 4, 371-383.
20. TACONET, O. ; R. BERNARD and D. VIDAL-MADJAR, 1986. Evapotranspiration over an Agricultural Region Using a Surface Flux/Temperature Model Based on NOAA-AVHRR Data. J. Appl. Meteor. 25(3) : 284-307.
21. VAN BAVEL, C.H.M., 1966. Potential evaporation : The combination concept and its experimental verification. Water Res. Resear., 2 (3), 455-467.
22. WEILL, A. ; C. KLAPISZ ; B. STRAUSS ; F. BAUDIN ; C. JAUPART ; P. VAN GRUNDERBEECK and J.P. GOUTORBE, 1980. Measuring Heat Flux and Structure functions of Temperature Fluctuations with an Acoustic Doppler Sodar. J. Appl. Meteor., 19, 199-205.
23. WIERENGA, P.J. - An analysis of temperature behavior in irrigated soil profiles. PhD Thesis, University of California, Davis (USA).

CONCLUSION GENERALE

Ce travail a permis de confirmer la faisabilité de la mesure de la teneur en eau des premiers centimètres du sol (nu ou couvert de végétation). L'étalonnage du diffusiomètre ERASME en humidité avec des paramètres optimaux pour notre étude (bande C, polarisation HH, incidence 11°), nous permet de conclure à son efficacité. En outre, la décorrélation statistique des paramètres de vol qui affectent la géométrie de la mesure, montre que l'algorithme de dépouillement est opérationnel.

L'originalité de l'analyse statistique de la campagne de la Beauce qui a été présentée ici, est d'avoir combiné les données obtenues dans la gamme des hyperfréquences (active, surface efficace de rétrodiffusion) et dans l'infrarouge thermique (passive, température radiométrique), toutes les deux étant sensibles à la teneur en eau du sol. Le nombre considérable de vols sur cette région pendant le mois de septembre 1983, nous a permis d'avoir accès à des signatures très variées au niveau du parcellaire (sol nu ou couvert) et de la teneur en eau (sec, humide).

Plusieurs résultats ressortent de cette étude, dont la définition de l'humidité de surface à l'échelle d'une parcelle agricole et la conception d'un capteur adapté à l'estimation de ce paramètre. Il a été montré qu'une parcelle agricole peut être considérée comme une entité physique à l'égard de la température de surface et de la teneur en eau (déduite du signal rétrodiffusé) : bien qu'il soit très difficile de tirer des conclusions sur une base pixel par pixel et que les hétérogénéités à petite échelle soient responsables d'un bruit considérable sur la mesure, la distance de corrélation à l'échelle régionale correspond à la taille moyenne des parcelles. Par conséquent, toujours en admettant que la surface efficace de rétrodiffusion est une mesure réaliste de l'humidité d'une couche de surface des sols, les techniques hyperfréquences donnent accès à un très important paramètre qui est la teneur en eau d'une couche superficielle à l'échelle d'une parcelle. De plus, nous avons montré que le signal rétrodiffusé est suffisamment homogène pour la région en question, sur une base de 10 jours, que l'utilisation d'un système imageur à haute résolution n'est pas nécessaire. En effet, une résolution de 200 m x 200 m semble suffisante à condition de pouvoir distinguer les sols couverts de végétation et les sols nus, essentiellement. D'autre part, nous avons remarqué que pour les sols nus la corrélation spatiale entre la surface efficace de rétrodiffusion et la température radiométrique est relativement faible. La raison est due en partie au fait que le

signal radar est rétrodiffusé par une couche d'environ 5 cm de sol, alors que la température est associée à une couche beaucoup plus fine (de l'ordre de quelques millimètres) en général plus asséchée, même si les gradients d'humidité restent relativement faibles.

Finalement, nous avons développé un modèle à deux réservoirs permettant d'estimer l'évaporation des sols nus à l'échelle régionale à partir de mesures de télédétection aéroportée. L'introduction de la mesure de la teneur en eau de surface par diffusiométrie comme deuxième mesure indépendante fait son originalité par rapport aux modèles précédents, qui pour la plupart n'utilisaient que la température radiométrique mesurée par satellite (NOAA, AVHRR, METEOSAT). Les résultats ont montré que les paramétrisations des évolutions temporelles de la température et de l'humidité de surface sont tout à fait satisfaisantes, sur une base de données de 10 jours. La vérification de la validité du modèle a été faite par comparaison avec des mesures indépendantes du flux de chaleur sensible virtuel à la surface par le SODAR triple du CRPE, qui donne une mesure régionale. Ce modèle a permis aussi d'interpréter les hétérogénéités des propriétés hydrauliques des sols nus, par linéarisation de l'équation du bilan hydrique dans une couche superficielle de 10 cm, nous avons développé un algorithme qui nous permet d'accéder à l'humidité volumétrique représentative d'une couche plus profonde (5-120 cm) et à un nouveau paramètre, la pseudo-diffusivité qui exprime la "vitesse" des transferts hydriques entre la surface et la couche profonde.

A N N E X E 1

**DIFFERENTIAL BARE FIELD DRAINAGE PROPERTIES
FROM AIRBORNE MICROWAVE OBSERVATIONS³**

par R. BERNARD, J.V. SOARES and D. VIDAL-MADJAR

Water Resources Research, 1986, 22, (6), 869-875

Differential Bare Field Drainage Properties From Airborne Microwave Observations

R. BERNARD, J. V. SOARES, AND D. VIDAL-MADJAR

Centre National d'Etudes des Télécommunications, Centre National de la Recherche Scientifique/Centre de Recherche sur la Physique de l'Environnement, Issy-les-Moulineaux, France

Time variations of the surface soil moisture can be monitored using active microwave remote sensing. With the existence of airborne systems, it is now possible to estimate this variable on a regional scale. Data from a helicopter-borne scatterometer show that the surface water content reductions during a 9-day period are quite different from one field to another. A simple model describing the water budget of the soil surface layer due to evaporation and drainage is applied. From this model, a pseudodiffusivity can be calculated for each field using only the remotely sensed data. This new parameter gives a quantitative estimate of the observed drying heterogeneities.

1. INTRODUCTION

It is now common to characterize a soil by its physical hydraulic properties, in particular, as functions of water pressure head h and hydraulic conductivity K . These functions can be obtained in the laboratory or, with some difficulties, in the field. The usefulness of this characterization for vertical water movement simulation in the soil is widely accepted [Philip, 1975]. Its methodological drawback is that it is only applicable to local studies. This is due to the important spatial variability of the h and K functions, which prevents the extension of a one-point measurement to the entire field [Nielsen et al., 1973; Vauclin et al., 1983]. For many reasons (water shed and atmospheric models, irrigation, drainage, etc.), even a rough mapping of the hydraulic behavior of the soil layer directly in contact with the atmosphere (precipitation and evaporation) may be useful. This goal is not reasonably accessible to in situ investigations. Other means must be found. Among possible candidates is active microwave remote sensing. The capability of this technique to give an estimate of the soil surface mean moisture has been fully demonstrated experimentally [Ulaby and Batlivala, 1976; Bradley and Ulaby, 1981; Jackson et al., 1981; Bernard et al., 1982] as well as theoretically [Ulaby et al., 1983; Mo et al., 1984].

With the development of airborne systems, it is now possible to map regional water content and its variations on short and long time scales over bare or vegetated soils. Recently it has been shown that the variation in time of bare soil surface moisture is correctly described by the Richards equation [Bernard et al., 1981]. But to solve the inverse problem (estimate a water budget from remote sensing data), it is necessary to know with good precision the hydraulic characteristics of the soil studied [Prérot et al., 1984]. For this reason, the Richards equation is not applicable to large-scale mapping in the present state of the art. Nevertheless, these works have shown the physical relation that exists between the radar signal and vertical water movement in the first meter of the soil. Therefore it may be possible to find a simple model applicable to mapping that describes in a realistic way the mean exchanges between a surface layer and the atmosphere (evaporation) and the underlying soil (drainage). Such a model must be as physical as

possible but be able to account for a certain amount of spatial heterogeneities in the soil properties. Built from an airborne experiment using the ERASME (étude radar des sols et de la mer) scatterometer [Bernard and Vidal-Madjar, 1983], the methodology proposed in this paper allows comparison of neighboring fields in terms of water diffusion from a surface layer.

In the first part of this presentation, the site and the experiment are described. In the next section, it is shown using ground data how ERASME measures the soil surface mean water content and what differences are observed between fields. The third part gives a description of the water budget model and its application to the experiment.

2. DESCRIPTION OF THE EXPERIMENT

2.1. Test Site and Ground Measurements

Data used here are from an experiment held in a flat agricultural area (La Beauce) southwest of Paris. This area is characterized by large fields of wheat and corn. The surveyed region is a 6×6 km² area. In June, July, and September 1983 the helicopter-borne scatterometer was flown around noon local time almost every day. The aim was to map the surface soil moisture in order to study its spatial properties and time evolution under various conditions of climate, wetness, and vegetation canopies.

The data discussed here were obtained between September 20 and 29, 1983, which corresponds to a period of clear days without rain. The last rainfall occurred on September 19 (3.5 mm). The field area is presented in Figure 1. It consists mainly of bare soil, previously wheat covered, with some corn fields. On field 3, measurements of water content profiles were implemented to a depth of 65 cm until September 16 using neutron probe and tensiometer instruments. Net radiation, air temperature, and wind speed at 2 m were also available. Table 1 gives for each day the daily net radiation expressed in millimeters of water, the air temperature, and the wind speed at noon local time. The net radiation did not vary much, and the wind speed was low for the whole period.

The composition of soil samples from 0- to 10-cm depth of fields 3 and 4 was analyzed. Composition is uniformly 14% sand and 8.5% clay, corresponding to a silt loam. If the Schmugge [1980] formula is used, the soil field capacity equals 0.235 g/g. The soil density is 1.38 g/cm³.

Copyright 1986 by the American Geophysical Union.

Paper number 5W4116.
0043-1397/86/005W-4116\$05.00

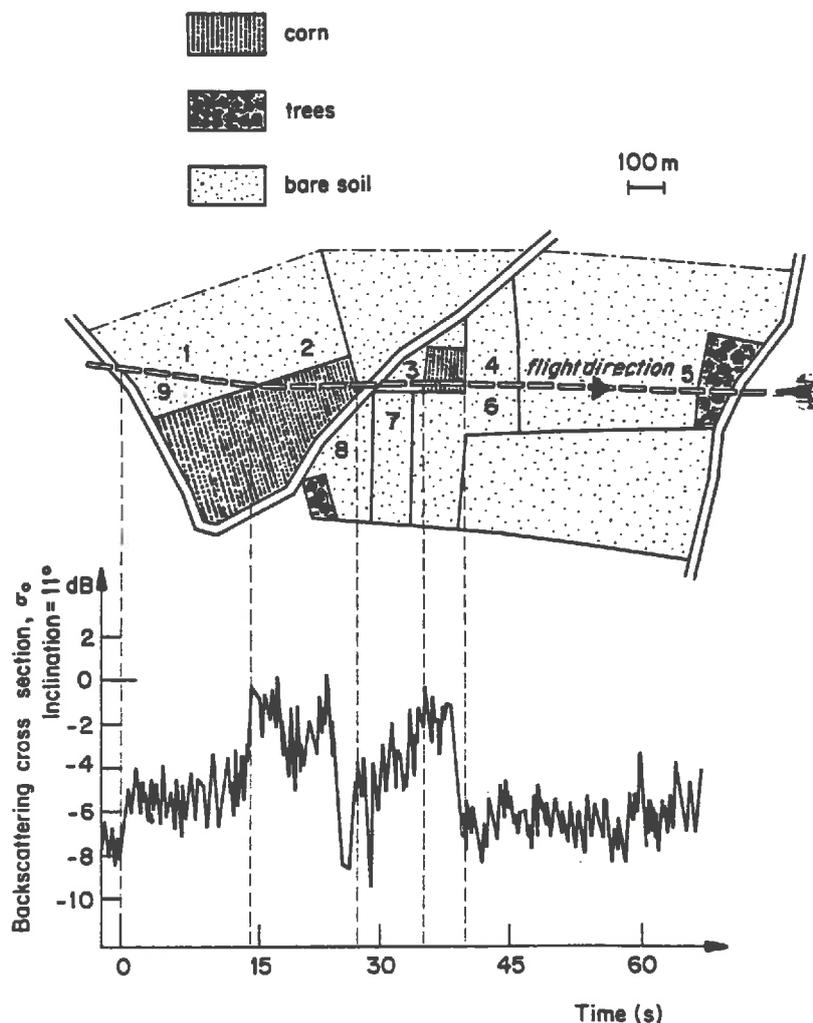


Fig. 1. An example of the ERASME flights and data. The map represents the test site. The considered fields are labeled 1-9. The corresponding radar signal is plotted. The roads are clearly visible. The signal from the corn fields is more intense than the bare soil response. On this curve, the spatial heterogeneities of the radar signal can be appreciated.

2.2. The Scatterometer ERASME

The scatterometer ERASME is an airborne frequency-modulated continuous wave radar that can be used on board a small helicopter. Its configuration was that considered optimal for a soil moisture mission (5.3 GHz, horizontal polarization, and 11° incidence angle). This instrument is fully described elsewhere [Bernard and Vidal-Madjar, 1983].

The area observed on the ground by the instrument is about 40 m^2 . The signal is integrated for 200 ms, which is equivalent to a point every 6 m at a speed of 30 m/s. On the bottom of Figure 1 is plotted an example of the radar response over the test fields. The fluctuation of the signal is due to variations of

soil surface properties such as water content and not to the fading, which was eliminated by using the time integration method.

A Barnes PRT 5 infrared radiometer is mounted together with the scatterometer. It gives the blackbody equivalent temperature of the observed surface simultaneously with the radar signal.

3. RESULTS

3.1. Scatterometer Calibration for Soil Moisture

Soil samples from 0- to 10-cm depth have been taken in fields 2, 3, 4, 7, and 8 and in the corn field between parcels 3 and 4 (Figure 1). For the entire campaign, 29 comparison points have been obtained after exclusion of the cases where the helicopter did not fly over the ground plots. The relationship between the radar backscattering for an inclination angle of $11^\circ \pm 1^\circ$ and the measured soil water content was calculated from these data and is given in Figure 2. When w , water content in the first 10 cm, is expressed in cm^3/cm^3 , the regression gives

$$w = 0.30 + 0.016\sigma_0 \text{ dB} \quad (1)$$

where σ_0 is the absolute backscattering coefficient average on the entire area of the fields.

The backscattering coefficient σ_0 is obtained with an error

TABLE 1. Meteorological Data Measured on Field 3

	September									
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
R_w (daily), mm of water	3.2	1.46	2.42	2.97		2.5	2.87	2.43	2.45	
T_a , °C (2 m; 1200 LT)	12	15	15	19	24	19	19	22	25	24
v_w , m/s (2 m; 1200 LT)	2.7	4.5	1.5	4.3	0.8	3.0	1.3	4.4	0.7	2.6

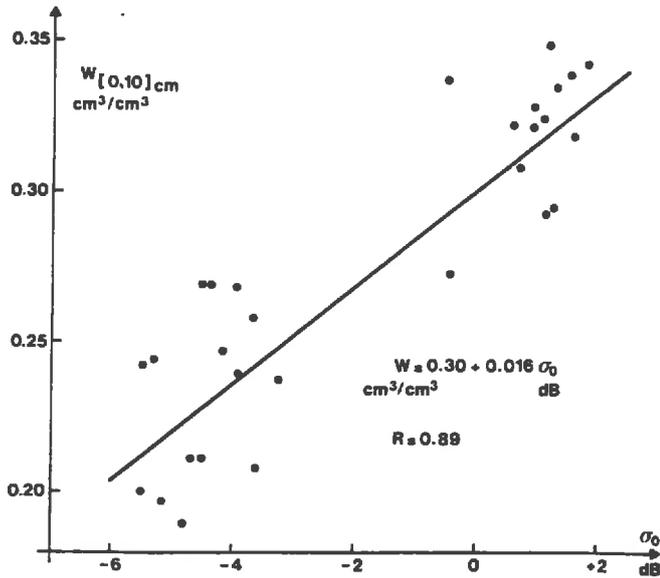


Fig. 2. Volumetric water content in the integrated 0- to 10-cm layer expressed in cm^3/cm^3 as function of the backscatter coefficient σ_0 . The regression line is the algorithm used here to obtain the surface soil water from the radar data.

of about 0.5 dB [Bernard and Vidal-Madjar, 1983]. The standard deviation due to variation of the surface properties inside one field is roughly 1 dB.

The correlation coefficient equals 0.89, and the residual variance of w is $0.018 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, lower than the variance of the ground measurements. This shows the linear relation between σ_0 and w is meaningful. This value ($0.018 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) is considered as the mean error made on the evaluation of the absolute surface soil moisture by using the radar response and the regression line.

3.2. Spatial and Temporal Variations of Soil Moisture

The variations of w and T_s , the surface temperature measured with the onboard infrared radiometer, for the nine bare fields labeled in Figure 1 are plotted in Figure 3. Five flights were made between September 20 and 29, the end of the experiment.

For the nine fields, the surface soil moisture decreased from September 20 to 29. The shape of the decrease varies from one field to another. The drying cycle can be divided into two stages. The first period is characterized by a decrease of the water content, the rate being different for each field, ranging from $0.04 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ per day for field 6 to 0.009 for field 3. The second stage, which does not begin at the same time for all parcels, is marked by little change in the radar signal, which can be interpreted as a level value in the water content decrease.

Adjacent fields have roughly the same behavior inasmuch as fields 1 and 2, fields 3, 7, and 8, and fields 4 and 6 exhibit similar drying cycles. The water content of field 5 is estimated lower on the first day than the water content of the other fields. This fact can be explained by the proximity of the small area of trees, which may, by their evaporative demand, act as a drain.

The surface temperature does not appear to be very different from one field to another. The general trend is that the driest fields have the highest temperature. This is certainly true for the last and driest days, September 26, 28, and 29. But

the temperature differences never exceed 0.5° from the mean value.

4. INTERPRETATION

The main difference between the fields is that the radar signal (or equivalently, the moisture obtained using the regression line (1)) ceased to decrease at a point in time that depends on the field. Prior to September 23, fields 4 and 6 are the first to reach a plateau, followed by fields 1, 2, 3, 5, and 9 between September 23 and 26; in fields 7 and 8 the moisture decreases slowly until September 28 or 29. It is important to note that if the absolute value of the surface moisture were affected by a calibration error not exceeding the residual variance of $0.018 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (Figure 3) due to instrumental problems (fading reduction, error on soil moisture ground truths) or to interactions between electromagnetic waves and surfaces (among them is roughness effect, which has been attenuated in the present experiment [Ulaby and Batlivala, 1976]), the relative variation for one field would certainly be significant.

Our approach is now to eliminate the evaporation flux heterogeneities and subsequently to quantify the time variation differences from one field to another in terms of water exchange between the surface layer seen by the radar and the underlying soil. The methodology is based on a two-layer model utilizing a diffusivity type of force-restore relationship used in models describing the interaction between soil and atmosphere [Deardorff, 1977; Dickinson, 1984]. Although this model is less realistic than the numerical solution of the Richards equation, it is as realistic as the reservoir algorithms used in watershed hydrological models to represent the unsaturated zone [Holtan et al., 1975; Girard, 1974; Ledoux, 1980].

4.1. Description of the Model

After rainy days from September 16 to 19, the data plotted in Figure 3 show that the evolution of w can be divided into two stages. The first is characterized by a decrease in water content, which is everywhere much larger than the measurement accuracy. The second stage is marked by a slow variation in time of the mean moisture in which the fluctuations are far smaller than the error bars. Such behavior can easily be modeled using the Richards equation. Previous studies [Bernard et al., 1981; Camillo and Schmugge, 1984] have shown that the existence of two stages can be attributed to an increase of resistance to evaporation due to the near-surface layer dryness or the establishment of equilibrium between evaporation and capillary water pumping. In any case, the date and depth at which the level value begins depend heavily on the hydraulic properties of the surface and on the hydraulic state of the underlying soil. It is difficult to express the water budget of the first 10 cm of a real soil by the Richards equation resolution. This is due to the fact that water pressure head function h and hydraulic conductivity K must be known, together with the initial water content profile. If the Richards equation can be used to control the water budget of the soil from microwave remote sensing data [Prévoit et al., 1984], such a method cannot be used without any knowledge of the functions h and K . This approach is not compatible with the aim of aerospace remote sensing, which is the estimation of regional surface properties. Hence the interpretation of the curves obtained from ERASME in terms of the water budget of the surface layer must be done using a simpler but still physically coherent model.

In this model the soil is represented as a two-layer system

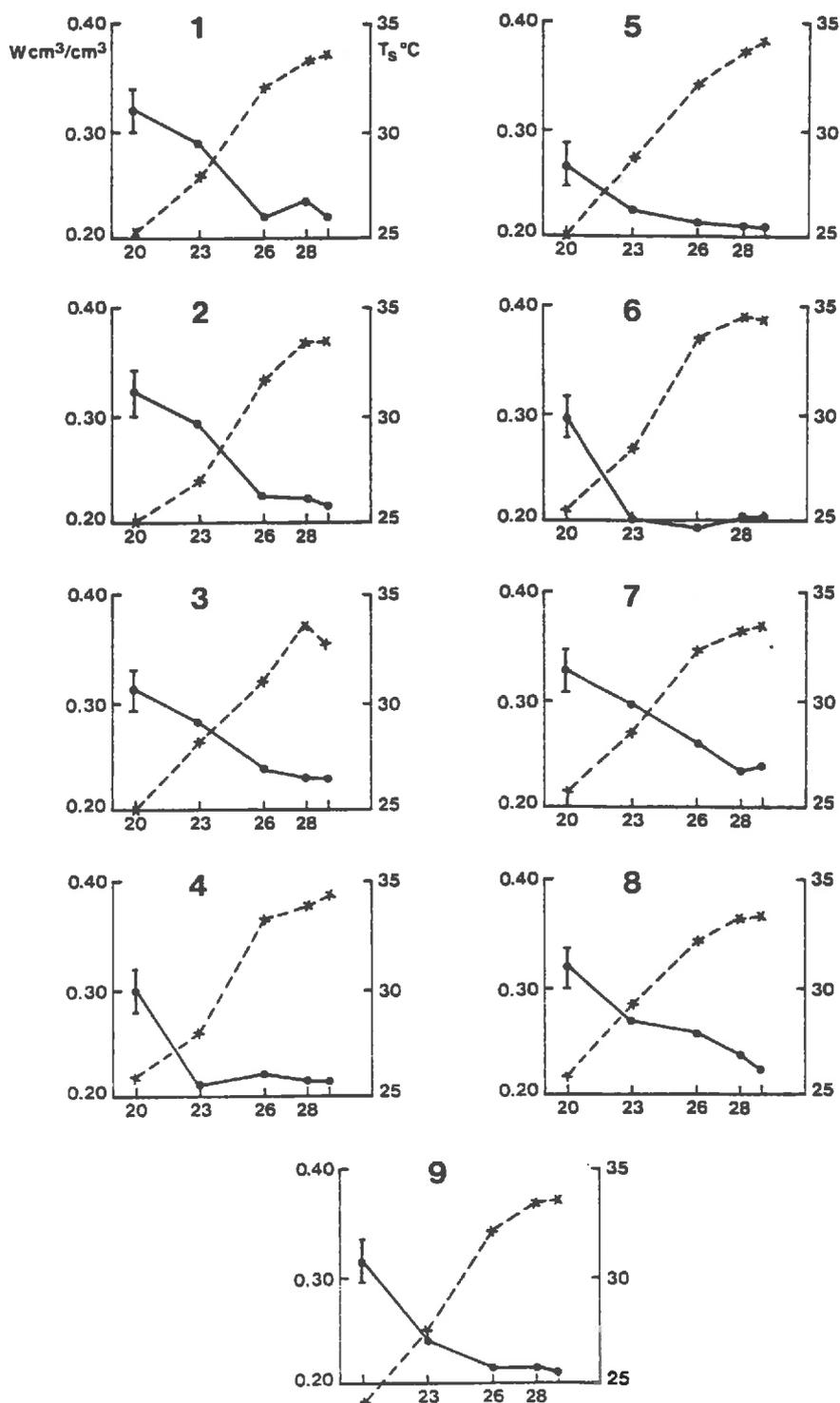


Fig. 3. The 0- to 10-cm layer water content (w) and the surface temperature (T_s) measured by ERASME remote sensing equipment during the 9-day period. Each figure corresponds to one of the fields labeled on the map in Figure 1. Heterogeneities of the soil water variations are clearly visible. The surface temperature does not exhibit the same features.

(Figure 4). The first layer, from the surface to Z , is a layer within which the mean moisture content w obtained from ERASME (with the regression line (1)) provides a description of the hydraulic state (Z may be equal to 10 cm). The second, beginning at Z , has a mean moisture content V . The variation of water content of the first layer expressed as water height ($Z \frac{\partial w}{\partial t}$) is equal to the difference between the incoming and outgoing fluxes. As no rain occurs during the 9-day period, the flux at the surface is evaporation E (g/cm^2). The flux through

the boundary between the two layers is due to the capillary forces and to gravity. The gravity effect is, in general, negligible. Movement due to the capillary forces can be described as a diffusion process; it is proportional to the moisture gradient at the interface [Philip and de Vries, 1957]. The water budget equation for the surface layer can then be written

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{E}{Z} + C(V - w) \quad (2)$$

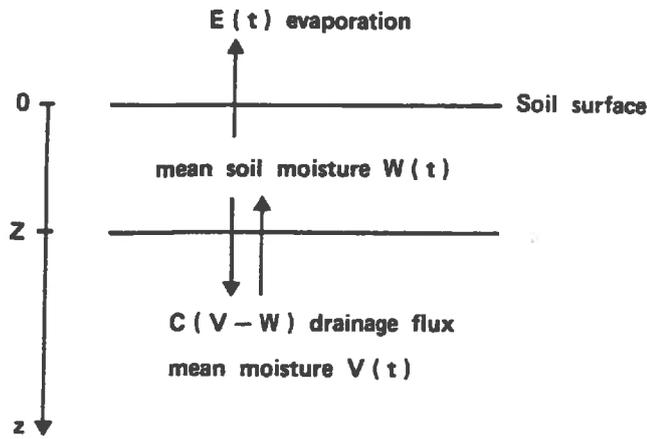


Fig. 4. Representation of the two-layer model used to follow the water budget of a bare soil surface layer.

C represents pseudodiffusivity, and its unit is T^{-1} . It is a function of Z and of the soil hydraulic state represented by V and w . Although (2) is very approximate (in particular, it does not account for the moisture gradient in the layer below the soil surface if evaporation occurs), the main physical processes are represented, and it is sufficiently simple to quantitatively compare the fields' behavior. Moreover, it is perhaps the most complicated arrangement that can be constructed given the data that could be obtained from any space-borne measurement of surface soil moisture.

4.2. Application to the September 1983 Experiment

For each field, labeled i , one can write the expression (2)

$$w_i'(t) = -\frac{E_i(t)}{Z} + C_i(v_i, z)[V_i(t) - w_i(t)] \quad (3)$$

where $w_i'(t) = \partial w_i / \partial t$.

If the experiment duration is sufficiently short as to minimize drainage lost below about 1 m and if the evaporative demand is limited, then variation of the hydraulic state V_i is small. Hence V_i can be considered as constant; similarly, C_i is considered as constant at first order (linear approximation of the Richards equation) during the period. If a field, labeled r , is taken as a reference, any quantity Q_i can be written in the following form:

$$Q_i = Q_r + \Delta Q_i \quad (4)$$

Using (3) for fields r and i , the quantities ΔQ_i are related by

$$\Delta w_i' = -\frac{1}{Z} \Delta E_i(t) + \Delta a_i - C_r \Delta w_i - \Delta C_i w_r \quad (5)$$

$$\Delta a_i = C_r \Delta V_i + V_r \Delta C_i$$

With the hypothesis of small variation of V_i , Δa_i and $C_i = C_r + \Delta C_i$ do not depend on time and are, for the considered period of the year, an expression of field heterogeneities.

The scatterometer ERASME was in operation 5 days between September 20 and 29, yielding five sets of w_i data (for fields $i = 1-9$) (Figure 3). Taking one field as a reference, this leaves eight sets of Δw_i values; it is then possible to obtain, by linear interpolation and finite difference, four sets of (w_i, w_i') couples. Therefore $4 \times 8 = 32$ equations (5) can be written for the 25 unknowns $\Delta E_i(t)$, Δa_i , C_r , and ΔC_i . If $\Delta E_i(t)$ is estimated for each day using other information; the 17 remaining unknowns can be found by ordinary least squares linear regression. It will be possible, using the measured water content of

TABLE 2. Daily Evaporation

	September			
	20	23	26	28
Hour of Flight, LT	1230	1115	1400	1200
Field				
1	0.9	1.72	0.57	1.32
2	0.9	1.94	0.64	1.3
3	0.9	1.62	0.82	1.22
4	0.67	1.67	0.24	1.17
5	1.00	1.5	0.52	1.22
6	0.78	1.57	0.17	1.0
7	0.72	1.54	0.52	1.33
8	0.7	1.37	0.52	1.34
9	1.02	1.8	0.52	1.3

Daily evaporation is expressed in millimeters of water, Seguin and Itier [1983]: $E_d = R_{nd} + 0.25(T_s - T_a) + 0.95$.

the first 60 cm of field 3 (see section 2.1), to verify that the variation of V_i due to evaporation during the experiment is small.

It has been shown experimentally [Jackson et al., 1977; Seguin et al., 1982a, b] and theoretically [Itier and Riou, 1982; Seguin and Itier, 1983] that the evaporation above a natural ground surface can be statistically evaluated by a linear relationship between daily net radiation, daily evaporation, and the difference between maximum soil surface temperature T_s and the air temperature T_a , 2 m above the surface; at the same time,

$$E_d = R_{nd} + B(T_s - T_a) + A \quad (6)$$

where E_d is daily evaporation and R_{nd} is daily net radiation, both expressed in millimeters of water.

Seguin and Itier [1983] show that for a bare soil, $B = 0.25 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1}$ and $A = 0.95 \text{ mm}$. They have determined the accuracy of the estimation to be 20% on a 10-day basis. R_{nd} is a function of surface albedo and temperature, but for same kind of surface and for relatively small variations of T_s , its variations are negligible compared with the term $B(T_s - T_a)$. Table 2 gives $E_{d,i}(t)$ for each field and each day calculated using the Seguin and Itier formula. Due to small heterogeneities on T_s (see section 3.2 and Figure 3), the evaporation spatial variation appears to be small compared with the other terms (this will be verified later) and ΔE_i can be taken as zero for all times. Expression (5) then becomes

$$\Delta w_i' = \Delta a_i - C_r \Delta w_i - \Delta C_i w_i \quad (7)$$

Having eliminated the terms $\Delta E_i(t)$, the set of 32 equations is solved using field 3 as the reference field ($r = 3$). Results are listed in Table 3. The quality of the solutions, and therefore

TABLE 3. Pseudodiffusivity C and Mean Water Content V for Each Field Using the Simplified Water Budget Model

Field	Δa_i	ΔC_i	C_r , day $^{-1}$	V_r , cm 3 :cm 3
1	-0.01	-0.024	0.42	0.27
2	-0.036	-0.130	0.31	0.28
3	0.0	0.0	0.44	0.28
4	0.179	0.855	1.30	0.23
5	0.125	0.620	1.06	0.23
6	0.119	0.649	1.09	0.22
7	0.0	-0.024	0.42	0.29
8	0.005	0.026	0.47	0.27
9	0.041	0.232	0.67	0.24

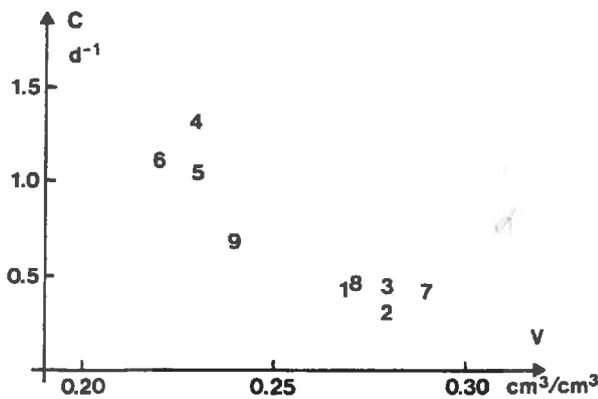


Fig. 5. Location of the fields in a pseudodiffusivity/mean water content diagram that may be used in soils classification.

the validity of the model, can be evaluated from the correlation coefficient between the measured and predicted differential slope $\Delta w_i'$. Its value of 0.76 with 14 degrees of freedom shows that the regression is significant. At this stage, the hypothesis of the negligible evaporation heterogeneities can be verified. Two values of C are actually obtained (0.4 and 1.3). At the beginning of the period, the differential diffusion between the two groups of fields is then of the order of $0.05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, which must be compared with the value of the differential evaporation, which is of the order of $0.003 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ in one day.

Using the water content of field 3 in the 0- to 60-cm top layer obtained on September 16 and adding rainfall, V_3 can be estimated as $0.28 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. It is this value that has been used to obtain V_i ($i = 1, 9$) from Δa_i and C_i . It is also possible to evaluate the cumulative evaporation over field 3 from September 20 to 29 using an integral form of (2):

$$-\int_{20}^{29} E(t) dt = Z(w_{29} - w_{20}) + ZC \int_{20}^{29} (v - w) dt \quad (8)$$

where $Z = 10 \text{ cm}$.

The cumulative evaporation is found to be equal to 14 mm of water, which represents an 8% variation of V_3 . Thus the hypothesis of V_i invariance is confirmed. Furthermore, cumulative evaporation over field 3 calculated using Table 2 is found to be 12 mm of water, which is in good agreement with the evaluation based upon (8).

There are significant spatial heterogeneities in the pseudodiffusivity C and in the mean water content V . For each field, notably during the first days, there is evaporation and drainage: the mean moisture content of the first layer (w_i) remains everywhere greater than the mean hydraulic state V_i . The drainage speed is variable, the pseudodiffusivity ranging from 0.3 (field 2) to 1.3 day^{-1} (field 4). Finally, an equilibrium between evaporation and capillary pumping is reached, at which time the values of w_i are smaller than V_i .

The methodology presented here characterizes each field by two parameters, C and V . On a (C, V) diagram (Figure 5), one can note that, except for field 9, the fields are clustered in two regions. Fields belonging to the same region of the diagram are also in geographical proximity (Figure 1). This is true also for a classification using C alone. Figure 5 does not represent an evaluation of a function $C(V)$: the hydraulic properties of the fields have no reason to be identical, and usually, the diffusivity is a growing function of V . The fact that the higher pseudodiffusivities are associated with the lower values of hy-

draulic state may be explained by the fact that a high value of C implies a higher rate of drainage and ultimately a drier soil.

5. CONCLUSION

From a 9-day experiment, an airborne active microwave instrument has been shown to be capable of monitoring a drying cycle of a bare soil surface layer. Using the mapping capability of the airborne remote sensing, it has been shown that the technique can be used to estimate spatial drying heterogeneities. Spatial variations were interpreted as being due to different drainage properties between the surface layer and the underlying soil. A simple model, dealing with the water budget of the first 10 cm of a soil and accommodating only evaporation and capillary flow, has been used to define a pseudodiffusivity. This parameter is calculated for each field sampled remotely. The spatial heterogeneity of the drying cycles can then be evaluated using this pseudodiffusivity. For example, it can be used to classify soils; in this case the fields having similar pseudodiffusivities are adjacent. Accordingly, one can define homogeneous areas relative to the surface draining capability, expressed by the parameter C_i . In these measurements, C_i ranged between 0.3 and 1.3 day^{-1} .

Although the proposed model is physically coherent, further analyses are needed. Using (8), the water flux at the interface of the two layers can be calculated. It will be necessary to verify this approach by comparing the actual amount of drained water and the calculated one. The pseudodiffusivity is a function of the soil hydraulic state. The stability of the field classification based on this parameter must be verified over a wide range of hydraulic states. Finally, the use of microwave remote sensing data proposed here may be useful in several domains, among them a quantitative description of soils for deriving parameters in atmospheric or watershed hydrologic models. Measuring drainage capability of the soil surface may also be directly applicable to problems in agricultural water management, such as irrigation and drainage or seed germination.

Acknowledgments. The authors would like to thank their colleagues at the Institut National de la Recherche Agronomique and Institut de Mécanique de Grenoble, who participated in the experiments, and the crew of the Centre National d'Etudes des Télécommunications helicopter. This research has been supported by the Centre National d'Etudes Spatiales, the Centre National de la Recherche Scientifique, and the Centre National d'Etudes des Télécommunications.

REFERENCES

- Bernard, R., and D. Vidal-Madjar. ERASME: Diffusionmètre héliportable en bande C: Application à la mesure de l'humidité des sols. Proceedings of ERASEL/ESA Symposium on Remote Sensing Applications for Environmental Studies, ESA SP 188, pp. 59-64, Eur. Space Agency, Paris, France, 1983.
- Bernard, R., M. Vauclin, and D. Vidal-Madjar. Possible use of active microwave remote sensing data for prediction of regional evaporation by numerical simulation of soil water movement in the unsaturated zone. *Water Resour. Res.*, 17(6), 1603-1610, 1981.
- Bernard, R., P. Martin, J. L. Thony, M. Vauclin, and D. Vidal-Madjar. C band radar for determining surface soil moisture. *Remote Sensing Environ.*, 12, 189-200, 1982.
- Bernard, R., O. Taconet, D. Vidal-Madjar, J. L. Thony, A. Chapoton, F. Watrelet, and A. Lebrun. Comparison of three in situ surface soil moisture measurements and application to C band scatterometer calibration. *IEEE Trans. Geosci. Electron. Remote Sens.*, GE-22(4), 388-394, 1984.
- Bradley, E. A., and F. T. Ulaby. Aircraft radar response to soil moisture. *Remote Sensing Environ.*, 11, 419-438, 1981.
- Camillo, P. J., and J. T. Schumge. Correlating rainfall with remotely

- sensed microwave radiation using physically based models, *IEEE Trans. Geosci. Electron. Remote Sens.*, GE-22(4), 415-423, 1984.
- Deardorff, J. W., A parameterization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models, *J. Atmos. Meteorol.*, 16, 1182-1185, 1977.
- Dickinson, R. E., Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models, in *Climate Processes and Climate Sensitivity*, *Geophys. Monogr. 29, Maurice Ewing Ser., vol. 5*, edited by J. E. Hansen and T. Takahashi, pp. 58-72, AGU, Washington, D. C., 1984.
- Girard, G., Modèle global Orstom, Première application du modèle journalier à discrétisation spatiale sur le bassin versant de la crique Grégoire, en Guyanne, in *Atelier Hydrologique sur les Modèles Mathématiques*, ORSTOM, Paris, 1974.
- Holtan, H. N., F. J. Stiltner, W. H. Henson, and N. C. Lopez, USDAHL-74, Revised model of watershed hydrology, *Tech. Bull. 1518*, Agric. Res. Serv., U.S. Dep. of Agric., Washington, D. C., 1975.
- Itier, B., and Ch. Riou, Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie I.R., *J. Rech. Atmos.*, 16, 113-125, 1982.
- Jackson, R. D., R. T. Reginato, and S.B. Idso, Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements, *Water Resour. Res.*, 13, 651-656, 1977.
- Jackson, T. J., A. Chang, and T. J. Schmugge, Aircraft active microwave measurements for estimating soil moisture, *Photogram. Eng. Remote Sensing*, 47, 801-805, 1981.
- Ledoux, E., Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique, Thèse de Docteur Ingénieur, Ecoles Nat. Supérieure des Mines de Paris et Univ. P. et M. Curie, Paris, 1980.
- Mo, T., T. J. Schmugge, and T. J. Jackson, Calculations of radar backscattering coefficient of vegetation covered soils, *Remote Sensing Environ.*, 15, 119-133, 1984.
- Nielsen, D. R., J. W. Biggar, and K. T. Erh, Spatial variability of field measured soil water properties, *Hilgardia*, 42, 215-259, 1973.
- Philip, J. R., Water movement in soil, in *Heat and Mass Transfer in the Biosphere*, edited by D. A. de Vries and N. H. Afgan, pp. 29-48, Scripta Book Company, New York, 1975.
- Philip, J. R., and D. A. de Vries, Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Eos Trans. AGU*, 38, 222-232, 1957.
- Prévoit, L., R. Bernard, O. Taconet, and D. Vidal-Madjar, Evaporation from a bare soil evaluated from a soil water transfer model, using remotely sensed surface soil moisture data, *Water Resour. Res.*, 20, 311-316, 1984.
- Schmugge, T. J., Effect of soil texture on the microwave emission from soils, *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, GE-18, 353-361, 1980.
- Seguin, B., and B. Itier, Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data, *J. Remote Sensing*, 4, 371-383, 1983.
- Seguin, B., S. Baelz, J. M. Monget, and V. Petit, Utilisation de la thermographie infra rouge pour l'estimation de l'évaporation régionale. 1. Mise au point méthodologique sur le site de la Crau, *Agronomie*, 2(1), 7-16, 1982a.
- Seguin, B., S. Bally, J. M. Monget, and V. Petit, Utilisation de la thermographie infra rouge pour l'estimation de l'évaporation régionale. 2. Résultats obtenus à partir des données de satellite, *Agronomie*, 2(2), 113-118, 1982b.
- Ulaby, F. T., and P. P. Batlivala, Optimum radar parameters for mapping soil moisture, *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, GE-14(2), 81-93, 1976.
- Ulaby, F. T., C. T. Allen, and A. K. Fung, Method for retrieving the true backscattering coefficient from measurements with a real antenna, *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, GE-21, 308-313, 1983.
- Vauclin, M., S. R. Viera, R. Bernard, and J. T. Hatfield, Spatial variability of surface temperature along two transects of a bare soil, *Water Resour. Res.*, 18, 1677-1686, 1983.

R. Bernard, J. V. Soares, and D. Vidal-Madjar, Centre National d'Etudes des Télécommunications, Centre National de la Recherche Scientifique Centre de Recherche sur la Physique de l'Environnement, 38 40 Rue du Général Leclerc, 92131 Issy-les-Moulineaux, France.

(Received April 22, 1985;
revised November 8, 1985;
accepted February 4, 1986.)