

Détermination du rayonnement solaire à l'aide d'images satellitaires

Lamissa Diabaté

▶ **To cite this version:**

Lamissa Diabaté. Détermination du rayonnement solaire à l'aide d'images satellitaires. Météorologie. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1989. Français. NNT : . pastel-00956223

HAL Id: pastel-00956223
https://pastel.hal.science/pastel-00956223

Submitted on 6 Mar 2014

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

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

THESE

présentée à

L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS

par

Lamissa DIABATE

pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR
EN
ENERGETIQUE

DETERMINATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE
A L'AIDE D'IMAGES SATELLITAIRES

---

soutenue le 9 Juin 1989, devant le Jury composé de :

MM.	R.	GICQUEL	Président
	C.	PERRIN DE BRICHAMBAUT.....	Rapporteur
	L.	ELEGANT	Examinateurs
	J.-M.	MONGET.....	
	J.-L.	DOMERGUE.....	
	L.	WALD.....	

CENTRE DE TELEDETECTION ET D'ANALYSE DES MILIEUX NATURELS
ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS - SOPHIA-ANTIPOLIS

REMERCIEMENTS

Cette étude a été réalisée au Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels (CTAMN) de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (ENSMP) à Sophia-Antipolis.

Je remercie Monsieur J.-M. Monget, Directeur du CTAMN, de m'avoir accueilli dans son centre et d'avoir bien voulu juger ce travail.

La direction de cette étude a été assurée par Monsieur L. Wald, à qui j'exprime toute ma reconnaissance pour ses conseils enrichissants, et pour son esprit de franche collaboration.

Je remercie, Monsieur R. Gicquel, Directeur du Centre d'Energétique de l'ENSMP, qui a accepté d'être, d'une part rapporteur sur ce travail, et d'autre part président du jury.

Monsieur Perrin de Brichambaut, Ingénieur Général de la Météorologie, apporte l'aval d'instances extra-écoles. Je le remercie, pour ses conseils judicieux et enrichissants, pour sa disponibilité, et enfin d'avoir accepté d'être rapporteur sur ce travail.

Je remercie Messieurs L. Elégant, Professeur à l'Université de Nice, J.-L. Domergue, Chargé de mission au Ministère de la Coopération et du Dévéloppement, d'avoir accepté de juger ce travail.

Mes remerciements vont également à Messieurs M. Albuisson, Directeur-adjoint du CTAMN, J.-L. Plazy à l'Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie, pour leur soutien et leur aide dans la réalisation de ce travail.

Enfin que les personnes qui m'ont apporté leur soutien moral ou matériel trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

SOMMAIRE

Chapitre 1 : Introduction Générale 6

Chapitre 2 : Présentation de la méthode Heliosat 13

2.1 Données satellitaires : rectification et filtrage des images satellitaires 16

2.2 Construction de la carte d'albédo de référence et sa réactualisation 16

2.2.1 Normalisation

2.2.2 Construction de la carte d'albédo planétaire par ciel clair

2.2.3 Réactualisation de la carte d'albédo planétaire par ciel clair

2.3 Détermination de l'indice d'ennuagement 23

2.4 Relations statistiques entre le coefficient de transmission globale et l'indice d'ennuagement 24

2.5 Détermination du rayonnement global horaire au sol 25

Chapitre 3 : Détermination du rayonnement global journalier en moyenne mensuelle - Présentation de la station Heliosat 27

3.1 Détermination du rayonnement global journalier en moyenne mensuelle 28

3.1.1 Position du problème

3.1.2 Recherche d'un modèle mathématique

3.1.3 Calcul du rayonnement global journalier en moyenne mensuelle

3.1.4 Schéma synoptique de la démarche mathématique

3.1.5 Application de la méthode

3.2 Présentation de la station Heliosat 46

3.2.1 Composition de la station

3.2.2 Fonctionnement de la station

3.2.3 Discussion

Chapitre 4 : Comparaison entre le coefficient de transmission globale et l'indice d'ennuagement et reconstitution du rayonnement solaire global horaire - présentation et discussion des résultats 52

4.1 Relations entre le coefficient de transmission globale et l'indice d'ennuagement 53

4.1.1 Résultats pour l'année 1983

4.1.2 Résultats pour l'année 1984

4.1.3 Résultats pour l'année 1985

4.1.4 Conclusion

4.2 Etude de la variation spatio-temporelle des relations entre le coefficient de transmission globale et l'indice d'ennuagement 80

4.2.1 En fonction de la latitude, de la longitude

4.2.2 En fonction de la hauteur du soleil

4.2.3 Conclusion

4.3 Reconstruction du rayonnement solaire global horaire 111

4.4 Conclusion..... 122

Chapitre 5 : Quelques exemples de cartes du rayonnement solaire global réalisés avec la méthode Héliosat 139

5.1 Introduction 140

5.2 Afrique de l'Ouest..... 141

5.2.1 Résultats de Juin 1984

5.2.2 Résultats de Décembre 1984

5.3 Europe de l'Ouest..... 143

5.4 Conclusion..... 143

Chapitre 6 : Détermination du rayonnement solaire diffus au sol sur plan horizontal à l'aide d'images satellitaires 154

6.1 Caractérisation du rayonnement solaire..... 155

6.2 Rayonnement diffus en fonction de l'angle solaire et de l'indice d'ennuagement 161

6.3 Rayonnement diffus en fonction de l'angle solaire et de la nébulosité 164

6.4 Conclusion..... 165

Chapitre 7 : Conclusions et perspectives 196

Chapitre 8 : Références bibliographiques 200

Annexe [1] : Publication 1 : Une méthode de détermination de la luminance apparente du sol à partir d'images en provenance des satellites géostationnaires 206

Annexe [2] : Publication 2 : Description d'un système opérationnel de calcul du rayonnement solaire à partir d'images en provenance des satellites géostationnaires 226

Annexe [3] : Publication 3 : Cartographie et étude de la variation temporelle de l'albédo du sol de l'Afrique de l'Ouest au cours de l'année 1984 à partir des images visibles du satellite Météosat 234

Annexe [4] : Rappel mathématique sur la détermination de l'axe d'inertie d'un ensemble de points dans un repère cartésien 246

Annexe [5] : Nomenclature des stations de mesures de la Météorologie Nationale Française 250

Annexe [6] : Publication 4 : Estimation du rayonnement solaire au sol à l'aide d'images en provenance des satellites géostationnaires : Projet Heliosat (résultats de l'année 1983) 254

CHAPITRE 1

INTRODUCTION GENERALE

La bonne connaissance du rayonnement solaire dans le temps et dans l'espace requiert l'examen des séries de mesures à des intervalles de temps rapprochés et doit être cernée dans un concept cartographique. Cette cartographie du rayonnement solaire présente un intérêt certain dans divers domaines, entre autres : l'agriculture, l'économie d'énergie dans les habitats et dans l'industrie, les prévisions météorologiques, l'environnement, la climatologie solaire et l'ingénierie solaire.

Les atlas actuels du rayonnement solaire sont élaborés à partir des mesures au sol. Ces mesures au sol sont essentiellement faites, soit par des pyranomètres (rayonnement global, ou rayonnement diffus en utilisant un écran pour éliminer le rayonnement direct), soit par des pyrhéliomètres (rayonnement direct à incidence normale), soit par des héliographes (durée d'insolation), voire même par simple observation (nébulosité, visibilité).

Du fait du nombre insuffisant de stations de mesures pyranométriques, les données de la durée d'insolation disponibles dans de nombreuses stations équipées d'héliographes sont également utilisées pour calculer les moyennes mensuelles du rayonnement solaire global par application de formulations empiriques utilisant la méthode d'Angström (Angström [1] ; Fritz *et al.* [2] ; Schuepp [3] ; Black *et al.* [4] ; Masson [5] ; Perrin de Brichambaut et Vauge [6]). La méthode d'Angström est basée sur l'existence d'une relation linéaire entre la durée d'insolation et le rayonnement solaire global.

Il est difficile d'évaluer exactement la précision de mesure aussi bien des appareils au sol que des formules du type Angström, du fait de nombreux facteurs intervenants, et seul un ordre de grandeur peut être fourni. Concernant les mesures au sol, un très grand nombre de paramètres influent sur la qualité de la mesure : lieu, fréquence de l'étalonnage, type d'appareil, saison, durée des mesures, entretien et vérification quotidienne des résultats, ... On peut, toutefois, admettre que la précision des mesures pyranométriques est environ de 5% pour les valeurs horaires et qu'une précision de 2 à 3% est possible pour les moyennes mensuelles horaires (WMO [7]).

La précision des formules du type Angström dépend en partie du lieu de mesure et de la durée des mesures. De plus, de nombreux travaux tels que ceux de Bourges [8] ont prouvé que la linéarité des relations de ce type est vérifiée dans la mesure où la fraction d'insolation (rapport de la durée d'insolation mesurée sur la durée d'insolation astronomique) reste comprise entre 0,2 et 0,8. Pour les cas extrêmes (ciels clairs ou nuageux) des relations non linéaires sont préférables (Perrin de Brichambaut et Vauge [6]). La précision de ce type

d'évaluation est estimée entre 10 et 15% en valeur décadaire et entre 7 et 8% en valeur mensuelle.

Les atlas actuels sont construits par des méthodes d'interpolation à partir des stations de mesure au sol. Etant donnée la faible densité du réseau de mesure, même dans les pays bien équipés (quelques centaines de kilomètres), ces atlas ne présentent qu'une impression générale de la distribution à grande échelle et en particulier ne peuvent rendre compte des micro-climats. Dans les régions où le réseau est quasi-inexistant, voire même inexistant (cas des océans par exemple), la situation est pire et les atlas sont souvent tracés en fonction uniquement d'une hypothèse de répartition zonale du rayonnement solaire.

L'utilisation de données en provenance des satellites météorologiques, tant pour leur résolution (1 à 25 km^2) que pour leur cadence d'acquisition (30 mn à 12 h) et aussi de la grande dimension de la surface observée d'une façon instantanée, est très intéressante, d'autant que ces données se prêtent bien à un archivage informatisé. L'exploitation de ces données permet de caractériser l'état d'ennuagement et sa variation au cours de la journée sur un pixel donné situé dans le champ de vision du radiomètre du satellite.

Au cours des dix dernières années, de nombreuses études ont montré la possibilité de cartographier à l'aide de données satellitaires le rayonnement solaire au sol et même d'autres paramètres tels que l'indice d'ennuagement et l'albédo du sol (Grüter *et al.* [9] ; Tarpley [10] ; Cano *et al.* [11] ; Möser et Raschke [12] ; Pastre [13] ; Gautier *et al.* [14] ; Dedieu *et al.* [15], parmi d'autres). Ces différentes études ont abouti à des méthodes d'estimation du rayonnement solaire qui sont usuellement classées en deux catégories :

- catégorie utilisant un modèle physique. Le principe consiste à modéliser les transferts radiatifs du système Terre-atmosphère et à en déduire un paramètre censé représenter la part de rayonnement arrivant au satellite. Puis une relation est établie entre ce paramètre (mesures satellitaires) et les mesures du rayonnement au sol. La complexité des modèles varie selon les auteurs (exemple : Gautier *et al.* [14] ; Dedieu *et al.* [15]),

- catégorie essentiellement statistique. Le principe consiste à établir une ou plusieurs relations statistiques entre deux ensembles de données. L'un de ces ensembles sera composé des mesures au sol (rayonnement global, durée d'insolation, etc...) ou leurs dérivés (coefficient de transmission globale). L'autre ensemble sera celui des mesures satellitaires ou leurs dérivés (exemple : Tarpley [10] ; Pastre [13]).

Cette division est en fait très artificielle. En effet les modèles dits statistiques utilisent souvent des relations empiriques établies à l'aide de longues séries d'observations et il serait impropre d'estimer que ces relations tiennent moins compte des processus physiques que les modèles numériques de transfert radiatif. La physique est certainement décrite plus finement dans les modèles numériques mais très souvent on introduit dans ces modèles des valeurs standards ou climatologiques par ignorance des valeurs exactes. On aboutit alors à des résultats très similaires entre les modèles et les relations empiriques. Par ailleurs beaucoup de méthodes dites physiques utilisent quelques relations établies statistiquement, ne serait-ce que pour simplifier le modèle ou pour résoudre les problèmes de l'étalonnage du satellite et de l'anisotropie de la réflexion.

Il n'est pas dans notre propos de présenter les méthodes publiées. Pour cela, on peut se reporter aux études faites, par exemple, par Amado *et al.* [16], Cano [17], Michaud-Regas [18] et Grüter *et al.* [9].

D'une manière générale, les méthodes d'estimation du rayonnement solaire global au sol utilisent un traitement qui se décompose en quatre phases :

(i) mise en forme des données satellitaires (navigation, étalonnage),

(ii) détermination préalable d'une quantité (albédo, luminance, ...) correspondant à la réponse du sol ou du système atmosphère-sol par ciel clair,

(iii) idem à (ii) mais pour un ciel complètement couvert,

(iv) transformation des mesures de télédétection en données relatives à l'ensoleillement au sol.

Un des problèmes rencontrés par toutes les méthodes réside dans la comparaison des résultats d'un modèle et des mesures au sol pour estimer la précision de cette méthode. En effet, les deux mesures (pyranométriques et satellitaires) sont de nature différente, du fait que les pyranomètres fournissent des mesures continues dans le temps en différents lieux géographiques précis (mesures intégrées dans le temps et ponctuelles dans l'espace) alors que les mesures satellitaires sont acquises à des heures précises d'une manière presque instantanée et sur une surface large de quelques km^2 (mesures instantanées et intégrées dans l'espace).

Pour passer outre ce problème, sans pour autant le résoudre, tous les auteurs utilisent la notion de "turbulence gelée" (en anglais : frozen turbulence) : c'est-à-dire, remplacer une moyenne temporelle par une moyenne spatiale en considérant le mouvement des nuages comme uniforme et rectiligne. Ainsi, les mesures satellitaires à un instant donné sont moyennées sur un carré de dimension fixée (variant selon les auteurs) et centré sur la localisation de la station et ceci sans tenir compte du sens de déplacement des nuages. Cette solution est loin d'être idéale mais il semble difficile de faire autrement sans faire intervenir la connaissance du profil vertical du vent et celle de l'altitude des nuages.

Dans l'ensemble, les méthodes donnent de bons résultats, avec une erreur d'environ 10% du rayonnement solaire au sol. Toutefois, du point de vue de l'ingénierie solaire, les outils proposés offrent deux gros défauts. D'une part, ils nécessitent des moyens de calcul importants et un accès relativement coûteux aux images satellitaires. D'autre part, la présentation des données est généralement mal adaptée aux besoins de l'ingénierie.

Le **Projet Heliosat**, développé à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (ENSMP) depuis 1978, tente de pallier ces défauts. Les objectifs de ce projet sont :

- réalisation d'un système pour l'estimation du rayonnement solaire au sol à l'aide de données en provenance de satellites géostationnaires,

- production en temps réel de cartes, bien détaillées spatialement, du rayonnement solaire au sol,

- amélioration du système en fonction des résultats et des progrès scientifiques.

Ce projet a été réalisé en trois phases jusqu'à présent. La première phase a consisté à élaborer une méthode d'estimation du rayonnement solaire global horaire à l'aide d'images satellitaires (Cano [17]). Quant à la seconde, elle a consisté à mettre en oeuvre la méthode développée lors de la première phase (Demarcq [19] ; Michaud-Regas [18]).

Les résultats exposés dans ce présent ouvrage, constituent l'essentiel de la troisième phase. Dans le cadre du projet Heliosat, notre travail a eu deux objets :

(i) Le premier était la réalisation pratique d'une station autonome entièrement automatique pour l'estimation du rayonnement solaire à l'aide d'images satellitaires en temps réel,

batie autour d'un micro-ordinateur. Pour celà, nous avons participé au développement d'un logiciel robuste et fiable mettant en oeuvre la méthode Héliosat. Outre ce travail du génie logiciel, notre apport scientifique réside dans la mise au point et la réalisation sous forme logicielle d'un modèle de calcul du rayonnement journalier en moyenne mensuelle. Ce travail d'équipe a abouti à la réalisation de quatre systèmes "clés en main". Bien que nous ayant occupé plusieurs mois, cet aspect génie logiciel n'est bien entendu pas abordé dans le cadre de cette thèse.

(ii) Le deuxième objet concerne la météorologie solaire et est de loin l'apport le plus important de nos travaux. En collaboration avec Mr Perrin de Brichambaut, nous avons examiné les relations existant entre un indice d'ennuagement dérivé des mesures satellitaires selon la méthode Heliosat, avec différents paramètres utilisés en météorologie solaire et/ou en ingénierie solaire : le coefficient de transmission atmosphérique globale, le rayonnement solaire global sur plan horizontal, le rayonnement solaire diffus sur plan horizontal, le trouble atmosphérique total, et la "nébulosité totale" (suivant la formulation proposée par Perrin de Brichambaut [35], page 19). Ce travail a été mené sur des ensembles de données déjà collectées au Centre de Télédétection et d'Analyse des milieux naturels (CTAMN) de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines des Mines de Paris (ENSMP) pour les années 1983, 1984 et 1985. Il est essentiellement statistique et constitue un apport original au développement de l'utilisation de l'imagerie satellitaire en climatologie solaire. De plus, il justifie l'hypothèse de turbulence "gelée" qui permet de représenter des grandeurs ponctuelles intégrées temporellement par des grandeurs instantanées intégrées spatialement.

Cette étude revêt un caractère multidisciplinaire. En effet, bien que traitant essentiellement de climatologie solaire, elle concerne également le traitement d'images numériques et la télédétection.

Afin de faciliter la lecture de cet ouvrage, une présentation de la méthode Heliosat est d'abord effectuée dans le chapitre 2. Cette méthode est dérivée de celle de Cano [17] légèrement modifiée pour tenir compte de l'élevation du satellite dans le modèle de parcours du rayonnement solaire Soleil-Terre-satellite (Moussu [20] ; Moussu *et al.* [21]). Elle est exposée de façon extensive pour permettre la compréhension de la suite du mémoire.

Dans le chapitre 3, une description assez briève de la station Heliosat est donnée en insistant toutefois sur le modèle de calcul du rayonnement journalier que nous avons mis au point.

Les chapitres 4, 5 et 6 sont d'ordre climatologique. Dans le chapitre 4, sont établies différentes relations entre l'indice d'ennuagement et le coefficient de transmission atmosphérique globale. Ces relations sont ensuite utilisées pour obtenir à titre d'exemples des cartes de rayonnement solaire global sur l'Europe et sur l'Afrique de l'Ouest (Chapitre 5). Le chapitre 6 traite des possibilités de déduire de l'indice d'ennuagement, la nébulosité totale et le trouble atmosphérique total ainsi que le rayonnement solaire diffus.

Dans le chapitre 7, une synthèse est faite sur les précisions des estimations obtenues dans cette étude pour la reconstruction du rayonnement solaire. Quelques perspectives y sont indiquées quant à l'amélioration de ces précisions. Ce chapitre peut offrir quelques intérêts en ingénierie solaire.

Enfin, dans les annexes se trouvent quelques publications (annexes 1, 2, 3 et 6) qui sont nées des résultats des travaux présentés dans cette thèse, ainsi que des indications d'ordre technique (annexes 4 et 5).

CHAPITRE 2

PRESENTATION DE LA METHODE HELIOSAT

La méthode Heliosat pour l'évaluation du rayonnement solaire global au sol à l'aide de données satellitaires a été développée au CTAMN - Ecole des Mines de Paris sous les auspices de la Commission des Communautés Européennes (CCE) et de l'Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie (AFME). Les données satellitaires utilisées proviennent du satellite Météosat.

Ce satellite européen fait partie d'un ensemble de satellites géostationnaires mis en place dans le cadre du programme de recherche sur l'atmosphère globale (G.A.R.P.) afin de réaliser une observation permanente de la plus grande partie du globe terrestre. Ces satellites sont placés à 36 000 km de la surface de la Terre sur des orbitres presque circulaires situées sur l'équateur, et apparaissent immobiles par rapport à la Terre. Les coordonnées du point de la Terre sous le satellite sont 0 N en latitude et 0 E en longitude.

Météosat a été conçu pour trois fonctions (Morgan [22]) :

(i) Observation permanente de la Terre. Cette fonction prend en compte les besoins de la météorologie. Le satellite est équipé d'un radiomètre qui effectue une auscultation complète du globe terrestre tous les 30 mn. Les données établies par ce radiomètre sont reçues à la station terrestre de Darmstadt (République Fédérale d'Allemagne) qui effectue alors un certain nombre de traitement et d'extraction d'informations.

(ii) Diffusion des données et des informations extraites. La station terrestre de Darmstadt utilise le satellite Météosat comme relais spatial pour retransmettre aux utlisateurs soit les données brutes, soit des données élaborées.

(iii) Collecte des données. Le satellite Météosat sert aussi de relais pour la transmission des mesures effectuées par les stations terrestres.

L'un des principes du Projet Heliosat était d'utiliser les images reçues directement au CTAMN par une station secondaire (SDUS). Ce type de station reçoit des images dans le format universel analogique Wefax. Ces images sont numérisées par un convertisseur puis transmises au micro-ordinateur pilote. Les images Wefax sont des images retransmises par Darmstadt via Météosat. La fréquence des images d'une zone n'est pas la même que pour les stations primaires (PDUS) et varie selon la zone. Par exemple, 30 minutes pour l'Europe en infra-rouge thermique et à peu près 3 heures pour les autres zones. Si la fréquence est de 30 minutes également pour pour le canal visible haute résolution (2,5 km au nadir) en Europe, il

faut 2 images pour couvrir l'Europe. Aussi, il fut décidé en 1982 d'utiliser les images "visibles" de plus faible résolution (5 km). Une seule image, dans ce cas, couvre l'Europe mais jusqu'à très récemment, seules trois images bien éclairées étaient disponibles par jour : matin, midi et après midi.

La méthode Héliosat est une méthode faisant appel à des concepts physiques et statistiques. Brièvement décrite, elle consiste à déterminer un indice d'ennuagement à l'aide des images "visibles" (0,4 - 1,1 micromètre), indice qui est un indicateur du chemin optique parcouru par le rayonnement solaire. Cet indice est statistiquement lié au rayonnement global solaire au sol sur plan horizontal. Les différentes relations statistiques entre l'indice d'ennuagement et le rayonnement solaire global au sol seront examinées dans le chapitre 4 de cet ouvrage.

C'est une méthode qui permet un traitement automatique, et ceci en temps réel, des images en provenance des satellites géostationnaires. Actuellement, bien que nos travaux en aient montré la possibilité (cf. chap. 6), la méthode Heliosat ne produit pas de cartes du rayonnement diffus mais uniquement du global horaire et journalier. Sa réalisation a nécessité plusieurs années de recherche et a fait l'objet de plusieurs thèses (Cano [17] ; Demarcq [19] ; Michaud-Regas [18] ; Moussu [20]).

Notre apport à cette méthode se résume principalement à la conception et réalisation du modèle du rayonnement journalier en moyenne mensuelle. Ceci nous a amené à adopter une présentation qui consiste dans un premier temps à exposer la méthode Heliosat, sans le rayonnement journalier, dans ce chapitre (chapitre 2) et dans un second temps (chapitre 3), à aborder le modèle de rayonnement journalier en moyenne mensuelle, ainsi que la description de la station Heliosat.

La méthode Heliosat, hors rayonnement journalier, se décompose en plusieurs étapes :

- rectification géométrique des images satellitaires et filtrage du bruit,

- construction de la carte d'albédo de référence et sa réactualisation,

- détermination de l'indice d'ennuagement,

- relation entre le coefficient de transmission globale et l'indice d'ennuagement,

- détermination du rayonnement global horaire instantané au sol sur plan horizontal,

2.1 Rectification géométrique et filtrage du bruit de mesure du capteur du satellite

Les données satellitaires se présentent sous forme de matrice (image) de nombres entiers (appelés comptes numériques ou DC) représentant la réponse du capteur en chaque point élémentaire (pixel) et répartis sur une échelle 0-255 supposée linéaire en fonction de l'énergie éclairant le capteur. Ces images brutes présentent un certain nombre de défauts lorsqu'il s'agit de les comparer entre elles. Pour une comparaison spatiale et temporelle des résultats obtenus après traitement, il est nécessaire et même indispensable que les images soient superposables les unes par rapport aux autres.

Chaque image brute présente des croix de référence (toutes les dizaines de degrés de latitudes et longitudes). Un programme évalue, les paramètres de la correction géométrique (translation dans le cas de Météosat) afin de superposer les croix de l'image acquise sur celles de la carte d'albédo du sol préalablement définie (Moussu [20]). Après la correction géométrique, l'image est filtrée à l'aide d'un filtre médian - moyenne arithmétique respectivement en lignes et en colonnes, afin d'éliminer le bruit de mesure.

2.2 Construction de la carte d'albédo de référence et sa réactualisation

D'une manière générale, l'albédo des nuages est plus élevé que celui des sols exceptés ceux des neiges et de quelques sols désertiques. En effet, sur une série temporelle d'images, la présence d'un nuage dans le champ de visée du capteur du satellite se traduit par un saut de la luminance mesurée. La détection du nuage est obtenue par la différence entre la forte réponse induite par le nuage et la luminance mesurée par ciel clair.

Partant de cette idée, on examine pour chaque pixel l'évolution temporelle des luminances et on évalue récursivement l'albédo référence (albédo du sol) qui minimise la variance de l'écart entre les luminances mesurées et celles déduites d'un modèle de ciel clair, les cas nuageux étant écartés à chaque itération.

L'albédo du sol change en fonction de la couverture végétale, donc des variations saisonnières. Ceci explique la nécessité de réactualiser ce paramètre.

La construction de la carte d'albédo de référence et sa réactualisation passent par plusieurs étapes :

- le choix du modèle ciel clair qui permettra de normaliser chaque compte numérique par rapport à ce modèle,

- la construction de la carte de luminance normalisée par ciel clair, autrement dit la construction de l'albédo du sol,

- la réactualisation de l'albédo du sol,

La normalisation et la construction de la carte d'albédo sont abondamment discutées dans l'annexe [6] et nous n'en faisons ici qu'une présentation plus sommaire.

2.2.1 Normalisation

L'albédo du sol, ρ_g, est défini comme étant le rapport de l'énergie réfléchie sur celle arrivant au sol. Les sols en général ont approximativement une réflexion lambertienne pour les angles d'observation qui nous concernent (excepté sur l'eau et les sols neigeux) avec une faible erreur pour les hauteurs de soleil supérieures à 40 (Pinker et Razgaittis [23] ; Reeves *et al.* [24]). Pour un ciel très clair, dans lequel on peut négliger le rayonnement diffus dans l'atmosphère, l'albédo du sol pour chaque pixel peut être formalisé de la façon suivante :

$$\rho_g = [\pi L(\gamma)/(K_c(\gamma)\, g(\gamma))]/[K_c(\nu)\, I_o \sin(\nu)\, f_j] \qquad (2.1)$$

avec :

$L(\gamma)$	:	luminance mesurée par le capteur du satellite,
γ	:	élévation du satellite pour le pixel considéré,
ν	:	élévation du soleil pour le pixel considéré,
$K_c(\Theta)$	:	facteur de transmission globale de l'atmosphère par ciel clair sous un angle Θ (Θ est égal soit à γ - direction satellite ou à ν - direction soleil),
I_0	:	constante solaire,
f_j	:	facteur de correction de la distance Terre-Soleil pour un jour j de l'année,

$g(\gamma)$: facteur de dépendance du rayonnement réfléchi par rapport à l'angle de réflexion (γ).

Les symboles ci-dessus sont représentés physiquement par la figure 2.1.

La réponse (compte numérique DC) du capteur étant linéaire :

$$\pi L = c.DC + d \tag{2.2}$$

Et si DC_o est la réponse du capteur lorsqu'il observe l'espace :

$$\pi L = c(DC - DC_o) \tag{2.3}$$

la relation (2.1) devient alors :

$$\rho_g = c(DC - DC_o)/(K_c(\gamma)\, K_c(\nu)\, g(\gamma)\, \sin(\nu)\, I_o\, f_j) \tag{2.4}$$

la quantité CC donnée par l'expression :

$$CC = (DC - DC_o)/(K_c(\gamma)\, K_c(\nu)\, g(\gamma)\, \sin(\nu)\, f_j) \tag{2.5}$$

est appelée **compte numérique normalisé**. Elle représente aussi le facteur de réflexion bidirectionnel (direction Soleil - direction satellite).

Ainsi ρ_g devient :

$$\rho_g = (c.CC)/I_o = e.CC \tag{2.6}$$

La détermination du facteur CC est liée à la connaissance des fonctions suivantes : $K_c(\gamma)$, $K_c(\nu)$, $g(\gamma)$, $\sin\nu$ et f_j.

Les fonctions $\sin\nu$ et f_j sont données par des formules classiques très connues en astronomie et en climatologie (cf. par exemple Perrin de Brichambaut et Vauge [6]).

La formulation de $K_c(\gamma)$ et $K_c(\nu)$ suppose que le coefficient de transmission globale de l'atmosphère par ciel clair ne dépend que de l'angle sous lequel est traversée l'atmosphère par

rapport à un plan horizontal au sol. C'est une approximation qui tient très faiblement compte de l'anisotropie de l'atmosphère. D'après Perrin de Brichambaut et Vauge [6] et Bourges [8], le facteur de transmission globale de l'atmosphère par ciel clair dans la bande spectrale 0,3-4.0 micromètres est donné par l'expression pour l'angle solaire ν :

$$K_c(\nu) = A(\sin\nu)^{0.15} \tag{2.7}$$

avec A = 0,81 pour Perrin de Brichambaut et Vauge, et A = 0,7 pour Bourges.

Ces deux modèles ont été établis empiriquement. La modélisation du facteur de transmission globale donnée par l'équation 2.7 ne tient pas compte explicitement des influences du trouble atmosphérique, de l'albédo du sol et de la vapeur d'eau dans l'atmosphère.

Dans notre cas, A sera considéré comme une part de la constante e (éq. 2.6) devant être déterminée empiriquement. Ainsi dans l'expression de CC, seuls apparaîtront les quantités suivantes : $(\sin\nu)^{0.15}$ et $(\sin\nu)^{0.15}$.

Comme nous l'avions déjà défini, $g(\gamma)$ indique la dépendance du rayonnement réfléchi par rapport à l'angle de réflexion γ. Des travaux réalisés sur l'influence de l'anisotropie de l'atmosphère sur les données satellitaires (Minnis et Harrison [25] ; Taylor et Stowe [26] ; Buriez *et al.* [27]) nous permettent d'approcher $g(\gamma)$ par une loi sinusoïdale en fonction de l'angle γ (hauteur du satellite par rapport au pixel considéré).

Soit un satellite géostationnaire situé au point de longitude λ_o et de latitude 0° à une distance H de la surface de la terre, pour un pixel de latitude Φ et de longitude λ, γ est donné par l'expression :

$$\sin\gamma = \frac{[(R + H)\cos\phi\cos(\lambda - \lambda_o) - R]}{H^2 + 2R(R + H)(1 - \cos\phi\cos(\lambda - \lambda_o))} \tag{2.8}$$

R représente le rayon de la Terre.
Pour le cas spécifique de Météosat λ_o est égale à 0 .

Ainsi l'expression (2.5) du compte numérique normalisé devient :

$$CC = (DC-DC_o)/((\sin\gamma)^{0.15}\ (\sin v)^{0.15}\ \sin(\gamma)\ \sin(v)\ f_j) \qquad (2.9)$$

A l'aide de cette expression, les comptes numériques de la série temporelle d'images sont normalisés et les nouvelles images obtenues après cette opération sont utilisées pour la construction de la carte de l'albédo du sol.

2.2.2 Construction de la carte d'albédo du sol

L'albédo du sol est obtenu à partir des éq. 2.6 et 2.9. En effet après avoir appliqué ces équations sur chacune des images de la série temporelle considérée, pour un pixel donné on peut apprécier aisément la présence ou l'absence de nuages.

Très généralement, la carte d'albédo du sol est construite à l'aide de la luminance minimale normalisée observée pour chaque pixel dans la série temporelle d'images. Cette méthode présente plusieurs inconvénients. La valeur minimale de la luminance normalisée pour un pixel donné n'est pas toujours linéaire par rapport à l'albédo du sol. Ceci est dû à l'ombre portée des nuages et aussi aux phénomènes de masques des reliefs du sol.

Pour s'affranchir de ces différents problèmes, on suppose que l'albédo du sol, ρ_g, et l'albédo des nuages, ρ_c, sont des variables aléatoires entrant dans un modèle probabiliste proposé par Cano [17].

L'albédo du sol est une variable aléatoire ρ_g de moyenne $\bar{\rho}_g$ et de variance σ_g^2. L'albédo des nuages est aussi une variable aléatoire ρ_c de moyenne $\bar{\rho}_c$ et de variance σ_c^2. Si on suppose que l'albédo planétaire est une variable aléatoire X égal à ρ_g avec une probabilité Pg et égal à ρ_c (albédo nuage) avec une probabilité Pc (avec Pg+Pc=1), une minimisation itérative de la variance de la distance entre les luminances observées et celles déduites du modèle ciel clair est équivalente au calcul de la moyenne $\overline{X}$ de la variable X, les nuages étant écartés à chaque itération.

En admettant les hypothèses supplémentaires suivantes :

$$\bar{\rho}_c - \bar{\rho}_g >> \sigma_g$$
$$\bar{\rho}_c - \bar{\rho}_g > \sigma_c \qquad (2.10)$$

on obtient une méthode convergente.
Compte tenu du fait qu'il existe plusieurs types de nuages, d'épaisseurs optiques différentes, de tailles et de formes différentes, donc d'albédos différents, la variance des nuages σ_c^2 est considérée supérieure à σ_g^2. Cette condition se retrouve dans le système d'équations 2.10.

L'algorithme utilisé pour la détermination de l'albédo du sol est celui de Cano [17]. Considérons une série temporelle d'images. Pour un pixel considéré, l'albédo apparent est donné par l'ensemble A tel que :

$$A = \{\rho_i,\ i = 1, .. N\} \qquad (2.11)$$

où i représente les instants considérés dans la série temporelle. Soit i' des instants de i (i'$\subset$ i) correspondant à la situation de ciel clair, donc à un albédo apparent par ciel clair donné par l'ensemble A_g tel que :

$$A_g = \{\rho_{gi'},\ i' \in [1, .., N]\} \qquad (2.12)$$

L'opération de minimisation par moindres carrés de l'albédo apparent est menée de la façon suivante :

1ère itération :

On obtient une valeur ρ_g^1 de A_g qui minimise la distance entre les ensembles A et A_g au sens des moindres carrés. Ainsi toute valeur de ρ_i supérieure à ρ_g^1 correspondra à un cas nuageux :

$$\rho_i > \rho_g^1 + \varepsilon \qquad (2.13)$$

représente le seuil de discrimination entre les instants nuageux et non nuageux. La détermination de ε est un point très délicat de l'algorithme. La valeur de ε doit être

supérieure à σ_g (écart-type de l'albédo du sol) mais elle ne doit pas être très élevée pour ne pas considérer des instants qui sont nuageux comme non nuageux. Soit C_1 l'ensemble des albédos apparents aux instants nuageux après la 1ère itération.

2ème itération :

L' algorithme est appliqué à un ensemble A_2 tel que $A_2 = A - C_1$, c'est-à-dire qu'on écarte les cas nuageux après la 1ère itération. Une 2ème itération aboutit à l'albédo apparent ρ_g^2 qui minimise la distance entre les ensembles A_2 et A_g. Par rapport à cette nouvelle valeur ρ_g^2, on obtient un ensemble C_2 de cas nuageux.

jème itération :

L'ensemble A_j des albédos apparents est donné par l'expression :

$$A_j = A - C_1 - C_2 - \ldots - C_{j-1} \qquad (2.14)$$

et l'albédo apparent du sol est ρ_g^{j-1}. Si l'ensemble C_j n'est pas vide après la jème itération, on continue les calculs (les itérations) jusqu'à l'obtention d'une valeur de l'albédo apparent du sol suivant les conditions de convergence imposées.

Si sur un pixel donné de la série temporelle d'images, résident toujours des nuages, la valeur de l'albédo obtenue après itération n'est pas correcte. Il faut alors utiliser pour ce pixel une autre série temporelle d'images, au cours de laquelle le pixel est dégagé.

2.2.3 Réactualisation de la carte d'albédo du sol

L'albédo du sol change en fonction de la couverture végétale, donc des variations saisonnières. La réactualisation de la carte d'albédo permet de tenir compte de ces variations.

Soit pour un pixel donné, ρ^t l'albédo apparent à l'instant t, et ρ_{1g} l'albédo du sol préalablement estimé, l'albédo du sol ρ_{2g} à cet instant t est déterminé de la façon suivante :

- pixel couvert : i.e. $\rho^t > \rho_{1g} + \varepsilon$

$$\rho_{2g} = \rho_{1g} \qquad (2.15)$$

- pixel non nuageux sur sable ou neige :

  i.e. $\rho^t < \rho_{1g} + \varepsilon$

  $\rho_{1g} > \rho_{\text{sable (neige)}}$

  $\rho^t < \rho_{\text{sable (neige)}}$

alors $\rho_{2g} = \rho^t$ (2.16)

- pour les autres cas, la nouvelle estimation est établie à partir de la formule de pondération suivante :

$$\rho_{2g} = (N.\ \rho_{1g} + \rho^t)/(N + 1) \quad (2.17)$$

où N est le poids attribué à l'estimation précédente (i.e. nombre de points ayant permis d'établir l'estimation précédente).

Remarque :

La réactualisation de l'albédo du sol permet de suivre l'évolution spatio-temporelle de la couverture végétale (Diabaté *et al.* [28], annexe [3]). L'albédo du sol est donc un sous-produit du système Heliosat, qui a une très grande utilité.

2.3 Détermination de l'indice d'ennuagement

L'indice d'ennuagement $n^t(i,j)$ à l'instant t en un pixel donné (i,j), est défini comme une fonction de :

- l'albédo du sol $\rho_g(i,j)$,
- l'albédo apparent (luminance normalisée) du même pixel (i,j) mesuré à partir du satellite : $\rho^t(i,j)$,
- l'albédo moyen du nuage ρ_c.

Cet indice pour chaque pixel est donné par la formule :

$$n^t(i,j) = [\rho^t(i,j) - \rho_g(i,j)]/[\rho_c - \rho_g(i,j)] \qquad (2.18)$$

ρ_c est obtenu par l'inverse de l'algorithme qui a servi à évaluer l'albédo du sol.

L'indice $n^t(i,j)$ est un indicateur du chemin optique ou encore de la transmittance de la colonne atmosphérique au-dessus du pixel étudié. Une petite valeur de $n^t(i,j)$ correspondra à une grande valeur de la transmittance. Sa valeur peut être supérieure à 1, contrairement à la définition donnée dans l'annexe [6]. En effet, dans l'équation 2.18, ρ_c est une valeur moyenne des forts albédos de nuage. Il existe des valeurs de $\rho^t(i,j)$ qui sont supérieures à ρ_c (cas des ciels très couverts), quoiqu'il en soit, en tronquant la valeur de l'indice d'ennuagement à 1, les résultats sont très peu différents du cas de n non tronqué.

La formule (2.18) n'est pas valable pour le cas où la valeur de ρ_c est proche de celle de $\rho_g(i,j)$. C'est le cas des endroits neigeux (en Europe) et des endroits désertiques (en Afrique). Pour ces cas particuliers de sols, seul le domaine de l'infrarouge est susceptible de donner une bonne solution (Cano [17]). Ceci dit, rappelons que la méthode Heliosat se limite à l'étude dans le domaine visible.

2.4 Relations entre l'indice d'ennuagement et le coefficient de transmission globale

Le facteur de transmission globale K(i,j) est défini comme étant le rapport du rayonnement global au sol sur plan horizontal Gh(i,j) et du rayonnement global horizontal hors atmosphère Goh(i,j) :

$$K(i,j) = Gh(i,j)/Goh(i,j) \qquad (2.19)$$

Le problème qui se pose est de trouver une relation (F) entre l'indice d'ennuagement et le coefficient de transmission globale à un instant t et un pixel (i,j) donnés :

$$K^t(i,j) = F[n^t(i,j)] \qquad (2.20)$$

La méthode Heliosat est basée sur l'existence d'une relation linéaire entre $K^t(i,j)$ et $n^t(i,j)$. Cette relation linéaire a été préconisée en se basant sur des travaux de Bourges [8] et les corrélations entre la durée d'ensoleillement et l'indice d'ennuagement établies par Pastre [13]. Ainsi, on a pu montrer que F est une relation linéaire :

$$K^t(i,j) = a^t(i,j).n^t(i,j) + b^t(i,j) \qquad (2.21)$$

Une étude détaillée de la variation spatio-temporelle des coefficients de régression de la relation (2.21) est exposée dans le chapitre 4.

2.5 Détermination du rayonnement solaire global horaire au sol

Une bonne estimation de la fonction F dans le temps et dans l'espace permettra à partir d'un indice d'ennuagement (données satellitaires) de déterminer le coefficient de transmission globale atmosphérique correspondant et d'évaluer ensuite la rayonnement global horaire au sol sur plan horizontal :

$$G^t(i,j) = Goh(i,j).F[n^t(i,j)] \qquad (2.22)$$

Pour les cas extrêmes, ciel clair et ciel couvert, si nous avons respectivement $n_c{}^t(i,j)$ et $n_b{}^t(i,j)$ comme indices d'ennuagement, les rayonnements correspondants seront :

$$G_c{}^t(i,j) = Goh(i,j).F[n_c{}^t(i,j)] \qquad (2.23)$$

$$G_b{}^t(i,j) = Goh(i,j).F[n_b{}^t(i,j)] \qquad (2.24)$$

Ces formulations (2.23 et 2.24) supposent que la fonction F est valable dans tous les cas (ciels couvert, nuageux ou partiellement nuageux).

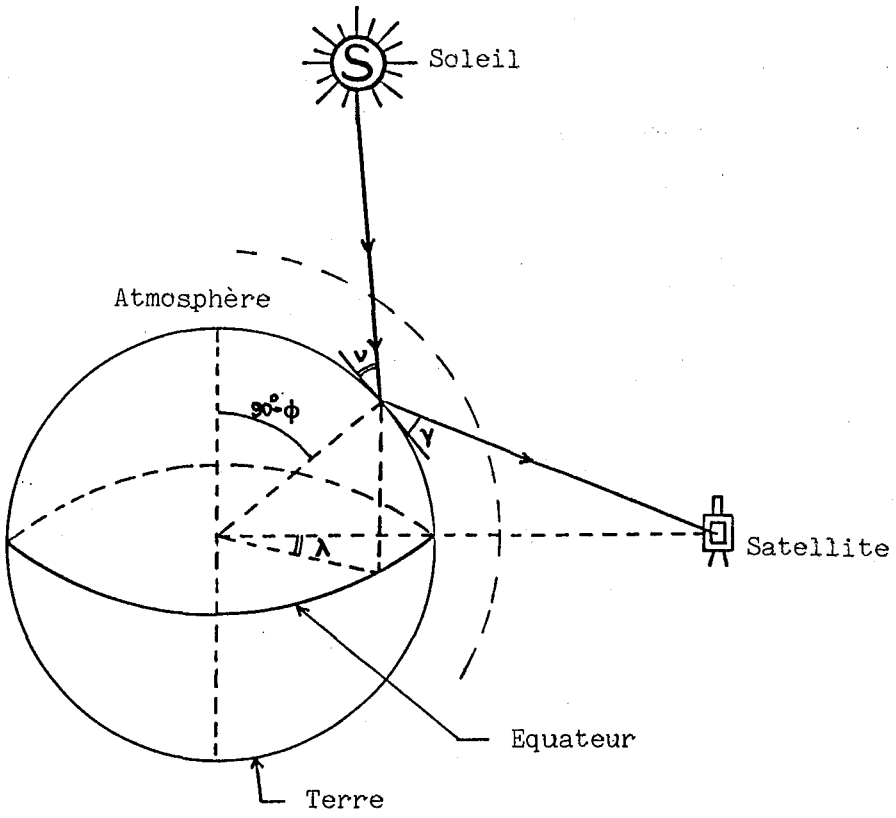


Figure 2.1 : Représentation physique des symboles pour la désignation des angles dans le sytème Soleil-Terre-satellite.

CHAPITRE 3

DETERMINATION DU RAYONNEMENT GLOBAL JOURNALIER EN MOYENNE MENSUELLE

—

PRESENTATION DE LA STATION HELIOSAT

3.1 Détermination du rayonnement global journalier en moyenne mensuelle

3.1.1 Position du problème

A l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (ENSMP), les acquisitions en provenance du satellite Météosat se font quotidiennement sur les trois plages horaires dans la bande spectrale : 0,4 à 1,1 micromètre (canal visible). Ces plages horaires sont : 9-10h, 12-13h et 15-16h en Temps Universel (TU). Le domaine géographique concerné est l'Europe avec une résolution moyenne de 7x7 km^2.

Le problème qui se pose est d'estimer à partir de ces données acquises quotidiennement le rayonnement global journalier mensuel sachant que le rayonnement global horaire en moyenne mensuelle est calculé pour chacune des plages horaires considérées (cf. paragraphes 2.4 et 2.5).

3.1.2 Recherche d'un modèle mathématique

Le but à atteindre dans cette phase de recherche est de trouver un modèle simple de calcul du rayonnement global mensuel et qui assure un bon compromis entre la rapidité de calcul et la précision des estimations.

Pour résoudre le problème posé, nous avons tracé les courbes de rayonnement solaire global horaire mensuel à partir de données statistiques de onze stations en France. Ces données statistiques portent sur dix ans (1971 - 1980), et sont fournies sous forme de recueil par la Météorologie Nationale Française (Anonyme [29]).

D'une manière générale, les courbes (*i.e.* figures 3.1, 3.2, 3.3 et 3.4) de rayonnement global mensuel, G, pour les onze stations considérées présentent une allure pseudo-sinusoïdale dont l'amplitude, A, varie avec le temps t durant une journée. L'expression mathématique d'une telle allure peut s'écrire :

$$G(t) = A(t) \sin[\omega (t-T_{lm})] \qquad (3.1)$$

avec :

t : temps en TSV (Temps Solaire Vrai),

T_{lm} : heure de lever du soleil,

$A(t)$: amplitude,
ω : pulsation.

Soit T_{djm} la durée moyenne mensuelle du jour, la pulsation ω est alors donnée par l'expression :

$$\omega = \pi / T_{djm} \tag{3.2}$$

et l'heure moyenne du lever du soleil est égale, en heure, à :

$$T_{lm} = 12 - T_{djm}/2 \tag{3.3}$$

Pour un lieu géographique donné, de latitude Φ, et de déclinaison moyenne mensuelle δ_m, la durée moyenne mensuelle du jour T_{djm} est donnée en heure par la formule :

$$T_{djm} = 2(\cos^{-1}(-\mathrm{tg}\Phi\ \mathrm{tg}\,\delta_m))/15 \tag{3.4}$$

La déclinaison moyenne mensuelle δ_m est définie comme étant égale à la moyenne sur un mois de la déclinaison δ_j pour le jour julien j. δ_j est donnée par (Perrin de Brichambaut et Vauge [6]) :

$$\delta_j = 23{,}45 \sin(0{,}986j - 80) \tag{3.5}$$

Ainsi

$$\delta_m = (23{,}45/M_j)\sum_{j=jdeb}^{jfin} \sin(0{,}986j - 80)$$

où

M_j : nombre total de jours du mois considéré,
jdeb : premier jour du mois considéré, en jour julien,
jfin : dernier jour du mois considéré, en jour julien.

Les valeurs de δ_{15} et δ_m pour chaque mois de l'année sont données dans le tableau [3.1].

Ce tableau montre qu'il n'existe pas une grande différence entre la valeur de δ_m et celle de δ_{15} (*i.e.* moins d'un degré d'erreur). Par conséquent, pour que le calcul soit plus rapide, nous avons confondu dans la suite δ_m et δ_{15} du $15^{ème}$ (ou δ_{14} pour février).

L'amplitude A(t) est obtenue en ajustant l'expression (3.1) sur les mesures climatologiques G(t). Cette amplitude A(t) (figures 3.5 et 3.6) a une forme qui est une fonction quadratique de t et dont les trois paramètres peuvent être obtenus par un ajustement au sens des moindres carrés :

$$A(t) = A_1 t^2 + A_2 t + A_3 \tag{3.6}$$

D'une façon générale, l'expression (3.6) peut être écrite :

$$Y = A_1 X^2 + A_2 X + A_3 \tag{3.7}$$

Ainsi en posant $\sum_1^n X = \sum X$ on obtient :

$$\begin{cases} A_1.\sum X^2 + A_2.\sum X + A_3.n = \sum Y \\ A_1.\sum X^3 + A_2.\sum X^2 + A_3.\sum X = \sum YX \\ A_1.\sum X^4 + A_2.\sum X^3 + A_3.\sum X^2 = \sum YX^2 \end{cases} \tag{3.8}$$

avec n : nombre de points (X,Y).
Sous forme matricielle le système d'équations devient :

$$\begin{bmatrix} \sum X^2 & \sum X & n \\ \sum X^3 & \sum X^2 & \sum X \\ \sum X^4 & \sum X^3 & \sum X^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_1 \\ A_2 \\ A_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum Y \\ \sum YX \\ \sum YX^2 \end{bmatrix}$$

Les constantes A_1, A_2 et A_3 sont ainsi obtenues par l'expression :

$$\begin{bmatrix} A_1 \\ A_2 \\ A_3 \end{bmatrix} = M^{-1} \begin{bmatrix} \sum Y \\ \sum YX \\ \sum YX^2 \end{bmatrix}$$

Pour retourner au système initial de notation, il suffit de considérer les égalités suivantes :

$Y = A(t)$ et $X = t$.

Cet ajustement, au sens des moindres carrés, est effectué par les logiciels : **MOINCAPA** et **RESEQPAR** dans le progiciel Heliosat.

Si G(t) est exprimé en Wh/m^2, alors les constantes A_1, A_2 et A_3 auront respectivement pour dimensions : $W/(m^2h)$, W/m^2, Wh/m^2.

D'une manière opérationelle, pour le cas spécifique de trois acquisitions par jour, maintenant que la forme de A(t) est définie, les paramètres A_1, A_2, et A_3 sont estimés chaque mois et en chaque pixel à l'aide des trois valeurs horaires G(h1), G(h2) et G(h3) en moyenne mensuelle calculées à partir des images reçues quotidiennement. Pour trois acquisitions par jour, les paramètres A_1, A_2, et A_3 sont déterminés par une simple méthode analytique à partir du système d'équations 3.8 (3 équations à 3 inconnues).

Si le nombre d'acquisitions par jour est supérieur à trois, alors seule la méthode des moindres carrés est valable. S'il est inférieur à trois aucun calcul du rayonnement journalier n'est effectué.

3.1.3 Calcul du rayonnement global journalier en moyenne mensuelle (G_{jm})

Le rayonnement global journalier en moyenne mensuelle est obtenu en intégrant G(t) entre les heures de lever T_{lsm} et de coucher T_{csm} du Soleil prises en moyenne mensuelle.

L'intégration est conduite de la façon suivante :

$$G(t) = (A_1t^2 + A_2t + A_3)\sin((\pi/T_{djm})(t - T_{lsm})) \qquad (3.9)$$

$$G_{jm} = \int_{T_{lsm}}^{T_{csm}} G(t)\, dt$$

$$= \int_{T_{lsm}}^{T_{csm}} (A_1 t^2 + A_2 t + A_3)\sin((\pi/T_{djm})(t - T_{lsm}))\, dt$$

$$= G_1 + G_2 + G_3$$

avec

$$G_1 = A_1 \int_{T_{lsm}}^{T_{csm}} t^2.\sin((\pi/T_{djm})(t - T_{lsm}))\, dt$$

$$G_2 = A_2 \int_{T_{lsm}}^{T_{csm}} t.\sin((\pi/T_{djm})(t - T_{lsm}))\, dt$$

$$G_3 = A_3 \int_{T_{lsm}}^{T_{csm}} \sin((\pi/T_{djm})(t - T_{lsm}))\, dt$$

Le développement de G_1, G_2 et G_3 aboutit aux expressions suivantes :

$$G_1 = (A_1/\pi)\ \{T_{djm}(T_{csm}^{\ 2} + T_{lsm}^{\ 2}) - 4T_{djm}^{\ 3}\}$$

$$G_2 = (A_2/\pi)\ \{T_{djm}(T_{csm} + T_{lsm})\}$$

$$G_3 = 2.(A_3/\pi)T_{djm}$$

$$G_{jm} = (A_1/\pi)\{T_{djm}(T_{csm}^{\ 2} + T_{lsm}^{\ 2}) - 4T_{djm}^{\ 3}\}$$

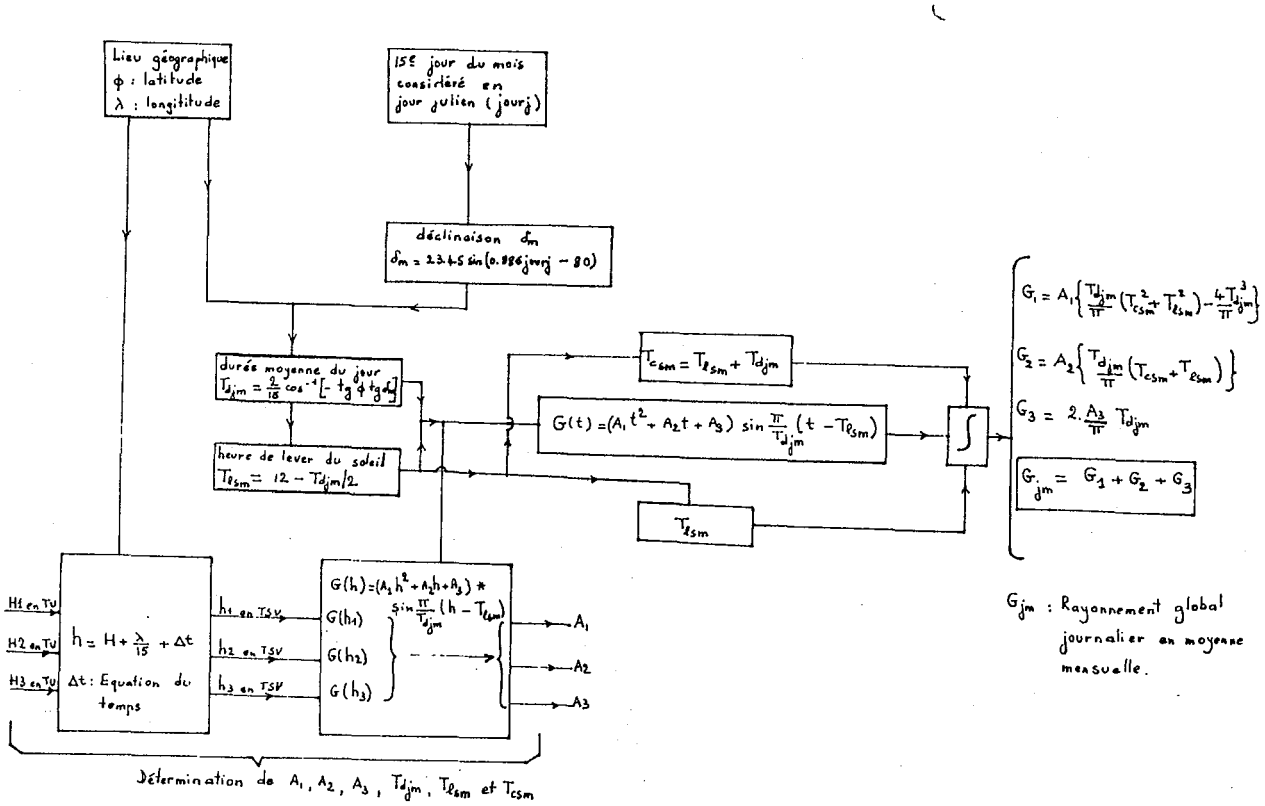
$$+ (A_2/\pi)\{T_{djm}(T_{csm} + T_{lsm})\} +$$

$$+ 2.(A_3/\pi)T_{djm} \qquad (3.10)$$

Ceci est obtenu par la procédure **calcul_GMENJ** dans le logiciel Héliosat.

3.1.4 Schéma synoptique de la démarche mathématique

La détermination des constantes A_1, A_2, A_3, T_{lsm} et T_{djm} de l'équation (3.1), ainsi que l'intégration pour l'obtention du rayonnement global journalier peuvent être décrites synoptiquement par le schéma ci-dessous :



3.1.5 Application de la méthode

Pour apprécier les performances de la méthode de calcul du rayonnement global journalier en moyenne mensuelle, nous avons dans un premier temps adopté la démarche inverse de celle qui nous a conduits à l'établissement du modèle, ceci en vue d'obtenir des résultats estimés qui seront dans un second temps comparés aux données statistiques de départ.

La démarche est très simple. En effet, connaissant la forme du rayonnement global horaire mensuel (éq. 3.1) en fonction du temps et connaissant aussi les valeurs du rayonnement global horaire en moyenne mensuelle fournies par le recueil de la Météorologie pour les 3 plages horaires considérées, les constantes A_1, A_2 et A_3 de l'équation 3.1 sont calculées. Ensuite, il suffit d'utiliser l'équation 3.10 pour déterminer le rayonnement global journalier en moyenne mensuelle.

Les comparaisons entre les données statistiques de la Météorologie Nationale Française et nos estimations sont représentées sur les figures 3.7 et 3.8, et montrent une excellente concordance entre les deux jeux de données. Pour les stations de Trappes et Carpentras, le coefficient de corrélation est de 0,99 (figs. 3.7a et b). Pour toutes les stations confondues, le coefficient de corrélation reste élevé (0,98) et l'erreur d'estimation est de 0,041 kWh/m^2 (environ 1% du rayonnement solaire en moyenne mensuelle 4,800 kWh/m^2) avec un biais de 0,010 kWh/m^2 (0,2% du rayonnement en moyenne mensuelle).

Le modèle a été ensuite testé sur l'année 1983, c'est-à-dire que maintenant les estimations tri-horaires sont fournies par l'imagerie satellitaire. La moyenne mensuelle du rayonnement global journalier est alors calculée puis comparée, mois par mois pour chacune des 16 stations de mesure disponibles pour cette année, aux mesures pyranométriques de la Météorologie Nationale Française. On obtient une bonne concordance entre les valeurs estimées et les valeurs relevées au sol. En effet, pour toutes les stations confondues, le coefficient de corrélation est de 0,96. L'erreur d'estimation est de 0,528 kWh/m^2, ce qui représente un peu moins de 10% de la valeur moyenne mesurée (5,5 kWh/m^2); le biais est de 0,294 kWh/m^2, c'est-à-dire environ 5% de la valeur moyenne (figure 2.9).

Mois	δ_{15}	δ_m
jan.	-20,93	-20,86
fév.	-12,99	-13,36
mar.	-02,06	-02,44
avr.	+10,09	+09,43
mai.	+19,22	+18,76
jui.	+23,38	+23,06
juil.	+21,22	+21,14
aoû	+13,20	+13,37
sep.	+01,52	+02,10
oct.	-10,21	-09,73
nov.	-19,52	-18,97
déc.	-23,39	-23,08

Tableau [3.1] : valeurs de la déclinaison du soleil en moyenne mensuelle (δ_m) et du 15ème jour (δ_{15}) du mois considéré.

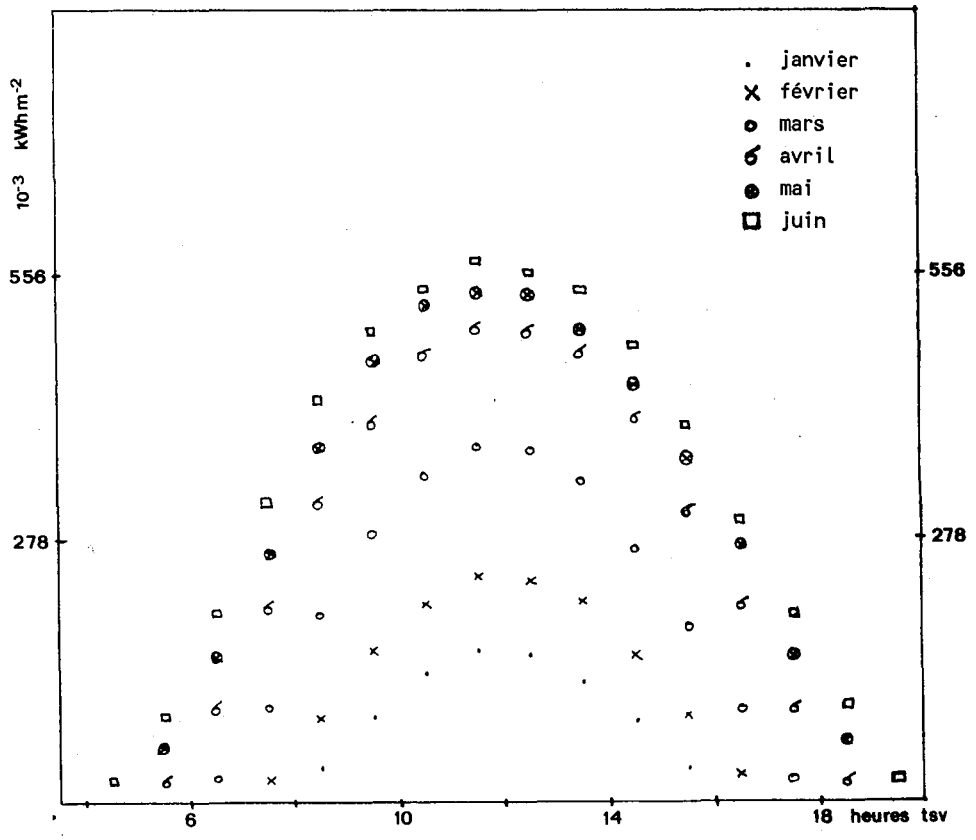


Figure 3.1 : Rayonnement solaire global horizontal en fonction de l'heure en TSV pour les mois de janvier à juin pour Trappes (sur les données statistiques 1971-1980).

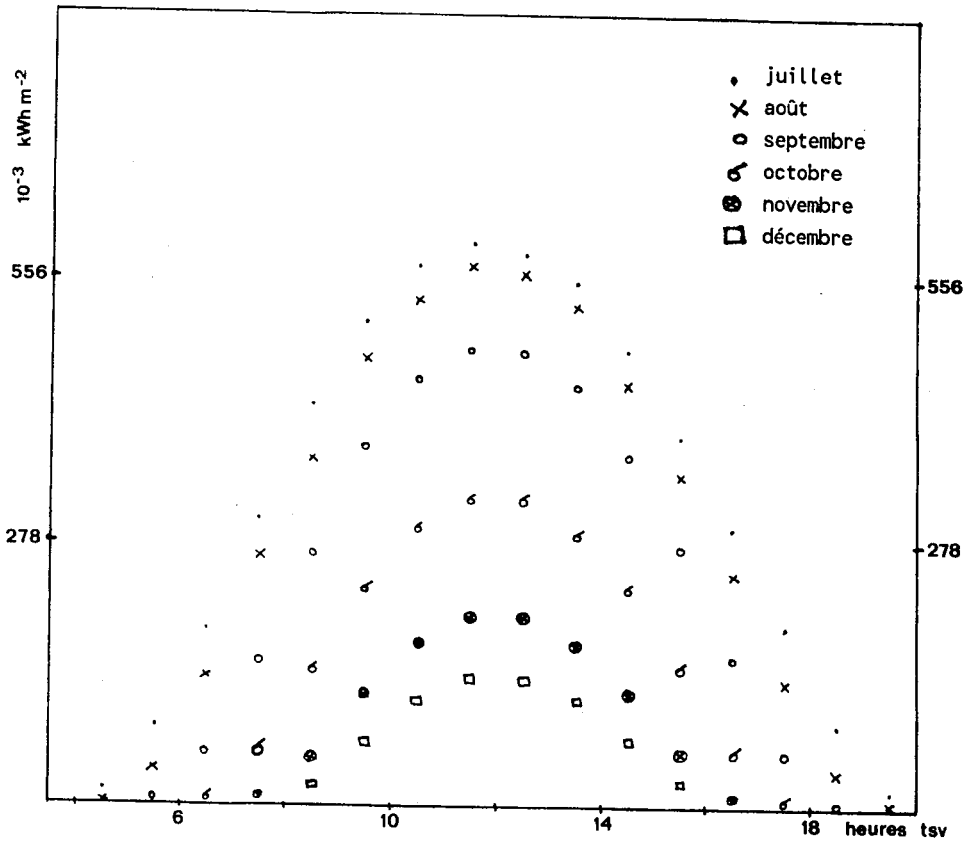


Figure 3.2 : Rayonnement solaire global horizontal en fonction de l'heure en TSV pour les mois de juillet à décembre pour Trappes (sur les données statistiques 1971-1980).

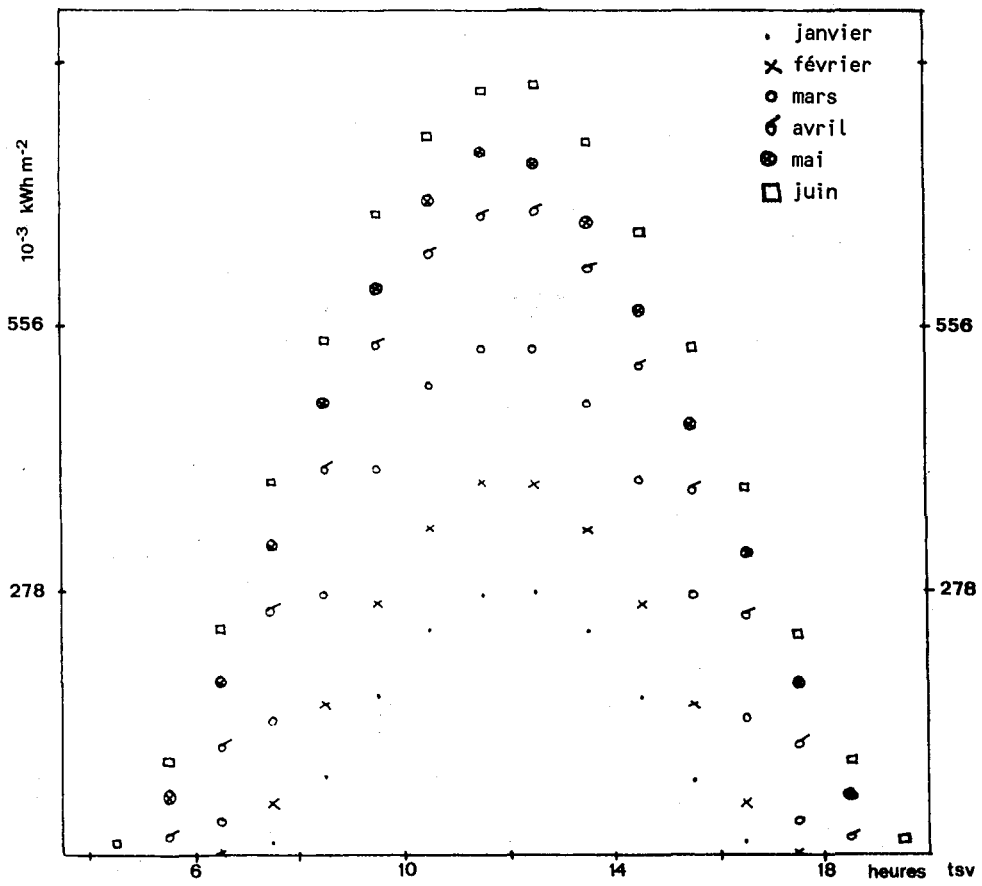


Figure 3.3 : Rayonnement solaire global horizontal en fonction de l'heure en TSV pour les mois de janvier à juin pour Carpentras (sur les données statistiques 1971-1980).

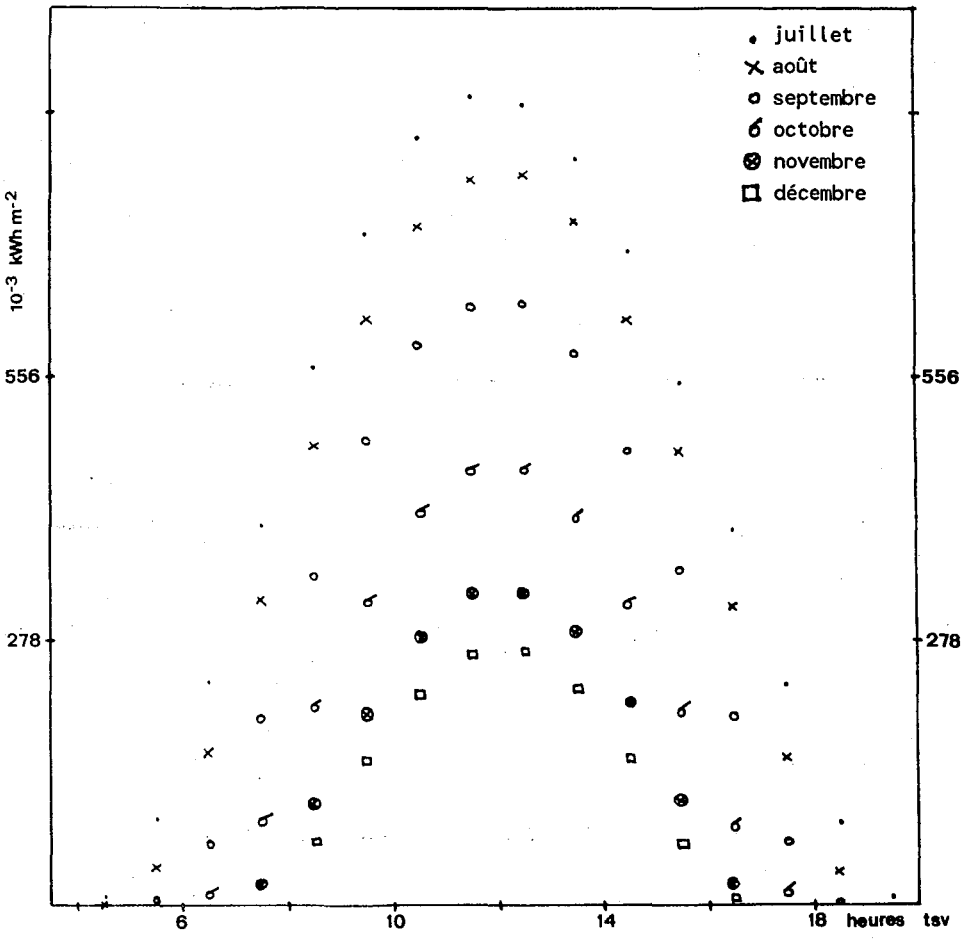


Figure 3.4 : Rayonnement solaire global horizontal en fonction de l'heure en TSV pour les mois de juillet à décembre pour Carpentras (sur les données statistiques 1971-1980).

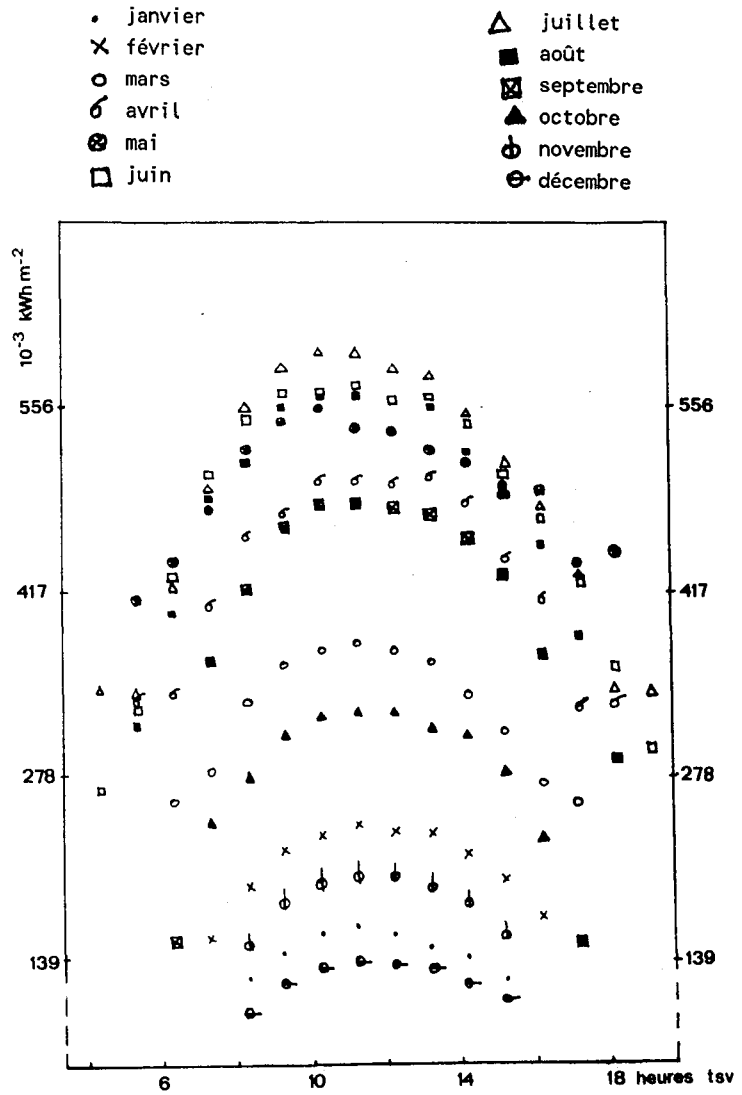


Figure 3.5 : Amplitude A du rayonnement solaire global horizontal en fonction de l'heure en TSV pour les mois de janvier à décembre pour Trappes (sur les données statistiques 1971-1980).

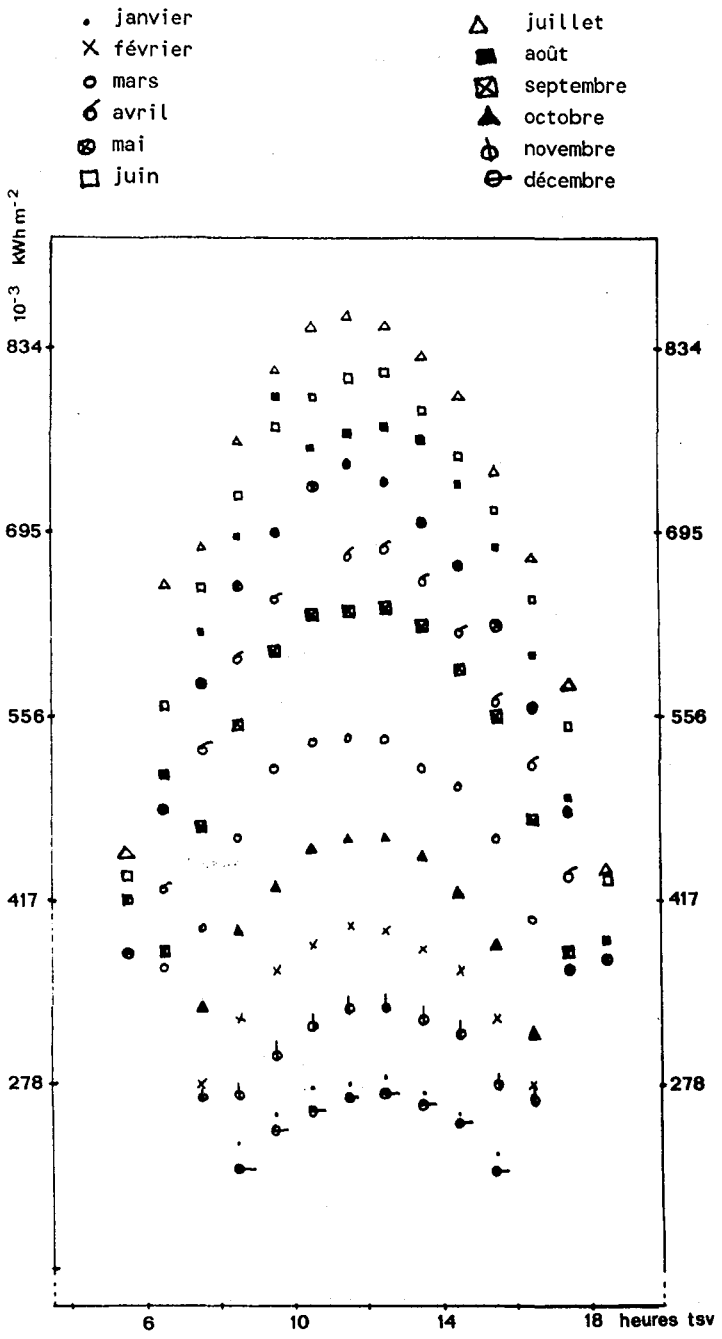
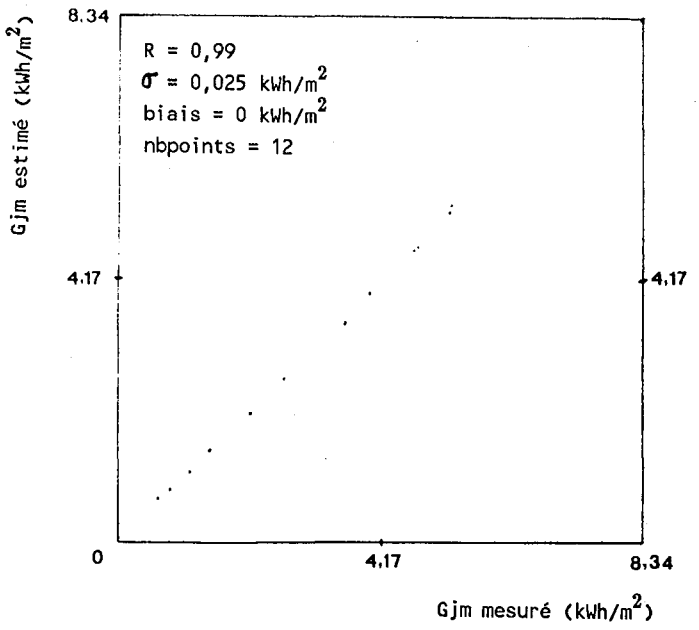


Figure 3.6 : Amplitude A du rayonnement solaire global horizontal en fonction de l'heure en TSV pour les mois de janvier à décembre pour Carpentras (sur les données statistiques 1971-1980).



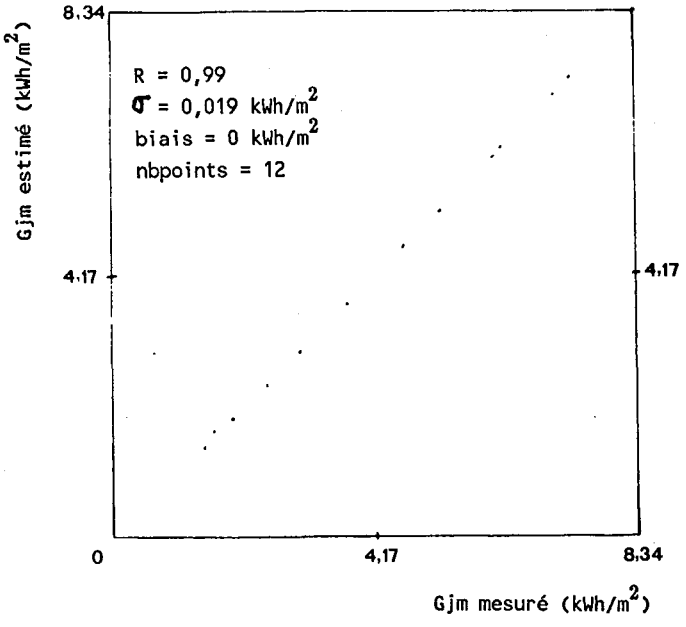


Figure 3.7 : Comparaison entre les rayonnements solaires journaliers estimé et mesuré en moyenne mensuelle par station (sur les données statisques 1971-1980).

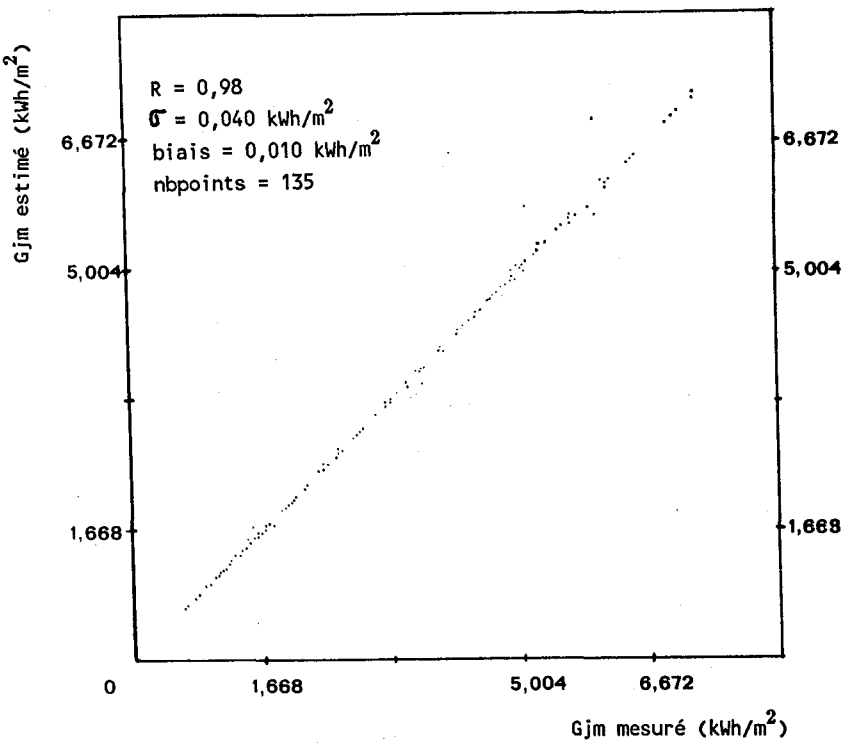


Figure 3.8 : Comparaison entre les rayonnements solaires journaliers estimé et mesuré en moyenne mensuelle pour toutes les stations confondues (sur les données statisques 1971-1980).

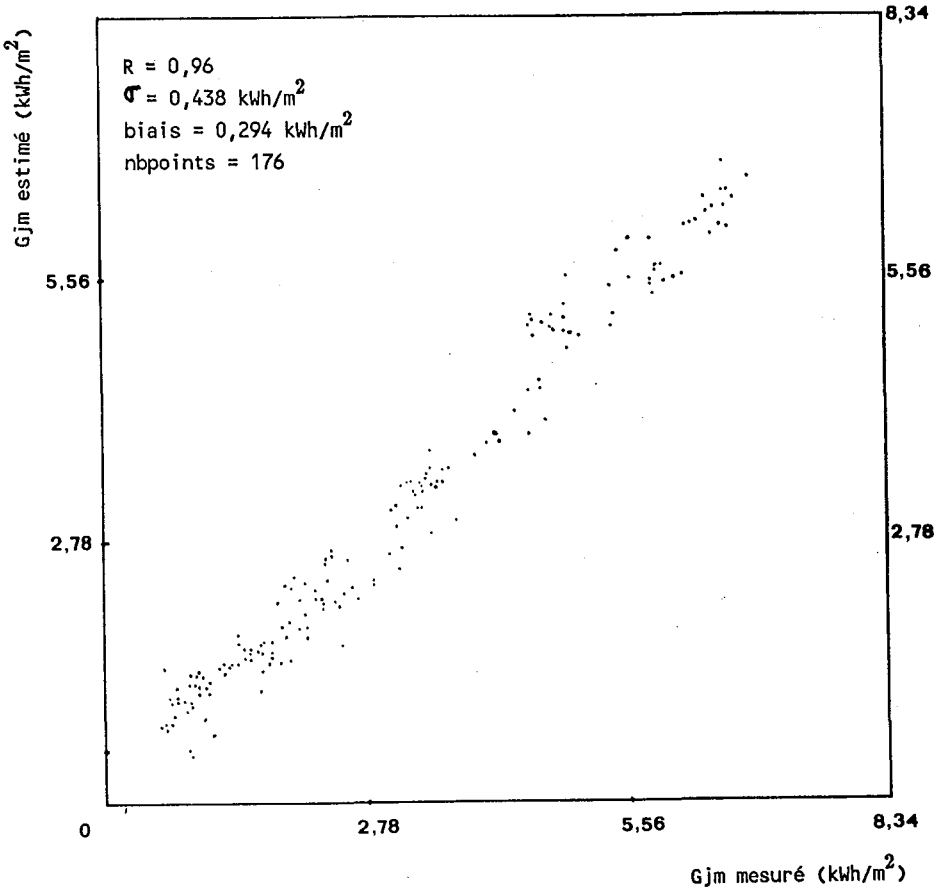


Figure 3.9 : Résultats du modèle testé sur l'année 1983 pour toutes les stations confondues.

3.2 Présentation de la station Heliosat

3.2.1 Composition de la station

De nombreuses études ont montré la possibilité de connaître le rayonnement solaire global au sol à 10% près à partir des images en provenance des satellites météorologiques (Cano *et al.* [11], Diabaté *et al.* [30], Gautier *et al.* [14], Michaud-Regas [18], Möser et Raschke [12], Möser et Raschke [31] ...). La résolution au sol des satellites généralement utilisés étant de 5 à 30 km, le problème de la faible densité de mesures au sol (150-200 km et même plus en Afrique) signalé dans l'introduction générale se trouve résolu.

Il ne suffit pas de disposer de bonnes méthodes de détermination du rayonnement solaire à partir des images satellitaires, encore faudrait-il qu'elles soient compatibles avec les possiblités informatiques existantes. Ainsi, les méthodes très sophistiquées exigeront des ordinateurs de haute capacité tandis que les plus simples pourront se contenter d'un micro-ordinateur compatible PC.

Pour le système réalisé à l'Ecole des Mines de Paris (EMP), nous nous sommes imposés les conditions suivantes : faible encombrement, faibles moyens de calcul et enfin une méthode simple avec une bonne précision. Ces exigences viennent du fait que nous avons voulu au départ disposer d'un système transportable et de faible maintenance et destiné aux pays en voie de développement (surtout l'Afrique). Le système réalisé à l'EMP s'appelle "**Station Heliosat**" et il repose sur la méthode Heliosat (cf. chapitre 2 et paragrahe 3.1).

La station Heliosat est largement décrite dans Diabaté *et al.* [28] (annexe [2]) et Diabaté *et al.* [32]. Elle est essentiellement composée :

- d'un progiciel basé sur la méthode Heliosat,
- d'un récepteur Haute Fréquence (HF) et d'une antenne pour la réception du signal analogique en provenance du satellite sous format WEFAX,
- d'un micro-ordinateur compatible PC (AT ou XT),
- d'une carte de numérisation installée dans le micro-ordinateur,

- d'une carte graphique et de son écran couleur,

- d'un écran monochrome,

- d'une imprimante (pour la sortie des images sur papier).

A part le progiciel Heliosat et la carte de numérisation qui ont été totalement réalisés à l'EMP, le reste des composantes seront brièvement décrites.

3.2.2 Fonctionnement de la station

Les différents éléments composant la station Heliosat peuvent être classés en deux catégories : le progiciel et le support matériel (respectivement figures 3.10 et 3.11).

Avant la conversion des données satellitaires en rayonnement solaire global, le progiciel Heliosat effectue d'une façon totalement automatique les opérations suivantes :

(i) quelques instants avant l'heure d'acquisition, le programme se met à l'écoute du satellite. Toute anomalie est signalée à l'écran. Au cours de l'acquisition, l'image est stockée au fur et à mesure sur le disque dur du micro-ordinateur. Une fois l'émission terminée, l'image est renversée (Nord géographique en haut de l'écran),

(ii) ajustement du contraste et affichage de l'image qui vient d'être acquise,

(iii) rectification géométrique de l'image acquise (translation pour le cas de Météosat).

Deux types d'acquisitions sont possibles avec le progiciel Heliosat :

- acquisitions de surveillance du temps, c'est-à-dire affichage seulement. Pour ces types d'acquisitions il est possible d'obtenir les images en provenance de n'importe quel canal du radiomètre du satellite (visible, infra-rouge et vapeur d'eau),

- acquisitions nécessaires au calcul du rayonnement solaire au sol, c'est-à-dire un traitement Heliosat complet. Ces acquisitions portent uniquement sur le canal visible.

Les différentes opérations (i, ii, iii) ci-dessus citées sont valables pour les deux types d'acquisitions.

Pour un traitement complet, après les différentes opérations ci-dessus citées, l'image est convertie suivant la méthode Heliosat en image de rayonnement solaire global. Trois fois par jour, les images en provenance du satellite sont traitées et des cartes de rayonnement global solaire horaire sont construites. Les trois plages horaires concernées sont 9-10 h, 12-13 h et 15-16 h en Temps Universel (TU). A la fin du traitement de la 3ème image acquise, une carte du rayonnement global solaire journalier est établie à partir des trois images du rayonnement global solaire horaire. A la fin de chaque mois, une carte de rayonnement global solaire journalier est établie à partir des moyennes horaires par heure et est ensuite affichée à l'écran couleur prévu à cet effet.

Le fait de travailler uniquement sur trois images par jour est imposé par le rythme d'émission du satellite Météosat dans le canal visible.

Le progiciel Heliosat permet à un utilisateur éventuel d'accéder aux données (images du rayonnement solaire global, indice d'ennuagement, albédo, etc ...) d'un point et son voisinage situés dans le champ de vision du radiomètre du satellite.

3.2.3 Discussion

Le système Héliosat permet d'obtenir des cartes très détaillées (5x5 km^2) du rayonnement solaire et qui sont très utiles pour le dimensionnement des installations utilisant le rayonnement solaire comme source d'énergie.

Les temps de construction varient de 100 minutes pour la carte de rayonnement global solaire horaire à 60 minutes pour la carte du rayonnement global solaire journalier sur micro-ordinateur compatible PC-XT. Le calcul de la moyenne du rayonnement global solaire horaire par heure se fait en 5 minutes. Les cartes de moyennes horaires par heure servent à l'établissement de la carte mensuelle journalière. Ces différents temps de calcul sont signalés seulement à titre indicatif car ils dépendent fortement du matériel utilisé. Par exemple, sur un micro-ordinateur compatible PC-AT, les temps de calcul signalés ci-dessus sont divisés environ par un facteur de 3.

Au vu des temps de calcul, le système Heliosat permet d'obtenir des résultats en temps réel sur un matériel peu cher et n'exigeant que très peu de maintenance. Aussi, le système Heliosat sert d'interface entre une méthode scientifique de calcul du rayonnement global solaire à partir d'images satellitaires et les éventuels concepteurs d'installations utilisant l'énergie solaire. C'est un système ouvert pouvant évoluer en fonction des besoins de l'utilisateur, ceci dû au fait que le progiciel Heliosat est essentiellement constitué de procédures et qu'une intervention sur une procédure donnée ne nécessite pas un examen général du programme.

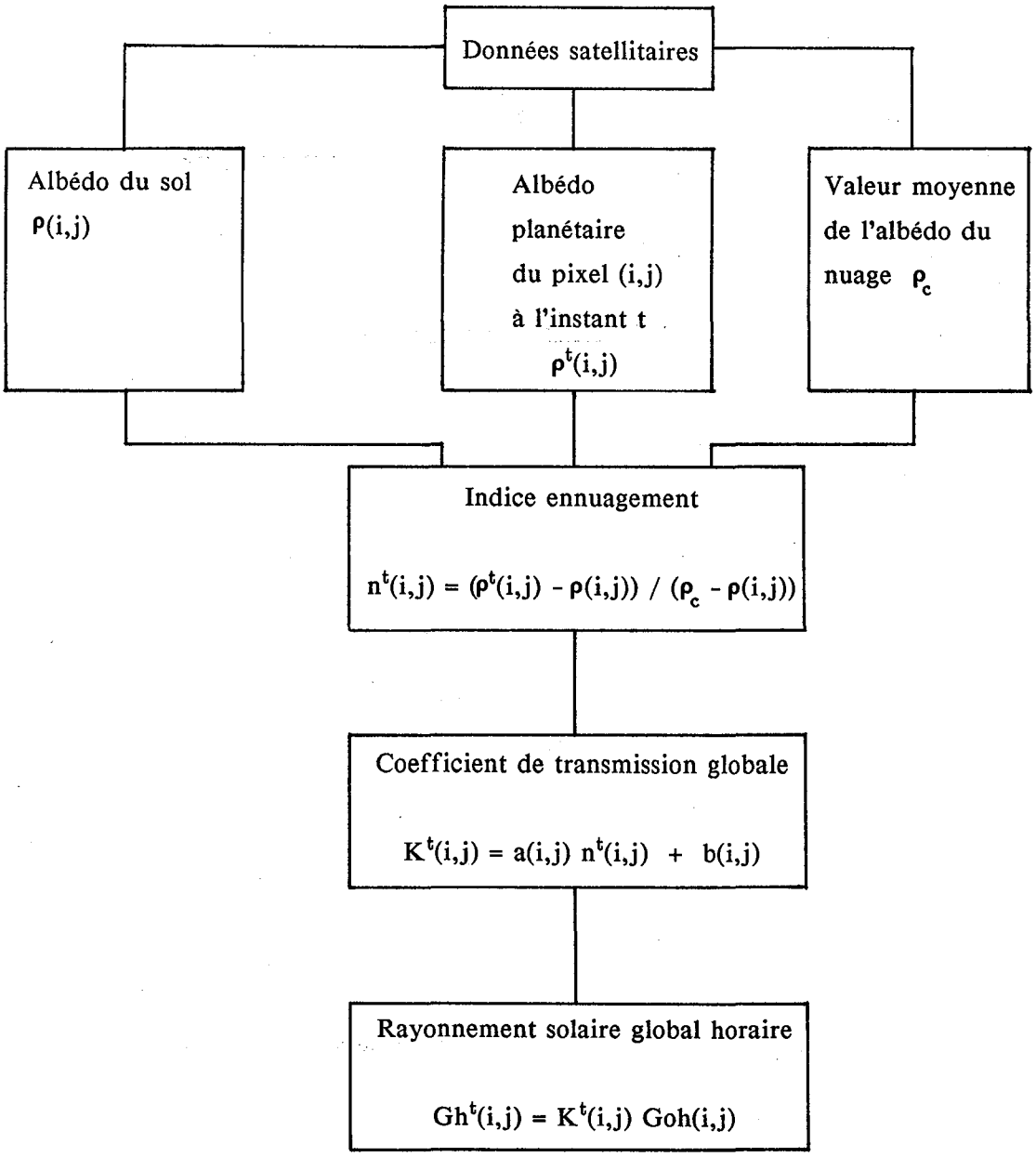


Figure 3.10 : Schéma synoptique de la méthode Heliosat

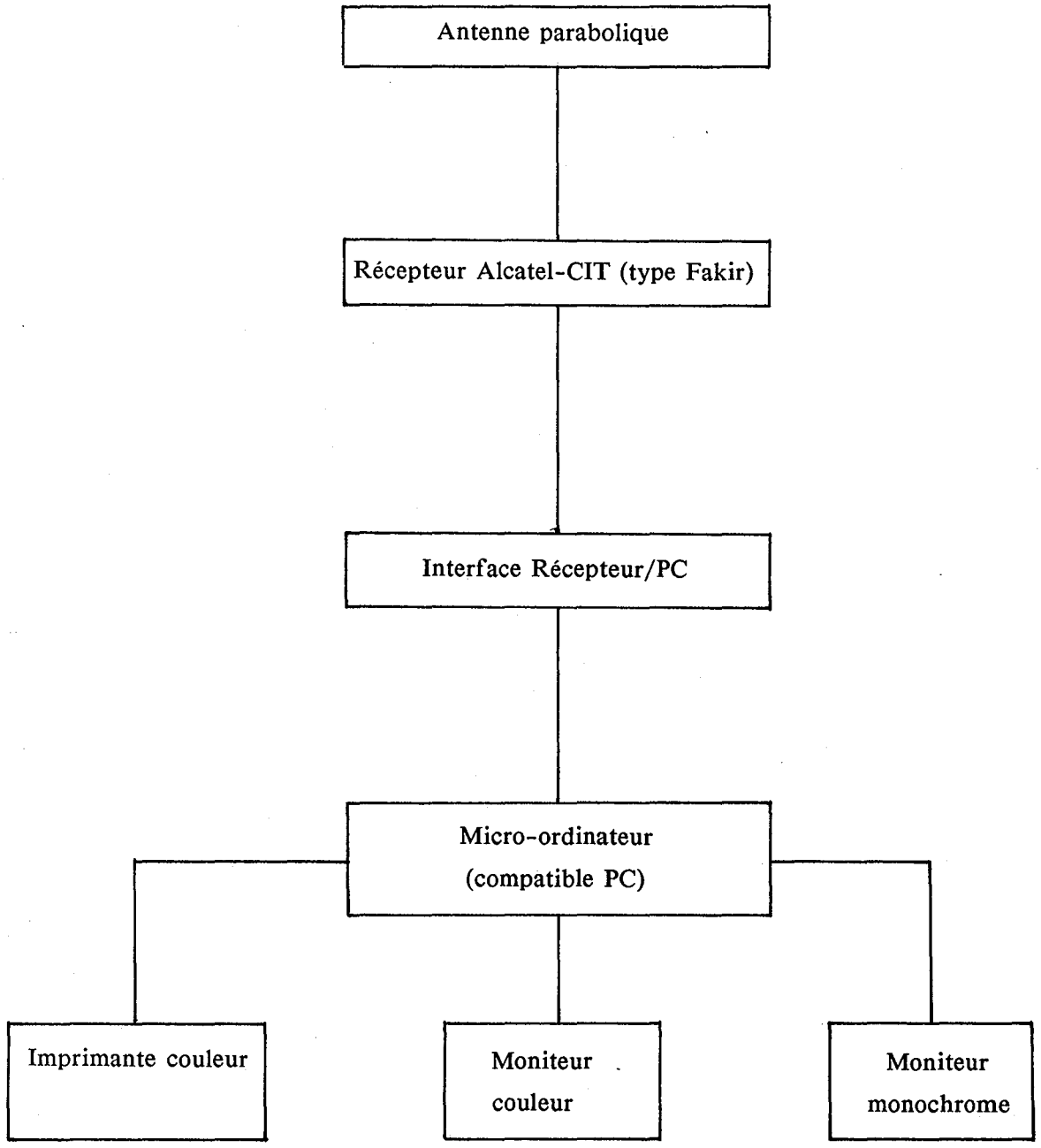


Figure 3.11 : Schéma synoptique de la station Heliosat

CHAPITRE 4

COMPARAISON ENTRE LE COEFFICIENT DE TRANSMISSION GLOBALE ET L'INDICE D'ENNUAGEMENT ET RECONSTITUTION DU RAYONNEMENT GLOBAL HORAIRE

PRESENTATION ET DISCUSSION DES RESULTATS

4.1 Relations entre le coefficient de transmission globale et l'indice d'ennuagement

Afin de calculer le rayonnement solaire global au sol, la méthode Heliosat suppose que la relation entre l'indice d'ennuagement n, indicateur du chemin optique parcouru par le rayonnement solaire, et le coefficient de transmission globale K (K = Gh/Goh) est linéaire. Cette supposition est avérée, compte tenu des bons résultats obtenus lors des comparaisons entre les mesures pyranométriques et les prédictions du modèle.

Dans ce chapitre, on s'intéressera d'une part aux variations dans le temps et dans l'espace de la relation linéaire entre K et n, et d'autre part, on proposera d'autres relations quasi-linéaires et ceci en tenant compte de la localisation géographique, de l'heure et du jour.

Pourquoi cherche-t-on d'autres relations ? D'une part, l'utilisation des coefficients de régression obtenus par Michaud-Regas [18] conduit à une sous-estimation du coefficient de transmission par ciel clair K_c, et, d'autre part, nous avons voulu chercher à améliorer la qualité de la relation entre K et n, voire même trouver une relation "universelle", c'est-à-dire valide pour diverses régions géographiques à divers instants.

Les premières relations, proposées par Cano [17] et Michaud-Regas [18], ont été établies par l'ajustement statistique d'une relation linéaire entre le coefficient de transmission globale K, calculé à partir de mesures pyranométriques, et l'indice d'ennuagement n déduit des mesures satellitaires. Cet ajustement a été effectué à l'aide d'une méthode au sens des moindres carrés.

Les tests de Cano ont porté sur deux mois (avril 1982 et mai 1979). Deux jeux de paramètres de régression furent établis, l'un pour mai, du 5 au 12 mai, et l'autre pour avril, du 1 au 24 avril. Le rayonnement global fut reconstruit pour la quinzaine de jours suivante avec des erreurs quadratiques moyennes de 65 Wh/m^2 et 117 Wh/m^2 respectivement pour mai et avril. Les bons résultats obtenus ne permettaient aucun jugement approfondi sur la validité de la méthode du fait de la très courte période des tests. Par contre ils justifiaient l'hypothèse de l'existence d'une relation linéaire entre K et n.

Quant aux tests de Michaud-Regas, menés sur des périodes plus longues (années 1983 et 1984 entières et les 7 premiers mois de 1985), l'erreur quadratique est de 100 Wh/m^2 en moyenne.

Le jeu important de données collecté par Demarcq [19] et Michaud-Regas, de 1983 à 1985, a été utilisé pour tester différentes relations entre K et n. Tous les essais ne sont pas discutés ici, et nous présenterons les relations qui ont abouti à des résultats plus précis par rapport aux résultats de référence de Michaud-Regas et aussi celles légèrement moins précises mais facilitant la mise en oeuvre de la méthode dans un cadre opérationnel. La validité d'une période de comparaison d'une année entière, entre les valeurs estimées et les valeurs mesurées, a été établie par Michaud-Regas. Néanmoins, pour permettre un examen approfondi de la relation entre K et n, l'étude a été conduite sur la base de comparaison du mois et de l'année.

La relation entre K et n est formalisée mathématiquement de la façon suivante :

$$n = a_1 K + b_1 \qquad \text{avec } a_1 < 0 \tag{4.1}$$

Le coefficient de transmission pour un ciel clair (n=0) est alors

$$K_c = -b_1/a_1 \tag{4.2}$$

L'ajustement statistique entre K et n, effectué par Cano ou Michaud-Regas, faisait appel à une méthode des moindres carrés qui minimise la distance le long de l'axe vertical (*i.e.* pour n, ici) entre l'estimation fournie par le modèle pour le taux K et la valeur observée n correspondante. Dans ce cas là, un meilleur ajustement peut être obtenu techniquement en minimisant non plus la distance verticale mais la distance entre n et l'estimation du modèle la plus proche, c'est-à-dire la distance suivant la droite orthogonale au modèle et passant par n. On obtient alors ce qui est appelé le premier axe d'inertie. Cette méthode d'ajustement est basée sur le formalisme mathématique décrit en Annexe [4]. En tenant compte du fait que la pente a_1 est négative dans notre cas, on obtient :

$$n = -(\sigma_n/\sigma_k).K + (\sigma_n/\sigma_k)\overline{K} + \overline{n} \tag{4.3}$$

$$a_1 = -(\sigma_n/\sigma_k) \tag{4.4}$$

$$b_1 = (\sigma_n/\sigma_k)\overline{K} + \overline{n} \tag{4.5}$$

avec

σ_n : écart-type de l'indice d'ennuagement,

σ_k : écart-type du coefficient de transmission,
$\overline{K}$: moyenne du coefficient de transmission,
$\overline{n}$: moyenne de l'indice d'ennuagement,

L'équation 4.3 a été appliquée aux même données que celles utilisées par Michaud-Regas, c'est-à-dire : 11 mois de l'année 1983, 11 mois de l'année 1984 et les 7 premiers mois de l'année 1985, ceci afin d'apprécier les améliorations apportées par ce changement de technique d'ajustement.

Les données au sol sont des relevés pyranométriques fournis par la Météorologie Nationale Française. Pour l'année 1983, nous disposons de 16 stations et pour les années 1984 et 1985 de 30 stations. Les numéros d'identification des stations au sol sont ceux adoptés par la Météorologie Nationale Française (Annexe [5]).

Le traitement des données se fait en quatre étapes :

- le coefficient de transmission global K est calculé à partir des relevés pyranométriques,

- les coefficients de la régression a_1 et b_1 sont calculés à partir des équations. 4.4 et 4.5,

- on dispose d'une valeur estimée K_{est} de la transmission atmosphérique globale pour chaque valeur de l'indice d'ennuagement n (équation. 4.1),

- la valeur estimée K_{est} est comparée à la valeur de K mesurée au sol.

La comparaison peut se faire de plusieurs façons et ceci quelque soit la période choisie à cet effet (mois ou année) :

(i) heure par heure, station par station,

(ii) heure par heure, toutes les stations confondues,

(iii) toutes les heures confondues, station par station,

(iv) toutes les heures confondues, toutes les stations confondues.

Dans cette étude les différents paramètres utilisés pour apprécier les comparaisons sont : le coefficient de corrélation (R) de la relation linéaire entre K et n, l'erreur quadratique moyenne (rms) sur le rayonnement solaire global estimée au sol, ce dernier paramètre étant calculé à partir de l'écart-type sur le coefficient de transmission atmosphérique globale. De par la méthode d'ajustement utilisée, le biais est nul.

Ces différents paramètres ont été examinés pour les périodes d'un mois et d'une année entière. Pour la période d'un mois, la comparaison a été faite par heure et par station. Cette situation a conduit à une multitude de relations linéaires entre K et n : 528 relations pour l'année 1983, 990 et 630 respectivement pour les années 1984 et 1985. Il est clair qu'une méthode opérationnelle à base de ces relations est très lourde à gérer d'une manière rigoureuse. Ce problème nous a conduit à examiner la période de comparaison d'une année entière en ayant bien sûr comme objectif le maintien, si possible, de la précision obtenue pour la comparaison sur un mois.

4.1.1 Résultats pour l'année 1983

Les résultats pour l'année 1983 sont exposés en détail dans l'annexe [6].

4.1.1.1 Comparaison sur le mois

Les différents résultats obtenus, dans ce cas de comparaison, sont en accord avec l'hypothèse de linéarité de la relation entre K et n. En effet, les coefficients de corrélation obtenus sont en moyenne par mois à 80% supérieurs à 0,7. En ce qui concerne l'erreur quadratique moyenne (rms), elle est en moyenne par mois de 84%, 80% et 100% inférieure à 0.07 kWh/m^2 respectivement pour les plages horaires 9-10h, 12-13h et 15-16h en temps universel (TU).

Brièvement, les résultats obtenus par heure et pour toutes les stations confondues, sont récapitulés dans le tableau [4.1].

Dans ce cas de comparaison, les valeurs minimale et maximale de R sont respectivement 0,5 (avril) et 0,87 (juin) pour la plage horaire 9-10h TU, 0,6 (avril) et 0,88 (juillet) pour la plage horaire 12-13h TU et enfin 0,62 (septembre) et 0,81 (avril) pour la plage horaire 15-16h TU. L'erreur quadratique moyenne est comprise entre :

(i) 0,008 kWh/m^2 (décembre) et 0,080 kWh/m^2 (juin) pour la plage horaire 9-10h TU,

(ii) 0,028 kWh/m^2 (janvier) et 0,077 kWh/m^2 (juillet) pour la plage horaire 12-13h TU,

(iii) 0,014 kWh/m^2 (décembre) et 0,053 kWh/m^2 (juin) pour la plage horaire 15-16h TU.

Les variations de l'erreur quadratique moyenne sont partiellement imposées par les variations du rayonnement global horaire sur plan horizontal hors atmosphère Goh. En effet, l'erreur quadratique moyenne est obtenue en multipliant l'écart-type sur le coefficient de transmission globale K par Goh.

4.1.1.2 Comparaison sur une année entière

Les résultats obtenus pour la comparaison sur une année entière par station et par heure sont donnés dans le tableau [4.2].

Le coefficient de corrélation R est en valeur absolue dans le tableau [4.2], l'erreur quadratique moyenne est exprimée en kWh/m^2. Les valeurs de rms pour chaque station ont été calculées en adoptant les valeurs du rayonnement solaire global horizontal hors atmosphère (Goh) : 0,80, 0,87 et 0,39 kWh/m^2 respectivement pour les plages horaires 9-10h TU, 12-13h TU et 15-16h TU. Ces valeurs de Goh ont été calculées pour un lieu géographique moyen 46 N, 5 E, cette approximation ayant une très faible incidence sur l'erreur quadratique moyenne.

Pour toutes les stations confondues par plage horaire, on aboutit aux résultats suivants : les coefficients de corrélation sont de 0,73, 0,79 et 0,78 respectivement pour les plages horaires 9-10h TU, 12-13h TU et 15-16h TU. Quant aux erreurs quadratiques moyennes, elles sont de 0,066 kWh/m^2, 0,060 kWh/m^2 et 0,026 kWh/m^2 respectivement pour les plages horaires 9-10h TU, 12-13h TU et 15-16h TU (fig. 4.1a, b et c).

La figure 4.1d reproduisant la figure 3d de Diabaté *et al.* [30] (Annexe [6]), donne les résultats pour le cas de toutes les stations confondues pour toutes les heures confondues. Le coefficient de corrélation reste élevé (0,75) et l'écart-type sur K est 0,06, c'est-à-dire similaire à celui obtenu pour chaque plage horaire.

4.1.2 Résultats pour l'année 1984

Le mois de janvier n'a pas été traité du fait du très faible volume de données pyranométriques au sol. Les mois de novembre et de décembre à 15-16h TU n'ont également pas été traités, mais cette fois-ci du fait de la faible hauteur du soleil pour la majorité des stations considérées à ces périodes de l'année. Un angle de 9 degrés a été choisi comme seuil de la hauteur du soleil à partir duquel la comparaison des données est validée.

4.1.2.1 Comparaison sur le mois

En moyenne, pour chaque mois, 83%, 90% et 80% des coefficients de corrélation sont supérieurs à 0,7 respectivement pour les plages horaires 9-10, 12-10 et 15-16h TU. Ceci sans éliminer les résultats du mois de mars qui sont particulièrement mauvais (figures 4.2a, b et c).

Pour toutes les stations confondues le coefficient de corrélation varie de 0,66 (mars) à 0,94 (avril) pour la plage horaire 9-10h TU, de 0,62 (mars) à 0,90 (avril) pour la plage horaire 12-13h TU et enfin de 0,67 (mars) à 0,87 (avril) pour la plage horaire 15-16h TU. Dans ce cas de comparaison, sans tenir compte du mois de mars, tous les coefficients de corrélation sont supérieurs à 0,7. Contrairement à l'année 1983, l'année 1984 donne d'excellents coefficients de corrélation pour le mois d'avril (figures 4.2a, b et c).

En ce qui concerne l'erreur quadratique moyenne, en moyenne pour chaque mois, elle est de 83%, 77% et 100% inférieure à 0,070 kWh/m^2 respectivement pour les plages horaires 9-10, 12-13 et 15-16h TU (figures 4.3a, b et c).

Pour toutes les stations confondues l'erreur quadratique moyenne reste faible. En effet, elle varie de 0,007 kWh/m^2 (décembre) à 0,072 kWh/m^2 (juin et juillet) pour la plage horaire 9-10h TU, de 0,032 kWh/m^2 (décembre) à 0,075 kWh/m^2 (juin) pour la plage horaire 12-13h TU et enfin de 0,013 kWh/m^2 (novembre) à 0,045 kWh/m^2 (juin) pour la plage horaire 15-16h TU (figures 4.3a, b et c).

Les résultats obtenus par heure et pour toutes les stations confondues sont récapitulés dans le tableau [4.3].

4.1.2.2 Comparaison sur l'année

Cette comparaison a été conduite sans écarter les mauvais résultats du mois de mars, vu l'objectif que nous nous assignons, à savoir la mise au point d'une méthode opérationnelle au rythme des acquisitions.

Les résultats obtenus par station et par heure sur l'année entière sont donnés dans le tableau [4.4]. On constate une diminution du coefficient de corrélation par rapport à la comparaison à base du mois. Cette diminution est surtout marquée pour la plage horaire 15-16h TU. Dans l'ensemble, les coefficients de corrélation restent bons. Ils varient de 0,69 (station 218 : Rennes) à 0,87 (station 817 : Nice) pour la plage horaire 9-10h TU, de 0,69 (station 824 : La Rochelle) à 0,89 (station 231 : Marignane) pour la plage horaire 12-13h TU, et enfin de 0,42 (station 824 : La Rochelle) à 0,79 (station 270 : Auxerre) pour la plage horaire 15-16h TU.

L'erreur quadratique moyenne reste faible car à 100% inférieure à 0,070 kWh/m^2 pour chacune des plages horaires considérées. Elle varie de 0,039 kWh/m^2 (station 812 : Montpellier) à 0,065 kWh/m^2 (station 260 : Trappes) pour la plage horaire 9-10h TU, de 0,045 kWh/m^2 (station 874 : Carpentras) à 0,067 kWh/m^2 (station 262 : St Quentin) pour la plage horaire 12-13h TU et enfin de 0,020 kWh/m^2 (stations 812 et 874 : Montpellier et Carpentras) à 0,032 kWh/m^2 (stations 209 et 270 : Limoges et Auxerre) pour la plage horaire 15-16h TU.

Pour toutes les stations confondues par plage horaire, les résultats sont donnés par les figures 4.4a, b et c. Le coefficient de corrélation est de 0,77, 0,81 et 0,65 respectivement pour les plages horaires 9-10, 12-13 et 15-16h TU. Si la linéarité entre le coefficient de transmission globale et l'indice d'ennuagement est bonne pour les plages horaires 9-10 et 12-13h TU, elle est par contre moins bonne sur la plage horaire 15-16h TU (figures 4.4a, b et c).

L'erreur quadratique moyenne sur le rayonnement global au sol est de 0,052, 0,056 et 0,025 kWh/m^2 respectivement pour les plages horaires 9-10, 12-13 et 15-16h TU. Ces résultats sur l'erreur quadratique moyenne ont été obtenus en adoptant les valeurs suivantes : 0,8, 0,87 et 0,39 kWh/m^2 du rayonnement global horizontal hors atmosphère (Goh) respectivement pour les plages horaires 9-10, 12-13 et 15-16h TU. Rappelons que Goh a été calculé pour le lieu géographique "moyen" : 46 N, 5 E.

La figure 4.4d, donne les résultats pour toutes les stations confondues et pour toutes les heures confondues. Le coefficient de corrélation est élevé (0,73) mais reste inférieur aux valeurs obtenues dans le cas de la comparaison par heure pour les deux premières plages horaires (0,77 et 0,81 respectivement pour 9-10 et 12-13h TU). L'écart-type sur K est de 0,06.

4.1.3 Résultats pour l'année 1985

L'étude des comparaisons est menée de la même façon qu'elle l'a été sur les années 1983 et 1984, mais dans ce cas précis, elle porte seulement sur les 7 premiers mois de l'année 1985 (de janvier à juillet).

4.1.3.1 Comparaison sur le mois

Les coefficients de corrélation sont particulièrement mauvais pour les mois de mars et avril (figures 4.5a, b et c). Pour les autres mois (janvier, février, mai, juin et juillet), en moyenne 82, 90 et 90% des coeffients de corrélation sont supérieurs à 0,7 respectivement pour les plages horaires 9-10, 12-13 et 15-16h TU.

En moyenne pour chacun des mois considérés, l'erreur quadratique moyenne est de 80, 75 et 100% inférieure à 0,070 kWh/m^2 respectivement pour les plages horaires 9-10, 12-13 et 15-16h TU (figures 4.6a, b et c).

Pour toutes les stations confondues par mois, le coefficient de corrélation varie de 0,63 (avril) à 0,86 (juin) pour la plage horaire 9-10h TU, de 0,53 (avril) à 0,88 (février) pour la plage horaire 12-13h TU et enfin de 0,51 (mai et avril) à 0,86 (juin) pour la plage horaire 15-16h TU (figures 4.15a, b et c).

Pour toutes les stations confondues l'erreur quadratique moyenne reste faible. Elle varie de 0,024 kWh/m^2 (janvier) à 0,071 kWh/m^2 (mai) pour la plage horaire 9-10h TU, de 0,035 kWh/m^2 (janvier) à 0,076 kWh/m^2 (juin) pour la plage horaire 12-13h TU et enfin de 0,026 kWh/m^2 (mars) à 0,048 kWh/m^2 (juin) pour la plage horaire 15-16h TU (figure 4.16a, b et c).

Les résultats obtenus par heure et pour toutes les stations confondues sont récapitulés dans le tableau [4.5].

4.1.3.2 Comparaison sur les 7 premiers mois de l'année 1985

Les résultats obtenus par station et par heure sont donnés dans le tableau [4.6].

Le coefficient de corrélation varie de 0,62 (station 824 : La Rochelle) à 0,85 (stations 200, 231, 817 et 874 : Reims, Nice et Carpentras) pour la plage horaire 9-10h TU, de 0,56 (station 216 : Perpignan) à 0,86 (station 888 : Tours) pour la plage horaire 12-13h TU et de 0,46 (station 888 : Tours) à 0,77 (station 231 : Marignane) pour la plage horaire 15-16h TU.

L'erreur quadratique moyenne quant à elle, varie de 0,038 kWh/m^2 (stations 231, 283, 812 et 835 : Marignane, Macon, Montpellier et Embrun) à 0,064 kWh/m^2 (station 218 : Rennes) pour la plage horaire 9-10h TU, de 0,044 kWh/m^2 (stations 209 et 231 : Limoges et Marignane) à 0,072 kWh/m^2 (station 216 : Perpignan) pour la plage horaire 12-13h TU et enfin de 0,012 kWh/m^2 (station 219 : Strasbourg) à 0,031 kWh/m^2 (station 817 : Nice) pour la plage horaire 15-16h TU.

Pour toutes les stations confondues les résultats sont donnés par les figures 4.7a, b et c. Le coefficient de corrélation dans ce cas est de 0,77, 0,77 et 0,63 respectivement pour les plages horaires 9-10, 12-13 et 15-16h TU. L'erreur quadratique moyenne sur le rayonnement au sol est de 0,050, 0,053 et 0,025 kWh/m^2 respectivement pour les heures 9-10, 12-13 et 15-16h TU.

Pour toutes les stations et toutes les heures confondues, les résultats sont donnés par la figure 4.7d. Le coefficient de corrélation est de 0,70 et l'écart-type de l'erreur entre les coefficients de transmission mesuré et estimé est de 0,06.

4.1.4 Conclusion

On constate en général, une faible diminution du coefficient de corrélation dans les comparaisons sur l'année par rapport au mois. On remarque toutefois que cette diminution n'engendre pas une plus grande erreur quadratique moyenne : 66, 60 et 26 Wh/m^2 respectivement pour les plages horaires 9-10, 12-13 et 15-16 h TU pour l'année 1983 ; 52, 56 et 25 Wh/m^2 pour 1984 ; 50, 53 et 25 Wh/m^2 pour 1985. Ces erreurs en moyenne constituent un peu moins de 10% de la valeur du rayonnement solaire global mesuré au sol.

Au vu de ces bons résultats, l'adoption de la période de comparaison sur une année entière est judicieuse dans la mesure où on est appelé à gérer seulement un couple de coefficients de régression (a_1,b_1) par plage horaire.

Les tableaux [4.1] à [4.6] montrent que le coefficient de corrélation et l'erreur quadratique moyenne varient selon la plage horaire, la station et l'année. Au vu de ce phénomène, une analyse spatio-temporelle des relations linéaires entre K et n s'impose. Cette analyse est faite dans les paragraphes qui suivent.

Mois		9-10h TU	12-13h TU	15-16h TU
Jan.	R	-	0,77	-
	rms	-	0,028	-
Fév.	R	-	0,85	-
	rms	-	0,042	-
Mar.	R	0,8	0,85	0,72
	rms	0,056	0,056	0,030
Avr.	R	0,5	0,6	0,81
	rms	0,06	0,056	0,047
Jun.	R	0,87	0,81	0,80
	rms	0,08	0,073	0,057
Jui.	R	0,75	0,88	0,80
	rms	0,078	0,077	0,053
Aoû.	R	0,67	0,78	0,69
	rms	0,068	0,061	0,044
Sep.	R	0,82	0,86	0,62
	rms	0,052	0,053	0,028
Oct.	R	0,75	0,85	0,65
	rms	0,042	0,047	0,014
Nov.	R	0,68	0,81	-
	rms	0,035	0,31	-
Déc.	R	0,73	0,72	-
	rms	0,008	0,03	-

Tableau [4.1] : Coefficient de corrélation (R) et erreur quadratique moyenne (rms) sur le rayonnement solaire global au sol, exprimée en kWh/m^2, par mois et par heure pour toutes les stations confondues (année 1983).

Stations		9-10h TU	12-13h TU	15-16h TU
Dijon	R	0,64	0,74	0,62
	rms	0,054	0,056	0,024
Auxerre	R	0,73	0,85	0,80
	rms	0,050	0,056	0,028
Tours	R	0,69	0,84	0,77
	rms	0,056	0,057	0,026
St-Quentin	R	0,74	0,81	0,82
	rms	0,060	0,055	0,027
Nice	R	0,79	0,75	0,73
	rms	0,052	0,062	0,021
Macon	R	0,67	0,83	0,71
	rms	0,057	0,063	0,023
Montpellier	R	0,79	0,86	0,77
	rms	0,048	0,053	0,025
Carpentras	R	0,75	0,81	0,86
	rms	0,055	0,052	0,027
Clerm.-Ferr.	R	0,57	0,76	0,60
	rms	0,049	0,060	0,027
Pau	R	0,76	0,86	0,69
	rms	0,058	0,056	0,027
Reims	R	0,64	0,84	0,71
	rms	0,055	0,060	0,029
Nancy-Essey	R	0,59	0,76	0,74
	rms	0,050	0,060	0,022
Trappes	R	0,64	0,82	0,81
	rms	0,051	0,059	0,028
Strasbourg	R	0,55	0,77	0,69
	rms	0,045	0,057	0,025
Caen	R	0,62	0,69	0,79
	rms	0,056	0,056	0,023
Rennes	R	0,70	0,82	0,67
	rms	0,054	0,054	0,023

Tableau [4.2] : Coefficient de corrélation (R) et erreur quadratique moyenne (rms) exprimée en kWh/m^2, par station et par heure pour l'année entière (année 1983).

Mois		9-10h TU	12-13h TU	15-16h TU
jan.	R	-	-	-
	rms	-	-	-
fév.	R	0,79	0,85	0,72
	rms	0,037	0,043	0,025
mar.	R	0,66	0,62	0,67
	rms	0,055	0,057	0,029
avr.	R	0,94	0,90	0,87
	rms	0,056	0,066	0,026
mai	R	0,82	0,74	0,79
	rms	0,072	0,071	0,044
jun.	R	0,78	0,83	0,82
	rms	0,072	0,075	0,042
jui.	R	0,84	0,88	0,80
	rms	0,059	0,066	0,039
aoû.	R	0,89	0,84	0,77
	rms	0,056	0,069	0,040
sep.	R	0,90	0,86	0,84
	rms	0,055	0,063	0,031
oct.	R	0,86	0,89	0,82
	rms	0,046	0,044	0,015
nov.	R	0,82	0,81	-
	rms	0,036	0,036	-
déc.	R	0,67	0,80	-
	rms	0,007	0,032	-

Tableau [4.3] : Coefficient de corrélation (R) et erreur quadratique moyenne (rms) exprimée en kWh/m^2 sur le rayonnement solaire global au sol par mois et par heure pour toutes les stations confondues (année 1984).

Sts		9-10h	12-13h	15-16h
Reims	R	0,75	0,82	0,67
	rms	0,064	0,060	0,028
Bordeau	R	0,75	0,75	0,59
	rms	0,051	0,052	0,024
Cler.-Fer.	R	0,78	0,84	0,70
	rms	0,053	0,063	0,030
Dijon	R	0,79	0,81	0,61
	rms	0,061	0,055	0,026
Limog.	R	0,79	0,87	0,60
	rms	0,057	0,061	0,032
Agen	R	0,79	0,80	0,67
	rms	0,054	0,058	0,026
Perpig.	R	0,71	0,72	0,60
	rms	0,042	0,054	0,023
Rennes	R	0,69	0,74	0,63
	rms	0,054	0,055	0,028
Strasb.	R	0,74	0,77	0,73
	rms	0,047	0,057	0,030
Pau	R	0,86	0,84	0,66
	rms	0,058	0,056	0,021
Ajacc.	R	0,72	0,75	0,65
	rms	0,040	0,052	0,021
Marign.	R	0,85	0,89	0,72
	rms	0,050	0,053	0,022
Nancy-E.	R	0,79	0,81	0,68
	rms	0,062	0,061	0,022
Trappes	R	0,77	0,81	0,73
	rms	0,065	0,062	0,026
St-Que.	R	0,78	0,82	0,66
	rms	0,061	0,067	0,026

Sts		9-10h	12-13h	15-16h
Auxer.	R	0,83	0,84	0,79
	rms	0,054	0,051	0,032
Macon	R	0,73	0,77	0,61
	rms	0,054	0,051	0,024
Millau	R	0,82	0,85	0,65
	rms	0,053	0,057	0,025
Biscar.	R	0,80	0,79	0,65
	rms	0,051	0,064	0,022
Caen	R	0,79	0,71	0,71
	rms	0,055	0,059	0,024
Montpel.	R	0,78	0,80	0,61
	rms	0,039	0,056	0,020
Nice	R	0,87	0,88	0,69
	rms	0,051	0,055	0,021
Rochel.	R	0,73	0,69	0,42
	rms	0,051	0,062	0,021
Carcas.	R	0,85	0,84	0,70
	rms	0,058	0,049	0,026
Embrun	R	0,76	0,75	0,68
	rms	0,055	0,047	0,024
Paris(Mts)	R	0,74	0,83	0,66
	rms	0,052	0,058	0,024
Carpen.	R	0,83	0,87	0,73
	rms	0,047	0,045	0,020
Hyeres(Lvt)	R	0,85	0,80	0,64
	rms	0,051	0,059	0,023
Tours	R	0,72	0,85	0,60
	rms	0,056	0,061	0,025
Captieux	R	0,79	0,83	0,70
	rms	0,056	0,063	0,028

Tableau [4.4] : Coefficient de corrélation (R) et erreur quadratique moyenne (rms en kWh/m^2), par station (Sts) et par heure pour l'année entière (année 1984).

Mois		9-10h TU	12-13h TU	15-16h TU
jan.	R	0,65	0,79	-
	rms	0,024	0,035	-
fév.	R	0,85	0,88	0,70
	rms	0,036	0,044	0,028
mar.	R	0,69	0,58	0,51
	rms	0,054	0,051	0,027
avr.	R	0,63	0,53	0,51
	rms	0,064	0,057	0,034
mai	R	0,78	0,79	0,72
	rms	0,071	0,069	0,045
jun.	R	0,86	0,87	0,86
	rms	0,070	0,076	0,048
jui.	R	0,84	0,83	0,82
	rms	0,069	0,057	0,042

Tableau [4.5] : Coefficient de corrélation (R) et l'erreur quadratique moyenne (rms en kWh/m^2) sur le rayonnement solaire global au sol par mois et par heure pour toutes les stations confondues, pour l'année 1985.

Sts		9-10h	12-13h	15-16h
Reims	R	0,85	0,78	0,59
	rms	0,057	0,053	0,026
Bordeau	R	0,69	0,76	0,56
	rms	0,046	0,052	0,016
Cler.-Fer.	R	0,74	0,73	0,56
	rms	0,055	0,056	0,021
Dijon	R	0,81	0,83	0,64
	rms	0,049	0,045	0,027
Limog.	R	0,79	0,78	0,71
	rms	0,062	0,044	0,030
Agen	R	0,71	0,74	0,69
	rms	0,056	0,048	0,027
Perpig.	R	0,65	0,56	0,47
	rms	0,047	0,072	0,025
Rennes	R	0,78	0,71	0,60
	rms	0,064	0,056	0,027
Strasb.	R	0,69	0,74	0,60
	rms	0,055	0,058	0,012
Pau	R	0,73	0,69	0,52
	rms	0,058	0,046	0,027
Ajacc.	R	0,76	0,77	0,71
	rms	0,056	0,059	0,025
Marign.	R	0,85	0,78	0,77
	rms	0,038	0,044	0,023
Nancy-E.	R	0,84	0,79	0,65
	rms	0,054	0,055	0,024
Trappes	R	0,82	0,81	0,47
	rms	0,054	0,053	0,020
St-Que.	R	0,69	0,63	0,52
	rms	0,048	0,079	0,029

Sts		9-10h	12-13h	15-16h
Auxer.	R	0,75	0,80	0,60
	rms	0,058	0,060	0,022
Macon	R	0,71	0,77	0,62
	rms	0,038	0,050	0,024
Millau	R	0,76	0,76	0,75
	rms	0,041	0,053	0,024
Biscar.	R	0,78	0,76	0,62
	rms	0,053	0,045	0,016
Caen	R	0,76	0,68	0,54
	rms	0,055	0,058	0,028
Montpel.	R	0,70	0,74	0,67
	rms	0,038	0,053	0,020
Nice	R	0,85	0,79	0,72
	rms	0,049	0,051	0,031
Rochel.	R	0,62	0,70	0,59
	rms	0,058	0,062	0,018
Carcas.	R	0,74	0,68	0,63
	rms	0,049	0,049	0,024
Embrun	R	0,77	0,78	0,74
	rms	0,038	0,063	0,028
Paris(Mts)	R	0,68	0,83	0,50
	rms	0,051	0,061	0,030
Carpen.	R	0,85	0,83	0,71
	rms	0,046	0,045	0,020
Hyeres(Lvt)	R	0,78	0,78	0,71
	rms	0,048	0,057	0,026
Tours	R	-	0,86	0,46
	rms	-	0,050	0,025

Tableau [4.6] : Coefficient de corrélation (R) et erreur quadratique moyenne (rms en kWh/m^2) par station (Sts) et par heure pour les 7 premiers mois de l'année 1985.

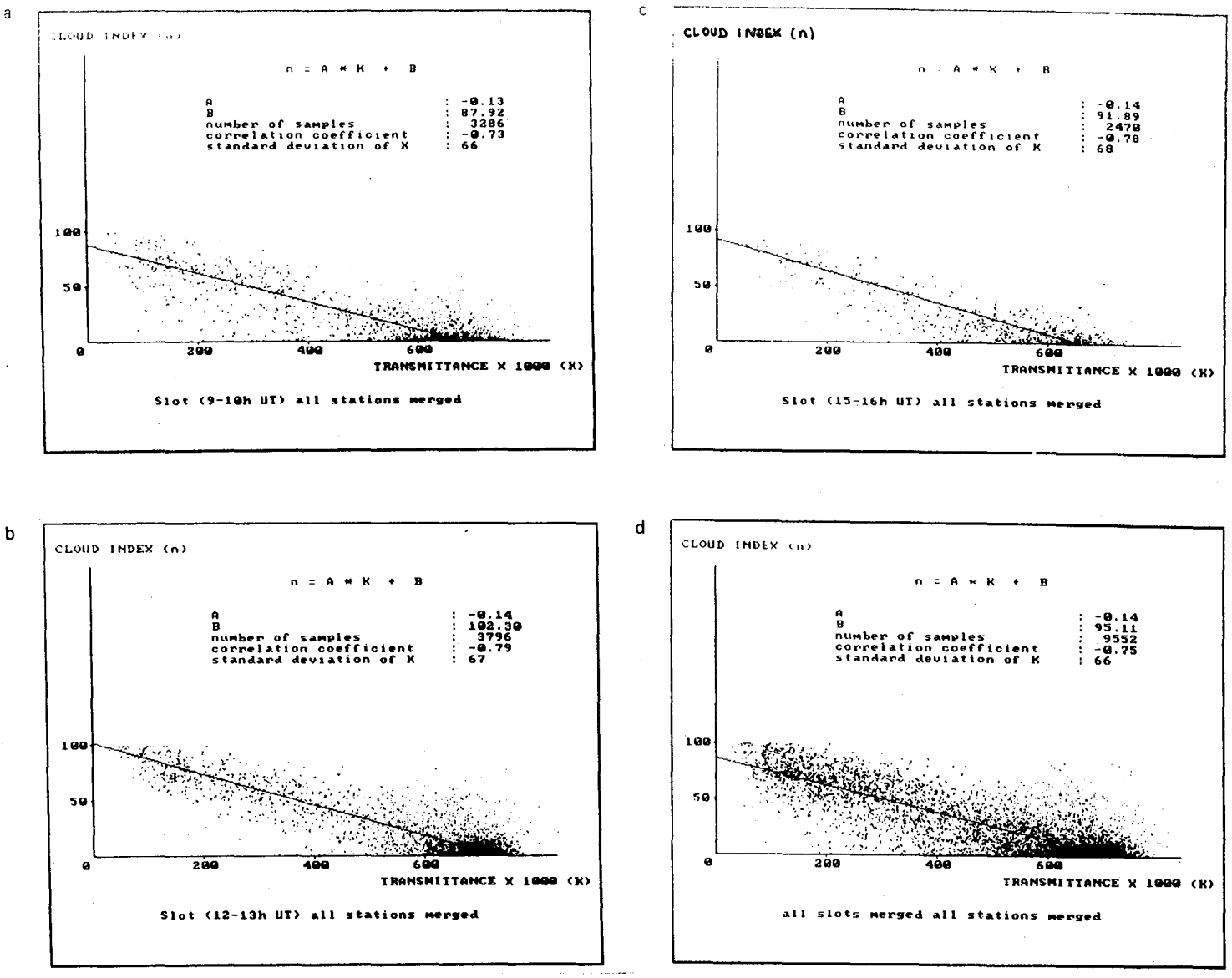


Figure 4.1 : Relation entre K et n sur une année entière (résultats de 1983) pour toutes les stations confondues. a) 9-10 h TU ; b) 12-13 h TU ; c) 15-16 h TU ; d) toutes les trois plages horaires confondues.

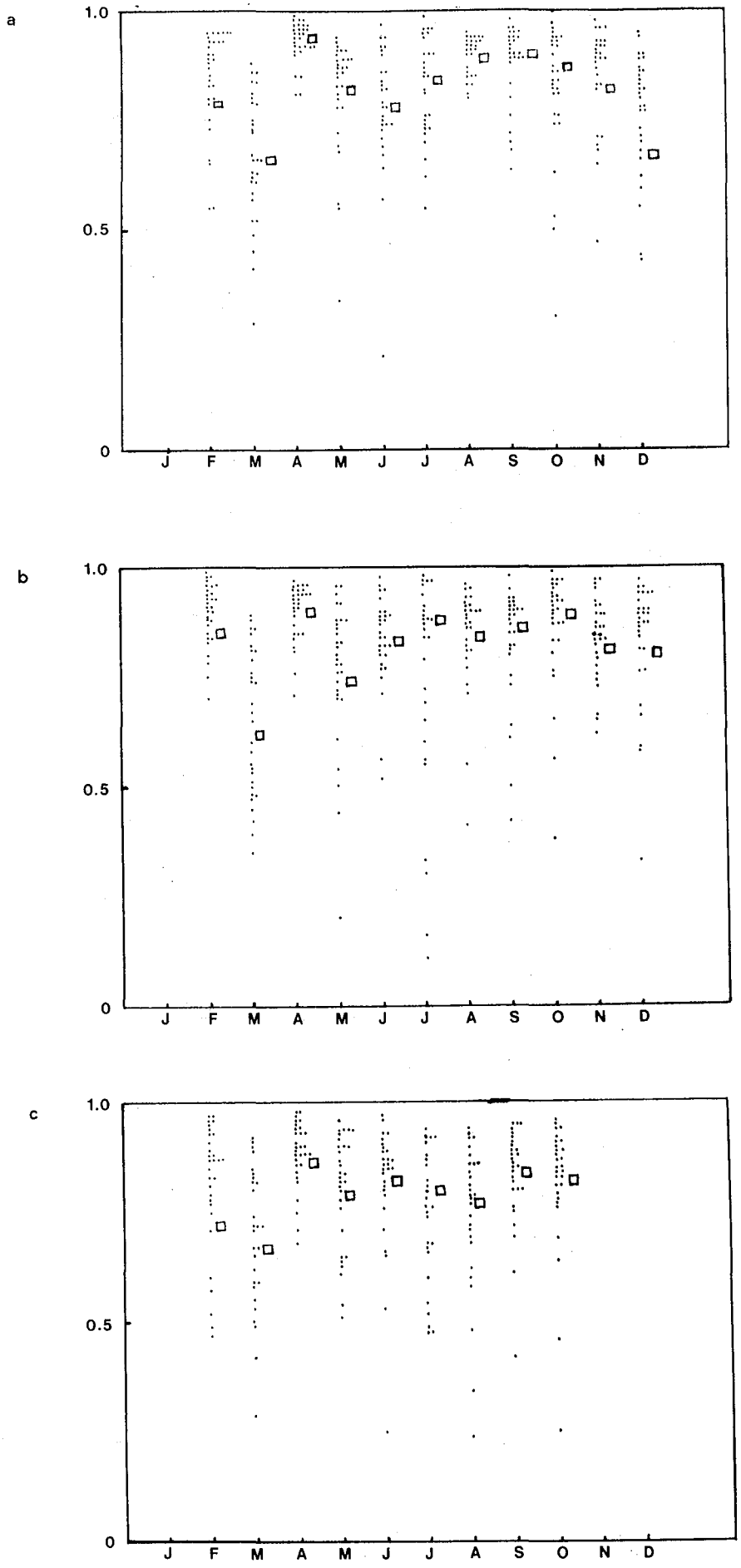
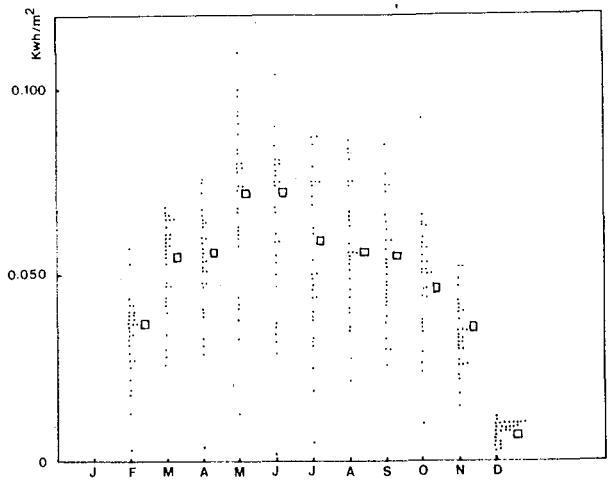
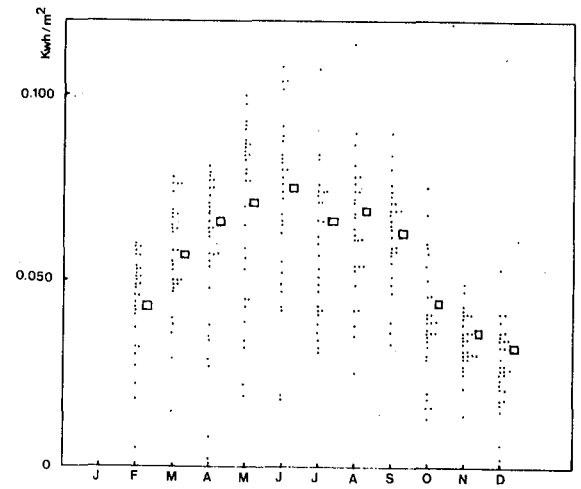


Figure 4.2 : Le coefficient de corrélation (R) par mois pour l'année 1984. a) 9-10 h TU ; b) 12-13 h TU ; c) 15-16 h TU.

a



b



c

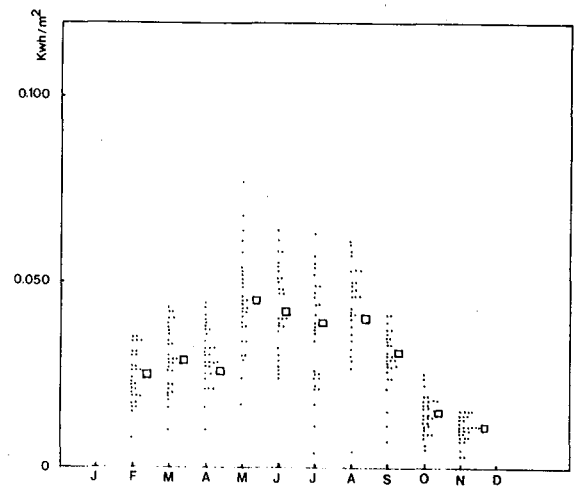
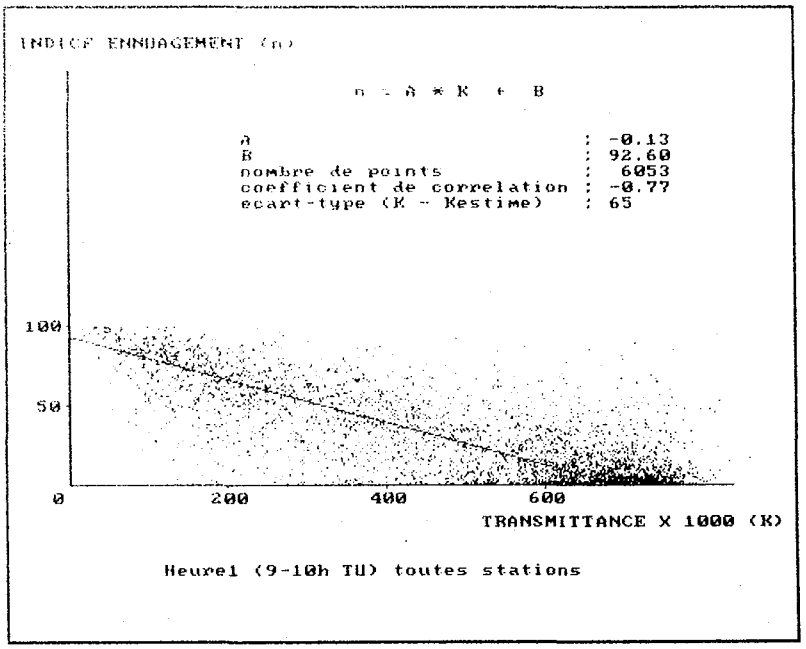


Figure 4.3 : L'erreur quadratique moyenne (rms en kWh/m^2) par mois pour l'année 1984. a) 9-10 h TU ; b) 12-13 h TU ; c) 15-16 h TU.

a



b

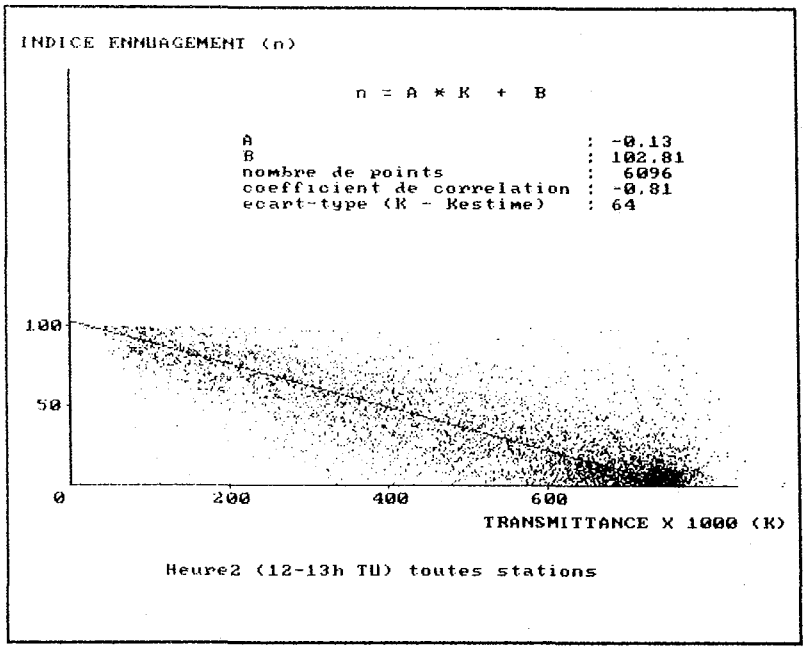
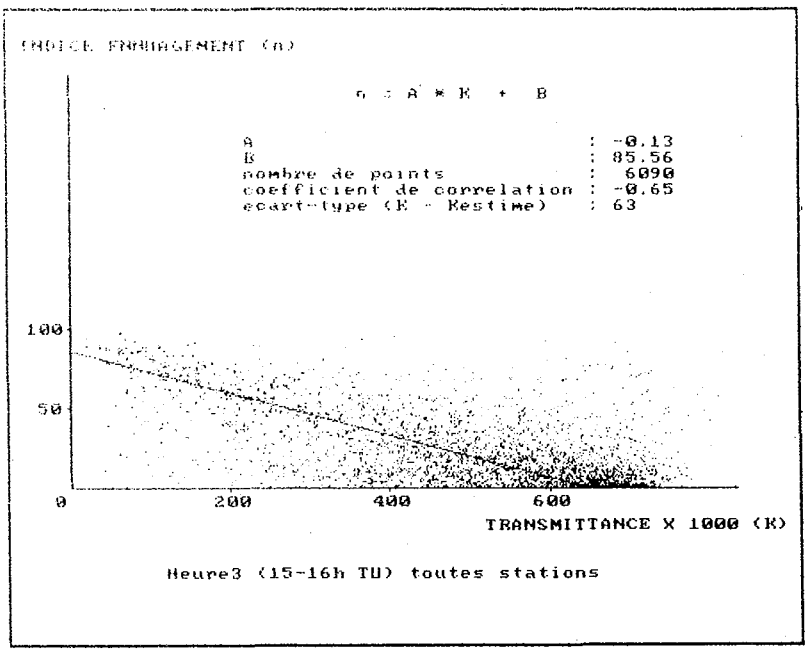


Figure 4.4 : Relation entre K et n sur une année entière (résultats de 1984) pour toutes les stations confondues. a) 9-10 h TU ; b) 12-13 h TU.

c



d

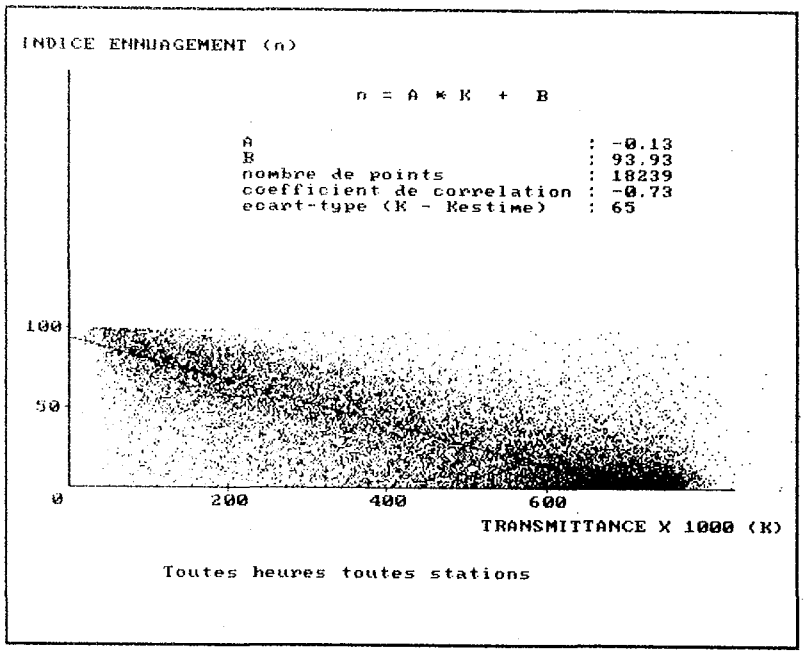


Figure 4.4 : (Suite) Relation entre K et n sur une année entière (résultats de 1984) pour toutes les stations confondues. c) 15-16 h TU ; d) toutes les trois plages horaires confondues.

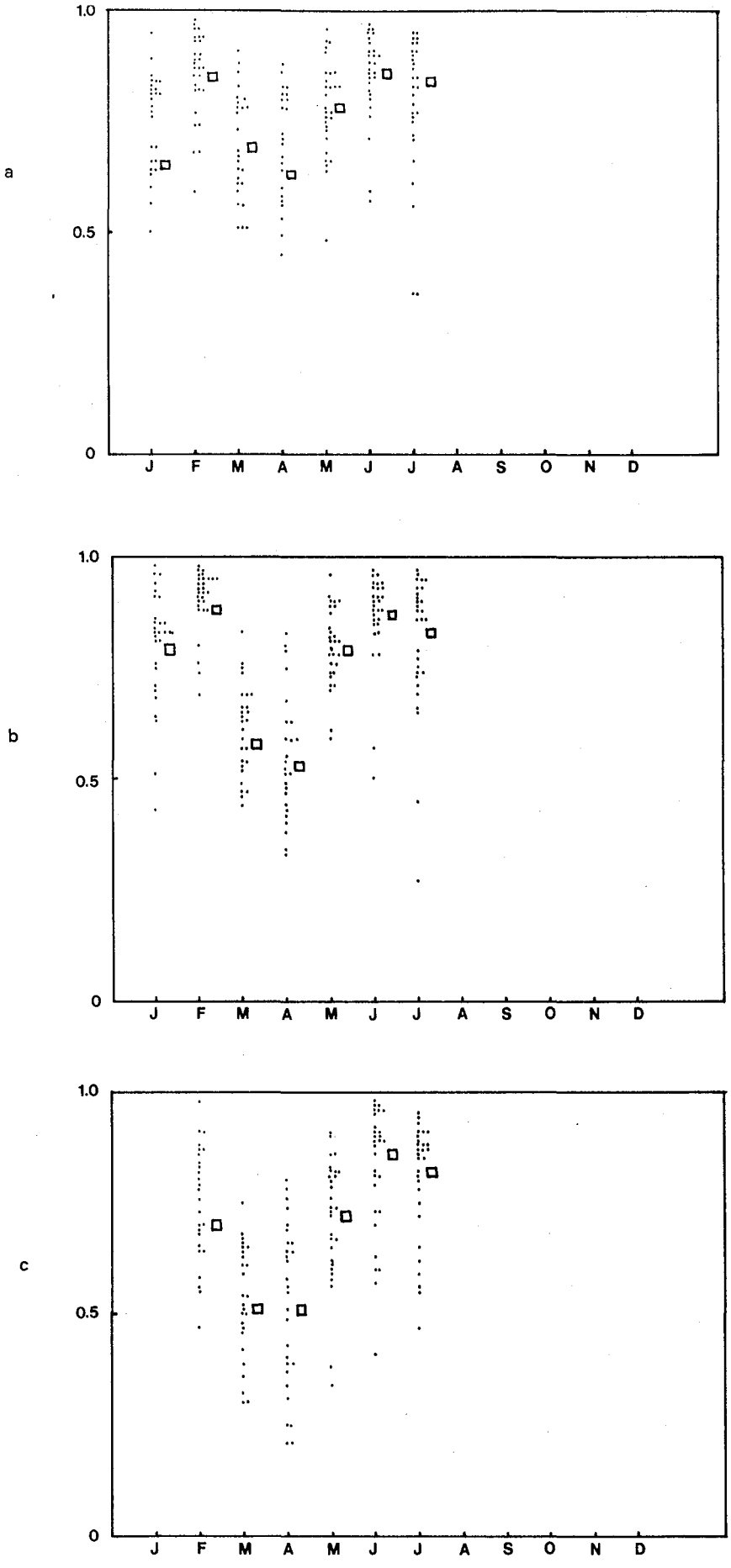
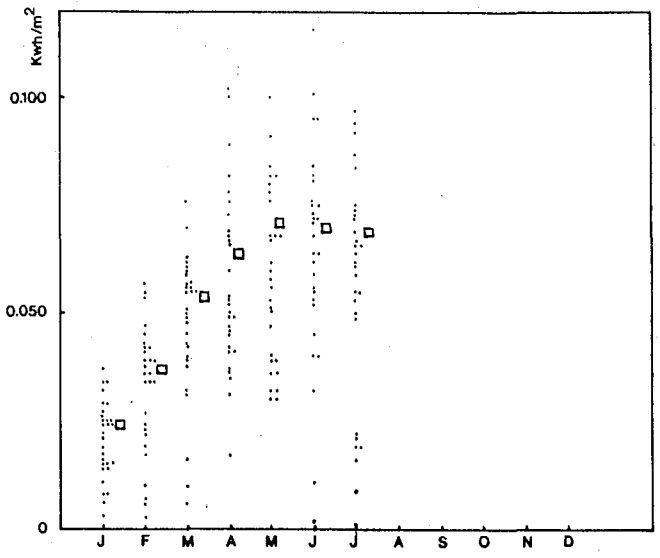
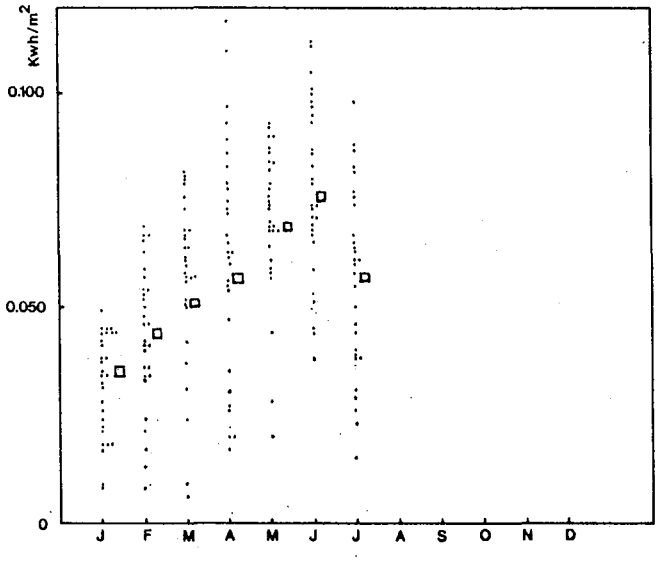


Figure 4.5 : Le coefficient de corrélation (R) par mois pour l'année 1985. a) 9-10 h TU ; b) 12-13 h TU ; c) 15-16 h TU.

a



b



c

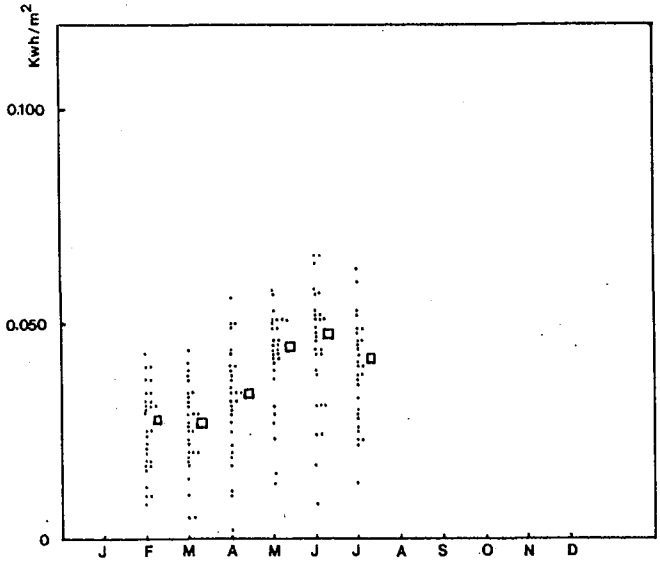
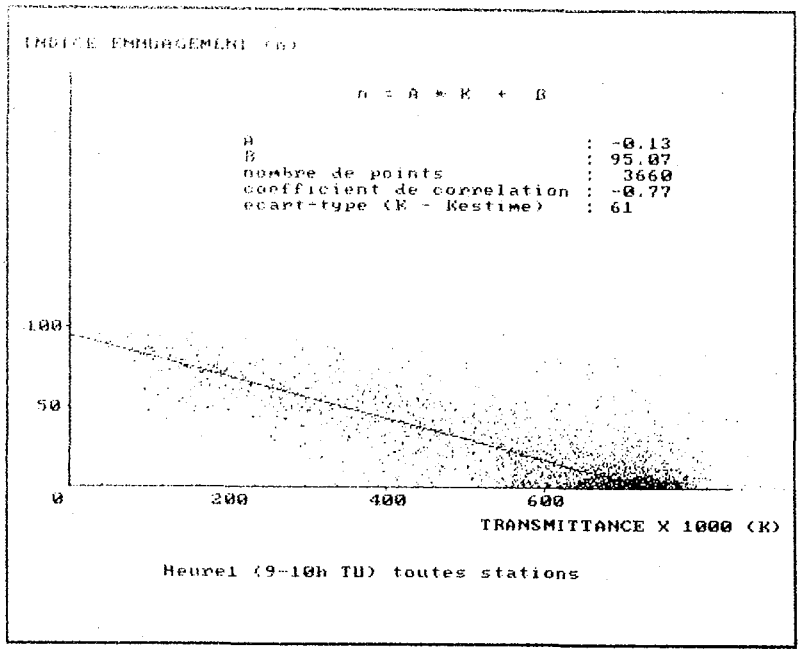


Figure 4.6 : L'erreur quadratique moyenne (rms en kWh/m^2) par mois pour l'année 1985. a) 9-10 h TU ; b) 12-13 h TU ; c) 15-16 h TU.

a



b

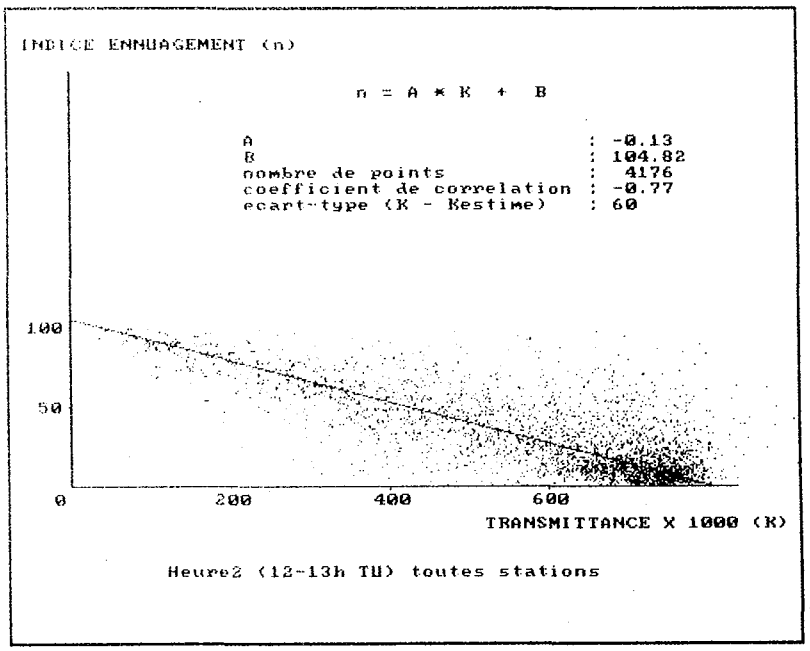
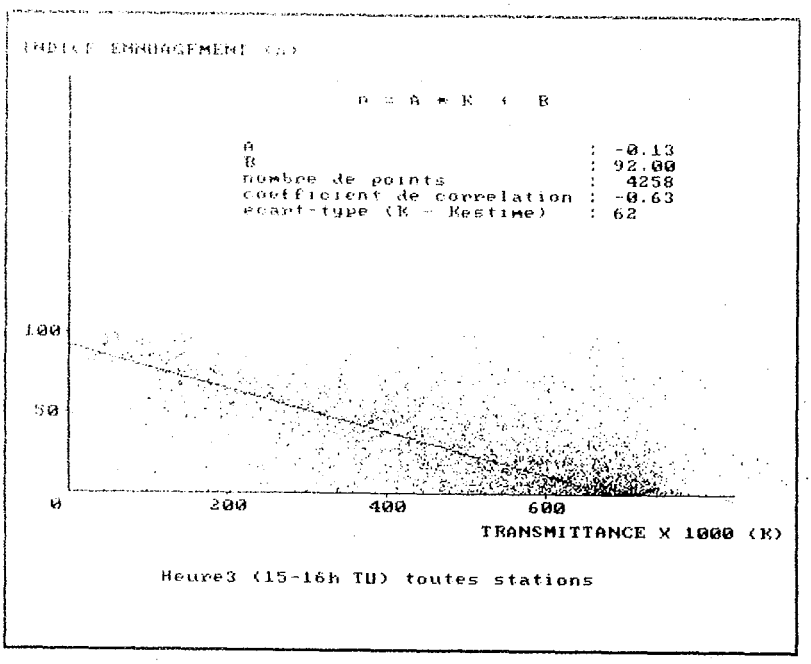


Figure 4.7 : Relation entre K et n sur une année entière (résultats de 1985) pour toutes les stations confondues. a) 9-10 h TU ; b) 12-13 h TU.

c



d

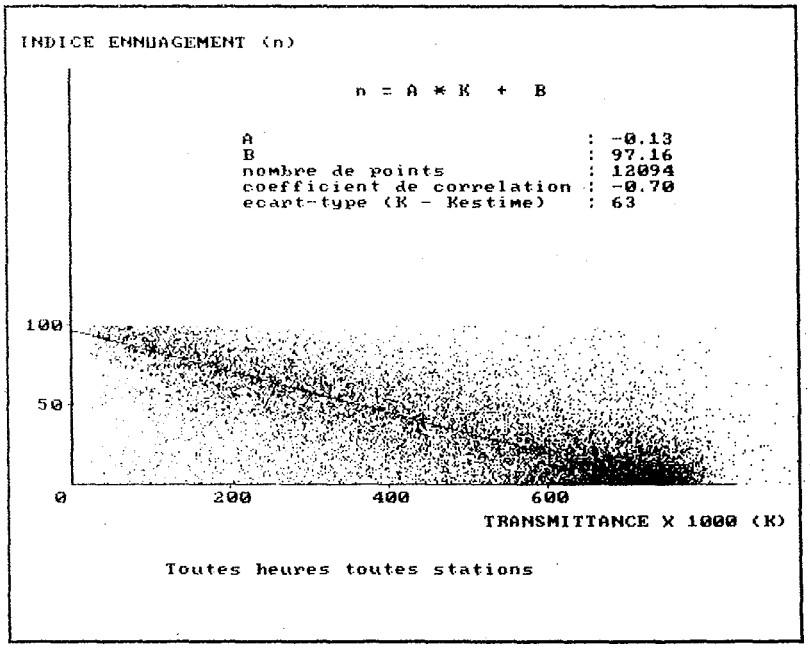


Figure 4.7 : (Suite) Relation entre K et n sur une année entière (résultats de 1985) pour toutes les stations confondues. c) 15-16 h TU ; d) toutes les trois plages horaires confondues.

4.2 Etude de la variation spatio-temporelle des relations entre le coefficient de transmission globale et l'indice d'ennuagement

Cette étude nous a amené à examiner le comportement des relations empiriques établies entre le coefficient de transmission globale et l'indice d'ennuagement, pour les stations de même latitude et de longitudes différentes, de même longitude et de latitudes différentes pour une plage horaire donnée, sur l'année 1983 uniquement. Mais aussi, elle nous a conduit à analyser le comportement des relations pour des classes définies de hauteur de soleil.

4.2.1 En fonction de la latitude, de la longitude

Le tableau [4.2] présente les résultats sur l'année entière (1983) pour chaque station par plage horaire. Ce cas de comparaison est difficilement exploitable dans la mesure où à chaque point géographique correspond une relation linéaire. Il nous a tout de même permis d'examiner le comportement des relations linéaires pour des stations ayant approximativement la même latitude ou la même longitude. Ceci dans le but d'envisager une extrapolation spatiale à partir des stations tests. Les figures 4.8 à 4.13 illustrent bien cette idée :

(i) figures 4.8, 4.9 et 4.10 : stations ayant approximativement la même latitude et de longitudes différentes :
- latitude 47,1N
  * Dijon (numéro station : 207), relation notée Di
  * Tours (numéro station : 888), notée To
- latitude 43,4N
  * Montpellier (812), notée Mo
  * Nice (817), notée Ni
- latitude 49.2N
  * Reims (200), notée Re
  * Caen (806), notée Ca

(ii) figures 4.11, 4.12 et 4.13 : stations ayant approximativement la même longitude et de latitudes différentes :
- longitude 5,0E
  * Dijon (207), notée Di
  * Carpentras (874), notée Car

- longitude 3,1E
  * Clermont-Ferrand (206), notée CF
  * Saint-Quentin (262), notée SQ
- longitude 0,2W
  * Pau (225), notée Pa
  * Caen (806), notée Ca .

Sur la figure 4.8 (même latitude, plage horaire 9-10h TU), les deux droites Di et To (latitude de 47,1N) de régression relatives à Dijon et Tours s'écartent l'une de l'autre pour les faibles valeurs de l'indice d'ennnuagement n tandis qu'elles se rapprochent l'une de l'autre pour des valeurs élevées de n. Le phénomène est contraire pour les deux droites (Mo et Ni, latitude de 43,4N) relatives à Montpellier et Nice. Les droites (Re et Ca, latitude de 49,2N) relatives respectivement à Reims et Caen sont presque parallèles et relativement éloignées l'une de l'autre. Globalement sur la figure 4.8, il n'y a pas de conclusion commune relative aux trois cas (latitudes # 47,1N, 43,4N et 49,2N), sauf que les droites Di, To, Mo, Ni et Re conduisent à des coefficients de transmission globale assez proches (variation absolue de 0,030 pour K). La droite Ca est par contre éloignée des autres et donne donc des valeurs de K plus faibles.

Sur la figure 4.9 (même latitude, plage horaire 12-13h TU), les droites Di et To sont quasiment confondues tandis que Mo et Ni se coupent au voisinage de n égal à 35 et enfin Re et Ca conduisent à des résultats de K toujours différents (Ca donne des valeurs de K plus élevées que celles obtenues par Re).

Sur la figure 4.10 (même latitude, plage horaire 15-16h TU), les couples de droites (Di,To) et (Mo,Ni), se rapprochent l'une de l'autre pour les faibles valeurs de n et par contre s'écartent assez largement pour les valeurs élevées. Pour (Re,Ca), le phénomène est identique sauf que la convergence de Re et Ca pour les faibles valeurs de n se fait plus lentement par rapport aux cas (Di,To) et (Mo,Ni).

En conclusion sur les figures 4.8, 4.9 et 4.10 (même latitude), les différentes situations rencontrées sont très différentes les unes des autres. Il semble n'y avoir aucune dépendance de la relation entre K et n en fonction de la longitude.

Sur la figure 4.11 (même longitude, plage horaire 9-10h TU), les deux droites Di et Car (longitude # 5,0E) relatives à Dijon et Carpentras sont quasiment confondues. CF et SQ

(longitude # 3,1E) relatives respectivement à Clermont-Ferrand et Saint-Quentin conduisent presque aux mêmes valeurs du coefficient de transmission globale K pour les valeurs de n situées entre 40 et 70, alors qu'elles (CF et SQ) s'éloignent l'une de l'autre pour les cas extrêmes de n. Pa et Ca (longitude # 0,2W) conduisent à des valeurs de K très différentes.

Sur la figure 4.12 (même longitude, plage horaire 15-16h TU), les droites Di et Car sont parallèles et très proches l'une de l'autre, ce qui conduit approximativement aux mêmes valeurs de K (la variation de K entre les deux droites est de 0,01). Les droites CF et SQ donnent des valeurs différentes du coefficient de transmission globale (0,82 et 0,73) pour n égal à 0, par contre elles conduisent à des valeurs de plus en plus proches au fur et à mesure que n augmente. Les droites Pa et Ca restent encore éloignées mais moins par rapport à la situation sur la plage horaire 9-10h TU (figure 4.11).

Sur la figure 4.13 (même longitude, plage horaire 15-16h TU), les droites Di et Car se coupent pour n égal à 40 et elles restent assez proches de part et d'autre de ce point d'intersection. Les droites CF et SQ se coupent pour n égal à 50 et s'éloignent un peu plus l'une de l'autre de part et d'autre du point d'intersection et ceci par rapport au couple (Di,Car). Enfin les droites Pa et Ca s'écartent l'une de l'autre au fur et à mesure que n augmente.

De cette analyse, il semble n'y avoir aucune dépendance de la relation entre K et n en fonction de la latitude. Cette non-dépendance du couple de paramètres vis-à-vis de la localisation géographique n'est pas un résultat surprenant en soi dans la mesure où le climat sur la France est relativement constant géographiquement et où l'examen des équations du bilan radiatif conduit effectivement à conclure à une forte linéarité entre K et tout indice défini, similairement à n, comme la différence entre une observation instantanée et une réponse par ciel clair normalisée pour la différence entre ciel couvert et ciel clair (cf. méthodes de Raschke et Preuss [33] ; ou Möser et Raschke [31]).

En conclusion la relation entre K et n est effectivement linéaire avec une bonne précision. Les paramètres (pente et ordonnée à l'origine) ne dépendent pas de la localisation géographique et très peu du mois ou de l'heure de la journée. Toutefois cette linéarité n'est pas évidente pour les conditions extrêmes à savoir les cas ciel très clair et ciel totalement couvert. En effet sur les figures 4.1a à 4.1c, reproduisant les figures 3a à 3c de Diabaté *et al.* [30], on constate que le nuage de points est très dense pour K élevé et n faible (cas ciel clair). Ce nuage est allongé parallèlement à l'axe des K et non pas le long de la droite. On a

donc une mauvaise estimation du coefficient de transmission globale par ciel clair dont la valeur maximale, théoriquement, est donnée par l'intersection de la droite (premier axe d'inertie) avec l'axe K. Ces valeurs : 0,67, 0,73 et 0,65 respectivement pour les plages horaires 9-10h TU, 12-13h TU et 15-16h TU, sont plus élevées que celles obtenues par Michaud-Regas [18] mais elles restent encore faibles par rapport aux valeurs mesurées qui fluctuent autour de 0,78, selon les conditions de turbidité de l'atmosphère.

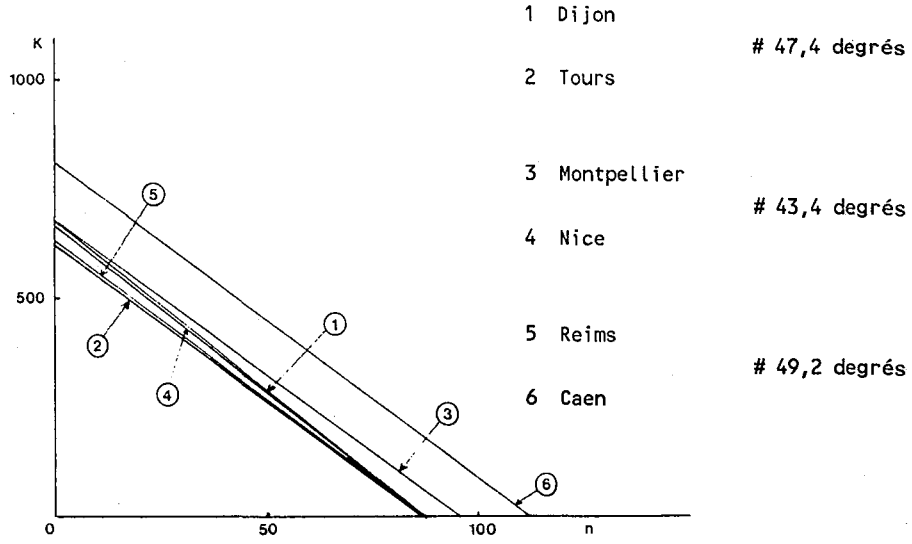


Figure 4.8 : Droites d'ajustement entre K et n pour des stations de même latitude et de longitudes différentes (plage horaire 9-10h TU).

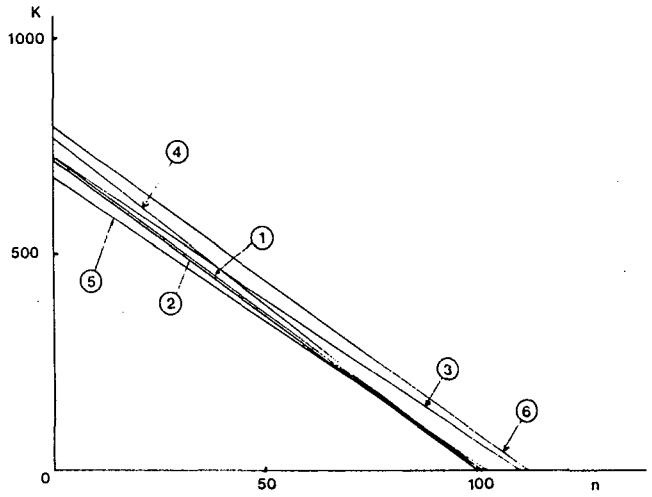


Figure 4.9 : Droites d'ajustement entre K et n pour des stations de même latitude et de longitudes différentes (plage horaire 12-13h TU).

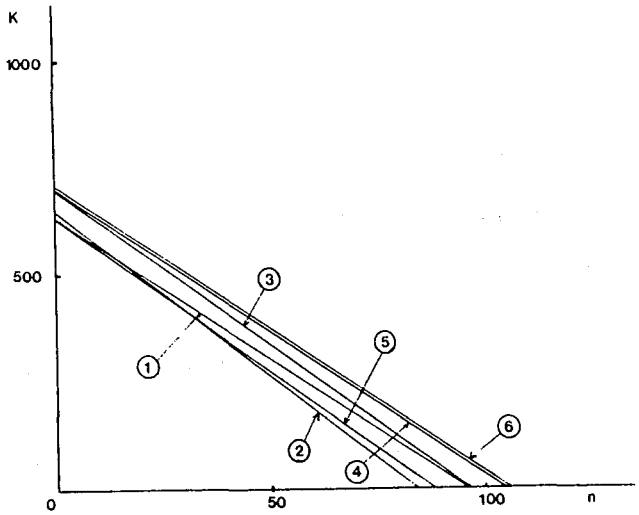
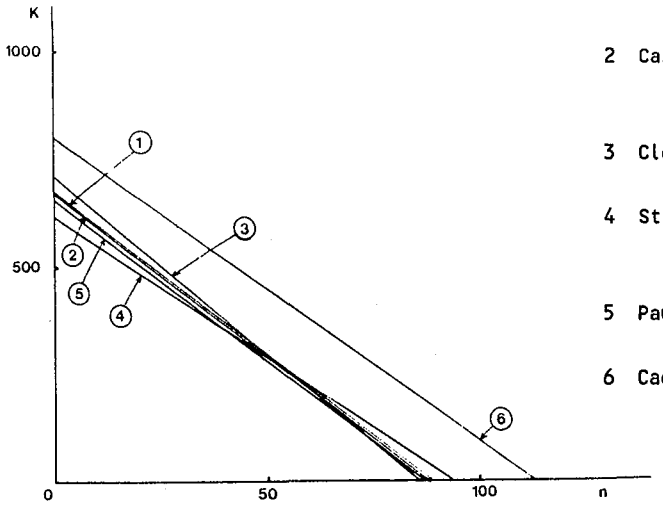


Figure 4.10 : Droites d'ajustement entre K et n pour des stations de même latitude et de longitudes différentes (plage horaire 15-16h TU).



1 Dijon

5,06 degrés Est

2 Carpentras

3 Clermont-Ferrand

3,4 degrés Est

4 St-quentin

5 Pau

0,2 degré Ouest

6 Caen

Figure 4.11 : Droites d'ajustement entre K et n pour des stations de même longitude et de latitudes différentes (plage horaire 9-10h TU).

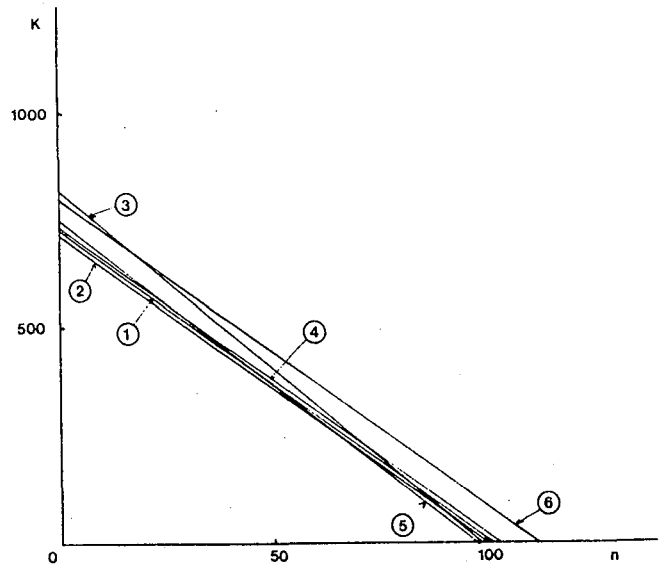


Figure 4.12 : Droites d'ajustement entre K et n pour des stations de même longitude et de latitudes différentes (plage horaire 12-13h TU).

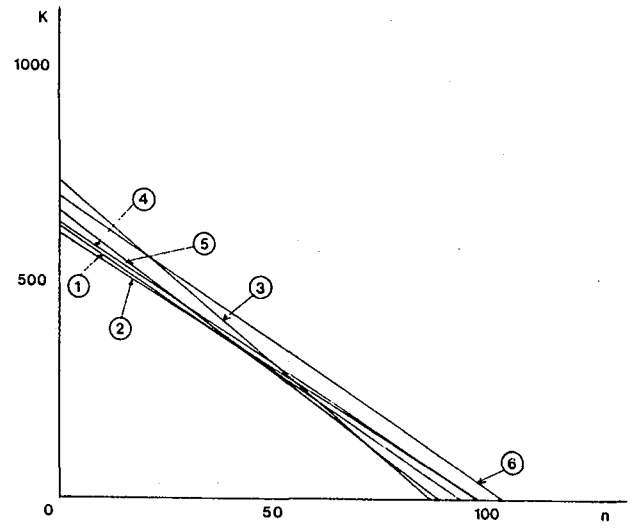


Figure 4.13 : Droites d'ajustement entre K et n pour des stations de même longitude et de latitudes différentes (plage horaire 15-16h TU).

4.2.2 En fonction de la hauteur du soleil

Nous avons tracé l'indice d'ennuagement, n, en fonction du coefficient de transmission globale, K, ceci par classe de hauteur ν du soleil large de 5°, ou de 10° pour ν>52°. Les résultats obtenus sont représentés par les figures 4.14 à 4.22 pour l'année 1983, 4.23 à 4.31 pour 1984 et 4.32 à 4.41 pour 1985.

La droite de régression retenue entre n et K est de la forme :

$$n = AK + B \qquad (4.6)$$

Un ajustement entre n et K par le premier axe d'inertie (cf. éqs. 4.3, 4.4 et 4.5), aboutit aux résultats récapitulés dans les tableaux [4.7] pour l'année 1983, [4.8] pour 1984 et [4.9] pour 1985.

Pour l'année 1983 :

(i) La constante de régression A varie de -0,13 (12° - 17° ; 48° - 52°) à -0,16 (33° - 37°). Elle est égale à -0,15 entre 18° et 32°. Les faibles variations de A (-0,13 à -0,16) montrent qu'elle est quasiment indépendante de la hauteur du soleil.

(ii) La constante de régression B varie entre 75,74 (12° - 17°) à 109,23 (33° - 37°). Elle augmente pour les hauteurs de soleil variant de 12° à 37° et ensuite la variation devient un peu plus complexe. La constante B varie beaucoup par rapport à A. Cette variation est due au fait que B caractérise le coefficient de transmission globale K par ciel clair et dépend donc du trouble atmosphérique global.

(iii) Le coefficient de corrélation varie entre -0,68 (43° - 47°) à -0,84 (28° - 32°). En valeur absolue, il augmente pour les hauteurs de soleil allant de 12° et 32° (0,72 à 0,84), décroît ensuite entre 33° et 47° (0,81 à 0,68) et enfin croît pour les hauteurs du soleil variant de 48° à 65° (0,72 à 0,76).

(iv) L'erreur quadratique moyenne (rms) sur le coefficient de transmission globale varie de 58 (53° - 65°) à 74 (12° - 17°). Le paramètre rms sur K décroît quand la hauteur du

soleil croît sur la plage 12° - 42°, il croît entre 43° - 47° et enfin décroît pour comprise entre 48° et 65° (59 à 58).

Pour l'année 1984 :

(i) La constante de régression A varie de -0,13 (53° - 65°) à -0,15 (12° à 37° ; 43° - 47°). Ici aussi, A varie très peu avec la hauteur du soleil.

(ii) La constante de régression B varie de 79,46 (12° - 17°) à 107,25 (43° - 47°). Elle augmente de façon régulière pour les hauteurs de soleil allant de 12° à 47° (79,46 à 107,27) et décroît ensuite pour ν comprise entre 48° et 65° (101,62 à 100,19).

(iii) Le coefficient de corrélation varie de -0,69 (12° - 17°) à -0,86 (48° - 52°). En valeur absolue, il augmente régulièrement avec la hauteur du soleil sauf pour 38° - 42° (0,80) et 53° - 65° (0,84) où on constate une diminution.

(iv) L'erreur quadratique moyenne sur K varie de 60 (53° - 65°) à 69 (12° - 17°). D'une façon générale, elle croît avec l'augmentation de la hauteur du soleil, exception faite de la plage 48° - 52° (66) où elle décroît.

Pour l'année 1985 :

(i) La constante de régression A varie de -0,13 (53° - 65° ; 48° - 52°) à -0,15 (18° - 22° ; 23° - 27°). Elle est constante pour les hauteurs du soleil comprises entre 28° et 47° (-0,14). Elle varie peu avec la hauteur du soleil.

(ii) La constante de régression B varie de 84,39 (12° - 17°) à 105,41 (43° - 47°). Elle augmente pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 27° (84,39 à 103,56). Sa variation est un peu plus désordonnée pour les autres hauteurs du soleil (28° à 65°).

(iii) Le coefficient de corrélation varie entre -0,51 (18° - 22°) à -0,80 (48° - 52°). Les valeurs obtenues pour les plages 18° - 22° (-0,51), 28°-32° (-0,67) et 33° - 37° (-0,64) sont relativement faibles.

(iv) L'erreur quadratique moyenne sur K varie de 60 (53° - 65°) à 74 (18° - 22°). Elle décroît avec l'augmentation de la hauteur du soleil comprise entre 18° et 47° (74 à 58).

Pour les trois années confondues, A varie peu (-0,13 à -0,15) en étant une fois égale à -0,16, par contre B varie avec la hauteur du soleil et avec l'année. Le biais sur K est nul de par le mode de construction adopté. L'erreur quadratique moyenne sur K est comprise entre 58 (7% de K mesuré) et 75 (10%).

Discussion

Nous avons essayé d'écrire $K = (\alpha n + \beta)(\sin\ )^{\gamma}$ avec γ prenant les valeurs 1, 0,15 et 0,25. Pour γ égal 1, les résultats sont moins bons que précédemment à cause de la constance de A par rapport à ν. Quant aux valeurs 0,15 et 0,25, les comparaisons montrent également une faible variation de α et une plus forte variation relative de β. Toutefois, les variations relatives de respectivement α et β sont similaires à celles de respectivement de A et B. Nous ne retiendrons donc pas cette formulation qui ne permet pas d'une façon explicite d'appréhender l'effet du trouble atmosphérique.

Pour améliorer l'estimation il est envisageable d'exprimer la quantité (-B/A) en fonction du trouble atmosphérique global (TL) et de la hauteur du soleil.

L'équation 4.6 peut s'écrire sous la forme :

$$K = (1/A)n - (B/A) \qquad (4.7)$$

Le rapport -B/A caractérise le coefficient de transmission globale de l'atmosphère par ciel clair (K_c, pour les faibles valeurs de n comprises entre 0 et 10). En première approximation on peut admettre que :

$$K_c = -B/A \qquad (4.8)$$

Perrin de Brichambaut et Vauge [6] proposent, pour la détermination du rayonnement solaire global horaire par ciel clair (G_c) sur plan horizontal, la formule empirique suivante :

$$G_c = (1270 - 56TL)(\sin\nu)^{(TL+36)/33} \tag{4.9}$$

avec

ν : hauteur du soleil,

TL : trouble atmosphérique global.

En divisant l'éq. 4.9 par Goh on obtient K_c :

$$K_c = FC(1/(Io.CDS.\sin\nu))[1270 - 56TL](\sin\nu)^{(TL+36)/33} \tag{4.10}$$

où

CDS : facteur de correction distance Terre-Soleil,

Io : constante solaire (1353 Wh/m^2)

FC : facteur de codage, égal à 1000 conformément au système de codage utilisé pour K et n (n compris entre 0 et 100 ; K compris entre 0 et 1000).

En rapprochant les équations 4.7, 4.8 et 4.10 on peut écrire :

$$K = (1/A)n + 1000.(1/(Io.CDS))[1270 - 56TL](\sin\nu)^{(TL+3)/33} \tag{4.11}$$

Une classification de la nature du ciel selon la valeur de n, déduite de notre expérience, est :

a) pour n compris entre 0 et 10 ==========> ciel clair,

b) 10 < n < 90 =========> ciel partiellement couvert,

c) n supérieur à 90 ==============> ciel couvert.

Pour vérifier la formule empirique obtenue (éq. 4.11), uniquement par ciel clair, nous avons estimé TL à l'aide d'une formulation de Kasten [34] :

$$TL = \ln((Io.CDS)/I)[0,9 + 0,94(\sin\nu)^{0,83}] \tag{4.12}$$

avec

I : rayonnement solaire direct reçu au sol.

$$I = (G - Gd)/\sin v \qquad (4.13)$$

où

G : rayonnement solaire global sur plan horizontal au sol,

Gd : rayonnement solaire diffus sur plan horizontal au sol.

Disposant des mesures de G et Gd pour six stations en 1983 et onze stations en 1984 et 1985, nous avons estimé à l'aide des formules 4.12 et 4.13 le trouble TL pour chacune des stations ceci par heure et par jour sur chacune des années concernées et par ciel clair. Puis nous avons reconstruit le K (K estimé, éq. 4.11) et l'avons comparé au K mesuré.

Les résultats obtenus sont les suivants :

(i) année 1983 toutes heures toutes stations confondues :
moyenne sur K estimé : 652
moyenne sur K mesuré : 681
nombre de points : 664
biais (Kmes - Kest) : 28 (4% de la moyenne sur K mesuré)
écart-type : 67 (10%)
erreur quadratique moyenne : 73 (11%)

(ii) année 1984 toutes heures toutes stations confondues :
moyenne sur K estimé : 686
moyenne sur K mesuré : 703
nombre de points : 1442
biais (Kmes - Kest) : 16 (2%)
écart-type : 59 (8%)
erreur quadratique moyenne : 61 (9%)

(iii) année 1985 toutes heures toutes stations confondues :
moyenne sur K estimé : 692
moyenne sur K mesuré : 712
nombre de points : 700
biais (Kmes - Kest) : 20 (3%)
écart-type : 46 (6%)
erreur quadratique moyenne : 51 (7%)

L'erreur d'estimation sur K est approximativement de 10% de la valeur mesurée. Cette approche semble bonne, mais le problème est de pouvoir estimer TL à l'aide des images satellitaires.

Ce problème sera largement discuté dans le chapitre 6. Retenons simplement, de Perrin de Brichambaut [35], que :

(i) pour la France, une bonne approximation du facteur de trouble TL par ciel clair peut aller de 2, l'hiver (minimum en janvier-février), à 3,3, l'été (maximum en août),

(ii) par ciel couvert on peut en première approximation prendre TL#90. Cette approximation peut être améliorée par une analyse des aspects climatologiques et statistiques de la nature du ciel.

4.2.3 Conclusion

Des études des paragraphes 4.2.1 et 4.2.2, sur les relations entre n et K, on constate que :

(i) les relations sont linéaires,

(ii) qu'elles ne dépendent pas ou très peu de la localisation géographique (du moins sur la France),

(iii) qu'elles ne dépendent pas du mois,

(iv) qu'elles dépendent de l'heure de la journée.

Ces conclusions, identiques à celles obtenues par Diabaté *et al.* [30] pour l'année 1983, nous ont amenés à retenir un jeu de coefficients de régression A et B par plage horaire.

Les coefficients A et B retenus, par plage horaire pour toutes les stations confondues, sont des moyennes de ceux obtenus dans les paragraphes 4.1.1, 4.1.2 et 4.1.3 :

Plages horaires en heure TU

	9-10	12-13	15-16
A	-0,13	-0,13	-0,13
B	92	102	90

Les valeurs, ci-dessus, de A et B seront utilisées pour la reconstruction du rayonnement global horaire instantané.

Signalons que d'autres types de relations ont été examinés :

(i) $\ln(n) = a_1 K + \beta$

(ii)
$\ln(n) = a_{cc} K + \beta_{cc}$ par ciel clair
$n = aK + b$ par ciel partiellement clair
$\ln(n) = a_{cT} K + \beta_{cc}$ par ciel couvert

Ces relations ont abouti à des résultats (20% d'erreur en moyenne sur les estimations) moins bons que les formulations précédentes, aussi les travaux n'ont pas été poursuivis dans ces voies.

sinν	A	B	coef_corr	rms sur K
0,21:0,29 (12°-17°)	-0,13	75,74	-0,72	74
0,31:0,38 (18°-22°)	-0,15	93,69	-0,75	66
0,39:0,45 (23°-27°)	-0,15	98,06	-0,82	62
0,47:0,53 (28°-32°)	-0,15	100,25	-0,84	68
0,55:0,60 (33°-37°)	-0,16	109,23	-0,81	64
0,62:0,67 (38°-42°)	-0,14	97,90	-0,80	65
0,68:0,73 (43°-47°)	-0,15	101,18	-0,68	72
0,74:0,79 (48°-52°)	-0,13	92,25	-0,72	59
0,80:0,91 (53°-65°)	-0,14	99,05	-0,76	58

Tableau[4.7] : Constantes de régression (A,B), coefficient de corrélation (coef_corr) et l'erreur (rms sur K) de l'ajustement linéaire entre le coefficient de transmission globale (K) et l'indice d'ennuagement(n), pour l'année 1983.

sinν	A	B	coef_corr	rms sur K
0,21:0,29 (12°-17°)	-0,15	79,46	-0,69	69
0,31:0,38 (18°-22°)	-0,15	94,00	-0,74	68
0,39:0,45 (23°-27°)	-0,15	99,95	-0,78	68
0,47:0,53 (28°-32°)	-0,15	103,28	-0,79	62
0,55:0,60 (33°-37°)	-0,15	105,01	-0,81	64
0,62:0,67 (38°-42°)	-0,14	104,15	-0,80	68
0,68:0,73 (43°-47°)	-0,15	107,27	-0,85	62
0,74:0,79 (48°-52°)	-0,14	101,62	-0,86	65
0,80:0,91 (53°-65°)	-0,13	100,19	-0,84	60

Tableau[4.8] : Constantes de régression (A,B), coefficient de corrélation (coef_corr) et l'erreur (rms sur K) de l'ajustement linéaire entre le coefficient de transmission globale (K) et l'indice d'ennuagement(n), pour l'année 1984.

sinv	A	B	coef_corr	rms sur K
0,21:0,29 (12°-17°)	-0,14	84,39	-0,72	67
0,31:0,38 (18°-22°)	-0,15	98,96	-0,51	73
0,39:0,45 (23°-27°)	-0,15	103,56	-0,78	70
0,47:0,53 (28°-32°)	-0,14	101,02	-0,67	65
0,55:0,60 (33°-37°)	-0,14	101,20	-0,64	64
0,62:0,67 (38°-42°)	-0,14	100,34	-0,78	64
0,68:0,73 (43°-47°)	-0,14	105,41	-0,70	57
0,74:0,79 (48°-52°)	-0,13	98,54	-0,80	66
0,80:0,91 (53°-65°)	-0,13	100,82	-0,76	60

Tableau[4.9] : Constantes de régression (A,B), coefficient de corrélation (coef_corr) et l'erreur (rms sur K) de l'ajustement linéaire entre le coefficient de transmission globale (K) et l'indice d'ennuagement(n), pour l'année 1985.

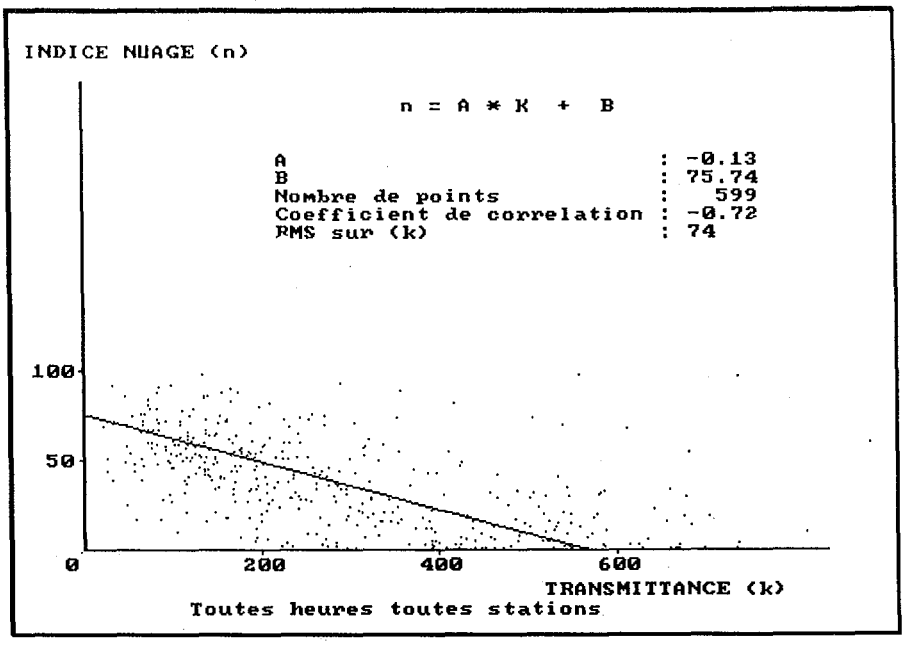


Figure 4.14 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 17° pour l'année 1983.

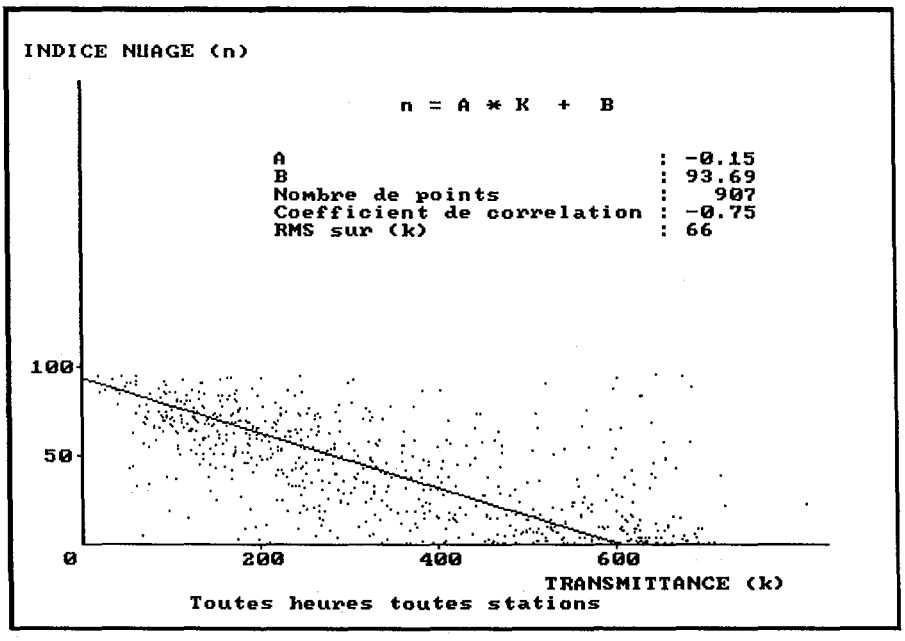


Figure 4.15 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 18° et 22° pour l'année 1983.

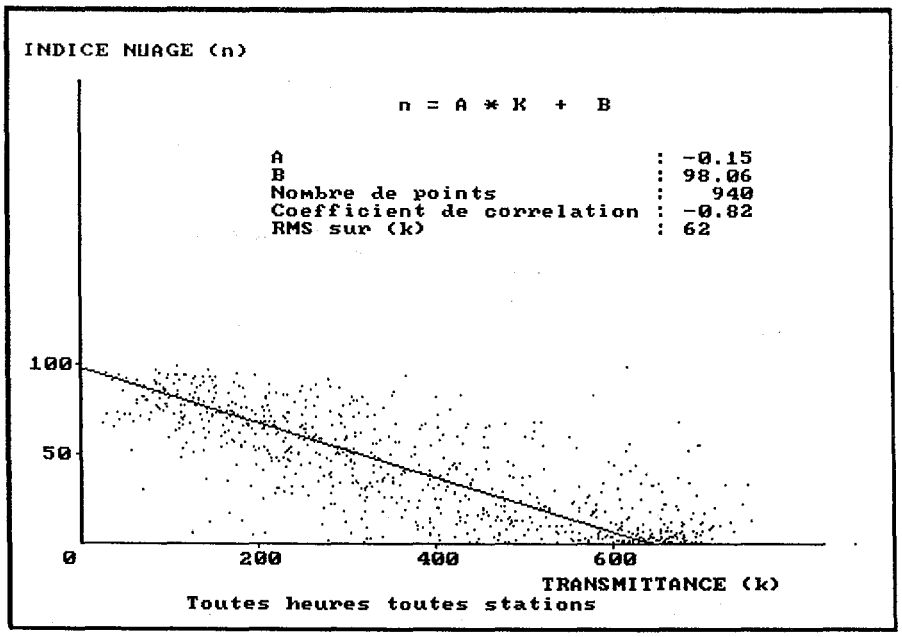


Figure 4.16 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 23° et 27° pour l'année 1983.

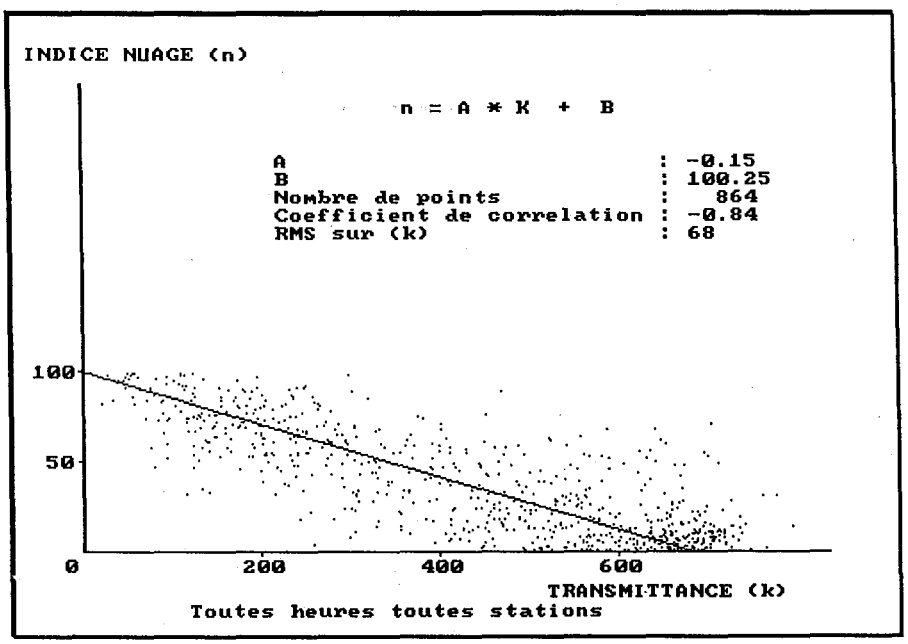


Figure 4.17 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 28° et 32° pour l'année 1983.

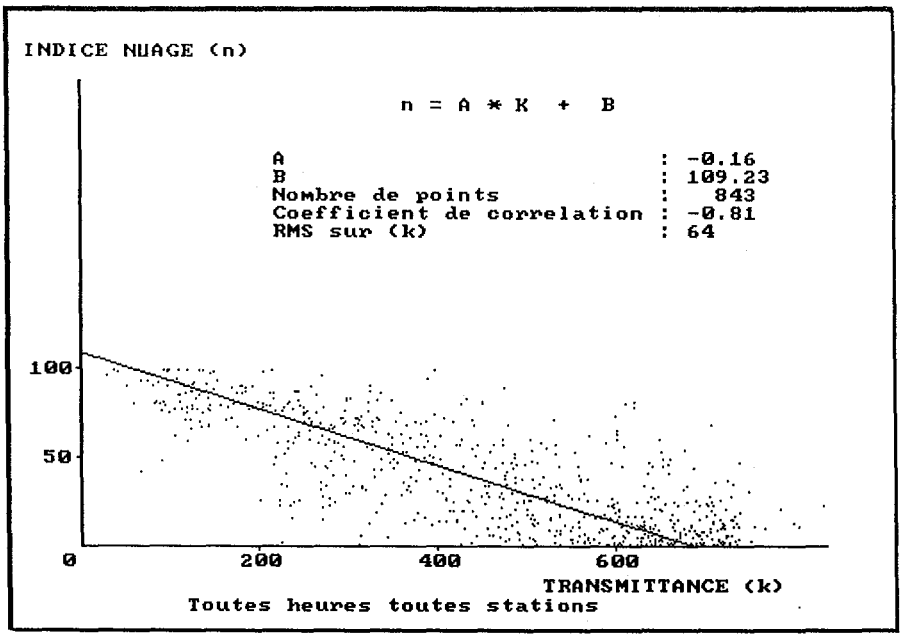


Figure 4.18 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 33° et 37° pour l'année 1983.

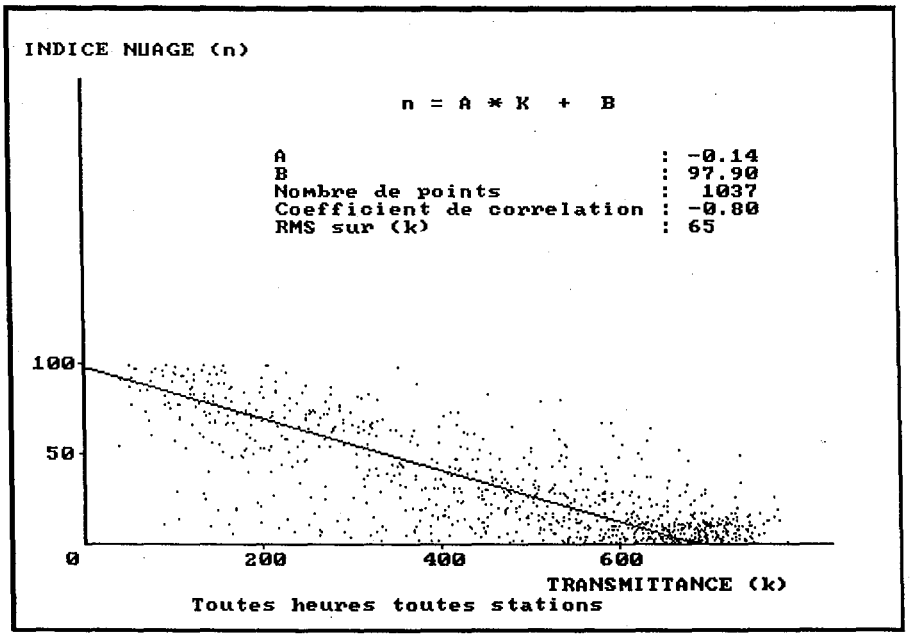


Figure 4.19 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 38° et 42° pour l'année 1983.

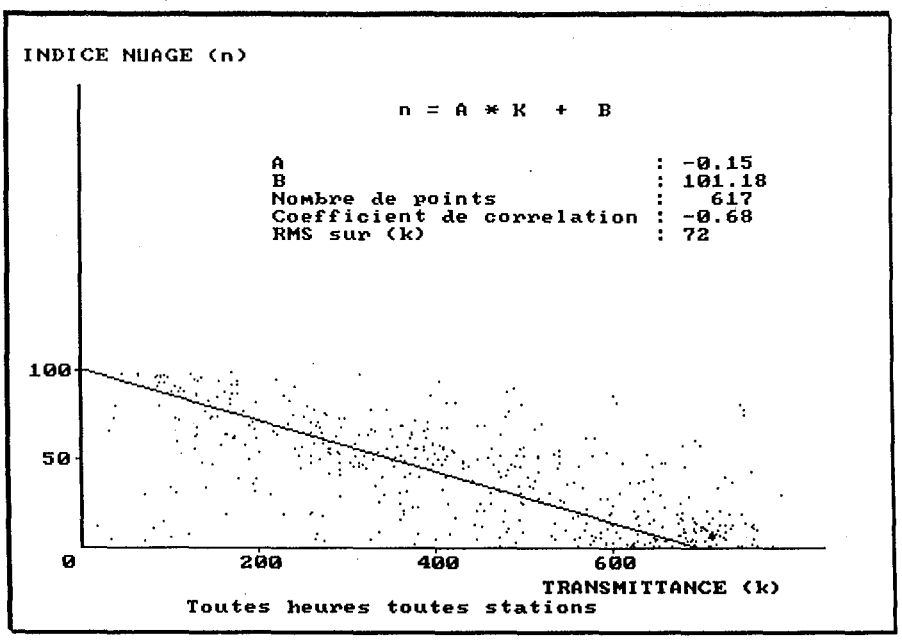


Figure 4.20 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 43^{o} et 47^{o} pour l'année 1983.

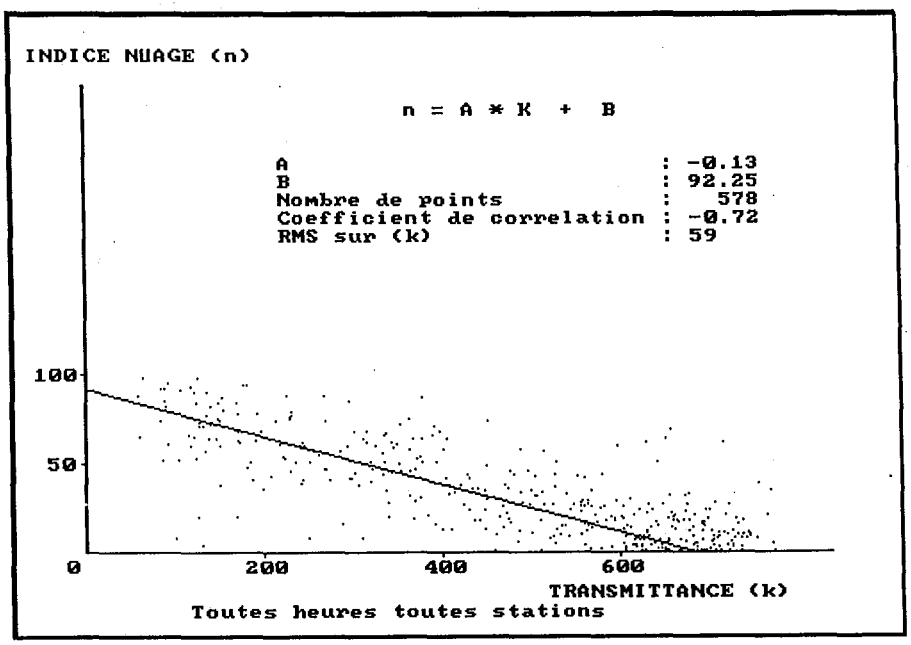


Figure 4.21 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 48^{o} et 52^{o} pour l'année 1983.

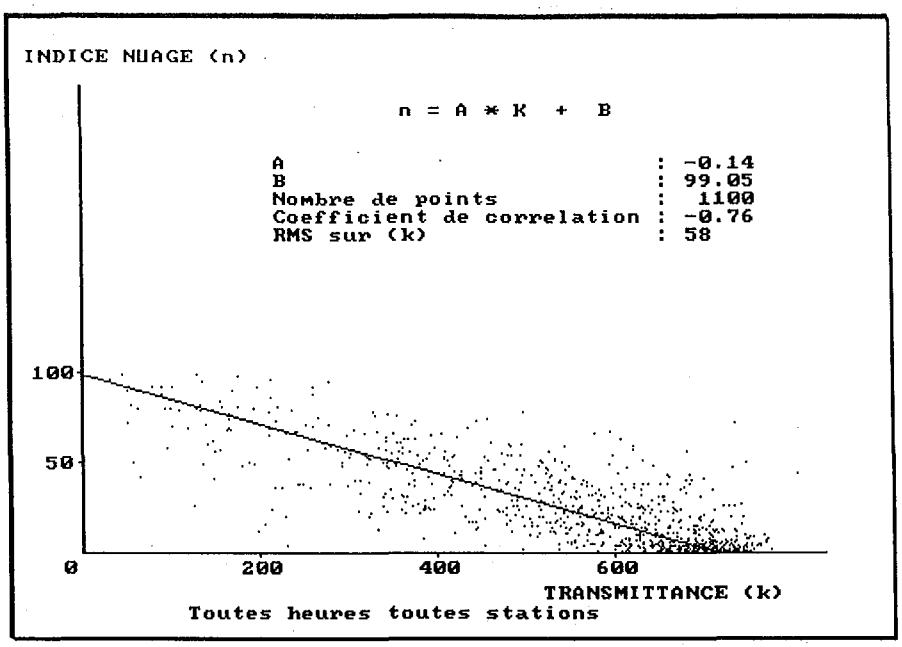


Figure 4.22 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 53° et 65° pour l'année 1983.

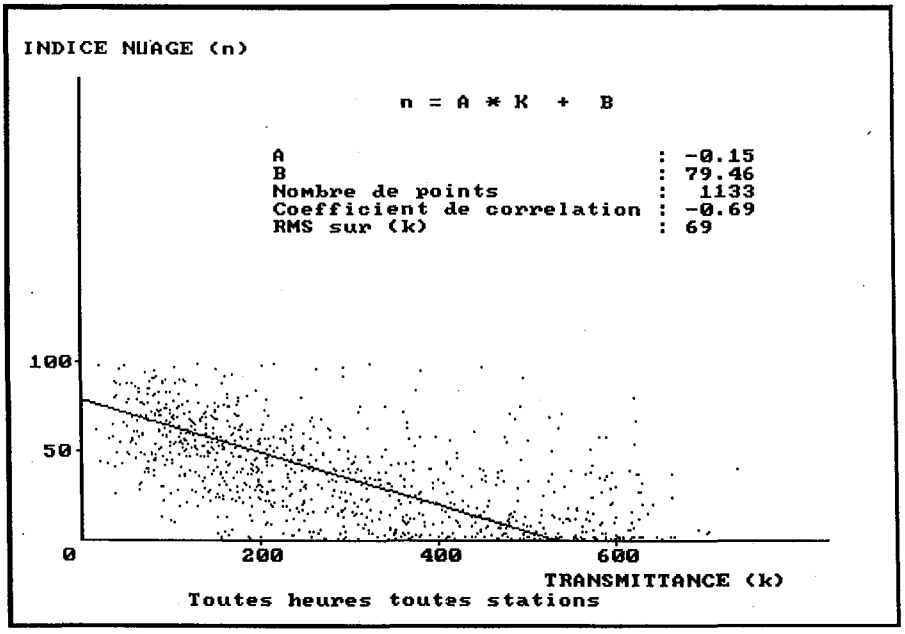


Figure 4.23 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 17° pour l'année 1984.

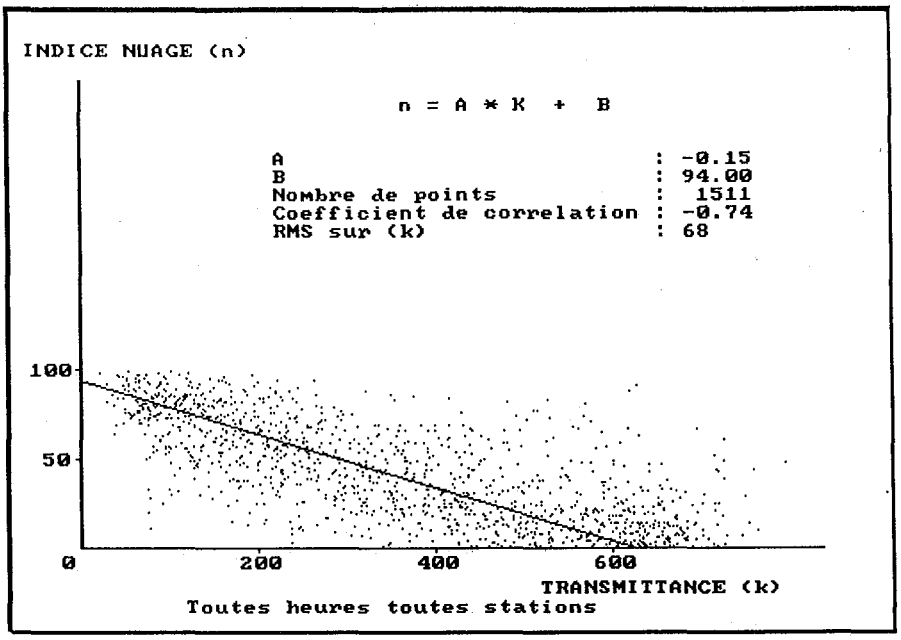


Figure 4.24 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 18° et 22° pour l'année 1984.

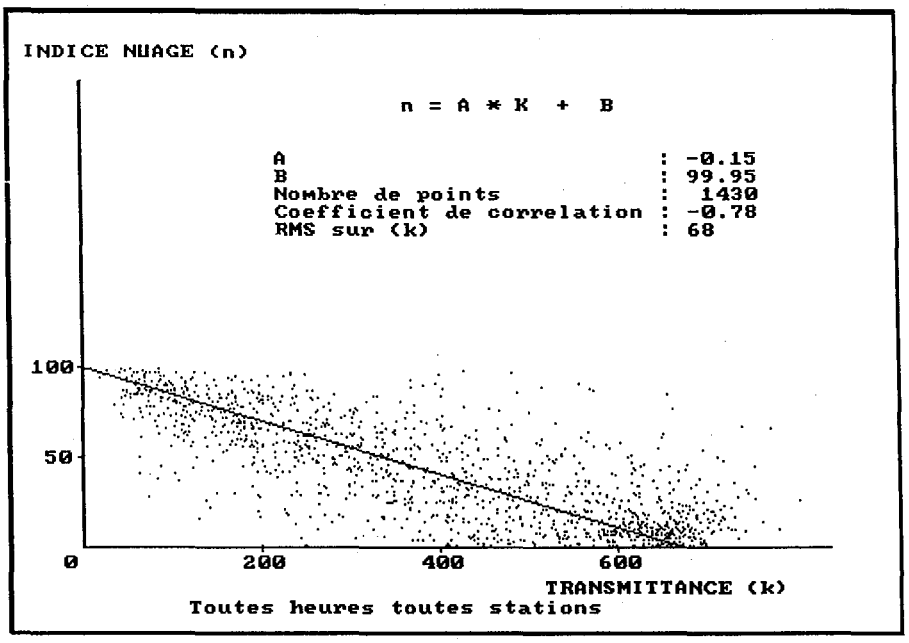


Figure 4.25 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 23° et 27° pour l'année 1984.

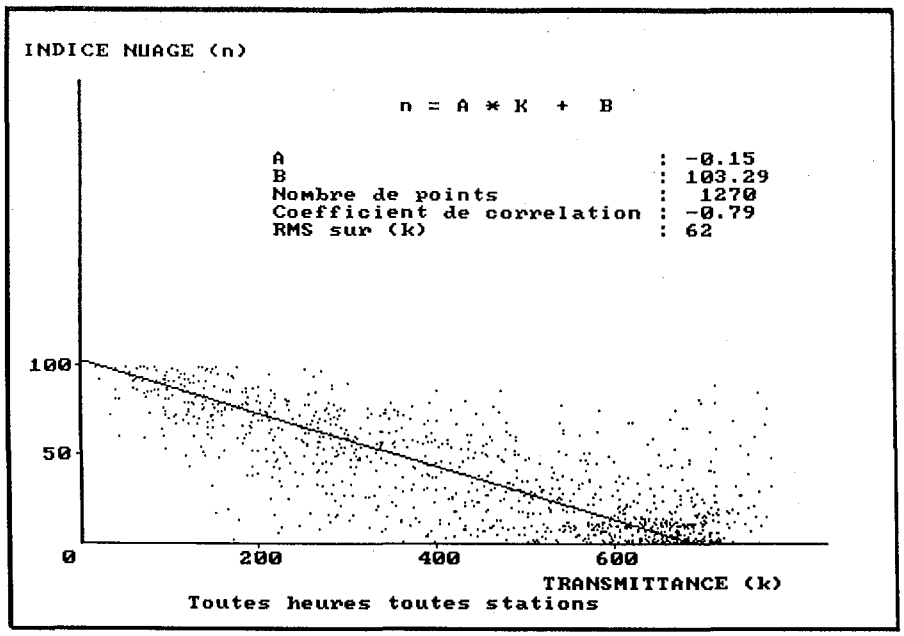


Figure 4.26 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 28° et 32° pour l'année 1984.

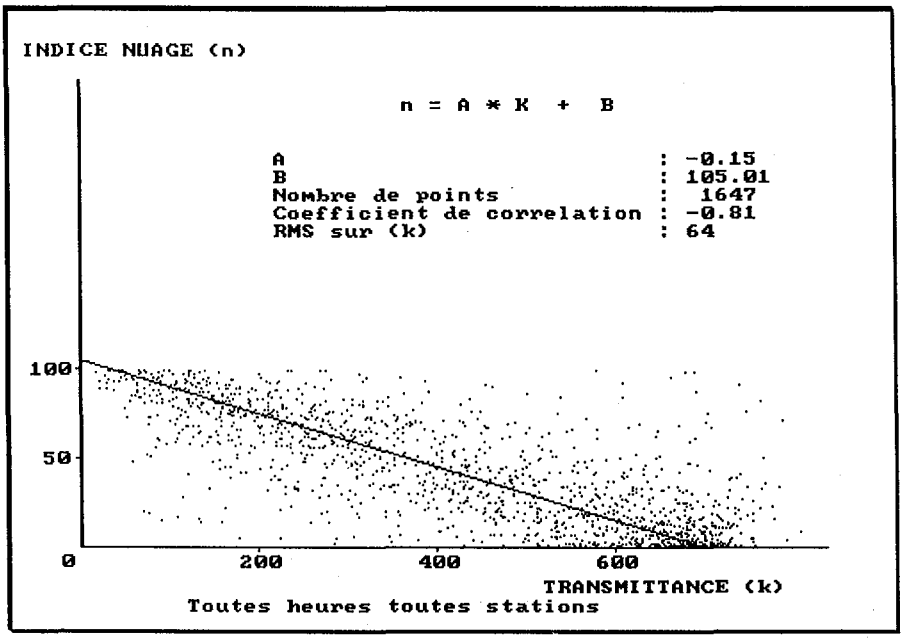


Figure 4.27 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 33° et 37° pour l'année 1984.

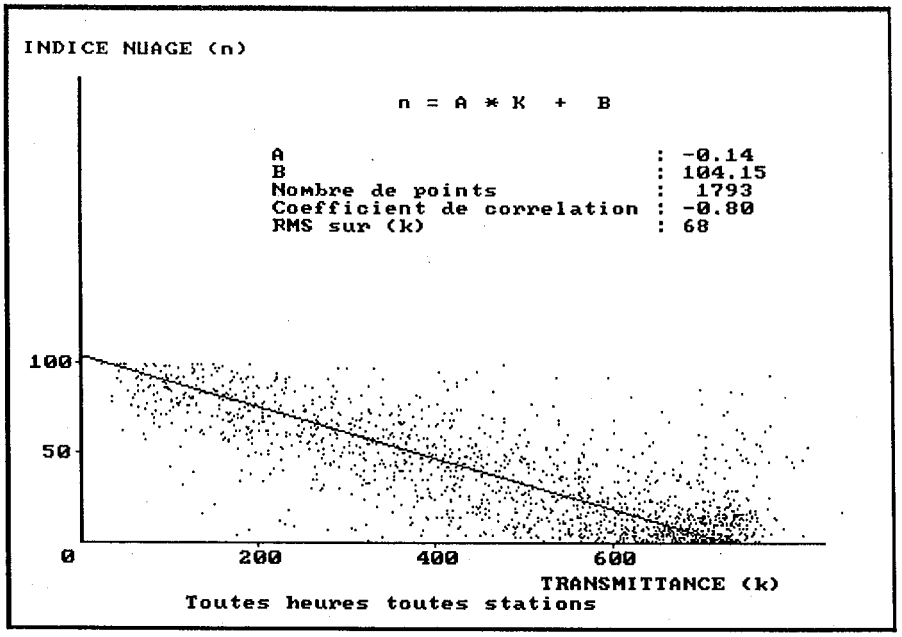


Figure 4.28 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 38° et 42° pour l'année 1984.

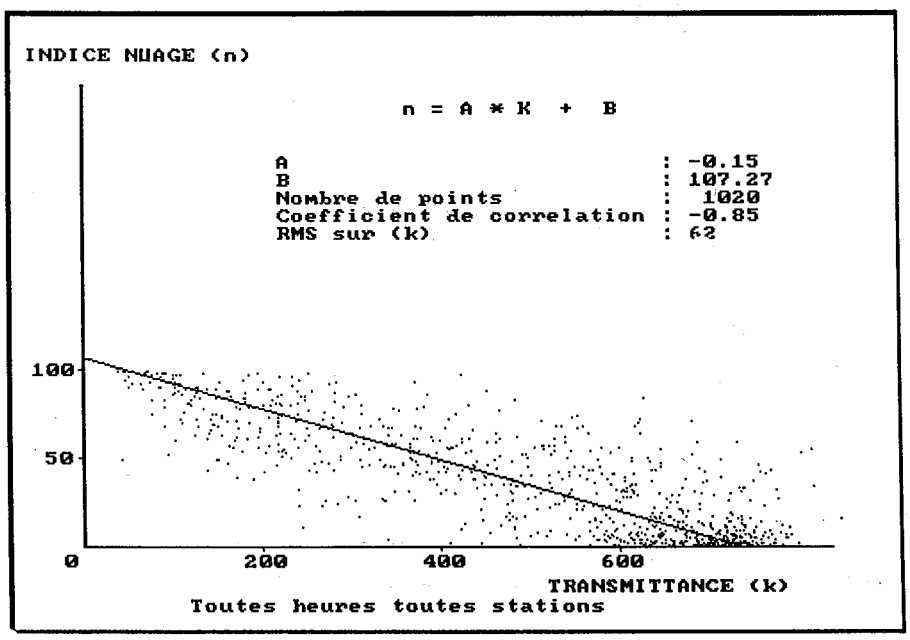


Figure 4.29 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 43° et 47° pour l'année 1984.

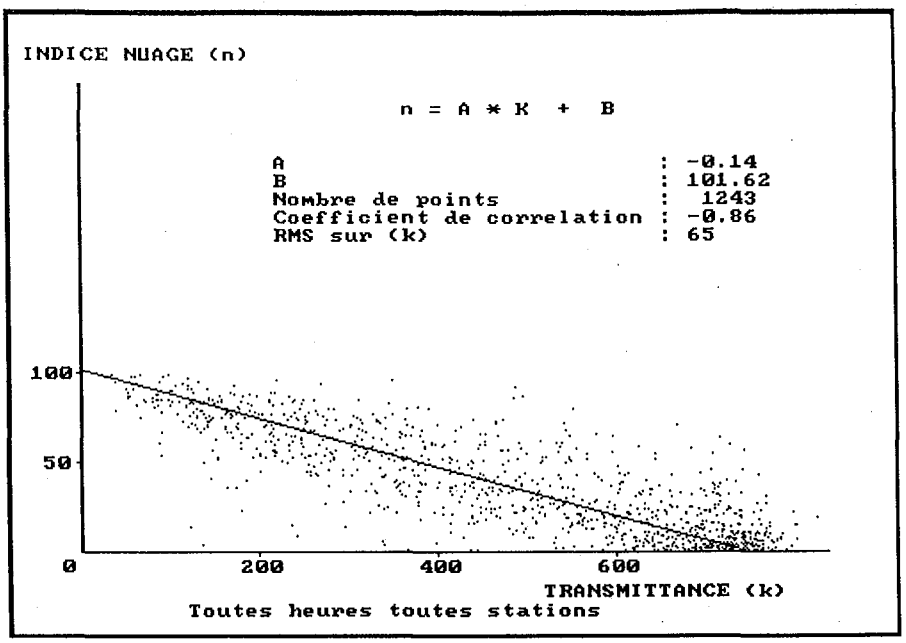


Figure 4.30 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 48° et 52° pour l'année 1984.

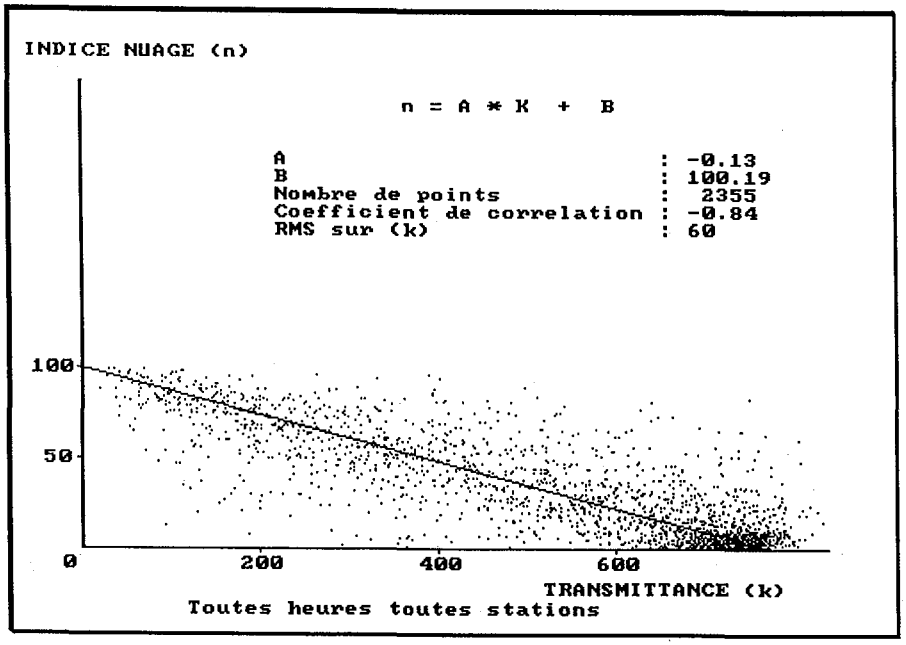


Figure 4.31 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 53° et 65° pour l'année 1984.

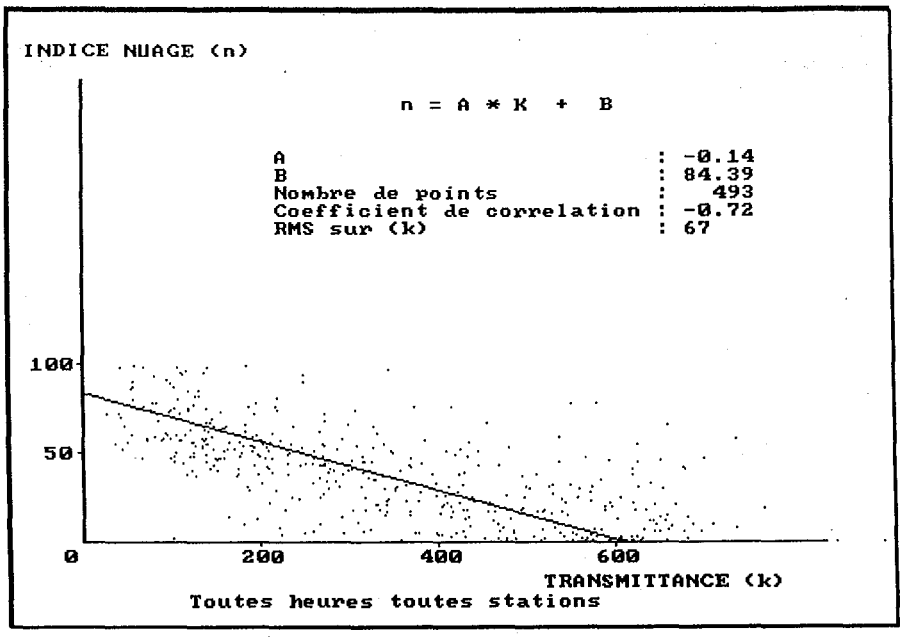


Figure 4.32 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 17° pour l'année 1985.

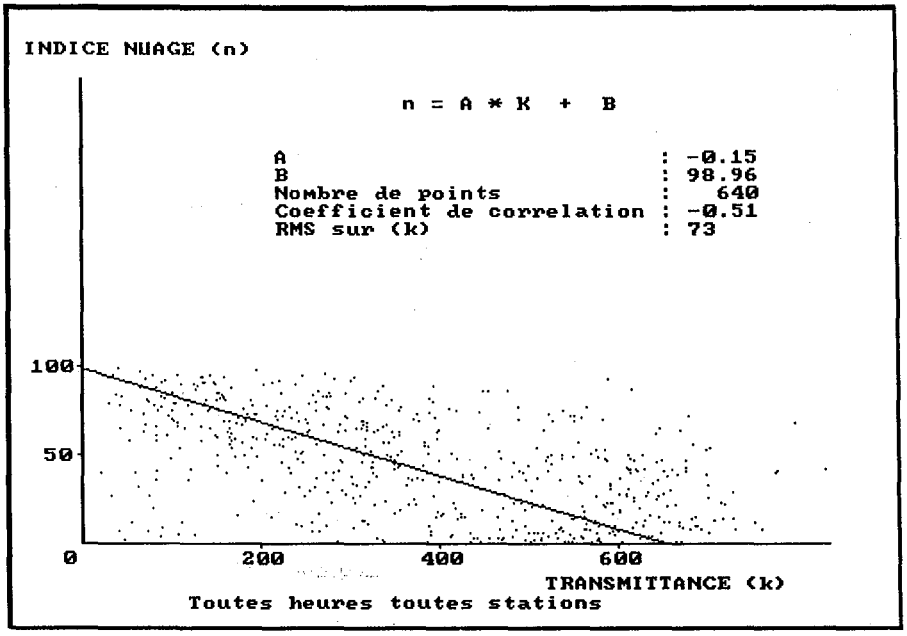


Figure 4.34 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 18° et 22° pour l'année 1985.

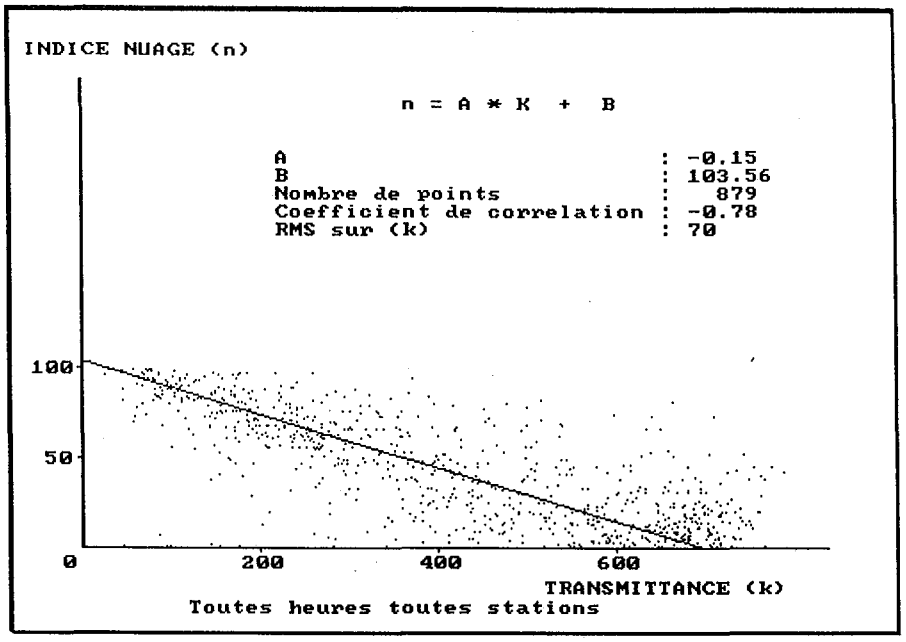


Figure 4.35 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 23° et 27° pour l'année 1985.

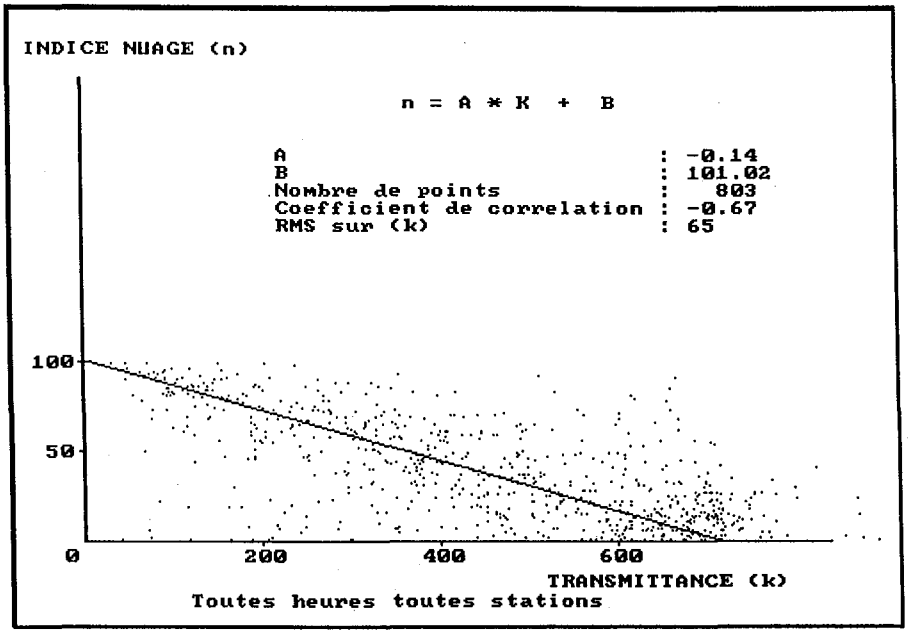


Figure 4.36 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 28° et 32° pour l'année 1985.

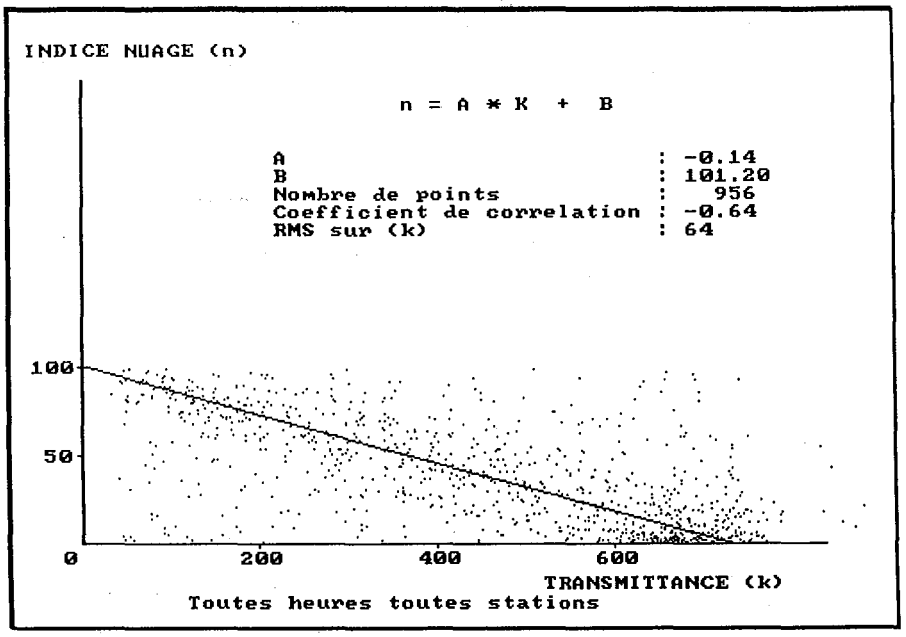


Figure 4.37 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 33° et 37° pour l'année 1985.

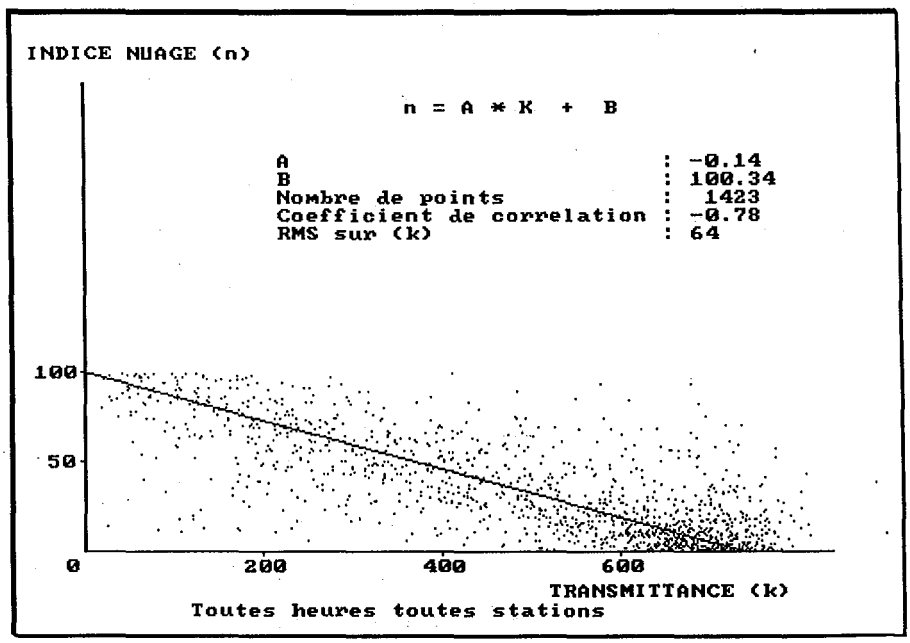


Figure 4.38 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 38° et 42° pour l'année 1985.

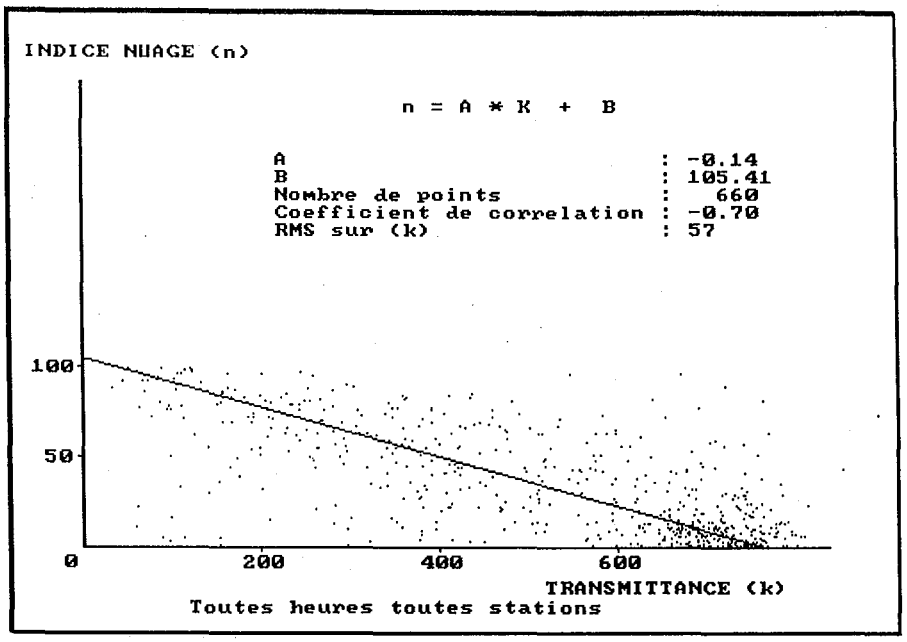


Figure 4.39 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 43° et 47° pour l'année 1985.

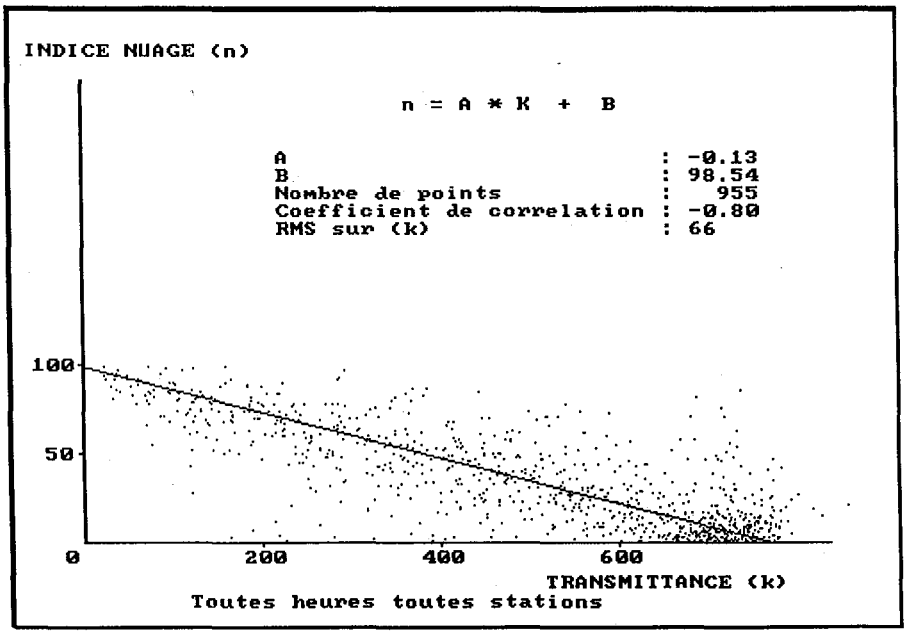


Figure 4.40 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 48° et 52° pour l'année 1985.

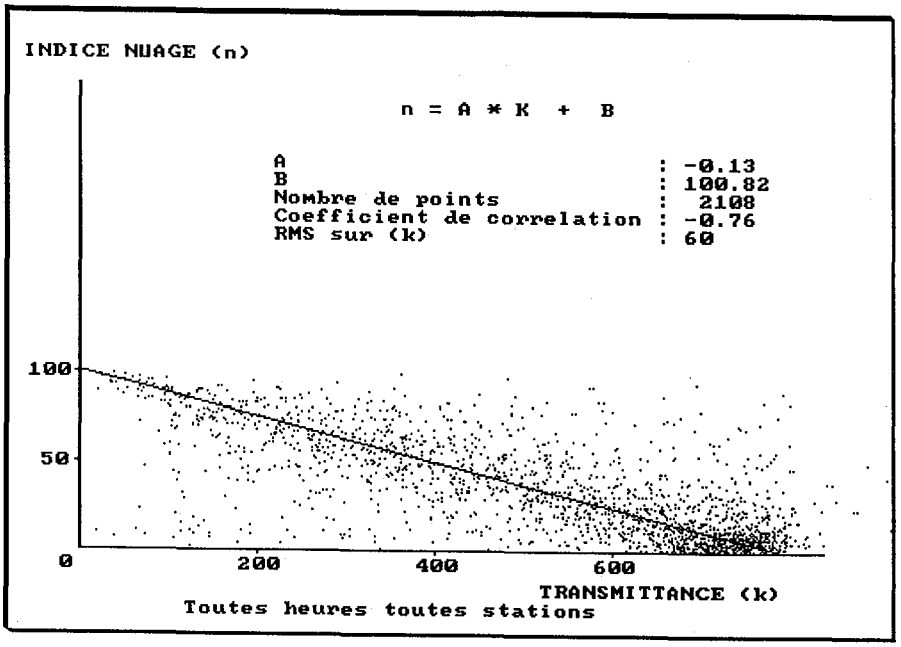


Figure 4.41 : L'indice d'ennuagement (n) en fonction de la transmittance globale de l'atmosphère (K) pour les hauteurs du soleil comprises entre 53^{o} et 65^{o} pour l'année 1985.

4.3 Reconstruction du rayonnement solaire global horaire

Dans ce paragraphe, nous envisageons de reconstruire le rayonnement solaire global horaire, ceci à partir des résultats de comparaisons (paragraphe 4.2.3) entre le coefficient de transmission globale et l'indice d'ennuagement sur la base de l'année entière. Cette reconstruction sera faite en horaire instantanée et horaire mensuelle.

Les coefficients de régression A et B obtenus par les comparaisons sur la période d'une année par plage horaire (cf. paragraphes 4.1.1, 4.1.2 et 4.1.3) sont presque identiques sur les trois années (1983, 1984 et 1985). En effet pour toutes les stations confondues :

(i) de 1983 à 1985 A(Hi, i= 1 à 3) = -0,13,
(ii) de 1983 à 1985
B(H2) est constant à 1,5% près de la moyenne de B(H2),
B(H3) est constant à 1,6% près de la moyenne de B(H3),
B(H1) est constant à 3% près de la moyenne de B(H1),

avec
H1 indiquant la plage horaire 9-10h TU,
H2 indiquant la plage horaire 12-13h TU,
H3 indiquant la plage horaire 15-16h TU.

Les résultats ci-dessus justifient la représentativité des coefficients de régression moyens A et B par plage horaire établis sur la base d'une année entière (cf. 4.2.3). Ces coefficients moyens A et B seront utilisés sur les trois ans pour reconstruire le rayonnement global horaire par heure par station et par mois, et enfin par heure par station et par année.

Les paramètres d'appréciation de la reconstitution seront : l'écart-type (ect) sur le rayonnement solaire global estimé, le biais (biais) entre les rayonnements solaires mesuré et estimé, ceci pour chaque station et chaque mois de l'année considérée, et enfin par plage horaire par station pour chacune des trois années. La valeur de la moyenne du rayonnement solaire global mesuré (Ghmes) sera aussi donnée pour chaque cas de comparaison.

Le biais et l'écart-type sur le rayonnement solaire global ont été obtenus en multipliant le biais et l'écart-type sur le coefficient de transmission globale (K) par Goh correspondant à la

période de comparaison considérée. Le tableau [21] (extrait de Diabaté *et al.* [30]) donne les valeurs de Goh pour un point géographique moyen de 46 N et 5 E :

	Plages horaires en heure TU		
Mois	9-10	12-13	15-16
janvier	0,360	0,520	0,210
févier	0,535	0,690	0,390
mars	0,830	0,900	0,440
avril	1,020	1,055	0,590
mai	1,080	1,120	0,660
juin	1,140	1,185	0,760
juillet	1,115	1,165	0,755
août	1,020	1,080	0,640
septembre	0,890	0,920	0,460
octobre	0,695	0,720	0,220
novembre	0,520	0,530	0,170
décembre	0,115	0,485	0,115

Tableau[4.21] : Valeurs de Goh (en kWh/m^2) par mois et par plage horaire pour le point géographique 46 N, 5 E.

Pour tous les mois confondus pour le même point géographique moyen défini ci-dessus, Goh est égal à 0,8, 0,87 et 0,39 kWh/m^2 respectivement pour les plages horaires 9-10h TU, 12-13h TU et 15-16h TU.

L'erreur quadratique moyenne de reconstruction est donnée par la racine carrée de la somme des carrés du biais et de l'écart-type (*i.e.* sqrt(biais^2 + ect^2)).

4.3.1 En horaire instantanée

a) Sur le mois

Les résultats obtenus pour l'année 1983 sont récapitulés dans les tableaux [4.10] à [4.20].

En janvier (tableau[4.10]), d'une part pour cause de manque de données et d'autre part en raison de la faible hauteur du soleil pour les plages horaires H1 et H3 (l'angle solaire considéré est supérieur ou égal à 12 degrés), les calculs n'ont été faits que sur la plage horaire H2. Le biais est toujours négatif, sauf pour la station 806 (Caen), et il est compris entre -113 Wh/m^2 (station 817, Nice) et 66 Wh/m^2 (station 806, Caen) avec 80% des nombres inférieurs en valeur absolue à 80 Wh/m^2. Le signe négatif sur le biais signifie une surestimation du coefficient de transmission globale K par la formule préconisée. L'écart-type par contre varie entre 33 Wh/m^2 (station 260, Trappes) et 64 Wh/m^2 (station 206, Clermont-Ferrand). L'erreur quadratique moyenne varie entre 124 Wh/m^2 (station 817, Nice) et 48 Wh/m^2 (station 262, St-Quentin) avec 80% des valeurs inférieures ou égales à 85 Wh/m^2. Les valeurs de Ghmes varient entre 116 Wh/m^2 (station 200, Reims) et 360 Wh/m^2 (station 812, Montpellier).

En février (tableau[4.11]), la situation est identique à celle de janvier, ainsi nous n'avons obtenus des résultats que pour H2. Le biais varie entre -58Wh/m^2 (station 874, Carpentras) et 70 Wh/m^2 (station 206, Clermont-Ferrand), on a une situation de sous-estimation (biais positif) sur les stations 207, 817, 206 et 806 (respectivement Dijon, Nice, Clermont-Ferrand, Caen). Les valeurs du biais obtenues sont relativement faibles par rapport à celles du mois de janvier. L'écart-type varie entre 69 Wh/m^2 (station 200, Reims) et 38 Wh/m^2 (station 283, Macon). L'erreur quadratique moyenne varie entre 46 Wh/m^2 (station 207, Dijon) et 90 Wh/m^2 (station 206, Clermont-Ferrand). La valeur du rayonnement global horaire moyen Ghmes varie entre 240 Wh/m^2 (station 237, Nancy-Essey) et 426 Wh/m^2 (station 817, Nice).

En mars (tableau[4.12]) :

(i) sur la plage horaire H1, le biais varie entre -28 Wh/m^2 (station 817, Nice) et 87 Wh/m^2 (station 806, Caen) avec 80% des valeurs absolues inférieures à 30 Wh/m^2. L'écart-type varie entre 33 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg) et 90 Wh/m^2 (station 225, Pau). La valeur de Ghmes varie entre 247 Wh/m^2 (station 270, Auxerre) et 446 Wh/m^2 (station 874, Carpentras),

(ii) pour la plage horaire H2, le biais varie entre 2 Wh/m^2 (station 237, Nancy-Essey) et 55 Wh/m^2 (station 806, Caen). Une sur-estimation est constatée sur les stations Macon et Strasbourg (respectivement -5 et -13 Wh/m^2). L'écart-type varie entre 118 Wh/m^2 (station 237, Nancy-Essey) et 45 Wh/m^2 (station 207, Dijon) avec 75% des valeurs

inférieures à 80 Wh/m^2. Le paramètre Ghmes varie entre 325 Wh/m^2 (station 262, St-Quentin) et 552 Wh/m^2 (station 874, Carpentras),

(iii) sur H3, le biais est toujours négatif, sauf pour la station 806 (Caen), et varie entre -69 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg) et 57 Wh/m^2 (station 806, Caen). On constate sur cette plage une situation de sur-estimation (biais négatif). L'écart-type varie entre 37 Wh/m^2 (station 817, Nice) et 70 Wh/m^2 (station 237, Nancy-Essey). Le paramètre Ghmes varie entre 129 Wh/m^2 (station 262, St-Quentin) et 273 Wh/m^2 (station 812, Montpellier).

En avril (tableau[4.13]), les résultats sont très mauvais surtout sur les plages horaires H1 et H2. Il semblerait que ceci soit lié à la mauvaise qualité des données de ce mois. La même situation a été constatée par Michaud-Regas [18].

En juin (tableau[4.14]) :

(i) sur la plage horaire H1, le biais varie entre -29 Wh/m^2 (station 283, Macon) et 92 Wh/m^2 (station 206, Clermont-Ferrand). L'écart-type varie entre 50 Wh/m^2 (station 874, Carpentras) et 93 Wh/m^2 (station 806, Caen). Le rayonnement global horaire moyen mesuré varie entre 455 Wh/m^2 (station 806, Caen) et 721 Wh/m^2 (station 206, Clermont-Ferrand). La quasi-totalité des stations (sauf la 206, Clermont-Ferrand) présentent un biais de moins de 7% de Ghmes.

(ii) sur H2, le biais varie entre -109 Wh/m^2 (station 200, Reims) et 21 Wh/m^2 (station 206, Clermont-Ferrand) avec 81% des valeurs absolues inférieures ou égales à 75 Wh/m^2. On constate une sous-estimation du rayonnement solaire sur les stations St-Quentin, Clermont-Ferrand et Strasbourg (biais positif). L'écart-type varie entre 143 Wh/m^2 (station 283, Macon) et 55 Wh/m^2 (station 218, Rennes) avec 75% des valeurs inférieures à 100 Wh/m^2. La valeur de Ghmes varie entre 624 Wh/m2 (station 270, Auxerre) et 798 Wh/m^2 (station 812, Montpellier),

(iii) sur H3, le biais varie entre -71 Wh/m^2 (station 237, Nancy-Essey) et 35 Wh/m^2 (station 817, Nice) avec 95% des valeurs inférieures à 40 Wh/m^{2}en valeur absolue. L'écart-type varie entre 77 Wh/m^2 (station 237, Nancy-Essey) et 27 Wh/m^2 (station 812, Montpellier). Le paramètre Ghmes varie entre 393 Wh/m^2 (station 200, Reims) et 490 Wh/m^2 (station 812, Montpellier).

En juillet (tableau[4.15]) :

(i) sur H1, le biais varie entre -42 Wh/m^2 (station 200, Reims) et 25 Wh/m^2 (station 806, Caen). On constate une sous-estimation sur les stations Tours, Montpellier, Clermont-Ferrand, Caen et Rennes tandis que sur les autres on a une sur-estimation, sauf sur 207 (Dijon) où le biais est nul. L'écart-type varie entre 103 Wh/m^2 (station 806, Caen) et 46 Wh/m^2 (station 270, Auxerre). La valeur de Ghmes varie entre 731 Wh/m^2 (station 874, Carpentras) et 526 Wh/m^2 (station 225, Pau). Le biais et l'écart-type en moyenne représentent respectivement 3 et 10% de la valeur de Ghmes,

(ii) sur H2, le biais varie entre -117 Wh/m^2 (station 218, Rennes) et -28 Wh/m^2 (station 806, Caen). Sur toutes les stations, le biais est négatif d'où une situation de sur-estimation. Les valeurs du biais sont en moyenne supérieures à celles obtenues sur le mois de juin en H2. L'écart-type varie entre 102 Wh/m^2 (station 218, Rennes) et 43 Wh/m^2 (station 207, Dijon) avec 70% des valeurs inférieures à 80 Wh/m^2. La valeur de Ghmes varie entre 664 Wh/m^2 (station 218, Rennes) et 844 Wh/m^2 (station 874, Carpentras),

(iii) sur H3, le biais varie entre -97 Wh/m^2 (station 218, Rennes) et 14 Wh/m^2 (station 817, Nice). Toutes les stations présentent encore ici un biais négatif, sauf la station 817, d'où une situation de sur-estimation. Ajoutons que 80% des valeurs absolues du biais sont inférieures à 60 Wh/m^2. L'écart-type varie entre 76 Wh/m^2 (station 218, Rennes) et 35 Wh/m^2 (station 200, Reims). Le paramètre Ghmes varie entre 513 Wh/m^2 (station 812,Montpellier) et 407 Wh/m^2 (station 817).

En août (tableau[4.16]) :

(i) sur la plage horaire H1, le biais varie entre 48 Wh/m^2 (station 874, Carpentras) et -29 Wh/m^2 (station 888, Tours). L'écart-type varie entre 84 Wh/m^2 (station 812, Montpellier) et 46 Wh/m^2 (station 262, St-Quentin). La valeur de Ghmes quant à elle, varie entre 699 Wh/m^2 (station 817, Nice) et 459 Wh/m^2 (station 806, Caen). Le biais et l'écart-type représentent en moyenne respectivement 4 et 11 % de la valeur de Ghmes,

(ii) sur H2, le biais varie entre -146 Wh/m^2 (station 806, Caen) et 69 Wh/m^2 (station 817, Nice). On constate une sous-estimation sur les stations Dijon et Nice et le phénomène

contraire sur les autres stations. Signalons que 70% des valeurs absolues du biais sont inférieures à 35 Wh/m^2. L'écart-type varie entre 118 Wh/m^2 (station 817) et 69 Wh/m^2 (station 207, Dijon). Le paramètre Ghmes varie entre 577 Wh/m^2 (station 200, Reims) et 786 Wh/m^2 (station 874, Carpentras),

(iii) sur H3, le biais varie entre -76 Wh/m^2 (station 218, Rennes) et 61 Wh/m^2 (station 817, Nice). Les valeurs du biais sont négatives pour toutes les stations sauf les stations Nice et Clermont-Ferrand. L'écart-type varie entre 71 Wh/m^2 (station 874, Carpentras) et 43 Wh/m^2 (stations Carpentras, Reims et Rennes). Les valeurs de Ghmes varient entre 32 Wh/m^2 (station 207, Dijon) et 470 Wh/m^2 (station 812, Montpellier).

En septembre (tableau[4.17]) :

(i) sur H1, le biais varie entre -10 Wh/m^2 (station 888, Tours) et 117 Wh/m^2 (station 806, Caen) avec 75% des valeurs inférieures à 25 Wh/m^2 en valeur absolue. Une sur-estimation est constatée seulement sur les stations Tours et Montpellier et la situation est contraire sur les autres stations. L'écart-type varie entre 75 Wh/m^2 (station 207, Dijon) et 30 Wh/m^2 (station 206, Clermont-Ferrand). Le paramètre Ghmes varie entre 562 Wh/m^2 (station 874, Carpentras) et 368 Wh/m^2 (station 806, Caen). Le biais sur 70% des stations est inférieur à 6% de Ghmes,

(ii) sur H2, le biais varie entre -18 Wh/m^2 (station 888, Tours) et 74 Wh/m^2 (station 262, St-Quentin) avec 75% des stations qui présentent des biais inférieurs à 30 Wh/m^2 (en valeur absolue). L'écart-type varie entre 97 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg) et 49 Wh/m^2 (station 260, Trappes). La valeur de Ghmes varie entre 628 Wh/m^2 (station 874, Carpentras) et 419 Wh/m^2 (station 200, Reims),

(iii) sur H3, le biais varie entre -17 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg) et 84 Wh/m^2 (station Caen) avec 81% des valeurs absolues inférieures à 20 Wh/m^2. L'écart-type varie entre 59 Wh/m^2 (station Rennes) et 31 Wh/m^2 (station 200, Reims). Le paramètre Ghmes varie entre 210 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg) et 381 Wh/m^2 (station 225, Pau).

Octobre (tableau[4.18]) :

(i) sur H1, le biais varie entre 127 Wh/m^2 (station 806, Caen) et -52 Wh/m^2 (station 207, Dijon) avec 70% des valeurs absolues inférieures à 35 Wh/m^2. L'écart-type varie entre

128 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg) et 48 Wh/m^2 (station 207, Dijon). La valeur de Ghmes varie entre 230 Wh/m^2 (station 237, Nancy-Essey) et 408 Wh/m^2 (station 874, Carpentras),

(ii) sur H2, le biais varie entre 63 Wh/m^2 (station 260, Trappes) et -37 Wh/m^2 (station 225, Pau) avec 70% des stations qui présentent des biais inférieurs à 35 Wh/m^2 en valeur absolue. L'écart-type varie entre 112 Wh/m^2 (station 812, Montpellier) et 37 Wh/m^2 (station 874, Carpentras). La valeur de Ghmes varie entre 529 Wh/m^2 (station 874) et 305 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg),

(iii) sur H3, le biais varie entre -53 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg) et 47 Wh/m^2 (station 806, Caen) avec 75% des valeurs inférieures à 35 Wh/m^2 en valeur absolue. Presque toutes les stations présentent des biais négatifs sauf les 812 (Montpellier) et 806 (Caen). L'écart-type varie entre 23 Wh/m^2 (station 270, Auxerre) et 61 Wh/m^2 (station 283, Macon). Le paramètre Ghmes varie entre 110 Wh/m^2 (station 806, Caen) et 230 Wh/m^2 (station 812, Montpellier).

Novembre (tableau[4.19]) :

(i) sur H1, le biais varie entre -92 Wh/m^2 (station 817, Nice) et -25 Wh/m^2 (station 812, Montpellier). Toutes les stations présentent une sur-estimation du rayonnement global horaire (biais négatif). L'écart-type varie entre 41 Wh/m^2 (station 270, Auxerre) et 84 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg). La valeur de Ghmes varie entre 98 Wh/m^2 (station 219) et 250 Wh/m^2 (station 817).

(ii) sur H2, le biais varie entre -81 Wh/m^2 (station 207, Dijon) et -3 Wh/m^2 (station 812, Montpellier). On constate une situation de sur-estimation sur le rayonnement global horaire. L'écart-type varie entre 94 Wh/m^2 (station 207) et 45 Wh/m^2 (station 262, St-Quentin). La valeur de Ghmes varie entre 322 Wh/m^2 (station 817, Nice) et 177 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg),

Décembre (tableau[4.20]) :

(i) sur H1, le biais varie entre -90 Wh/m^2 (stations Tours et Reims) et -178 Wh/m^2 (station 806, Caen). Toutes les stations présentent une sur-estimation du rayonnement global horaire (biais négatif) mise à part la 806. L'écart-type varie entre 15 Wh/m^2

(station 218, Rennes) et 50 Wh/m^2 (stations Trappes et Montpellier). La valeur de Ghmes varie entre 95 Wh/m^2 (station Reims) et 188 Wh/m^2 (station 806, Caen).

(ii) sur H2, le biais varie entre -94 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg) et -60 Wh/m^2 (station 806, Caen). On constate une situation de sur-estimation sur le rayonnement global horaire pour toutes les stations, mise à part encore la station 806. L'écart-type varie entre 34 Wh/m^2 (station 874, Carpentras) et 81 Wh/m^2 (station 206, Clermont-Ferrand). Enfin la valeur de Ghmes varie entre 129 Wh/m^2 (station 206) et 280 Wh/m^2 (station 812, Montpellier).

Pour les mois de novembre et décembre sur H3, il n'y a pas de résultats à cause de la faible hauteur du soleil pour la plage horaire considérée.

Les résultats des années 1984 et 1985 ne sont pas exposés ici car ils sont identiques à ceux de l'année 1983.

b) Sur l'année

Les résultats obtenus sont représentés dans les tableaux [4.21], [4.22] et [4.23].

Pour l'année 1983 :

(i) sur la plage horaire H1, le biais varie entre -53 Wh/m^2 (station 237, Nancy-Essey) et 69 Wh/m^2 (station 806, Caen). Toutes les valeurs du biais sont négatives sauf pour la station 806. L'écart-type varie entre 46 Wh/m^2 (stations Rennes et Montpellier) et 58 Wh/m^2 (stations Carpentras et Caen). La valeur de Ghmes varie entre 461 Wh/m^2 (station Nice) et 322 Wh/m^2 (station 237, Nancy-Essey),

(ii) sur H2, le biais varie entre 19 Wh/m^2 (station 806, Caen) et -59 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg) et il est négatif sur toutes les stations sauf la station 806. L'écart-type varie entre 66 Wh/m^2 (station 817, Nice) et 46 Wh/m^2 (stations St-Quentin et Strasbourg). La valeur de Ghmes varie entre 501 Wh/m^2 (station 817) et 341 Wh/m^2 (station 200, Reims),

(iii) sur H3, le biais varie entre -43 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg) et 2 Wh/m^2 (station 817, Nice) avec toutes les valeurs négatives sauf pour les stations Nice et Caen. L'écart-type varie entre 27 Wh/m^2 (station 817) et 50 Wh/m^2 (station 260, Trappes). Le paramètre Ghmes varie entre 354 Wh/m^2 (station 812, Montpellier) et 264 Wh/m^2 (stations St-Quentin, Reims et Nancy-Essey).

Pour l'année 1984 :

(i) sur la plage horaire H1, le biais varie entre -51 Wh/m^2 (station 867, Paris Montsouris) et 88 Wh/m^2 (station 835, Embrun) avec 75% des valeurs inférieures à 40 Wh/m^2 en valeur absolue. L'écart-type varie entre 105 Wh/m^2 (station 835) et 38 Wh/m^2 (station 812, Montpellier). La valeur de Ghmes varie entre 494 Wh/m^2 (station 835) et 308 Wh/m^2 (station 260, Trappes),

(ii) sur H2, le biais varie entre -57 Wh/m^2 (station 226, Ajaccio) et 93 Wh/m^2 (station 835, Embrun) avec 75% des valeurs inférieures à 40 Wh/m^2 en valeur absolue. L'écart-type varie entre 120 Wh/m^2 (station 835) et 51 Wh/m^2 (station 283, Macon) avec 70% des valeurs inférieures ou égales à 65 Wh/m^2. La valeur de Ghmes varie entre 530 Wh/m^2 (station 231, Marignane) et 330 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg),

(iii) sur H3, le biais varie entre -36 Wh/m^2 (station 237, Nancy-Essey) et 60 Wh/m^2 (station 806, Caen) avec 70% des valeurs inférieures ou égales à 30 Wh/m^2 en valeur absolue. L'écart-type varie entre 72 Wh/m^2 (station 835, Embrun) et 30 Wh/m^2 (station 806) avec 76% des valeurs inférieures ou égales à 50 Wh/m^2. Le paramètre Ghmes varie entre 383 Wh/m^2 (station 803, Biscarosse) et 245 Wh/m^2 (station 237).

Pour l'année 1985 :

(i) sur la plage horaire H1, le biais varie entre -19 Wh/m^2 (stations Bordeaux et Paris Montsouris) et 97 Wh/m^2 (station 835, Embrun) avec une sur-estimation sur les stations Bordeaux, Agen, Pau, Trappes et Paris Montsouris contrairement aux autres stations. L'écart-type varie entre 67 Wh/m^2 (station 888, Tours) et 45 Wh/m^2 (station 835, Embrun). La valeur de Ghmes varie entre 545 Wh/m^2 (station 835) et 330 Wh/m^2 (station 867, Paris Montsouris),

(ii) sur H2, le biais varie entre -43 Wh/m^2 (station 226, Ajaccio) et 119 Wh/m^2 (station 835, Embrun) avec 75% des valeurs inférieures ou égales à 50 Wh/m ^{2} en valeur absolue. L'écart-type varie entre 86 Wh/m^2 (station 262) et 40 Wh/m^2 (station 209, Limoges) avec 70% des valeurs inférieures ou égales à 70 Wh/m^2. La valeur de Ghmes varie entre 612 Wh/m^2 (station 878, Hyeres Cem-Levant) et 403 Wh/m^2 (station 200, Reims),

(iii) sur H3, le biais varie entre -23 Wh/m^2 (station 888, Tours) et 83 Wh/m^2 (station 806, Caen) avec 70% des valeurs inférieures ou égales à 40 Wh/m^2 en valeur absolue. L'écart-type varie entre 54 Wh/m^2 (station 214, Agen) et 29 Wh/m^2 (station 200, Reims). Le paramètre Ghmes varie entre 390 Wh/m^2 (station 824, Rochelle) et 251 Wh/m^2 (station 219, Strasbourg).

4.3.2 En horaire mensuelle

Les résultats obtenus, pour l'année 1983, du rayonnement solaire global en horaire mensuelle pour toutes les stations confondues sont récapitulés dans le tableau [4.24] :

(i) sur la plage horaire H1, hormis le mois d'avril, le biais varie entre -70 Wh/m^2 (novembre) et 6 Wh/m^2 (juin). Pour les mois de juin à octobre et aussi de mars, le biais constitue moins de 5% du rayonnement global horaire mesuré Ghmes. Par contre, pour novembre et décembre, il atteint 50% de Ghmes. L'écart-type varie entre 52 Wh/m^2 (avril) et 16 Wh/m^2 (novembre et décembre), il constitue moins de 5% de Ghmes pour les mois de juin à septembre. La valeur de Ghmes varie de 661 Wh/m^2 (juillet) à 135 Wh/m^2 (décembre),

(ii) sur H2, le biais varie entre -87 Wh/m^2 (juillet) et 22 Wh/m^2 (mars) exception faite du mois d'avril où il est de -152 Wh/m^2. L'écart-type varie entre 38 Wh/m^2 (juin) et 18 Wh/m^2 (janvier, mars et novembre) exception faite du mois d'avril où il est de 61 Wh/m^2. Le paramètre Ghmes varie de 754 Wh/m^2 (juillet) à 195 Wh/m^2 (décembre).

(iii) sur H3, les résultats sont obtenus seulement pour les mois de mars à octobre, l'angle solaire étant inférieur à 12 degrés pour les autres mois. Le biais varie entre -42 Wh/m^2 (juillet) à 4 Wh/m^2 (septembre). L'écart-type varie entre 31 Wh/m^2 (août) à 24 Wh/m^2

(avril, septembre et octobre). La valeur de Ghmes varie entre 472 Wh/m^2 (juillet) et 169 Wh/m^2 (octobre).

4.4 Conclusion

La formulation empirique définie dans le paragraphe 4.2.3, justifiée par les résultats obtenus dans 4.1.1 à 4.1.3 sur la base de comparaison d'une année, reconstruit le rayonnement global horaire instantané au sol, dans les mêmes conditions, par station avec :

(i) un biais moyen de -5 Wh/m^2 (toutes stations confondues) et un écart-type de 70 Wh/m^2 pour les années 1984 et 1985

(ii) un biais moyen de -25 Wh/m^2 (toutes stations confondues) et un écart-type fluctuant autour de 55 Wh/m^2 pour l'année 1983.

Sur la base de comparaison du mois :

(i) hormis le mois d'avril, l'écart-type se situe en moyenne entre 40 et 90 Wh/m^2 pour les plages horaires H1 et H2 et entre 25 et 70 Wh/m^2 pour H3,

(ii) quant au biais, il est très variable suivant les mois et suivant les stations, il se situe entre -11 et +70 Wh/m^2 en moyenne hormis les heures H1 et H2 du mois d'avril.

Si l'écart-type est conforme à notre attente, le biais ne l'est pas et il est surtout aléatoire. Ceci nous conduit à conclure que la formulation empirique dans le paragraphe 4.2.3 permet de donner une évaluation du rayonnement global solaire horaire instantané avec une erreur quadratique moyenne d'environ 25% en valeur relative, lorsque la comparaison est faite sur un mois, et d'environ 10%, lorsqu'elle est faite sur l'année.

La diminution de l'erreur quadratique moyenne, en passant de la base de comparaison sur le mois à celle de l'année, vient simplement du fait que l'on s'approche dans le cas de l'année des conditions de l'ajustement ayant permis la détermination des coefficients A et B de régression. Les résultats obtenus peuvent être améliorés en considérant un jeu de coefficients de régression par heure et par saison. Nous n'avons pas eu le temps d'explorer cette voie.

En horaire mensuelle, l'erreur quadratique moyenne de reconstruction est d'environ 10% du rayonnement solaire global mesuré au sol. Ceci est en accord avec les résultats trouvés par Diabaté *et al.* [30].

D'une part des études statistiques sur une plus longue période (10 ans) et d'autre part la considération d'autres paramètres climatologiques (le trouble atmosphérique par exemple) permettront d'atteindre l'objectif fixé avec une meilleure précision sur les résultats (paragraphe 4.2.2).

Mois de janvier 1983

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Dijon	-	-	-	-75	39	171	-	-	-
Auxer.	-	-	-	-46	51	172	-	-	-
Tours	-	-	-	-61	45	186	-	-	-
St-Que.	-	-	-	-37	31	137	-	-	-
Nice	-	-	-	-113	51	341	-	-	-
Macon	-	-	-	-60	49	215	-	-	-
Montpe.	-	-	-	-73	49	360	-	-	-
Carpen.	-	-	-	-81	50	327	-	-	-
Cler.F.	-	-	-	-84	64	257	-	-	-
Pau	-	-	-	-70	53	324	-	-	-
Reims	-	-	-	-62	52	116	-	-	-
Nancy-E.	-	-	-	-55	43	130	-	-	-
Trappes	-	-	-	-55	33	156	-	-	-
Strabou.	-	-	-	-50	47	131	-	-	-
Caen	-	-	-	66	46	165	-	-	-
Rennes	-	-	-	-64	54	180	-	-	-

Tableau[4.10] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement solaire global estimé au sol, le rayonnement solaire global mesuré au sol en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station (N sts) et par plage horaire (Hi, i=1 à 3) pour le mois de janvier 1983.

Mois de févier 1983

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Dijon	-	-	-	4	46	285	-	-	-
Auxer.	-	-	-	-32	51	263	-	-	-
Tours	-	-	-	-27	66	300	-	-	-
St-Que.	-	-	-	-13	58	284	-	-	-
Nice	-	-	-	5	67	426	-	-	-
Macon	-	-	-	-37	38	255	-	-	-
Montpe.	-	-	-	-42	49	404	-	-	-
Carpen.	-	-	-	-58	55	374	-	-	-
Cler.F.	-	-	-	70	56	335	-	-	-
Pau	-	-	-	-35	50	344	-	-	-
Reims	-	-	-	-20	69	281	-	-	-
Nancy-E.	-	-	-	-15	60	240	-	-	-
Trappes	-	-	-	-35	58	273	-	-	-
Strasb.	-	-	-	-43	54	252	-	-	-
Caen	-	-	-	57	64	270	-	-	-
Rennes	-	-	-	-43	57	326	-	-	-

Tableau[4.11] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement solaire global , le rayonnement solaire global mesuré au sol en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour février 1983.

Mois de mars 1983

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Dijon	24	53	335	54	45	446	-41	38	180
Auxer.	-11	59	247	28	76	344	-45	52	175
Tours	-2	43	267	26	53	390	-37	41	192
St-Que.	6	48	254	22	76	325	-42	40	129
Nice	-28	48	402	13	73	493	-46	37	194
Macon	38	64	351	-5	69	422	-56	48	179
Montpe.	10	48	432	20	67	528	-56	50	273
Carpen.	-3	83	466	24	57	552	-39	59	254
Cler-F.	50	89	372	32	50	506	-26	61	211
Pau	-10	90	312	9	81	485	-49	58	244
Reims	12	72	292	21	72	353	-48	54	157
Nancy-E.	-20	70	254	2	118	367	-55	70	150
Trappes	13	59	299	21	100	366	-55	53	164
Strasb.	-4	33	286	-13	57	349	-69	38	145
Caen	87	80	271	55	86	394	57	64	175
Rennes	-27	41	292	31	104	377	-33	67	214

Tableau[4.12] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement global, le rayonnement global mesuré en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour mars 1983.

Mois d'avril 1983

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Dijon	-211	196	369	-208	238	390	13	84	248
Auxer.	-174	221	343	-187	257	500	2	63	298
Tours	-105	125	396	-103	183	560	-46	104	270
St-Que.	-155	156	367	-219	251	443	4	67	300
Nice	-107	205	607	-96	159	658	24	62	305
Macon	-195	228	383	-183	268	370	-31	92	254
Montpe.	-176	280	476	-239	280	526	5	140	302
Carpen.	-140	218	506	-131	200	465	-15	78	286
Cler-F.	-200	270	397	-241	242	433	-2	81	327
Pau	-98	139	493	-4	225	630	-25	137	371
Reims	-169	193	352	-203	218	436	-11	68	235
Nancy-E.	-189	207	390	-208	237	409	8	69	235
Trappes	-92	141	382	-227	286	450	-72	77	211
Strasb.	-257	191	365	-175	263	487	-9	60	207
Caen	-83	101	402	-188	198	450	0	95	296
Rennes	-75	101	402	-168	172	493	-28	89	313

Tableau[4.13] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement global, le rayonnement global mesuré en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour avril 1983.

Mois de juin 1983

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Dijon	30	81	701	-19	86	703	-20	37	454
Auxer.	-17	81	655	-73	76	624	-17	74	424
Tours	-24	89	545	-90	78	631	-29	62	486
St-Que.	45	63	634	10	104	706	19	70	469
Nice	41	48	705	-36	67	737	35	59	447
Macon	-29	84	700	-50	143	781	-39	45	459
Montpe.	14	65	680	-15	66	798	5	27	490
Carpen.	5	50	711	-49	71	795	-17	37	456
Cler-F.	92	58	721	21	113	717	2	68	451
Pau	-13	63	611	-71	56	660	-20	55	465
Reims	2	87	590	-109	95	656	-11	52	393
Nancy-E.	9	60	672	-91	108	643	-71	77	394
Trappes	-11	64	519	-18	74	655	-8	66	367
Strasb.	-6	75	648	2	139	683	-29	58	400
Caen	-26	93	455	-75	90	636	22	31	418
Rennes	-26	63	517	-69	55	646	4	53	462

Tableau[4.14] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement global, le rayonnement global mesuré en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour juin 1983.

Mois de juillet 1983

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Dijon	0	72	716	-99	43	786	-52	58	509
Auxer.	-1	46	682	-72	69	783	-21	56	493
Tours	12	90	594	-113	85	704	-43	64	505
St-Que.	-16	68	652	-109	60	721	-31	58	472
Nice	-24	66	712	-79	88	790	14	63	407
Macon	-9	48	725	-102	59	807	-55	57	471
Montpe.	13	63	689	-96	73	798	-29	74	513
Carpen.	-12	48	731	-60	55	844	-42	58	511
Cler-F.	6	61	723	-75	67	785	-1	37	471
Pau	-34	71	526	-101	65	684	-38	53	469
Reims	-42	68	669	-79	95	724	-75	35	473
Nancy-E.	-14	94	713	-107	77	753	-44	58	462
Trappes	-29	74	623	-39	100	708	-45	64	467
Strasb.	-25	74	679	-116	53	797	-63	73	436
Caen	25	103	574	-28	73	714	-30	65	448
Rennes	6	70	567	-117	102	664	-97	76	445

Tableau[4.15] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement global, le rayonnement global mesuré en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour juillet 1983.

Mois de août 1983

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Dijon	29	74	549	33	69	673	-71	46	321
Auxer.	33	72	526	-13	89	615	-44	66	407
Tours	-29	51	498	-48	90	628	-25	56	408
St-Que.	21	46	508	-2	92	643	-24	49	360
Nice	39	69	699	69	118	747	61	68	373
Macon	4	61	553	-63	87	640	-13	49	352
Montpe.	9	84	631	-22	82	766	-17	43	470
Carpen.	48	73	675	-27	90	786	-35	71	440
Cler-F.	24	66	538	-17	77	610	21	70	406
Pau	-3	74	504	-20	89	637	-31	47	432
Reims	-12	72	540	-83	77	577	-35	43	361
Nancy-E.	-13	64	523	-12	109	619	-30	57	355
Trappes	-14	47	521	-33	96	684	-37	70	419
Strasb.	-11	52	543	-22	86	640	-54	69	325
Caen	6	50	459	-146	100	603	-32	62	402
Rennes	9	70	522	-9	78	650	-76	43	375

Tableau[4.16] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement global, le rayonnement global mesuré en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour août 1983.

Mois de septembre 1983

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Dijon	43	75	471	41	68	483	14	34	270
Auxer.	23	71	404	39	80	507	-6	38	281
Tours	-10	49	421	-18	66	485	-15	42	311
St-Que.	30	72	344	74	94	427	-11	49	219
Nice	8	61	560	-9	69	594	0	46	289
Macon	1	54	453	11	77	570	18	39	306
Montpe.	-1	49	489	5	82	594	21	42	321
Carpen.	2	48	562	27	64	628	-9	65	318
Cler-F.	43	30	459	50	59	595	20	50	328
Pau	10	58	479	-5	54	633	-17	46	381
Reims	13	56	374	34	69	419	-14	31	229
Nancy-E.	3	58	402	-15	54	436	-10	57	223
Trappes	53	68	424	9	49	462	-1	54	246
Strasb.	6	61	404	9	97	472	-17	56	210
Caen	117	52	368	-17	70	441	84	43	248
Rennes	-0	39	375	-3	82	493	11	59	273

Tableau[4.17] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement global, le rayonnement global mesuré en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour septembre 1983.

Mois de octobre 1983

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Dijon	-52	48	263	19	76	402	-8	32	185
Auxer.	-31	58	282	34	85	415	-26	23	184
Tours	-28	63	281	29	75	432	-36	46	173
St-Que.	8	78	248	34	83	346	-33	33	138
Nice	-50	58	413	9	65	500	-24	34	175
Macon	-19	83	243	-26	81	284	-32	61	164
Montpe.	-4	102	374	50	112	495	18	38	230
Carpen.	-28	57	408	16	37	529	-10	35	211
Cler-F.	1	95	289	43	84	406	-26	46	186
Pau	-34	68	335	-37	86	471	-25	51	206
Reims	-36	81	254	4	78	337	-52	31	138
Nancy-E.	-34	95	230	-8	110	329	-26	41	142
Trappes	22	94	298	63	75	387	-24	45	163
Strasb.	-22	128	246	-30	100	305	-53	46	125
Caen	127	82	295	41	95	350	47	40	110
Rennes	-44	74	273	-3	91	347	-22	37	163

Tableau[4.18] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement global, le rayonnement global mesuré en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour octobre 1983.

Mois de novembre 1983

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Dijon	-69	64	142	-81	94	209	-	-	-
Auxer.	-60	41	152	-34	50	244	-	-	-
Tours	-68	40	143	-53	48	255	-	-	-
St-Que.	-62	43	117	-39	45	186	-	-	-
Nice	-92	50	250	-70	87	322	-	-	-
Macon	-88	59	100	-57	61	196	-	-	-
Montpe.	-25	77	185	-3	88	263	-	-	-
Carpen.	-90	63	206	-49	93	287	-	-	-
Cler-F.	-83	68	159	-54	58	259	-	-	-
Pau	-62	63	185	-61	59	291	-16	40	190
Reims	-73	45	115	-46	45	195	-	-	-
Nancy-E.	-63	60	105	-36	68	201	-	-	-
Trappes	-64	45	131	-25	46	247	-	-	-
Strasb.	-76	84	98	-61	59	177	-	-	-
Rennes	-67	46	117	-54	52	242	-	-	-

Tableau[4.19] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement global, le rayonnement global mesuré en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour novembre 1983.

Mois de décembre 1983

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Dijon	-62	36	124	-58	47	184	-	-	-
Auxer.	-72	30	108	-76	35	171	-	-	-
Tours	-90	41	103	-63	51	184	-	-	-
St-Que.	-62	20	122	-77	35	127	-	-	-
Nice	-57	35	180	-35	50	268	-	-	-
Macon	-85	31	120	-73	61	196	-	-	-
Montpe.	-57	50	179	-23	59	280	-	-	-
Carpen.	-66	44	184	-60	34	257	-	-	-
Cler-F.	-66	42	137	-36	81	244	-	-	-
Pau	-71	37	160	-71	49	259	-	-	-
Reims	-90	27	95	-68	39	136	-	-	-
Nancy-E.	-76	39	101	-79	44	147	-	-	-
Trappes	-76	50	108	-83	40	157	-	-	-
Strasb.	-72	31	105	-94	53	129	-	-	-
Caen	178	42	188	60	63	189	-	-	-
Rennes	-60	15	149	-66	40	182	-	-	-

Tableau[4.20] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement global, le rayonnement global mesuré en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour décembre 1983.

Tous les mois confondus de 1983

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Dijon	-39	47	359	-36	55	389	-20	36	290
Auxer.	-43	47	333	-37	58	381	-25	45	303
Tours	-46	53	336	-44	58	398	-32	42	313
St-Que.	-23	52	329	-33	46	340	-21	45	264
Nice	-40	56	461	-33	66	501	2	27	297
Macon	-50	54	349	-56	63	385	-26	41	296
Montpe.	-25	46	422	-30	55	497	-5	42	354
Carpen.	-40	58	454	-42	56	496	-23	31	338
Cler-F.	-22	51	377	-20	61	438	-2	46	322
Pau	-43	56	368	-45	54	464	-29	48	341
Reims	-46	56	337	-50	54	341	-36	44	264
Nancy-E.	-53	52	322	-54	50	347	-33	40	264
Trappes	-23	47	347	-38	52	372	-33	50	273
Strasb.	-57	50	324	-59	46	348	-43	43	250
Caen	69	58	337	19	50	366	34	49	275
Rennes	-38	46	339	-49	64	383	-28	52	298

Tableau[4.21] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement global, le rayonnement global mesuré en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour tous les mois confondus de 1983.

Tous les mois confondus de 1984

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Reims	-38	67	310	-41	53	349	-35	49	249
Bordeau	-25	54	349	-20	63	453	-10	34	335
Cler-F.	7	54	347	-2	66	418	-7	48	286
Dijon	-13	58	331	-17	56	379	-17	54	278
Limoges	-16	46	328	1	66	423	2	46	318
Agen	-16	51	361	-7	63	470	-7	49	340
Perpig.	-5	47	409	9	70	509	12	46	326
Rennes	-8	44	338	-4	53	424	-26	45	320
Strasb.	-7	45	290	-21	54	330	-31	45	233
Pau	-13	51	348	-11	61	466	-16	48	324
Ajaccio	-11	56	454	-57	74	495	-4	32	299
Marign.	13	52	445	-10	65	530	-7	35	343
Nancy-E.	-17	64	289	-24	57	342	-36	39	245
Trappes	-33	44	308	-33	61	377	-24	48	278
St-Que.	-10	62	309	-33	56	346	-29	45	252
Auxer.	-11	53	326	-10	62	398	-20	49	283
Macon	-16	51	328	-17	51	392	-9	43	289
Millau	28	54	364	19	65	448	0	55	319
Biscar.	-18	49	345	10	72	492	26	57	383
Caen	30	46	322	7	60	398	60	30	310
Montpe.	28	38	435	0	65	513	-3	45	339
Nice	50	59	445	-9	53	517	16	41	303
Rochel.	-7	48	359	10	65	484	16	35	370
Carcass.	17	65	386	4	57	486	7	43	344
Embrun	88	105	494	93	120	552	30	72	320
Paris	-51	77	291	-62	66	344	-34	39	261
Carpen.	3	59	441	4	56	518	-9	58	328
Hyeres	50	62	378	27	58	463	29	47	283
Tours	-34	57	335	-36	65	407	-20	48	309

Tableau[4.22] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement global, le rayonnement global mesuré en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour tous les mois confondus de 1984.

Tous les mois confondus de 1985

N sts	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
Reims	17	57	354	11	54	403	10	29	295
Bordeau	-19	48	372	-13	62	502	-12	51	344
Cler-F.	51	61	401	48	59	498	20	39	315
Dijon	10	52	387	14	53	441	9	41	286
Limoges	12	60	403	25	40	496	6	51	311
Agen	-2	58	389	12	57	513	-7	54	337
Perpign.	5	57	453	47	81	567	36	45	308
Rennes	26	60	365	39	65	451	11	51	318
Strasb.	27	53	382	38	66	430	-3	28	251
Pau	-4	59	371	4	63	503	12	43	323
Ajaccio	20	55	529	-43	60	574	21	41	338
Marign.	17	59	495	-9	53	603	8	39	334
Nancy-E.	27	61	371	41	62	430	13	37	269
Trappes	-3	55	342	-7	63	417	-13	43	273
St-Que.	93	60	408	92	86	453	63	51	345
Auxer.	17	55	355	27	61	446	23	37	313
Macon	37	48	404	36	52	449	25	40	292
Millau	47	47	430	56	51	530	23	50	325
Biscar.	4	47	391	14	53	564	30	40	370
Caen	54	52	343	53	66	447	83	44	309
Montpe.	14	46	469	38	73	604	4	40	339
Nice	47	45	495	1	59	569	18	48	312
Rochel.	12	56	399	45	62	534	48	44	390
Carcass.	7	54	416	29	60	561	-4	45	345
Embrun	97	50	545	119	82	611	53	34	332
Paris	-19	53	330	-20	68	403	-17	51	271
Carpen.	21	55	490	31	53	585	-4	36	323
Hyeres	69	60	535	37	69	612	59	47	361
Tours	12	67	390	-14	54	446	-23	51	310

Tableau[4.23] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement global, le rayonnement global mesuré en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par station et par plage horaire pour tous les mois confondus de 1985.

Mois	H1			H2			H3		
	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes	biais	ect	Ghmes
jan.	-	-	-	-66	18	211	-	-	-
fev.	-	-	-	-16	35	307	-	-	-
mar.	8	29	321	22	18	419	-40	27	190
avr.	-152	52	415	-174	61	482	-11	24	279
jui.	6	32	629	-46	38	692	-11	25	440
juil.	-9	18	661	-87	26	754	-42	26	472
aoû.	9	21	550	-18	35	658	-28	31	388
sep.	15	18	437	15	26	515	4	24	279
oct.	-14	41	296	15	28	396	21	24	169
nov.	-70	16	138	-45	18	224	-	-	-
déc.	-55	16	135	-56	19	195	-	-	-

Tableau[4.24] : Le biais et l'écart-type (ect) sur le rayonnement solaire global estimé au sol, le rayonnement solaire global mesuré au sol en moyenne mensuelle (Ghmes), en Wh/m^2, par plage horaire (Hi, i=1 à 3) par mois pour toutes les stations confondues pour l'année 1983.

moyenne de Ghmes = 380.43

CHAPITRE 5

QUELQUES EXEMPLES DE CARTES DU RAYONNEMENT SOLAIRE GLOBAL REALISES AVEC LA METHODE HELIOSAT

5.1 INTRODUCTION

Outre la cartographie du gisement solaire en Europe de 1983 à mi-1985, la méthode Heliosat décrite dans cet ouvrage a été utilisée dans le cadre des projets extra-Ecole des Mines, EMIR et SUNSAT.

L'étude EMIR dirigée par la Météorologie Nationale avait pour objectif de comparer différentes méthodes d'estimation du rayonnement solaire global au sol (cf. chapitre 1) sur l'Europe Occidentale et n'a pas donné lieu à la réalisation d'un atlas.

Le projet SUNSAT, qui est en fin de réalisation, est un projet de la Commission des Communautés Européennes de cartographie du rayonnement solaire global à l'aide d'images satellitaires sur l'Europe, l'Afrique et l'Océan Atlantique. Dans ce projet, l'Ecole des Mines de Paris est chargée de la cartographie pour l'Afrique de l'Ouest sur une maille de 5 km sur 5 km. En l'absence de données pyranométriques fiables et suffisantes sur notre zone de travail (Afrique de l'Ouest), nous avons utilisé les coefficients de régression A et B entre K et n de l'année 1983 sur l'Europe pour estimer le rayonnement solaire horaire par mois ainsi que le rayonnement solaire journalier mensuel. Les résultats obtenus ont été comparés par l'équipe de Mr Raschke de l'Université de Cologne (RFA) pour l'Afrique de l'Ouest à ceux obtenus au moyen d'un modèle similaire établi par cette même équipe, dans le cadre du projet SUNSAT. Cette comparaison aboutit à une erreur quadratique moyenne de l'ordre de : 0,22 kWh/m^2 (4%) pour le mois de juin ainsi que pour décembre sur le rayonnement mensuel journalier. Ces résultats ont également été comparés à de rares mesures au sol fournies par l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM ou WMO en anglais). Les stations concernées sont au nombre de 7 pour le mois de juin et 5 pour décembre. Bien que ces données ne soient pas validées, et restent sujettes à caution, nous les avons toutefois comparées à nos estimations du rayonnement journalier global en moyennne mensuelle (SUNSAT Report n 4 [36]). L'erreur quadratique moyenne est de l'ordre de 15%.

Il n'est pas de notre propos de commenter les cartes du gisement solaire ni sa variation spatio-temporelle. Toutefois il nous a semblé nécessaire de fournir quelques exemples de cartes produits par la méthode Heliosat et en particulier les résultats de juin et décembre 1984 pour l'Afrique de l'Ouest (figures 5.1 à 5.8) ainsi que la carte du rayonnement solaire global horaire moyen (de 12-13 h TU) de l'Europe pour l'année 1983 (figure 5.9). Les cartes du gisement solaire de l'Europe pour 1983 ont déjà été commentées par Michaud-Regas [18].

5.2 Afrique de l'Ouest

Pour une bonne compréhension des repères géographiques, se référer à la carte physique donnée par la figure 5.0.

5.2.1 Résultats de juin 1984

Dans cette partie de l'Afrique, le mois de juin correspond à la grande saison des pluies dans la région équatoriale et particulièrement le long des côtes du Golfe de Guinée. Pour les régions sahéliennes (au nord, à partir approximativement, de la latitude 12 degrés), le mois de juin correspond au début de l'unique saison de pluie de l'année. Cette situation explique l'existence permanente de nuages sur la zone équatoriale.

a) En moyenne horaire

(i) sur la plage horaire 9-10 h TU (figure 5.1), les valeurs du rayonnement solaire sont comprises entre 750 Wh/m^2 (nord-est du lac Tchad) et 300 Wh/m^2 (le long de la côte). Partant de la zone équatoriale, que ce soit vers le nord ou vers le sud, on a une augmentation du rayonnement solaire.

(ii) sur la plage horaire 12-13 h TU (figure 5.2), les valeurs vont de 950 Wh/m^2 (à l'est des Plateaux de Bandiagara, 12N - 2O) à 370 Wh/m^2 (massif de l'Adamaoua). Le rayonnement reste faible sur l'ouest du Gabon (2S, 11E) du fait de la présence permanente des nuages et sur les autres parties de la zone équatoriale les nuages se sont déplacés vers le sud (dans l'océan Atlantique).

(iii) sur la plage horaire 15-16 h TU, le rayonnement varie entre 600 Wh/m^2 (à l'est des Plateaux de Bandiagara, 13N - 2O) et 105 Wh/m^2 (massif de l'Adamaoua). La distribution du rayonnement est longitudinale d'une façon générale, il diminue en partant de l'ouest vers l'est. Ceci s'explique par la position du soleil à cette heure.

b) En journalier mensuel

Le rayonnement solaire global journalier est donné par la figure 5.4. Il varie de 6,55 kWh/m^2 (à l'est des Plateaux de Bandiagara) à 3,0 kWh/m^2 (région de Lambaréné au Gabon). La répartition est latitudinale. Le rayonnement est minimal le long de la latitude 2N et augmente

au nord avec la latitude. Par contre au sud sur l'océan, la variation du rayonnement se fait le long d'un axe S-E.

5.2.2 Résultats de décembre 1984

Le mois de décembre correspond à la saison sèche à la fois sur les régions équatoriales et sahéliennes. La présence permanente de nuages est réduite au Gabon et sur une zone située sur l'océan autour du point 1,5N - 6E.

a) En moyenne horaire

(i) sur la plage horaire 9-10 h TU (figure 5.5), le rayonnement varie de 735 Wh/m^2 (sud du lac Tchad) à 275 Wh/m^2 (nord du lac Tchad). Le rayonnement décroît d'est en ouest. On remarque aussi qu'il est faible dans les régions sahéliennes en comparaison des régions équatoriales, il croît du nord au sud sur la bande 5N - 15N.

(ii) sur la plage 12-13 h TU (figure 5.6), le rayonnement varie de 950 Wh/m^2 (zone autour de 2S - 3O sur l'océan Atlantique) à 335 Wh/m^2 (nord du lac Tchad).

(iii) sur la plage horaire 15-16 h TU (figure 5.7), le rayonnement varie de 570 Wh/m^2 (zone autour de 2S - 3O sur l'océan Atlantique) à 130 Wh/m^2 (nord-est du lac Tchad, région du lac Onangué au Gabon). Le rayonnement diminue, du sud au nord, suivant des arcs de cercles dans la direction N-S.

b) En journalier mensuel

Le rayonnement solaire global varie de 6,60 kWh/m^2 (zone autour de 2S - 3O sur l'océan Atlantique) à 3,0 kWh/m^2 (nord du lac Tchad). Les zones de forte insolation sont le massif de l'Adamaoua et le carré de 5 degrés dont le point supérieur droit est 0° - 0°.

D'une façon générale, la répartition du rayonnement solaire est zonale au mois de décembre exception faite du nord du Tchad où le rayonnement semble anormalement faible. Il semble que ceci soit la conséquence de fréquents vents de sable ou de poussière à cette époque (Leroux [37]).

5.3 Europe de l'Ouest

Le rayonnement solaire global horaire estimé entre 12-13 h TU en moyenne annuelle pour l'année 1983 est donné par la figure 5.9. Il varie entre 900 Wh/m^2 (au nord du Sahara) et 200 Wh/m^2 (Ecosse).

D'une manière générale, le rayonnement solaire a une répartition latitudinale. Mais un examen approfondi de la carte montre l'existence de micro-climats : la région méditerranéenne française bénéficie du même ensoleillement que l'Espagne, les régions d'Italie situées à l'ouest sont en moyenne, pour la plage horaire considérée, plus exposées que celles de l'Est.

5.4 Conclusion

Si cette étude a permis d'estimer avec une bonne précision le rayonnement solaire global sur l'Afrique de l'Ouest et sur l'Europe, elle permet aussi de mettre en évidence certains topo-climats parfois inconnus. Etant donnée la résolution de Météosat (5 km), la méthode Heliosat permettra d'affiner les atlas déjà existants sur les continents, mais aussi de combler le manque de mesures sur les océans et les continents.

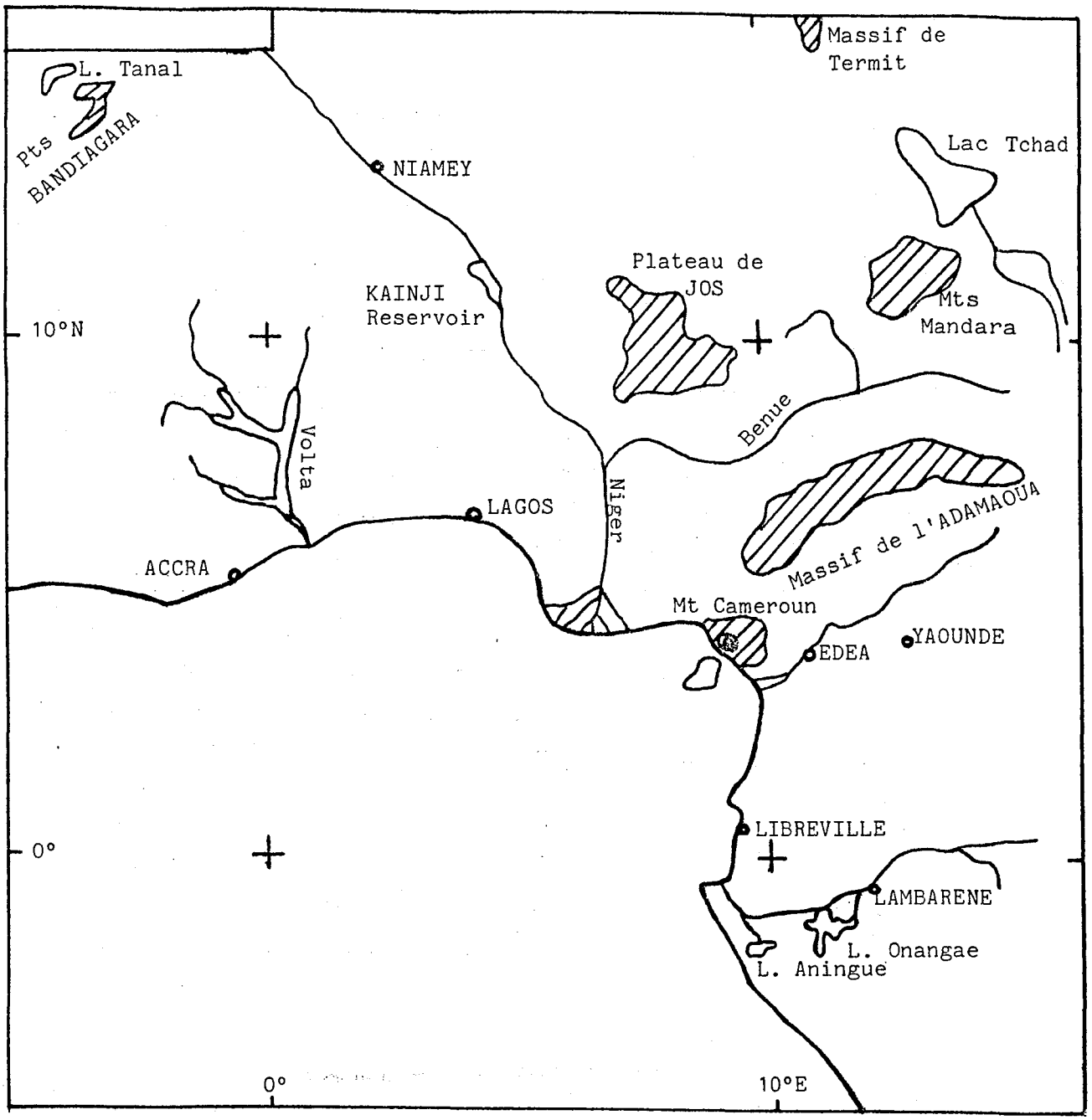


Figure 5.0 : Carte physique de l'Afrique de l'Ouest.

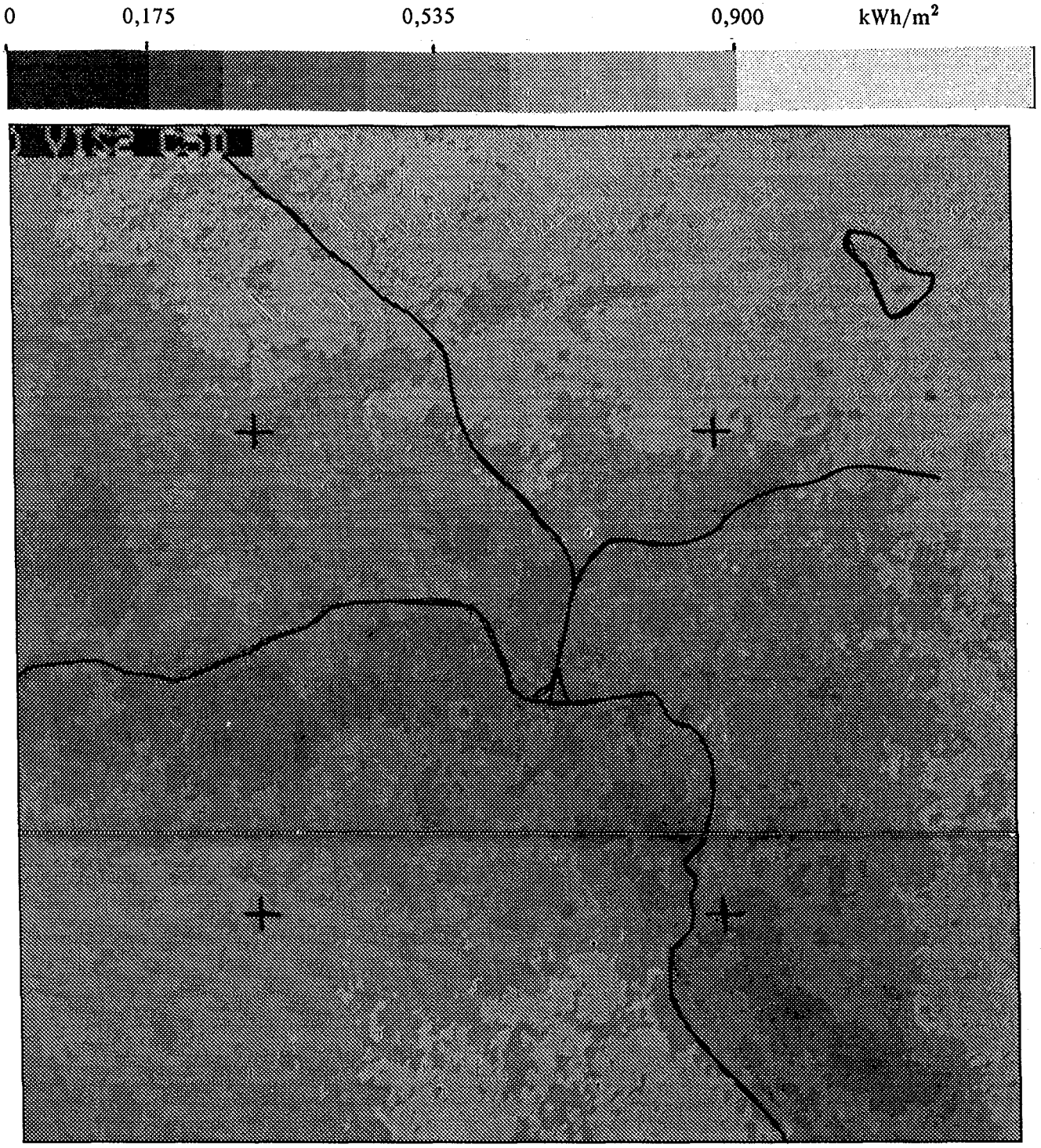


Figure 5.1 : Rayonnement solaire global juin de 9-10 h TU (Afrique de l'Ouest).

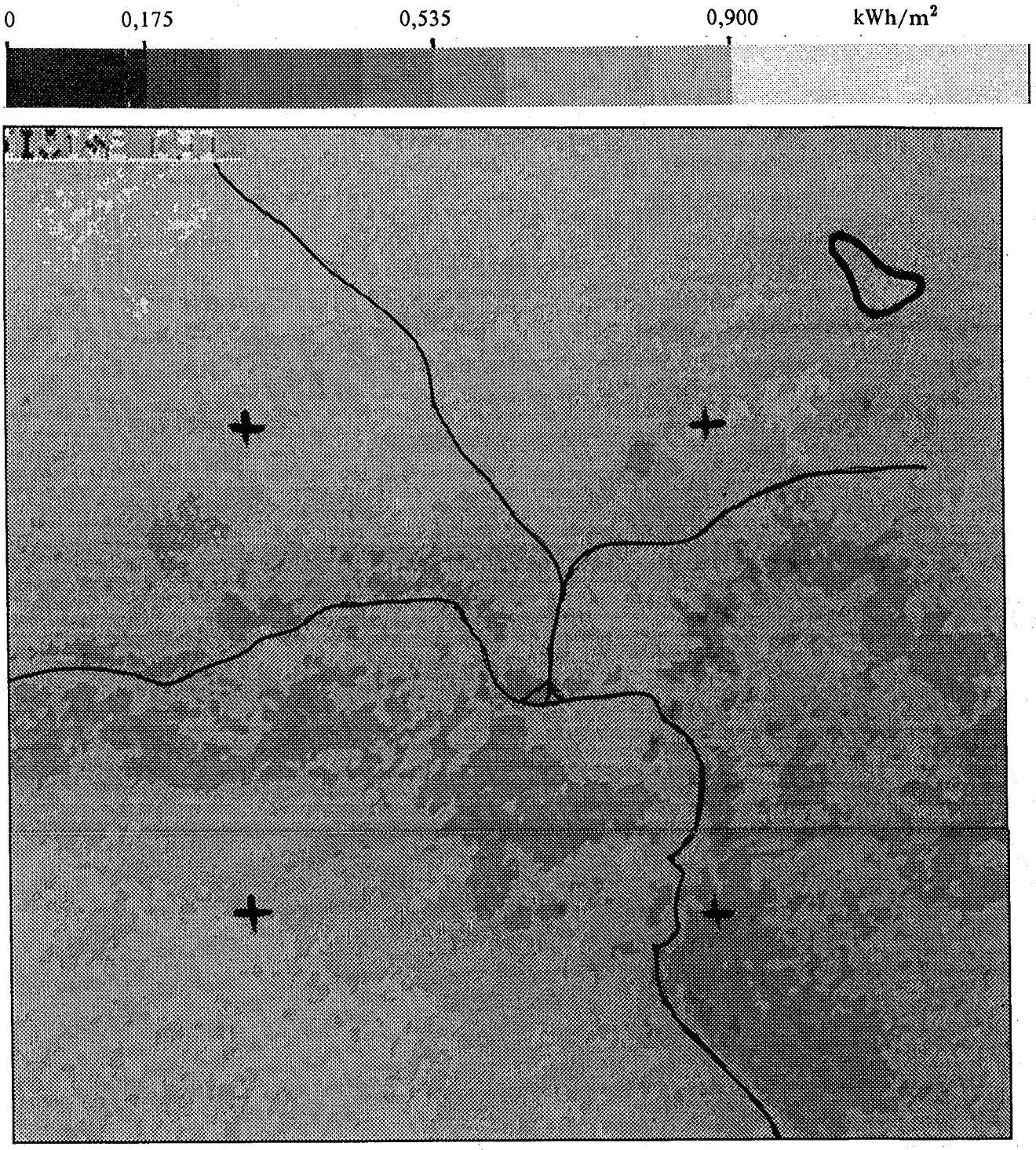


Figure 5.2 : Rayonnement solaire global juin de 12-13 h TU (Afrique de l'Ouest).

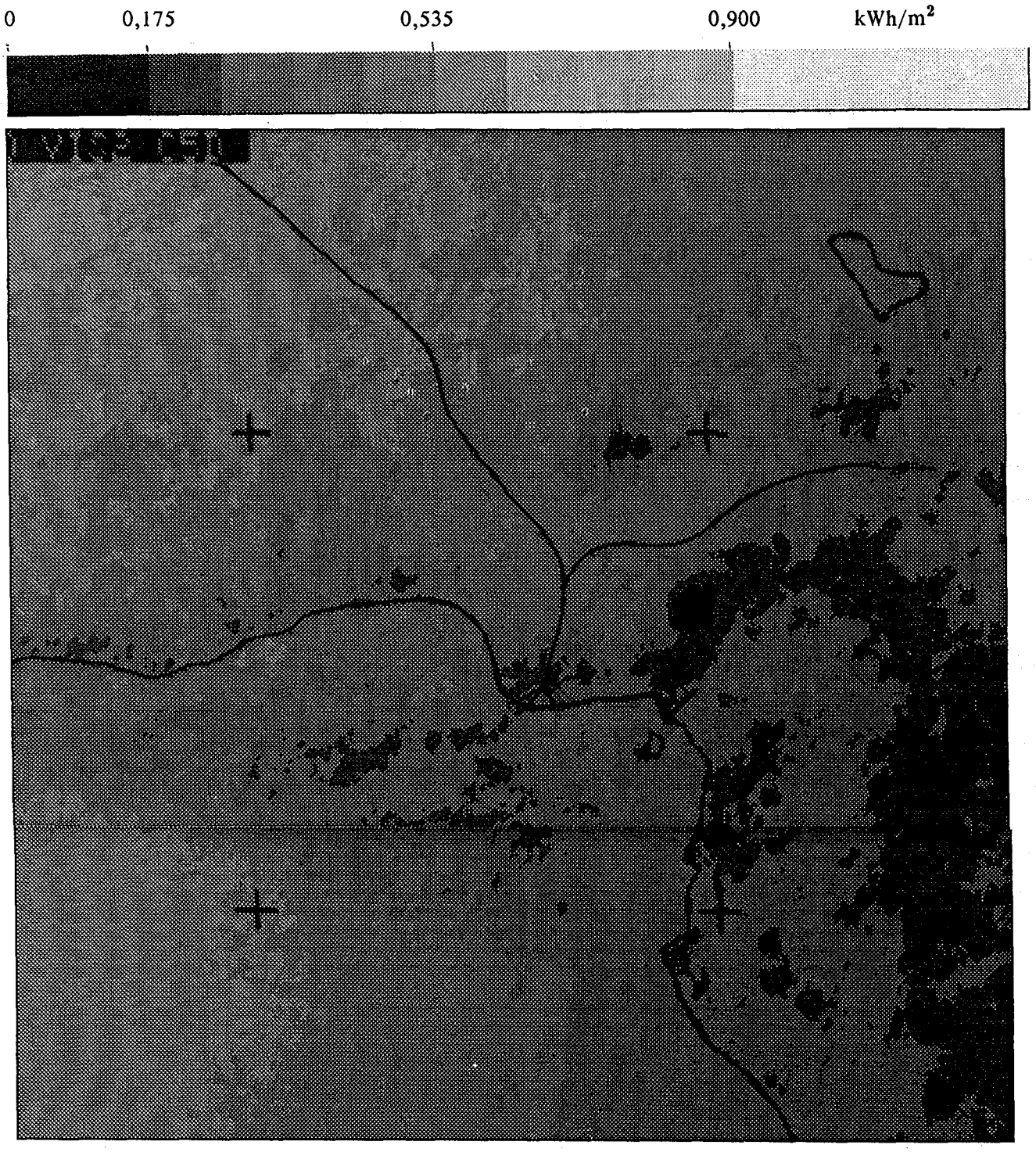


Figure 5.3 : Rayonnement solaire global juin de 15-16 h TU (Afrique de l'Ouest).

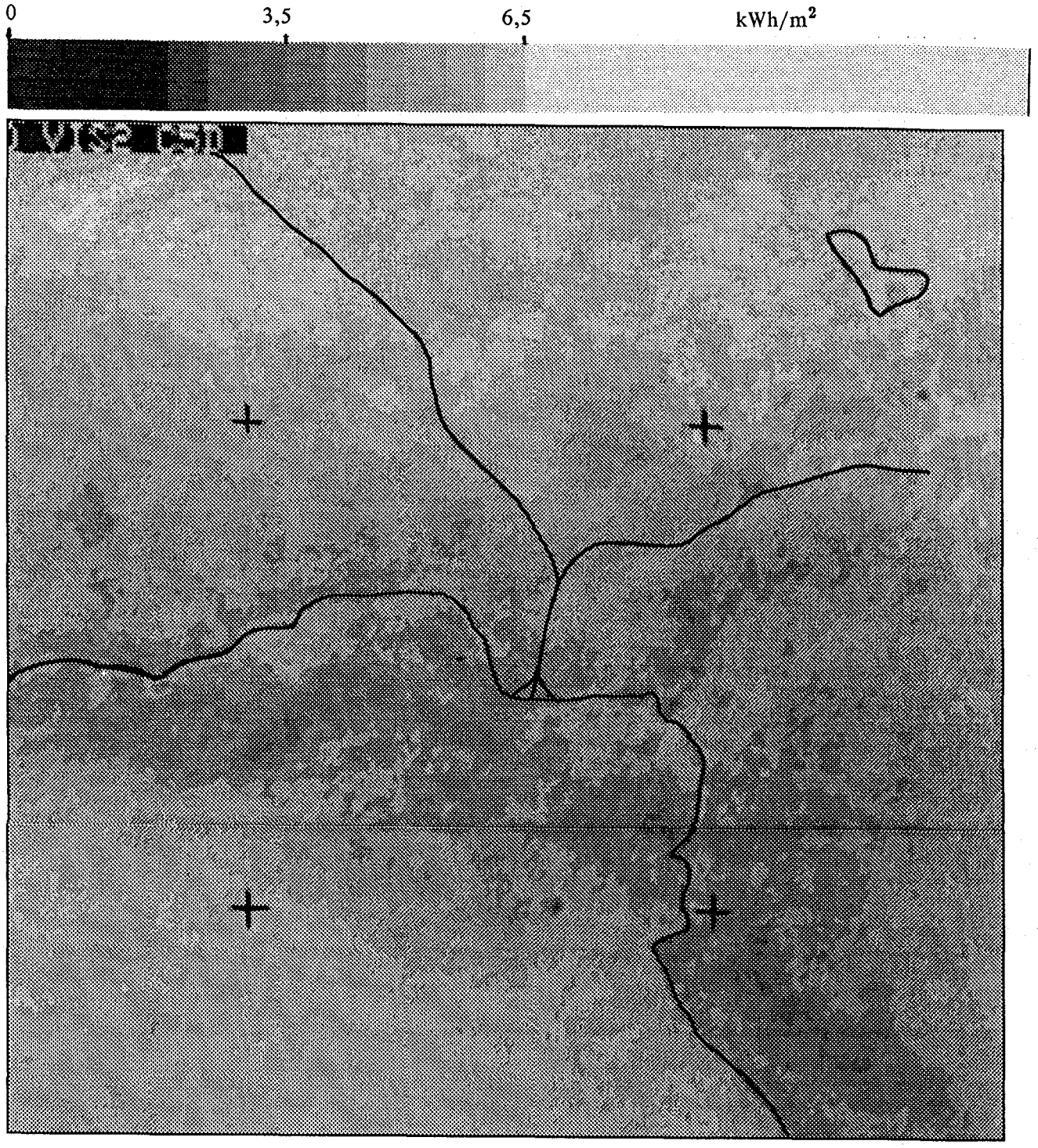


Figure 5.4 : Rayonnement solaire global journalier mensuel de juin (Afrique de l'Ouest).

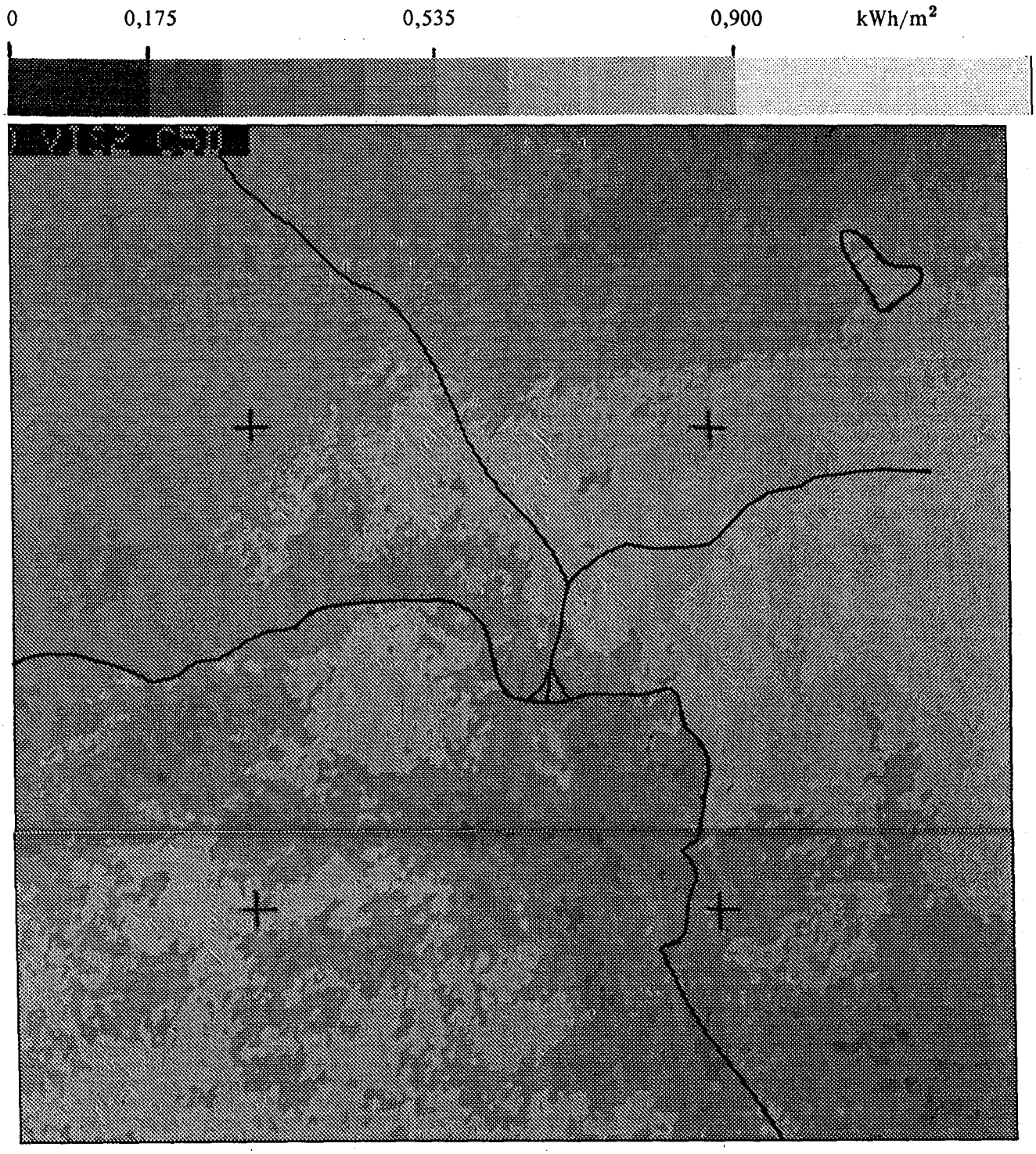


Figure 5.5 : Rayonnement solaire global décembre de 9-10 h TU (Afrique de l'Ouest).

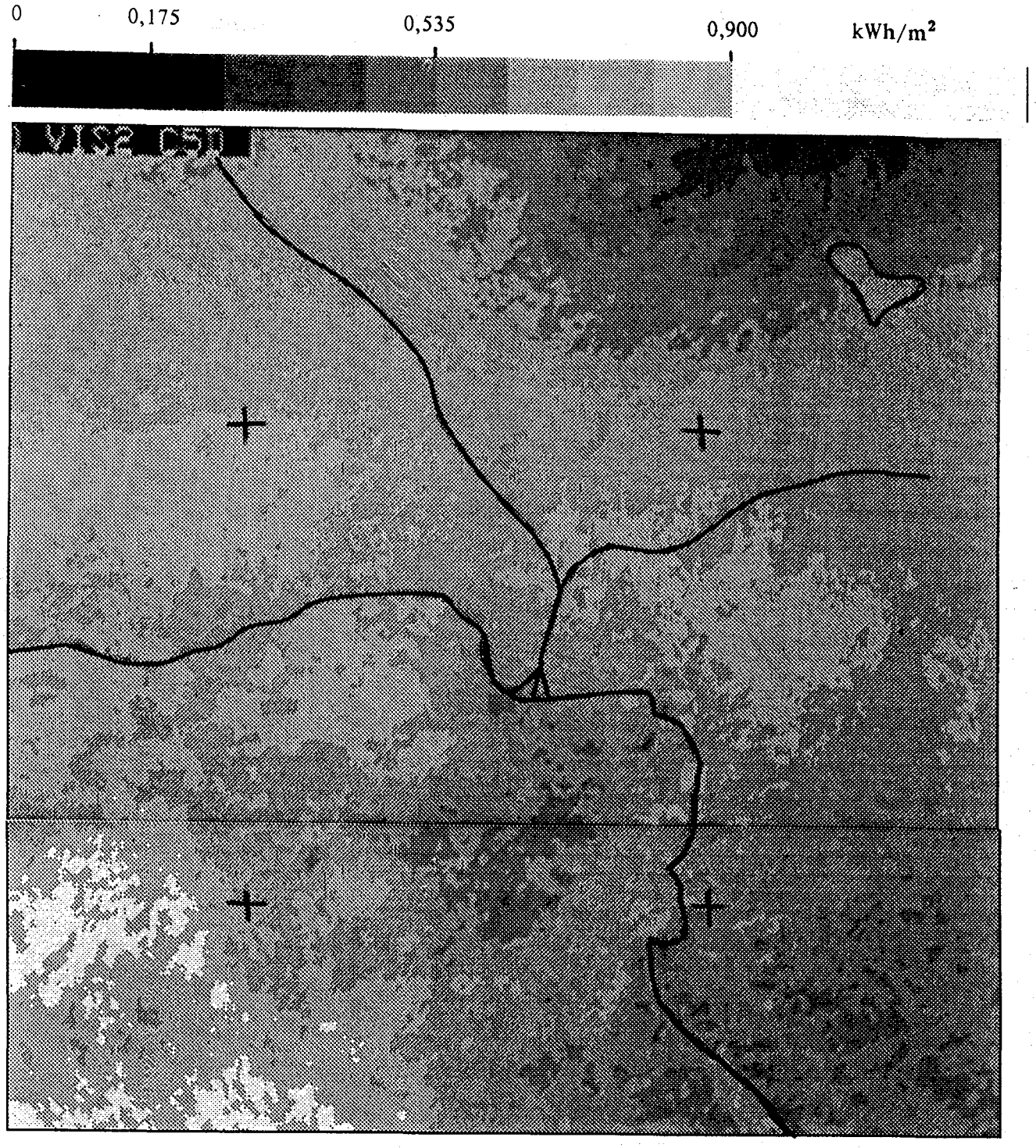


Figure 5.6 : Rayonnement solaire global décembre de 12-13 h TU (Afrique de l'Ouest).

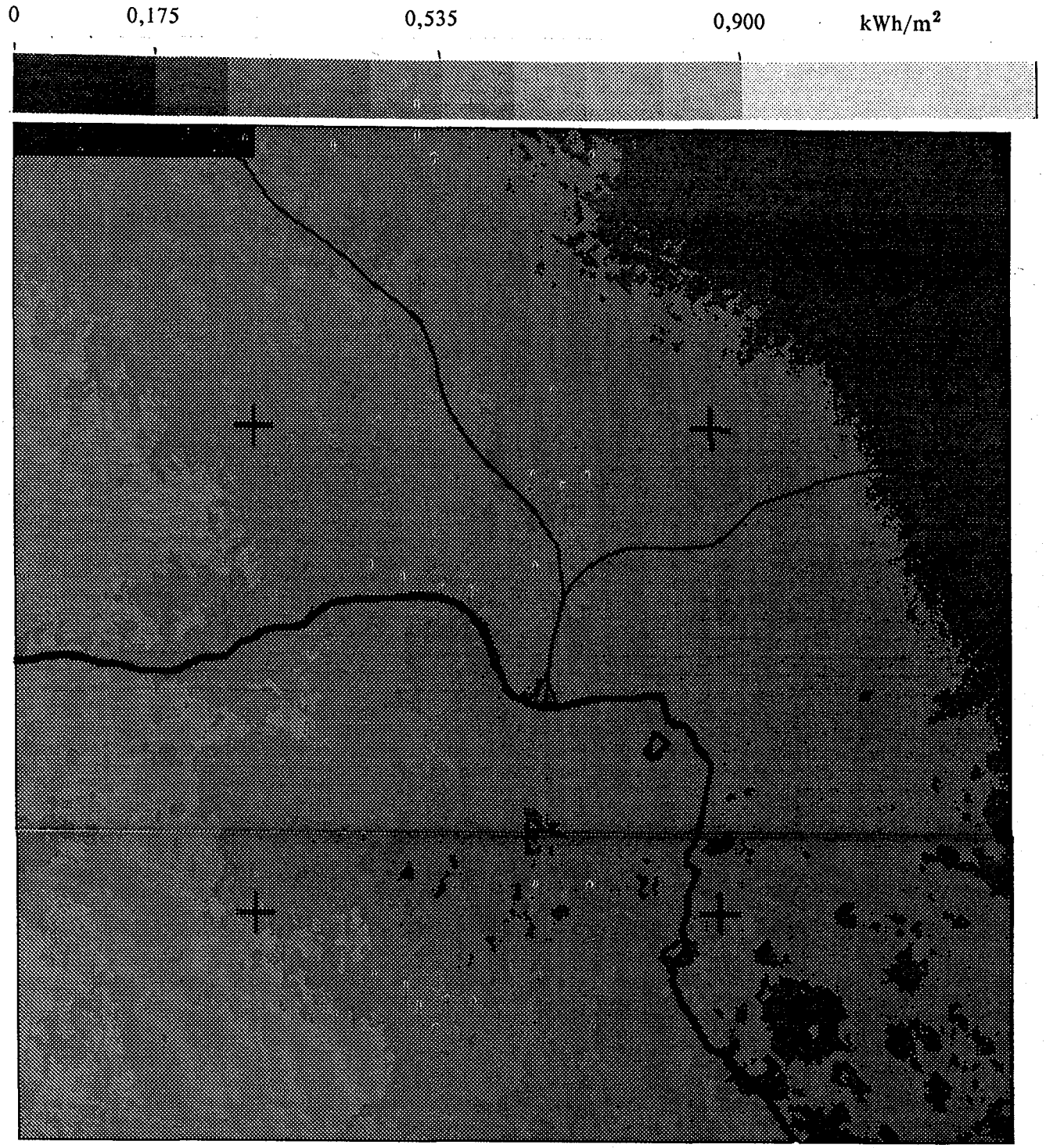


Figure 5.7 : Rayonnement solaire global décembre de 15-16 h TU (Afrique de l'Ouest).

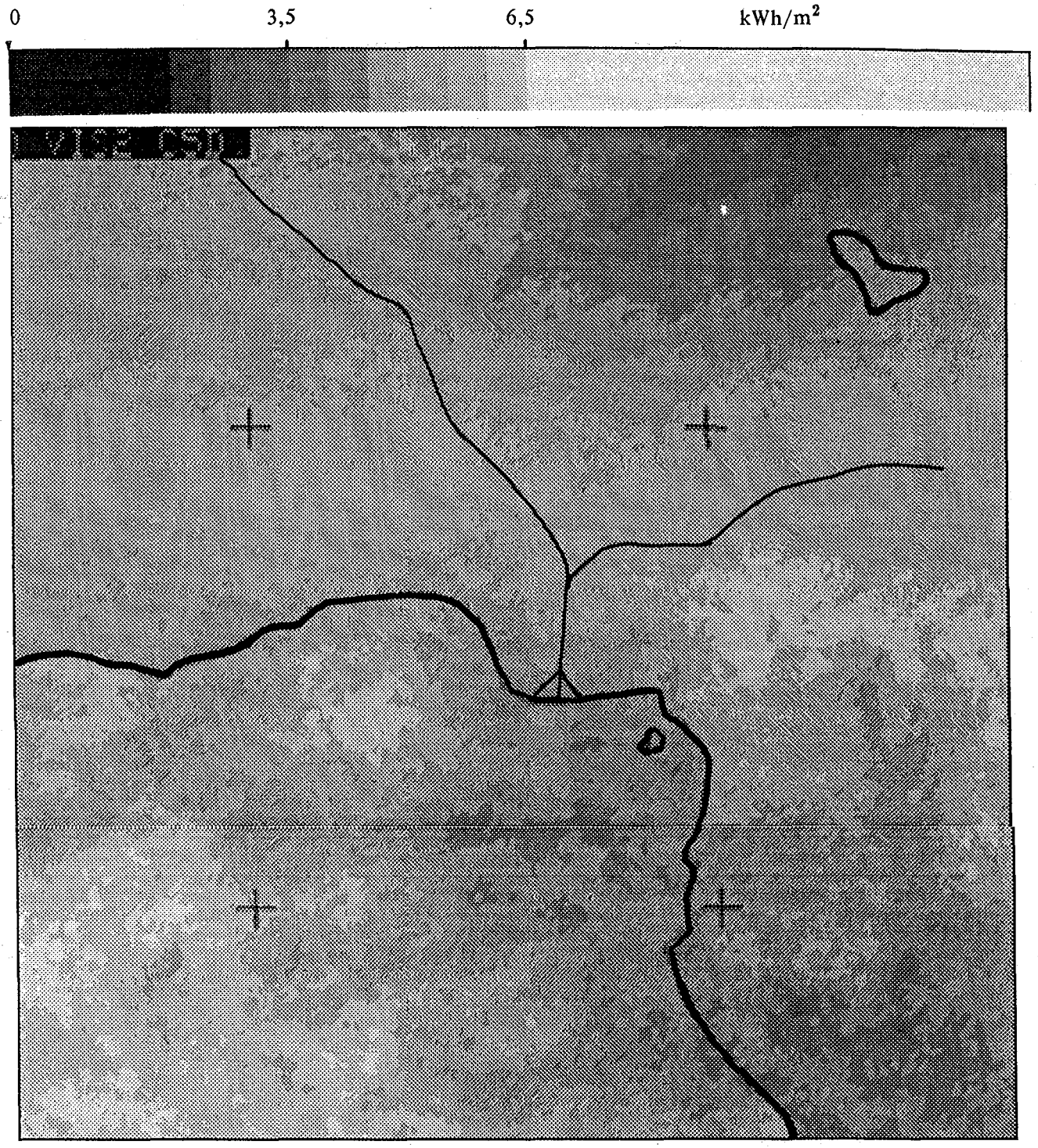


Figure 5.8 : Rayonnement solaire global journalier mensuel de décembre (Afrique de l'Ouest).

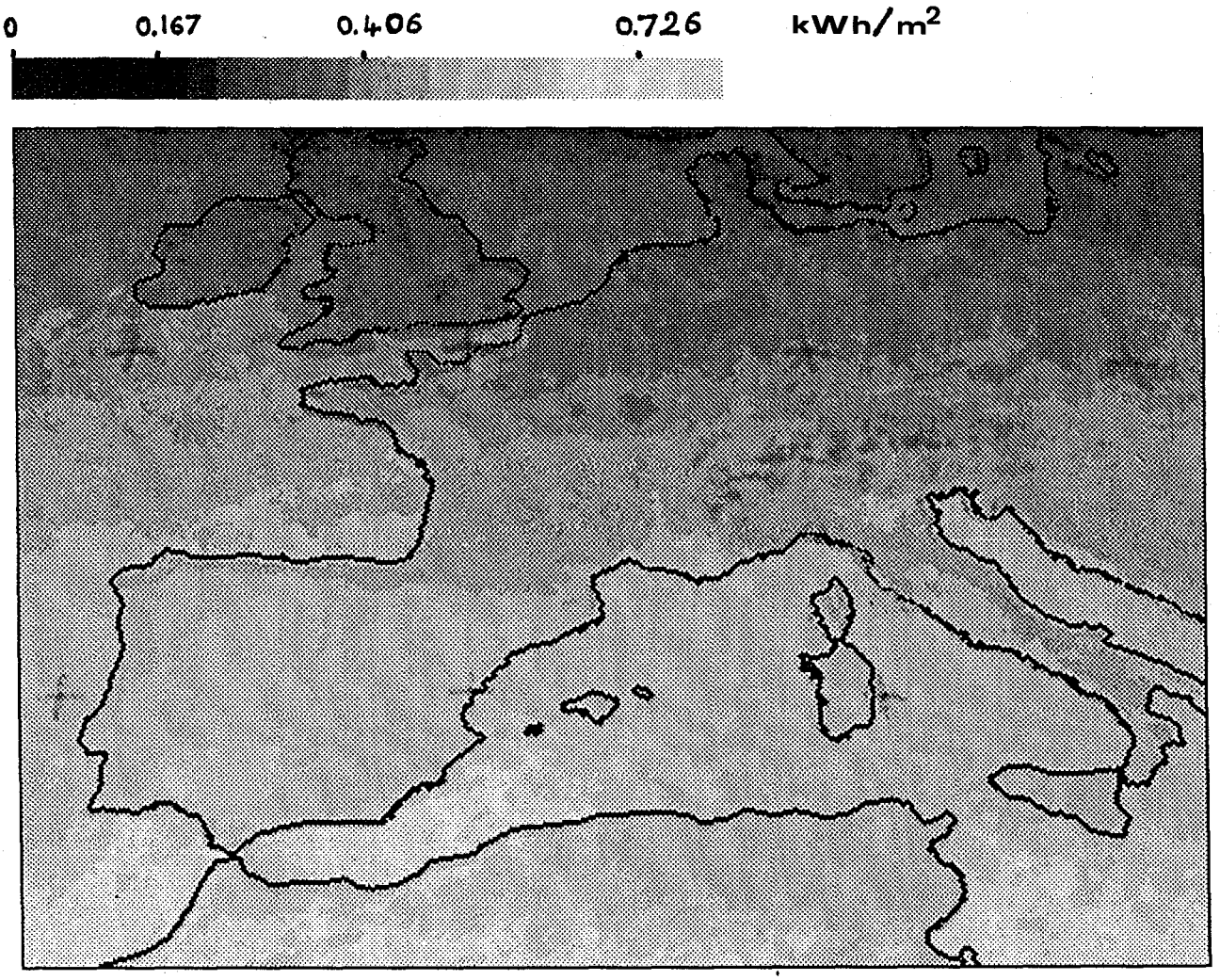


Figure 5.9 : Rayonnement solaire global en moyenne horaire sur l'année 1983 de l'Europe sur la plage horaire 12-13 h TU.

CHAPITRE 6

DETERMINATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE DIFFUS AU SOL SUR PLAN HORIZONTAL A L'AIDE D'IMAGES SATELLITAIRES

6.1 Caractérisation du rayonnement solaire

Le rayonnement solaire, au cours de son trajet dans l'atmosphère, est absorbé ou diffusé par les gaz et particules solides ou liquides en suspension :

(i) Diffusion par les molécules, ou diffusion de Rayleigh, qui a une dépendance spectrale monotone (loi de variation en λ^{-4} ; λ représente la longueur d'onde).

(ii) Absorption par les gaz contenus dans l'atmosphère. Dans le canal "visible" (0,4 - 1,1 micromètre), notre canal de travail, l'absorption est due essentiellement à la vapeur d'eau (H_2O) et à l'oxygène (O_2), et dans une moindre proportion, à l'ozone (O_3) (figure 6.1).

(iii) Diffusion par les aérosols et les microparticules atmosphériques, les microcristaux et les gouttelettes constituant les nuages. Elle est à l'origine de la teinte blanchâtre des ciels pollués.

Sous ces différentes influences, le rayonnement solaire qui parvient finalement au sol se compose du rayonnement solaire direct (Gb), plus ou moins atténué, et du rayonnement solaire diffus (Gd), provenant du ciel et des nuages. L'ensemble de ces rayonnements solaires tombant au sol sur un plan horizontal constitue le rayonnement solaire global (G).

A partir des propositions et formules précédentes établies dans le chapitre 4, on peut calculer le rayonnement solaire global. Ensuite, il suffit de connaître le rayonnement diffus (ou le rayonnement direct) pour déterminer le rayonnement direct (ou le rayonnement diffus). Ce présent chapitre est consacré à la détermination du rayonnement diffus.

Les différents phénomènes géométriques, géoastronomiques et climatologiques qui régissent totalement ou partiellement l'absorption et la diffusion du rayonnement solaire lors de la traversée de l'atmosphère, sont essentiellement : le trajet optique (m), l'ennuagement (n), la nébulosité (N), le trouble atmosphérique (T).

Une bonne connaissance spatio-temporelle de ces paramètres peut aboutir à une bonne estimation des composantes du rayonnement solaire au sol. Le problème spécifique à cette étude est que cette connaissance doit se faire uniquement à partir des données satellitaires. Pour apprécier la possibilité de déterminer ces paramètres à l'aide d'images satellitaires,

voyons ces quelques brèves définitions. Pour plus de détails le lecteur pourra se reporter à Perrin de Brichambaut [35], Cerf [38], ou WMO [7] :

6.1.1 Le trajet optique

En première approximation, le trajet optique (m) est donné par :

$$m = 1/\sin\nu \qquad (6.1)$$

ceci pour les hauteurs de soleil (ν) supérieures à 12°. Ainsi, le trajet optique unité correspondra au cas où le soleil est à la verticale du site considéré.

A l'aide de l'équation 6.1, la connaissance de la hauteur du soleil permet directement de déterminer le trajet optique. Pour un site donné, on sait que :

$$\sin\nu = \sin\delta .\sin\Phi + \cos\delta .\cos\Phi .\cos w \qquad (6.2)$$

avec

δ : déclinaison solaire,
Φ : latitude du site,
w : angle horaire solaire.

La détermination de ce paramètre à partir des données satellitaires n'engendre aucune difficulté.

6.1.2 L'ennuagement

Le seul paramètre qui nous permet pour l'instant d'apprécier l'état d'ennuagement sur un site donné est l'indice d'ennuagement (n), ceci à partir des données satellitaires. Pour plus de détails sur ce paramètre se reporter au chapitre 2.

6.1.3 La nébulosité

La nébulosité représente la fraction de ciel couverte par les nuages pour un observateur situé au sol. Cette quantité peut être définie en octas (8 classes) ou en dixièmes (10 classes). La nébulosité peut être partielle, c'est-à-dire liée à la direction d'observation, aux types et à la

hauteur des nuages. Elle est dite totale quant elle décrit un ciel pour lequel tous les nuages présents sont pris en considération sans distinction de leur hauteur ni de leur type.

Ce paramètre bien qu'internationalement admis, n'est pas étalonné du fait même de sa définition. En effet, son évaluation est liée à certains facteurs qui sont sources de dispersion : l'observateur, altitudes et importances des nuages. Cependant, la nébulosité a été utilisée dans certaines études qui ont abouti à de bons résultats (Kasten et Czeplak [39] ; Davies et McKay [40]).

Il est pratiquement impossible d'apprécier correctement le type et l'altitude du nuage à partir des images du satellite Météosat. Ainsi nos estimations ne pourront se faire qu'à l'aide de la nébulosité totale.

Utilisant d'une part des travaux réalisés par Lund et Shanklin [41] sur l'estimation de la probabilité d'éclaircies perçues au sol à travers l'atmosphère, et supposant d'autre part que la probabilité de visée optique du satellite depuis le sol est identique à la probabilité de voir le sol à travers les nuages depuis le satellite, Perrin de Brichambaut [35] établit l'équation suivante :

$$N = n/[1 - 0{,}625.(1 - n).\sin\gamma.(2{,}2 - \sin\gamma)] \qquad (6.3)$$

où :

N : nébulosité totale,

n : indice d'ennuagement,

γ : hauteur du satellite.

Ainsi, à l'aide de l'équation (6.3), la nébulosité devient un paramètre accessible à partir des données satellitaires, et ceci par l'intermédiaire de l'indice d'ennuagement et de la hauteur du satellite.

6.1.4 Le trouble atmosphérique

Le trouble atmosphérique, par définition, caractérise l'atténuation du rayonnement solaire visible par les particules en suspension. Il dépend à la fois de la diffusion et de l'absorption du rayonnement.

Il existe différentes méthodes pour mesurer le trouble atmosphérique. Elles sont toutes basées sur la connaissance de l'atténuation du rayonnement solaire direct. Ces différentes méthodes dépendent bien sûr des définitions données par les auteurs à ce paramètre. Ces définitions sont essentiellement liées à la prise en compte (Linke) ou non (Angström, Valko) de l'effet de la vapeur d'eau. A chacune de ces définitions est (sont) associé(s) un facteur (des coefficients) représentatif(s) du trouble atmosphérique.

Selon Angström [42], dans beaucoup de cas, l'épaisseur optique d'extinction des aérosols contenus dans l'atmosphère ($\delta_A(\lambda)$) pour une longueur d'onde peut s'écrire :

$$\delta_A(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \qquad (6.4)$$

où β, épaisseur optique d'aérosols pour $\lambda = 1$ micromètre, caractérise le nombre de particules diffusantes (aérosols) contenues dans l'atmosphère, alors que α permet de connaître la granulométrie des particules.

En pratique, les valeurs de β inférieures à 0,1 traduisent un ciel assez pur alors que celles supérieures à 0,2 sont relatives à une atmosphère trouble. Les faibles valeurs de correspondent à des particules de grande dimension, les valeurs élevées à des particules de petite dimension. Pour des conditions moyennes, dans les régions tempérées, α est peu différent de 1,3 (Viollier *et al.* [43]), alors qu'au Sahel α est proche de 0 (Cerf [38]).

D'après Linke [44], le facteur de trouble (TL) correspond au nombre d'atmosphères pures et sèches, c'est-à-dire sans aérosols ni nuages ni vapeur d'eau, qui permet de réduire le rayonnement solaire extraterrestre dans le même rapport que l'atmosphère réelle pour un site donné et dans les mêmes conditions géoastronomiques (hauteur du soleil).

D'après cette définition, le trouble de Linke est à la fois un indicateur de la quantité d'aérosols et de vapeur d'eau dans l'atmosphère.

En raisonnant sur des variables totales (intégrées sur toute la bande spectrale solaire), le trouble de Linke peut s'écrire :

$$TL = (Ln(Lo/L))/(m.\delta(m)) \qquad (6.5)$$

où :

m : le trajet optique,

$\delta(m)$: le facteur d'extinction de l'air pur et sec pour la masse d'air m,

Lo : la luminance énergétique totale du rayonnement solaire extraterrestre,

L : la luminance énergétique totale du rayonnement solaire, mesurée au sol.

Une formulation simple mais précise de TL a été proposée par Kasten [34] :

$$TL = (0,9 + 9,4.m^{-1})Ln(Io/I) \qquad (6.6)$$

avec

Io : le rayonnement solaire direct extraterrestre,

I : le rayonnement solaire direct mesuré au sol.

Par ciel clair, pour la France, une bonne approximation du facteur de trouble de Linke peut aller de 2, l'hiver (minimum en janvier - février) à 3,3, l'été (maximum en août). Par ciel couvert, TL peut être grossièrement estimé à 90 (Perrin de Brichambaut [35]).

Une bonne méthode d'estimation du trouble atmosphérique serait de combiner les deux concepts (Linke et Angström) pour évaluer l'influence des différentes composantes de l'atmosphère sur le rayonnement solaire. Mais pour cela, il faut disposer de renseignements complets sur les phénomènes de diffusion et d'absorption pour chaque longueur d'onde du rayonnement solaire. Ceci implique un radiomètre adéquat à bord du satellite. Le radiomètre du satellite Météosat ne permet pas pour l'instant une détermination correcte du trouble atmosphérique du fait que les bandes spectrales considérées sont très larges (0,4 - 1,1 micromètre pour le canal visible/proche infrarouge ; 5,7 - 7,1 micromètres pour le canal vapeur d'eau ; 10,5 - 12,5 micromètres pour l'infrarouge thermique). A part la vapeur d'eau, ce satellite ne dispose d'aucun canal permettant d'accéder à la diffusion ou à l'absorption des gaz et particules contenus dans l'atmosphère.

Par contre, des satellites tels que NOAA, Landsat et Nimbus-7 disposent de radiomètres avec plusieurs canaux spectraux et peuvent apporter une solution satisfaisante au problème posé. L'avantage de ces satellites a été exploité avec un certain succès par Darnell *et al.* [45].

Aujourd'hui, l'évaluation du trouble atmosphérique paraît impensable à partir des données en provenance du satellite Météosat, utilisé dans la présente étude. Ainsi, nous nous contenterons des évaluations climatologiques déjà signalées (TL# 2 en hiver et 3,3 en été)

pour l'Europe. Ceci compte tenu du fait que ce trouble n'intervient avec un grand poids que pour les cas de ciel (vraiment) clair et sans nuages.

Des réflexions précédentes nous déduisons la possibilité d'estimer le rayonnement solaire diffus à partir, d'une part de l'indice d'ennuagement et de la hauteur du soleil, et d'autre part de la nébulosité totale et de la hauteur du soleil. Nous avons choisi de raisonner sur le rapport Gd/Goh (Gd : rayonnement solaire diffus sur plan horizontal) afin de minimiser l'effet du sinus de la hauteur du soleil sur nos estimations.

Les estimations se feront à partir des relevés au sol sur onze stations de mesure situées en France, ceci pour les douze mois de l'année 1984 et les sept premiers mois de l'année 1985.

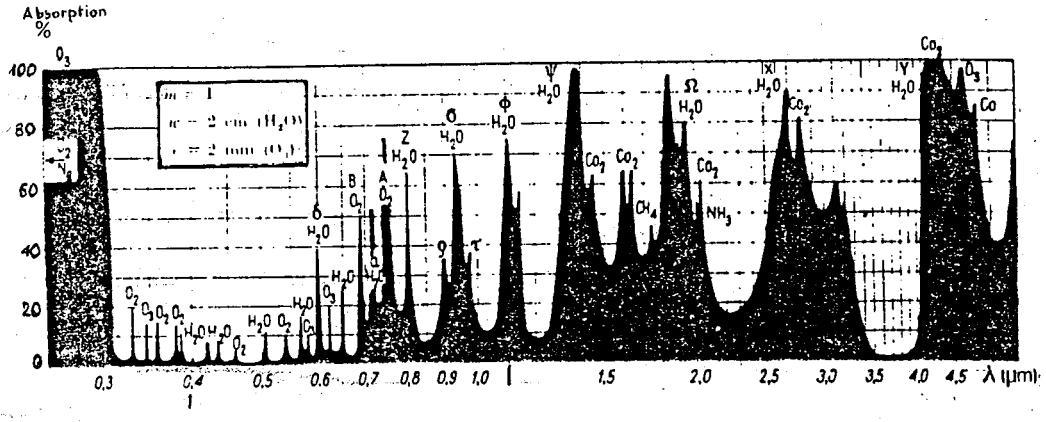


Figure 6.1 : Extinction atmosphérique par absorption sur les gaz atmosphériques.
(Extrait de Perrin de Brichambaut et Vauge [35])

6.2 Rayonnement diffus en fonction de l'angle solaire et de l'indice d'ennuagement

Nous avons tracé le rapport Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n), ceci par classe de hauteur ν du soleil large de 5°, ou de 10° pour $\nu > 52°$. Les résultats obtenus sont représentés par les figures 6.3 à 6.11 et de 6.13 à 6.21. Les figures 6.2 et 6.12 donnent les résultats pour le cas de toutes les classes confondues.

D'une manière générale, ces figures admettent une courbe de régression de la forme :

$$Gd/Goh = An^2 + Bn + C \qquad (\text{avec } A<0) \qquad (6.7)$$

Cette équation de régression, en vue d'une interprétation physique des coefficients d'ajustement, peut se mettre sous la forme :

$$Gd/Goh = A1(n - no)^2 + B1 \qquad (6.8)$$

avec

$A1 = A$

$no = -B/2A$

$B1 = C - (B^2/4A)$.

Le paramètre no est la valeur de l'indice d'ennuagement pour laquelle le rapport Gd/Goh atteint son maximum, B1. En effet, l'augmentation de l'ennuagement favorise le phénomène de diffusion du rayonnement solaire mais ceci jusqu'à un certain seuil de l'indice d'ennuagement, no, au-delà duquel le nuage devient de plus en plus opaque et devient un écran vis-à-vis du rayonnement solaire. Ainsi, no dépendra du type et de la densité du nuage, mais aussi de la hauteur du soleil.

Le rapport Gd/Goh pour n=0 (ciel clair), est un paramètre physique important. En effet, sa valeur permettra d'apprécier l'importance du trouble atmosphérique total (aérosols, gaz atmosphériques, etc ...). Plus le trouble atmosphérique sera important et plus sera élevé le rapport Gd/Goh. Cependant, la correspondance entre le rayonnement solaire diffus et le facteur de trouble n'est pas aussi étroite qu'entre le rayonnement solaire direct et le facteur de trouble. En effet, alors que le facteur de trouble englobe toutes les causes d'extinction, par diffusion et par absorption, le rayonnement solaire diffus ne dépend que très faiblement

des phénomènes d'absorption caractéristiques de la vapeur d'eau (et de l'ozone, faiblement actif dans le canal spectral utilisé dans cette présente étude).

Dans les mêmes conditions de turbidité atmosphérique, une augmentation de la hauteur du soleil entraîne une diminution du rapport $(Gd/Goh)_{n=0}$. Ceci est dû à la faible incidence de la variation de l'angle solaire sur Gd comparée à celle induite sur Goh.

Les résultats obtenus pour les années 1984 et 1985 sont donnés dans les tableaux [6.1] et [6.2]. Outre les paramètres déjà indiqués, les tableaux présentent également l'erreur quadratique moyenne (RMS) qui permet d'apprécier la qualité de l'ajustement, ainsi que le nombre de points pour la classe d'angle solaire considérée (nbpts).

Pour les différentes classes considérées, no varie de 0,07 (12° - 17°) à 0,44 (53° - 65°) tandis que le maximum de Gd/Goh (B1) varie de 0,23 (12° - 17°) à 0,30 (53° - 65°) pour l'année 1984. Pour l'année 1985, les nombres sont les suivants : 0,17 à 0,45 et de 0,23 à 0,30 respectivement pour no et le maximum de Gd/Goh. La croissance de no ou de B1 n'est pas monotone, elle est positive pour les valeurs de inférieures à 35° en étant très forte sous 27°, et devient nulle pour ν supérieure à 35°. On remarque toutefois une nouvelle croissance pour les angles solaires supérieures à 50°.

D'une part, l'éclairement reçu en un point situé au sol sur plan horizontal est directement proportionnel au sinus de la hauteur du soleil. D'autre part, plus l'éclairement est important et plus est importante la quantité de nuage nécessaire pour rendre opaque le ciel sur le lieu géographique considéré. Ceci explique en partie l'augmentation de no en fonction de la hauteur du soleil.

Les valeurs obtenues, pour le paramètre $(Gd/Goh)_{n=0}$, sont rigoureusement identiques pour les années 1984 et 1985. Le paramètre $(Gd/Goh)_{n=0}$ varie de 0,23 (12° - 17°) à 0,15 (53° - 65°). Ce sens de variation (diminution de Gd/Goh avec l'augmentation de la hauteur du soleil) est confirmé par des travaux de Kimball et de Williams (cités dans Ivanoff [46], page 33).

L'erreur quadratique moyenne (RMS) sur le rayonnement solaire diffus varie de 29 Wh/m^2 (38% en moyenne de la valeur du rayonnement solaire diffus mesurée au sol) pour les hauteurs du soleil de 12° - 17° à 88 Wh/m^2 (35%) pour 53° - 65° pour l'année 1984. Pour 1985, RMS varie de 27 Wh/m^2 (37%) pour 12° - 17° à 98 Wh/m^2 (37%) pour 53° - 65°.

Pour toutes les classes de hauteurs du soleil confondues (12° - 65°), no est égal à 0,38 et 0,42 respectivement pour 1984 et 1985. Le paramètre B1 est égal à 0,27 et 0,28 pour 1984 et 1985. L'erreur quadratique moyenne (RMS) est égale 66 Wh/m^2 et 70 Wh/m^2 pour 1984 et 1985 et enfin le rapport $(Gd/Goh)_{n=0}$ est égal à 0,19 et 0,18 pour 1984 et 1985.

Les résultats obtenus, en considérant les données de 1984 et 1985 comme un seul échantillon, sont donnés par le tableau [6.5] et les figures [6.42] à [651].

6.3 Rayonnement diffus en fonction de l'angle solaire et de la nébulosité totale

La démarche est identique à celle du paragraphe 6.2 hormis le fait que le raisonnement, au lieu de porter sur l'indice d'ennuagement, se fera sur la nébulosité totale (N).

Le rapport Gd/Goh a été tracé en fonction de la nébulosité totale et pour des classes définies de hauteur du soleil. Les résultats obtenus sont représentés par les figures 6.22 à 6.41.

La courbe de régression retenue est de la forme :

$$Gd/Goh = A2(N - No)^2 + B2 \qquad (6.9)$$

L'application de l'équation 6.9 aux données des années 1984 et 1985, aboutit aux résultats récapitulés dans les tableaux [6.3] et [6.4].

Pour les différentes classes de hauteur du soleil, No varie de 0,32 (12° - 17°) à 0,56 (53° - 65°) tandis que le maximum de Gd/Goh (B2) varie de 0,26 (12° - 17°) à 0,28 (53° - 65°) pour l'année 1984. Pour l'année 1985, les nombres sont les suivants : 0,37 à 0,56 et 0,27 à 0,29 respectivement pour No et le maximum de Gd/Goh. Les variations de No et de B2 sont plus complexes par rapport au cas de l'indice d'ennuagement (paragraphe 6.2).

Les valeurs obtenues pour le paramètre $(Gd/Goh)_{N=0}$, varient de 0,22 (12° - 17°) à 0,08 (53° - 65°) pour l'année 1984 et de 0,22 (12° - 17°) à 0,10 (53° - 65°) pour 1985. Pour les deux années, le paramètre $(Gd/Goh)_{N=0}$ décroît pour la hauteur du soleil variant de 12° à 42°, ensuite croît entre 43° et 48° avant de décroître brusquement pour les hauteurs du soleil supérieures à 48°.

L'erreur quadratique moyenne (RMS) sur le rayonnement diffus varie de 28 Wh/m^2 (37% de la valeur du rayonnement solaire diffus mesurée au sol) pour les hauteurs du soleil de 12° - 17° à 89 Wh/m^2 (35%) pour 53° - 65° pour 1984 et 34 Wh/m^2 (43%) pour 12° - 17° à 99 Wh/m^2 (38%) pour 53° - 65° pour 1985.

Pour toutes les classes de hauteurs du soleil confondues (12° - 65°), No est égal à 0,46 et 0,52 respectivement pour 1984 et 1985. Le paramètre B2 est égal à 0,28 pour 1984 et 1985. L'erreur quadratique moyenne est égale à 68 Wh/m^2 et 74 Wh/m^2 pour 1984 et 1985 et enfin le rapport $(Gd/Goh)_{N=0}$ est égal à 0,18 et 0,14 pour 1984 et 1985.

6.4 Conclusion

L'erreur d'estimation du rayonnement solaire diffus, pour les deux années 1984 et 1985, varie entre 27 Wh/m^2 et 98 Wh/m^2 pour une détermination sur la base de l'indice d'ennuagement et entre 28 Wh/m^2 et 99 Wh/m^2 avec la nébulosité totale.

Les erreurs quadratiques moyennes obtenues, avec d'une part l'indice d'ennuagement et d'autre part la nébulosité totale, sont quasiment identiques. Ceci n'est pas un phénomène étonnant car les définitions des deux paramètres sont presque identiques (surtout pour $0<n<1$) mais seule change la position de l'observateur (au satellite pour n et au sol pour N).

L'erreur quadratique moyenne (RMS) est égale à 37% de la valeur du rayonnement solaire diffus mesuré au sol. Cette mauvaise estimation et l'analyse des constantes de régression A1, no, B1 et A2, No, B2 conduisent aux remarques suivantes :

(i) la hauteur du soleil et l'indice d'ennuagement (ou la nébulosité totale) ne suffisent pas pour déterminer le rayonnement diffus : surtout pour les faibles valeurs de n (ou de N). Le trouble atmosphérique intervient d'abord fortement pour $n<0,1$, puis de moins en moins, son influence devenant négligeable pour $n>0,5$. Et pour les grands indices, l'opacité des nuages couvrant le ciel doit être déterminée climatologiquement. Dans les cas de ciel nuageux, par contre, les paramètres climatologiques annexes semblent se résumer à un facteur correctif lié aux types de nuages les plus fréquents : frontal, convectif à développement vertical.

(ii) les valeurs de $(Gd/Goh)_{max}$ (pour n ou N), prouvent qu'il existe une influence de la hauteur du soleil (ν) donc que la relation est valable par tranche de ν et qu'il faudra une normalisation par une fonction $h(\nu)$ pour généraliser la relation aux hauteurs du soleil comprises entre 12° et 65°.

Les méthodes d'estimation sont très simples du fait même qu'on puisse se passer d'une classification de l'état du ciel (clair, partiellement couvert, couvert) en fonction de l'indice d'ennuagement (de la nébulosité). Mais les études doivent être poursuivies pour mieux ajuster les formulations proposées (tableaux [6.1] à [6.4]) aux divers types de climats sur la base d'une plus grande quantité de données sur une plus longue période (10 ans environ).

sinv	A1	no	B1	n	Gdmes (Wh/m^2)	Gdest (Wh/m^2)	RMS (Wh/m^2)	Gd/Goh (n=0)	nbpts
0,21:0,91 (12°-65°)	-0,53	0,38	0,27	0,32	174	174	66	0,19	6131
0,21:0,29 (12°-17°)	-0,19	0,07	0,23	0,28	75	75	29	0,23	440
0,31:0,38 (18°-22°)	-0,42	0,29	0,26	0,36	101	101	35	0,22	527
0,39:0,45 (23°-27°)	-0,46	0,32	0,27	0,38	129	129	45	0,22	547
0,47:0,53 (28°-32°)	-0,52	0,37	0,28	0,34	153	153	53	0,21	500
0,55:0,60 (33°-37°)	-0,60	0,39	0,29	0,32	179	179	56	0,20	585
0,62:0,67 (38°-42°)	-0,55	0,42	0,28	0,31	191	191	65	0,18	725
0,68:0,73 (43°-47°)	-0,62	0,41	0,30	0,31	216	216	75	0,20	562
0,74:0,79 (48°-52°)	-0,63	0,41	0,29	0,32	232	232	88	0,18	466
0,80:0,91 (53°-65°)	-0,78	0,44	0,30	0,28	251	251	88	0,15	748

Tableau[6.1] : Coefficients et erreur (RMS en Wh/m^2) d'ajustement quadratique entre Gd/Goh et l'indice d'ennuagement pour l'année 1984.

sin v	A1	no	B1	n	Gdmes (Wh/m^2)	Gdest (Wh/m^2)	RMS (Wh/m^2)	Gd/Goh (n=0)	nbpts
0,21:0,91 (12°-65°)	-0,58	0,42	0,28	0,36	186	186	70	0,18	3706
0,21:0,29 (12°-17°)	-0,27	0,17	0,22	0,30	72	72	27	0,23	240
0,31:0,38 (18°-22°)	-0,56	0,43	0,27	0,44	105	105	39	0,22	182
0,39:0,45 (23°-27°)	-0,51	0,39	0,28	0,41	134	134	43	0,22	299
0,47:0,53 (28°-32°)	-0,58	0,41	0,28	0,41	159	159	58	0,21	291
0,55:0,60 (33°-37°)	-0,58	0,44	0,28	0,40	173	173	59	0,20	276
0,62:0,67 (38°-42°)	-0,63	0,43	0,28	0,35	188	188	62	0,18	474
0,68:0,73 (43°-47°)	-0,57	0,45	0,30	0,34	208	208	75	0,20	411
0,74:0,79 (48°-52°)	-0,76	0,40	0,30	0,31	238	238	79	0,18	417
0,80:0,91 (53°-65°)	-0,70	0,45	0,29	0,36	260	260	98	0,15	534

Tableau[6.2] : Coefficients et erreur (RMS en Wh/m^2) d'ajustement quadratique entre Gd/Goh et l'indice d'ennuagement pour l'année 1985.

sinv	A2	No	B2	N	Gdmes (Wh/m^2)	Gdest (Wh/m^2)	RMS (Wh/m^2)	Gd/Goh (N=0)	nbpts
0,21:0,91 (12°-65°)	-0,45	0,46	0,28	0,46	175	175	68	0,18	6103
0,21:0,29 (12°-17°)	-0,37	0,32	0,26	0,43	75	75	28	0,22	438
0,31:0,38 (18°-22°)	-0,43	0,39	0,27	0,49	101	101	36	0,20	525
0,39:0,45 (23°-27°)	-0,39	0,41	0,27	0,54	129	129	47	0,20	547
0,47:0,53 (28°-32°)	-0,43	0,45	0,28	0,48	154	154	55	0,19	495
0,55:0,60 (33°-37°)	-0,53	0,47	0,30	0,46	180	180	57	0,18	580
0,62:0,67 (38°-42°)	-0,45	0,51	0,28	0,45	191	191	66	0,16	723
0,68:0,73 (43°-47°)	-0,50	0,49	0,30	0,44	217	217	76	0,18	559
0,74:0,79 (48°-52°)	-0,47	0,51	0,29	0,46	233	233	89	0,17	463
0,80:0,91 (53°-65°)	-0,56	0,56	0,28	0,43	252	252	89	0,10	746

Tableau[6.3] : Coeffients et erreur (RMS en Wh/m^2) d'ajustement quadratique entre Gd/Goh et la nébulosité totale (N) pour l'année 1984.

sinv	A2	No	B2	N	Gdmes (Wh/m^2)	Gdest (Wh/m^2)	RMS (Wh/m^2)	Gd/Goh (N=0)	nbpts
0,21:0,91 (12°-65°)	-0,51	0,52	0,28	0,52	190	190	74	0,14	2058
0,21:0,29 (12°-17°)	-0,39	0,37	0,27	0,45	78	78	34	0,22	124
0,31:0,38 (18°-22°)	-0,20	0,55	0,27	0,55	117	117	46	0,21	120
0,39:0,45 (23°-27°)	-0,47	0,53	0,27	0,58	134	134	52	0,14	166
0,47:0,53 (28°-32°)	-0,56	0,49	0,29	0,58	157	157	56	0,16	149
0,55:0,60 (33°-37°)	-0,48	0,55	0,27	0,55	171	171	59	0,12	157
0,62:0,67 (38°-42°)	-0,56	0,52	0,28	0,52	189	189	62	0,13	277
0,68:0,73 (43°-47°)	-0,43	0,51	0,27	0,50	207	207	85	0,16	205
0,74:0,79 (48°-52°)	-0,65	0,51	0,31	0,49	244	244	88	0,14	229
0,80:0,91 (53°-65°)	-0,68	0,56	0,29	0,54	262	262	99	0,08	331

Tableau[6.4] : Coefficients et erreur (RMS en Wh/m^2) d'ajustement quadratique entre Gd/Goh et la nébulosité totale (N) pour l'année 1985.

sinv	A1	no	B1	n	Gdmes (Wh/m^2)	Gdest (Wh/m^2)	RMS (Wh/m^2)	Gd/Goh (n=0)	nbpts
0,21:0,91 (12°-65°)	-0,54	0,39	0,27	0,32	179	179	68	0,19	9837
0,21:0,29 (12°-17°)	-0,21	0,11	0,23	0,29	74	74	29	0,23	680
0,31:0,38 (18°-22°)	-0,45	0,33	0,26	0,38	102	102	37	0,21	709
0,39:0,45 (23°-27°)	-0,47	0,35	0,27	0,39	130	130	45	0,21	846
0,47:0,53 (28°-32°)	-0,54	0,38	0,28	0,37	155	155	56	0,20	791
0,55:0,60 (33°-37°)	-0,57	0,40	0,29	0,35	177	177	58	0,20	861
0,62:0,67 (38°-42°)	-0,58	0,42	0,28	0,33	190	190	65	0,18	1199
0,68:0,73 (43°-47°)	-0,58	0,43	0,29	0,32	213	213	76	0,18	973
0,74:0,79 (48°-52°)	-0,69	0,41	0,30	0,32	235	235	84	0,18	883
0,80:0,91 (53°-65°)	-0,74	0,44	0,29	0,31	255	255	93	0,15	1282

Tableau[6.5] : Coefficients et erreur (RMS en Wh/m^2) d'ajustement quadratique entre Gd/Goh et l'indice d'ennuagement pour les années 1984 et 1985 confondues.

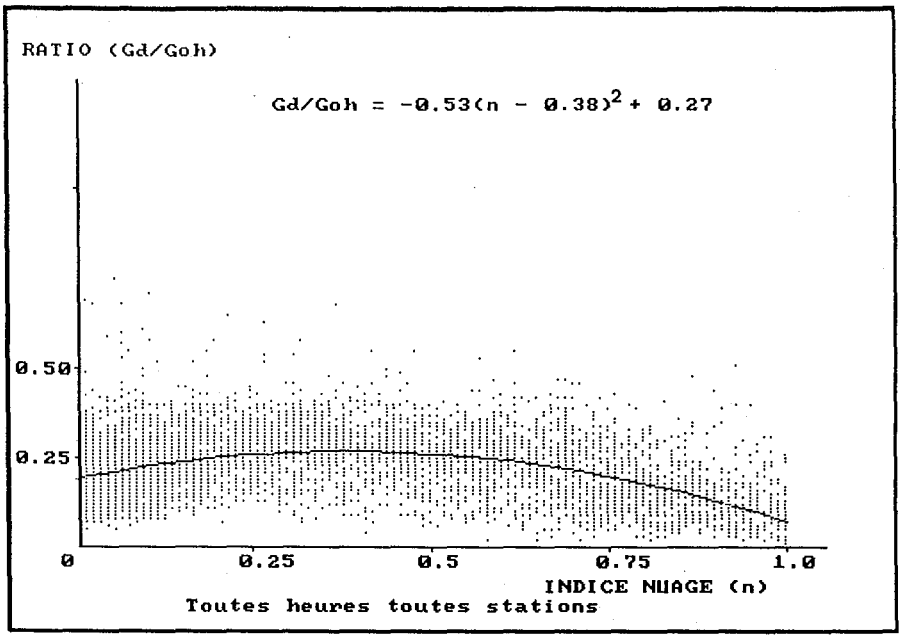


Figure [6.2] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 65° (année 1984).

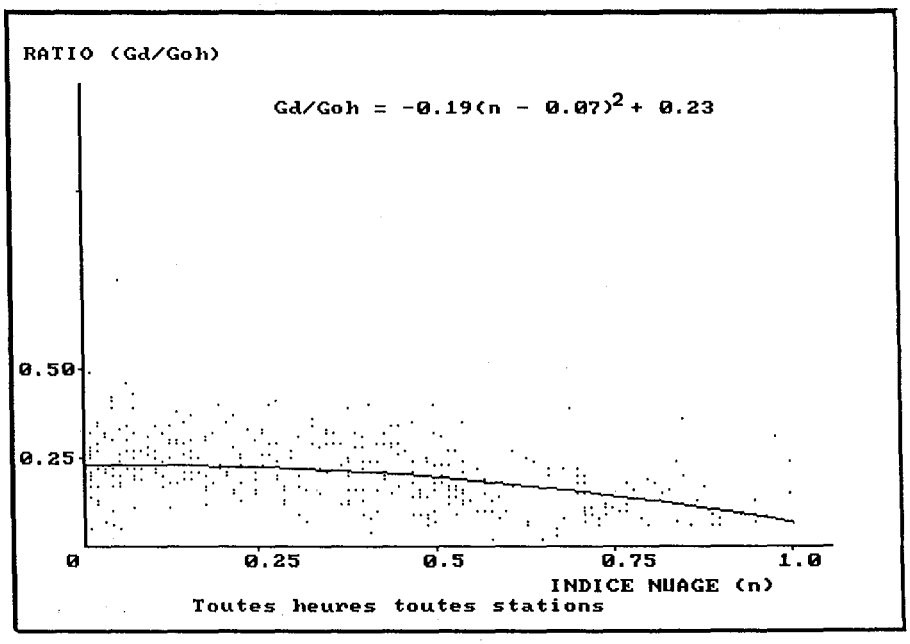


Figure [6.3] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 17° (année 1984).

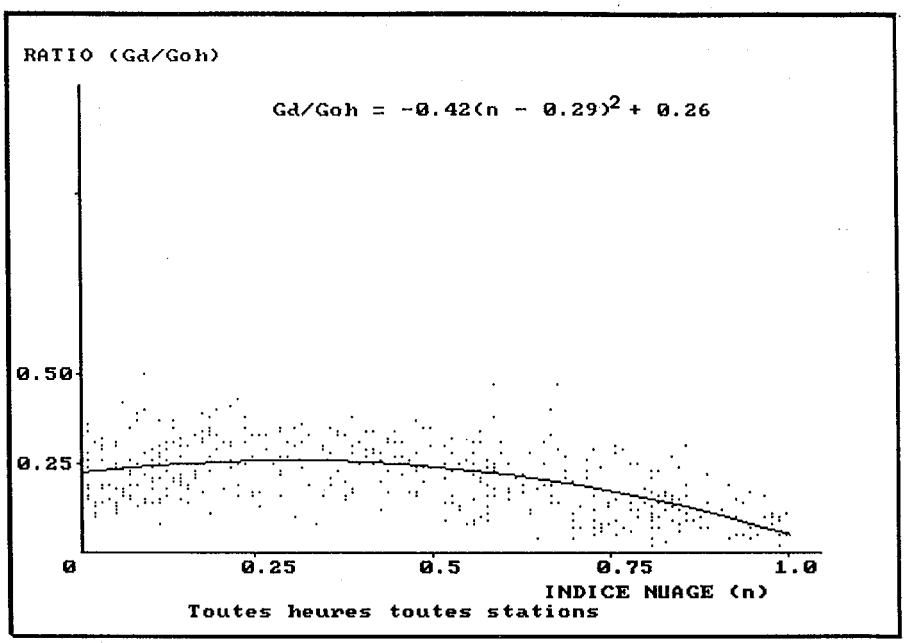


Figure [6.4] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 18^{o} et 22^{o} (année 1984).

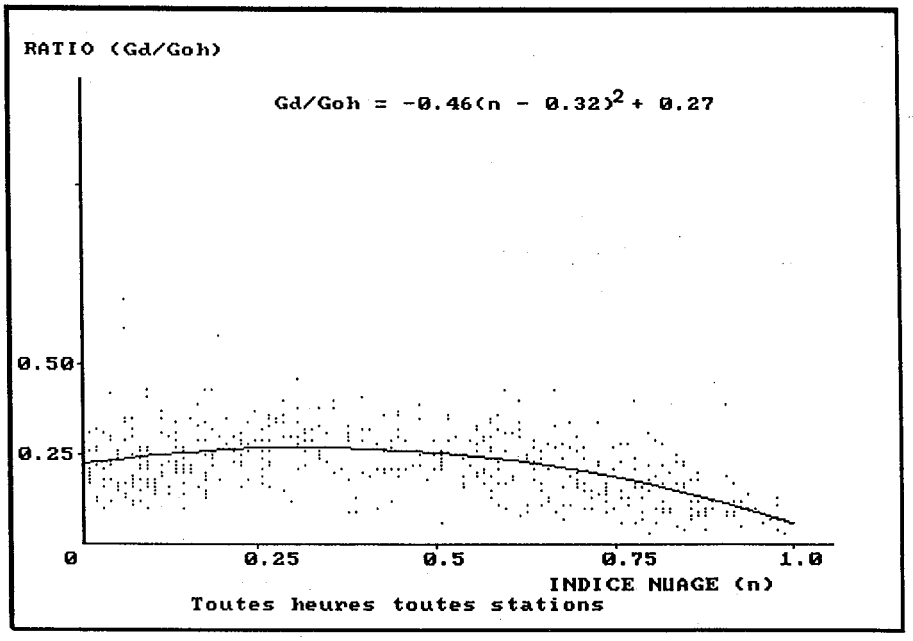


Figure [6.5] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 23^{o} et 27^{o} (année 1984).

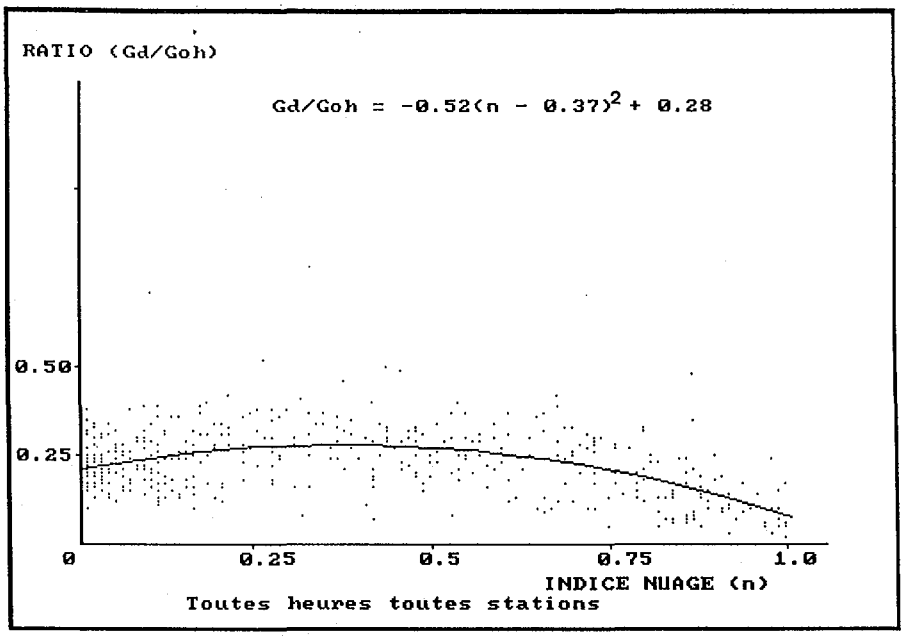


Figure [6.6] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 28° et 32° (année 1984).

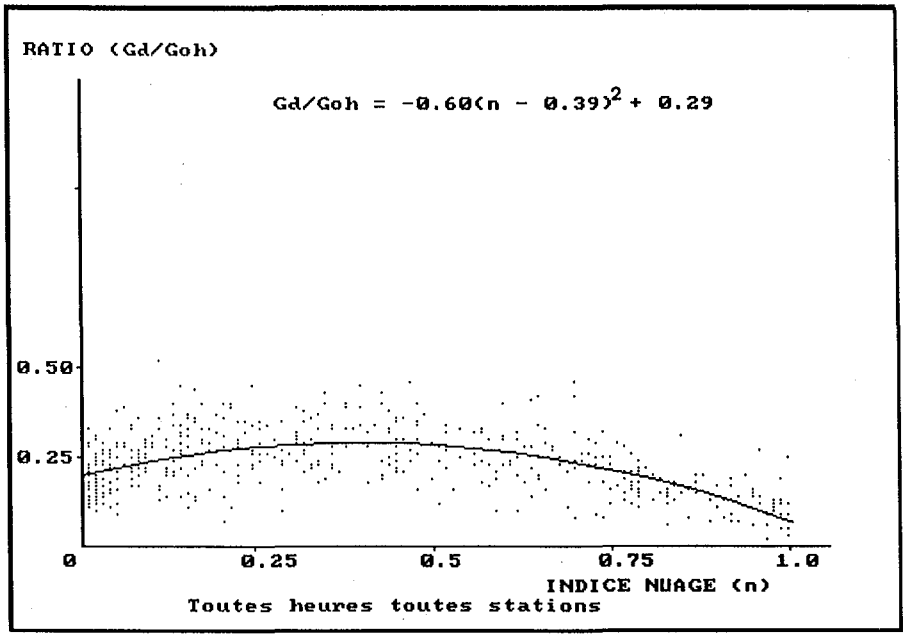


Figure [6.7] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 33° et 37° (année 1984).

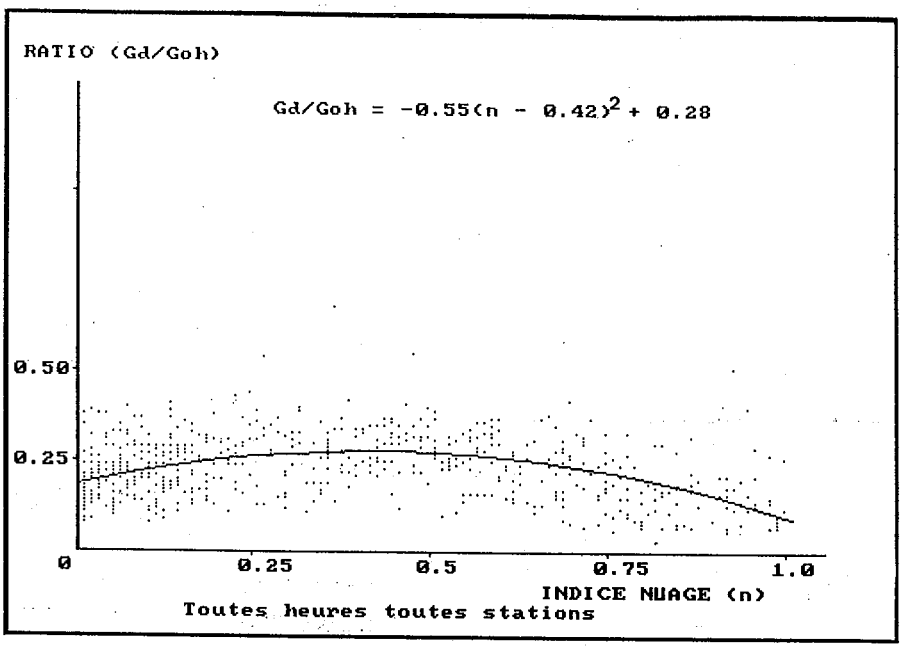


Figure [6.8] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 38° et 42° (année 1984).

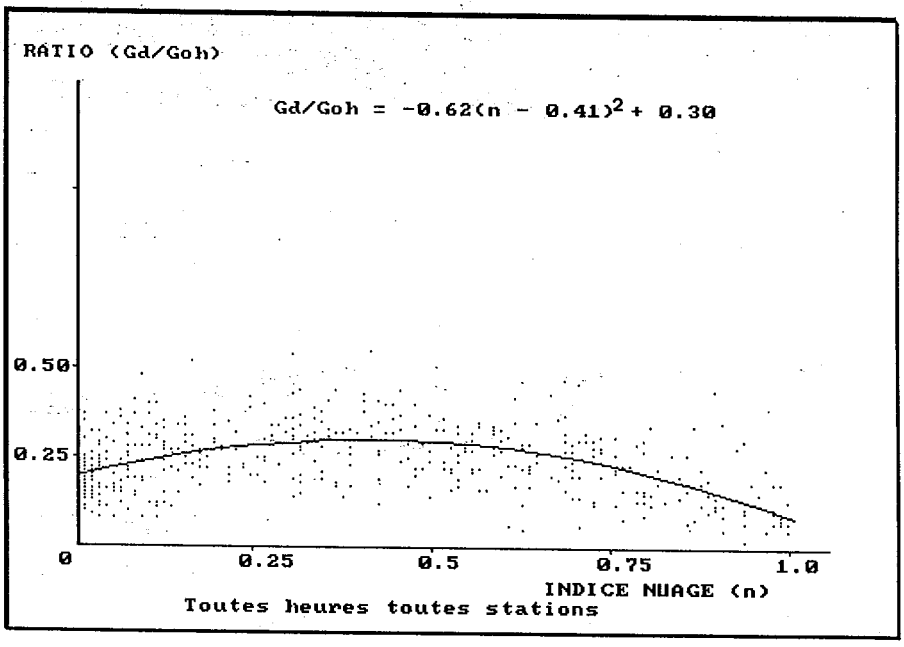


Figure [6.9] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 43° et 47° (année 1984).

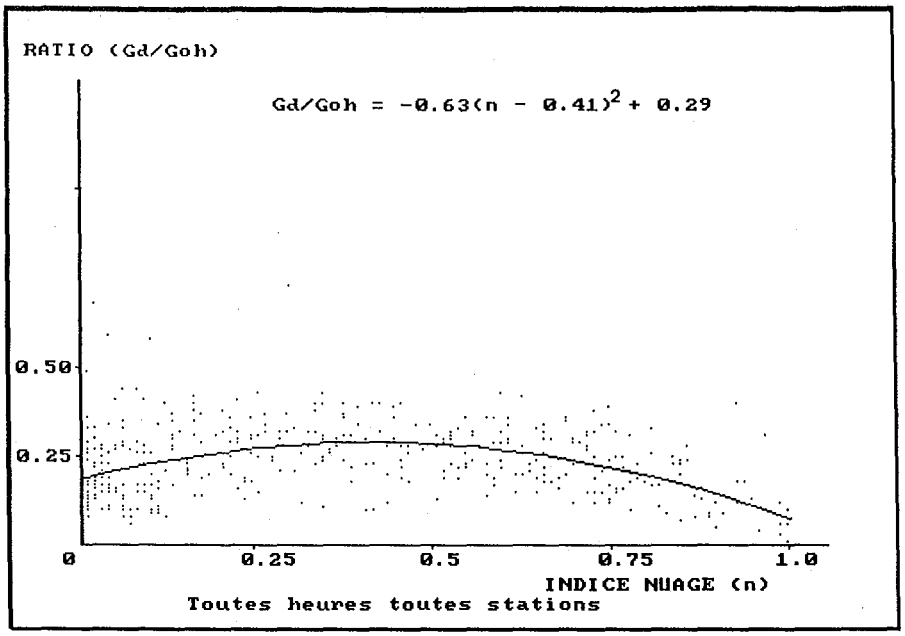


Figure [6.10] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 48° et 52° (année 1984).

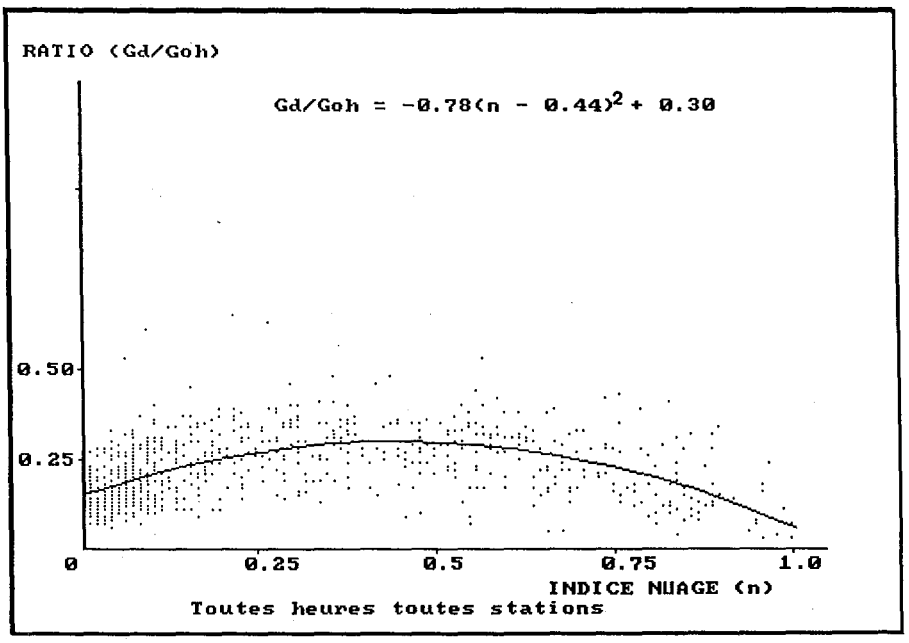


Figure [6.11] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 53° et 65° (année 1984).

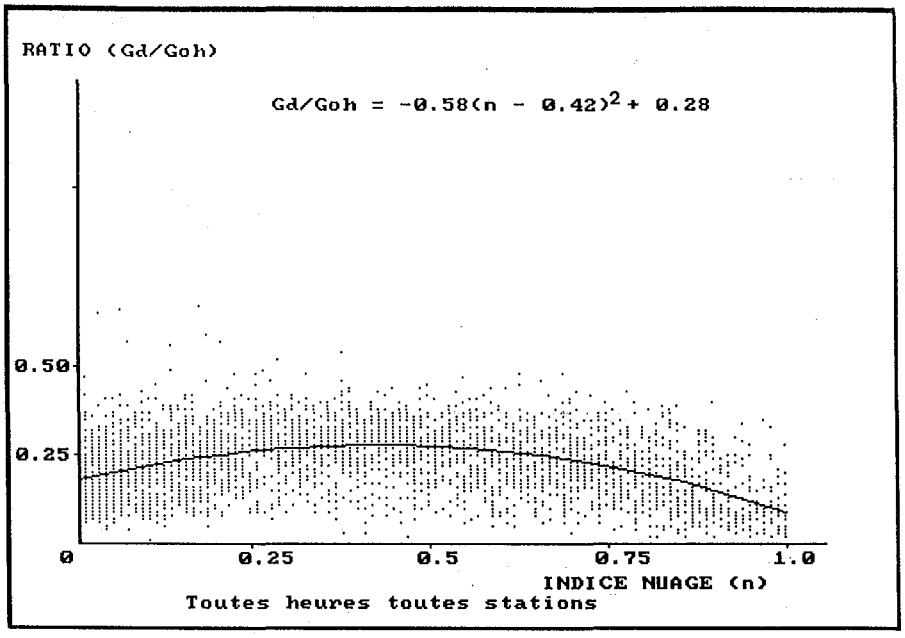


Figure [6.12] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 65° (année 1985).

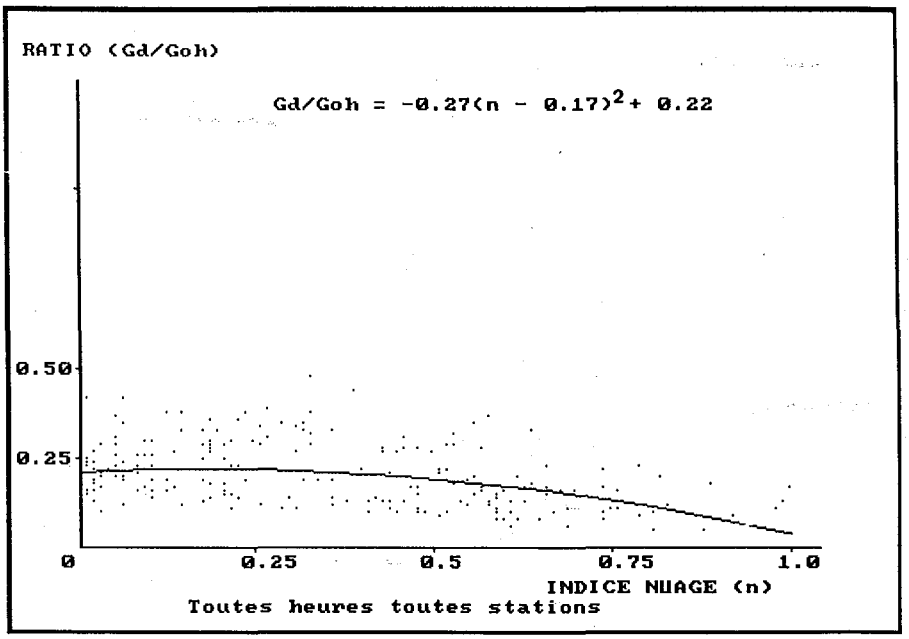


Figure [6.13] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 17° (année 1985).

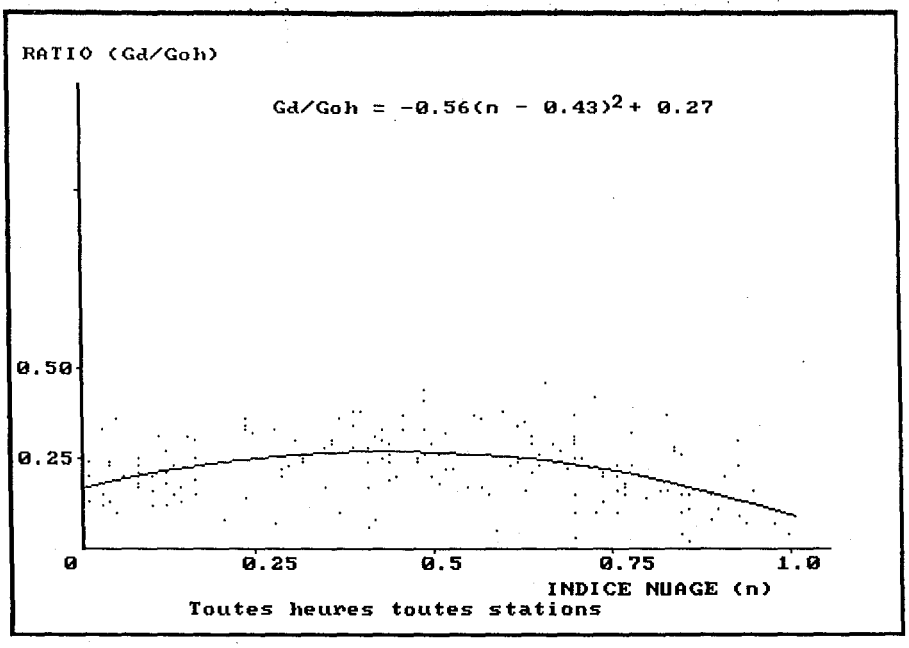


Figure [6.14] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 18° et 22° (année 1985).

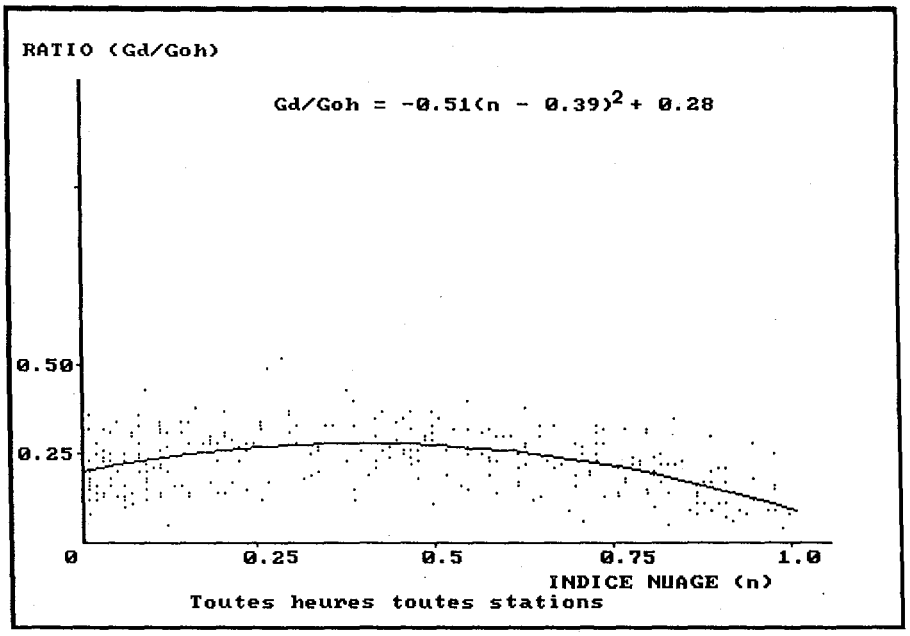


Figure [6.15] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 23° et 27° (année 1985).

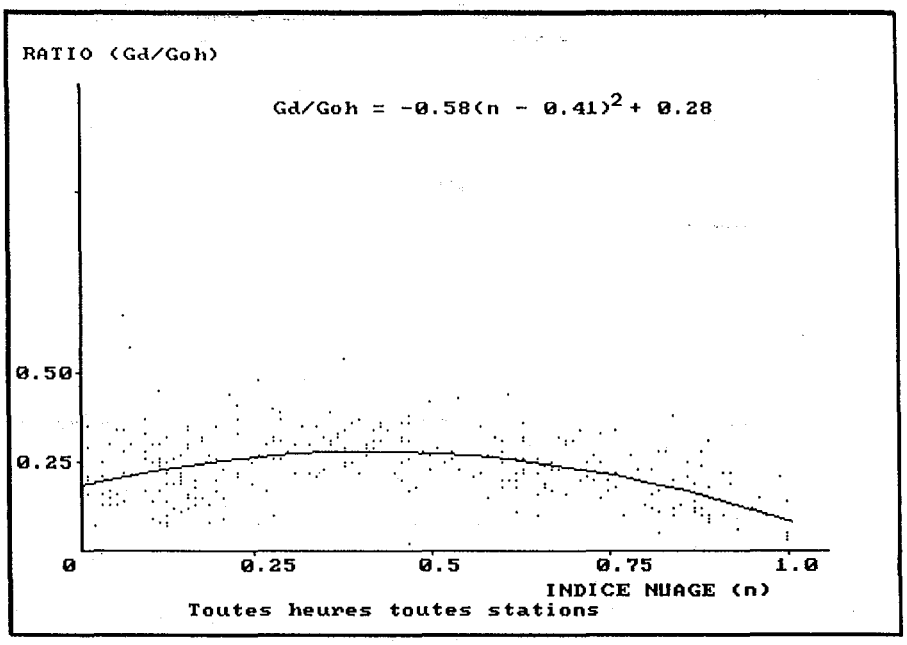


Figure [6.16] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 28° et 32° (année 1985).

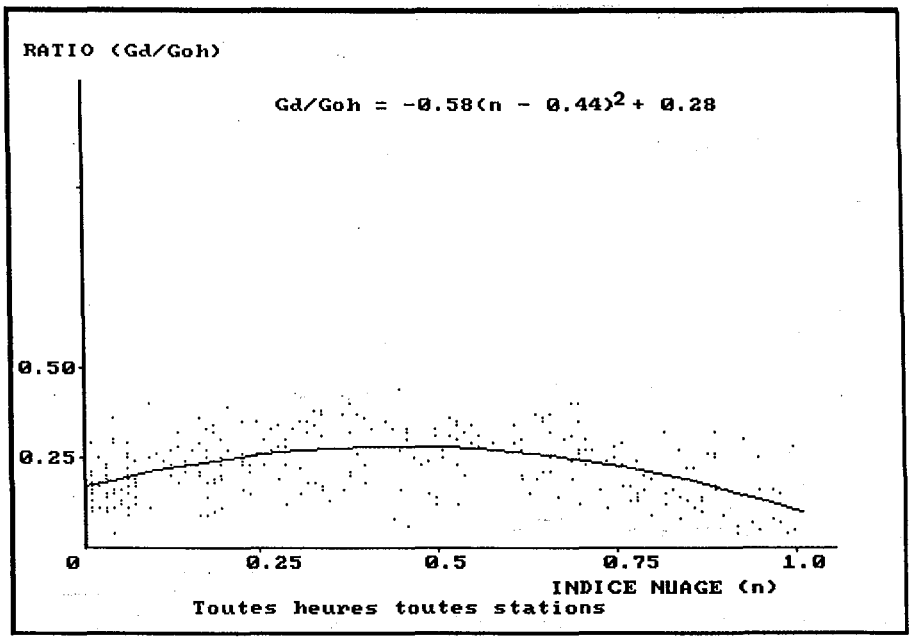


Figure [6.17] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 33° et 37° (année 1985).

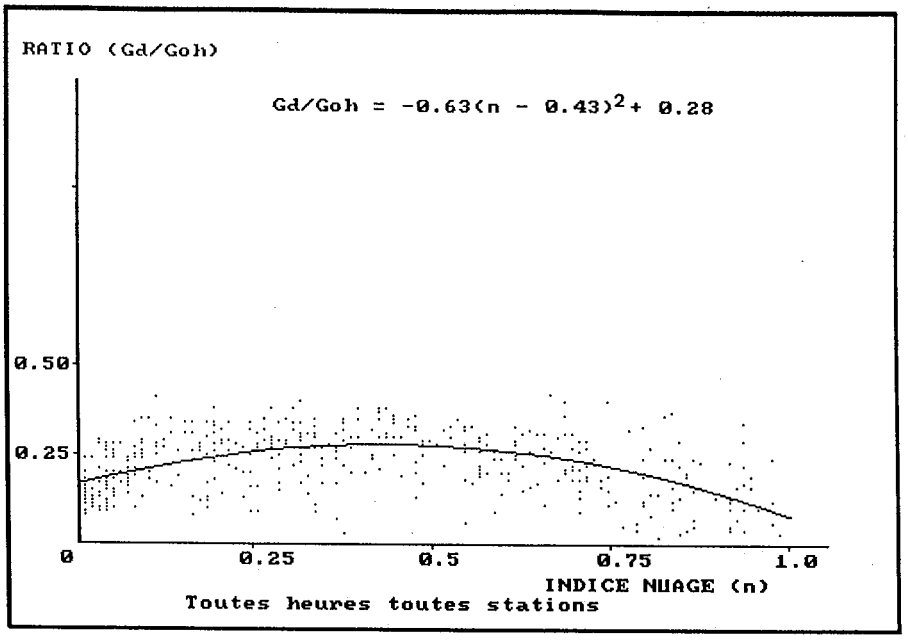


Figure [6.18] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 38° et 42° (année 1985).

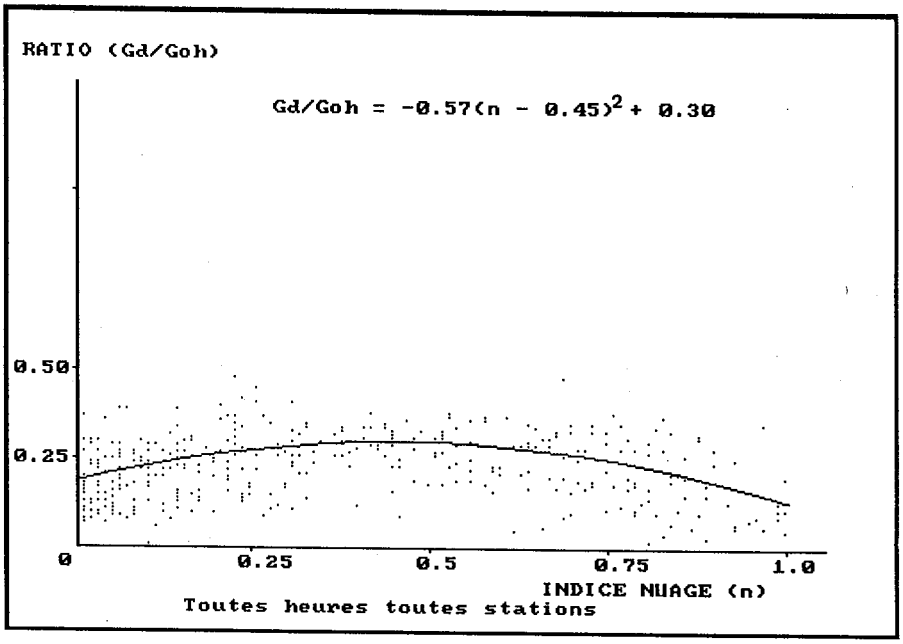


Figure [6.19] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 43° et 47° (année 1985).

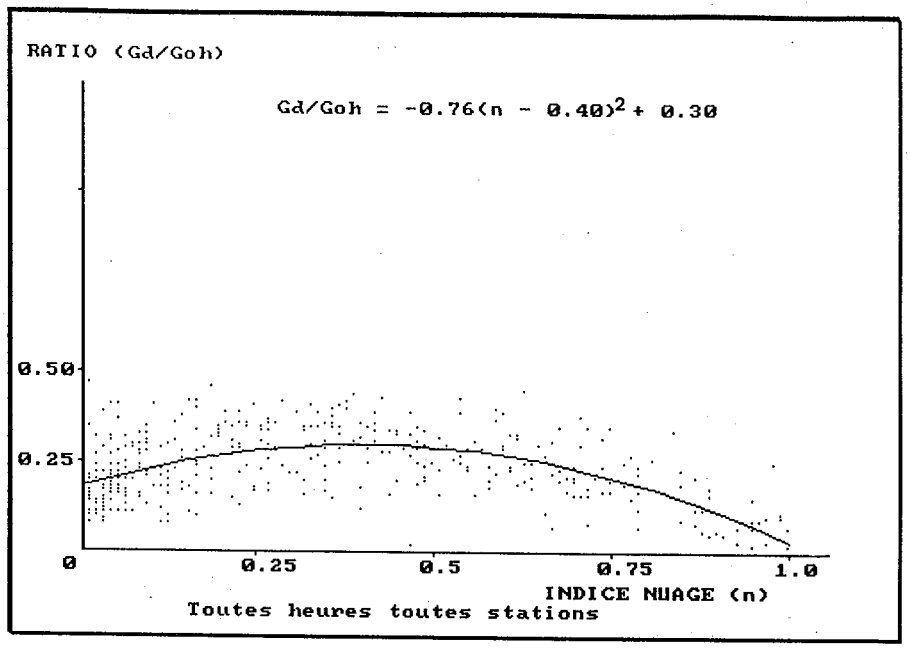


Figure [6.20] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 48° et 52° (année 1985).

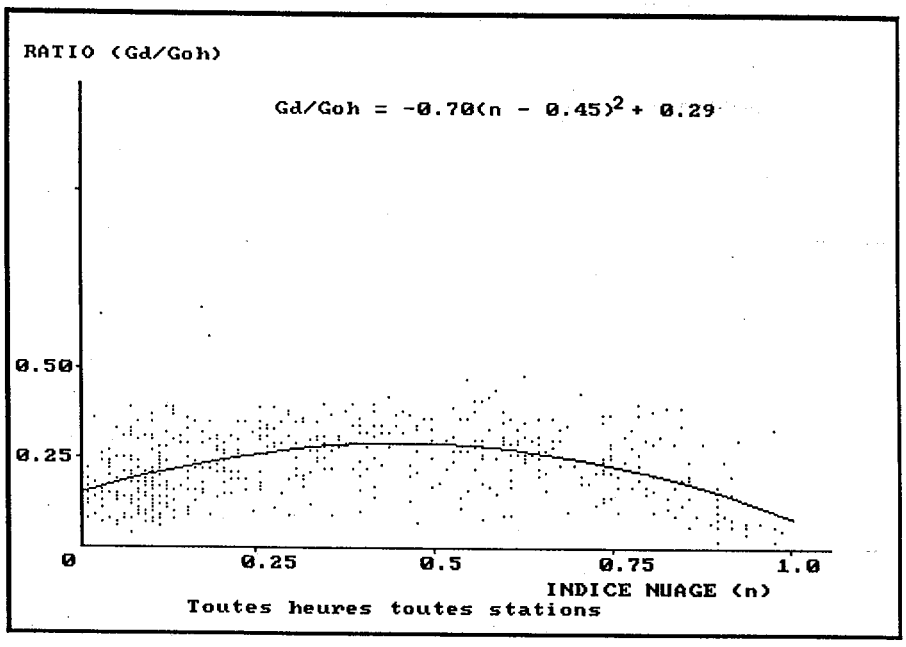


Figure [6.21] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 53° et 65° (année 1985).

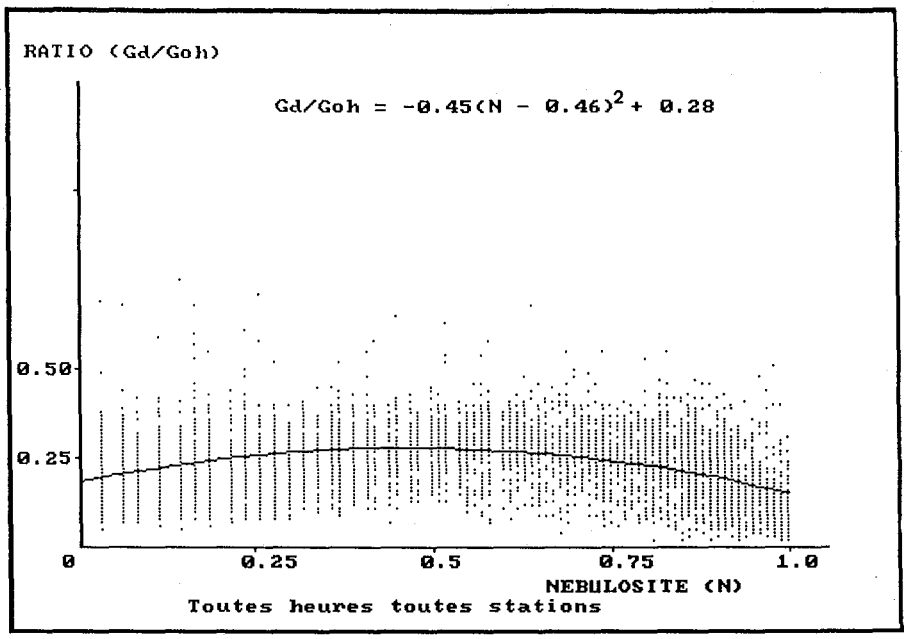


Figure [6.22] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 65° (année 1984).

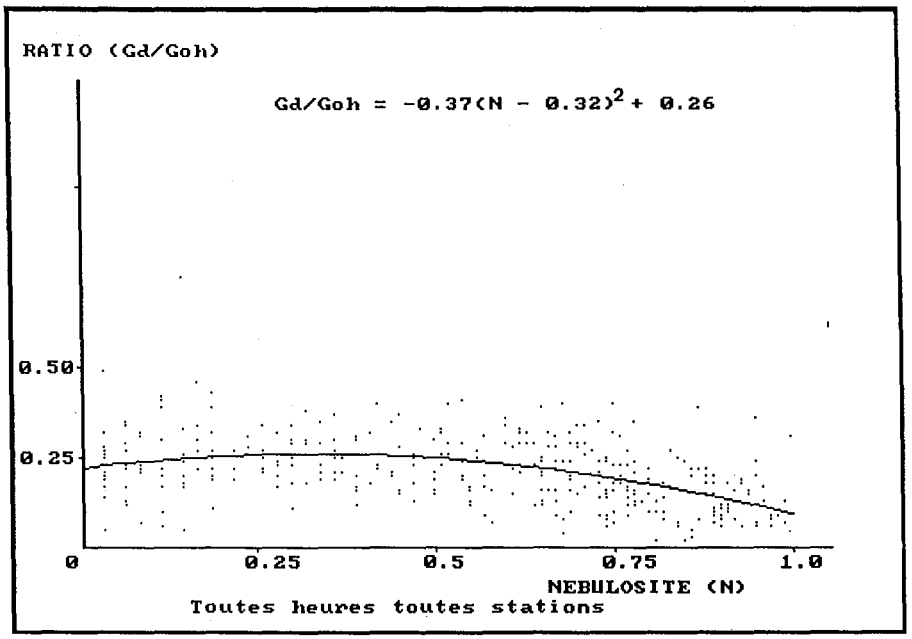


Figure [6.23] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 17° (année 1984).

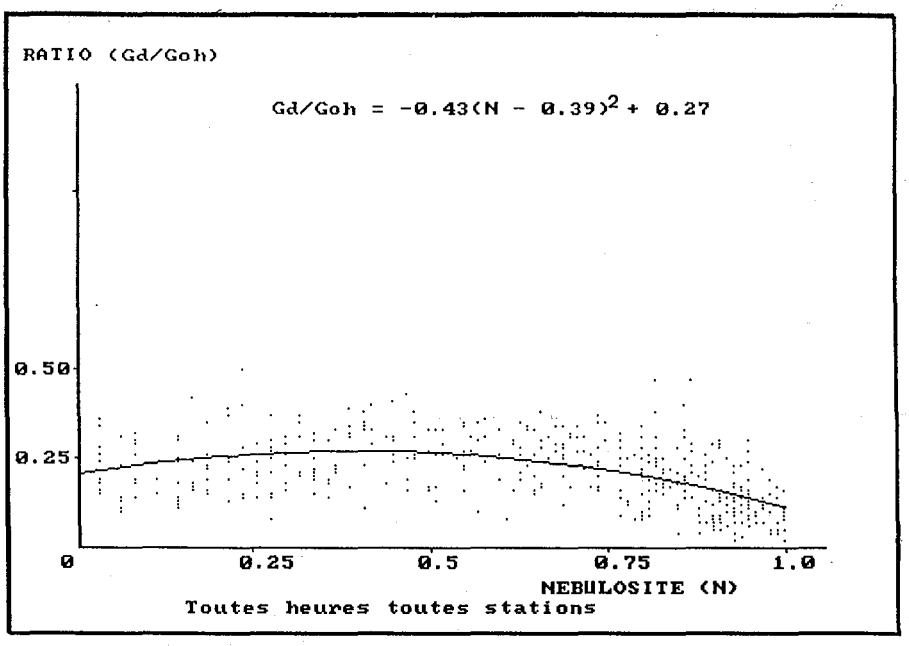


Figure [6.24] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 18° et 22° (année 1984).

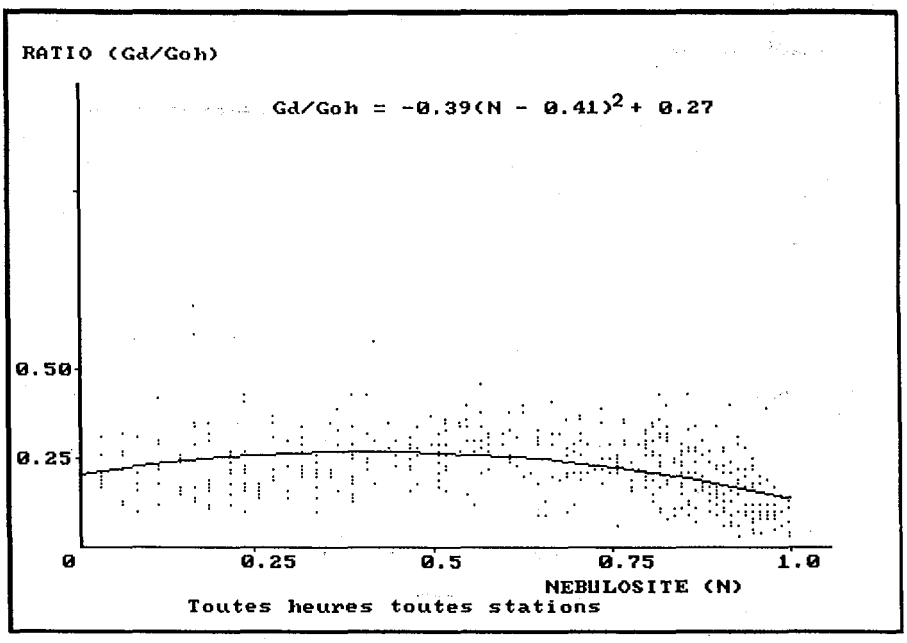


Figure [6.25] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 23° et 27° (année 1984).

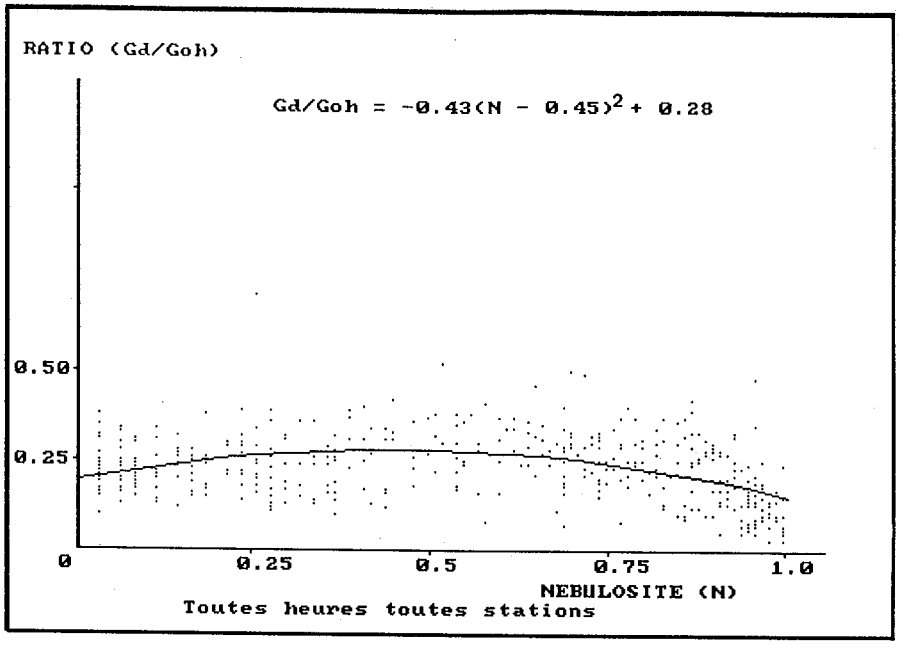


Figure [6.26] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 28° et 32° (année 1984).

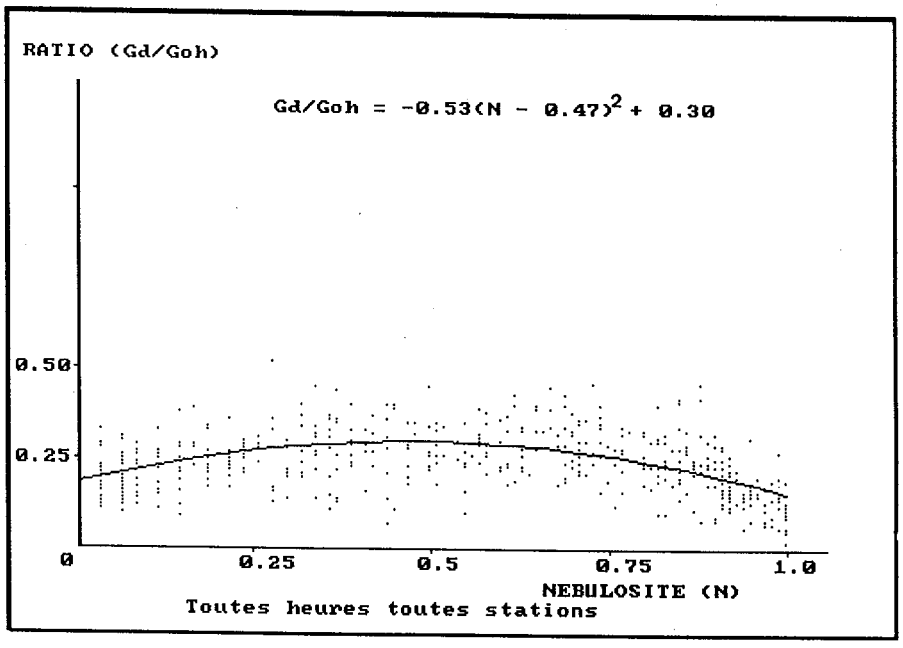


Figure [6.27] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 33° et 37° (année 1984).

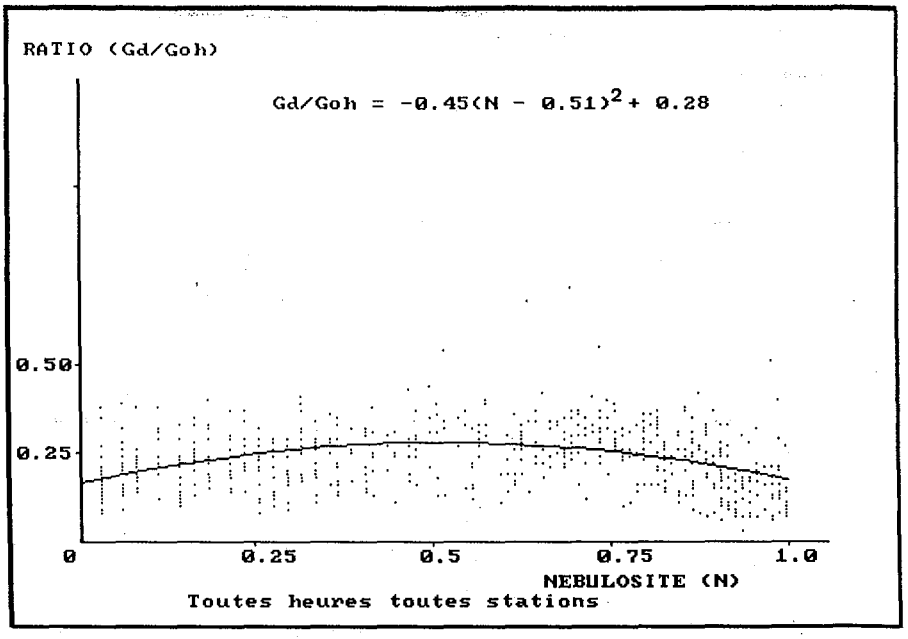


Figure [6.28] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 38° et 42° (année 1984).

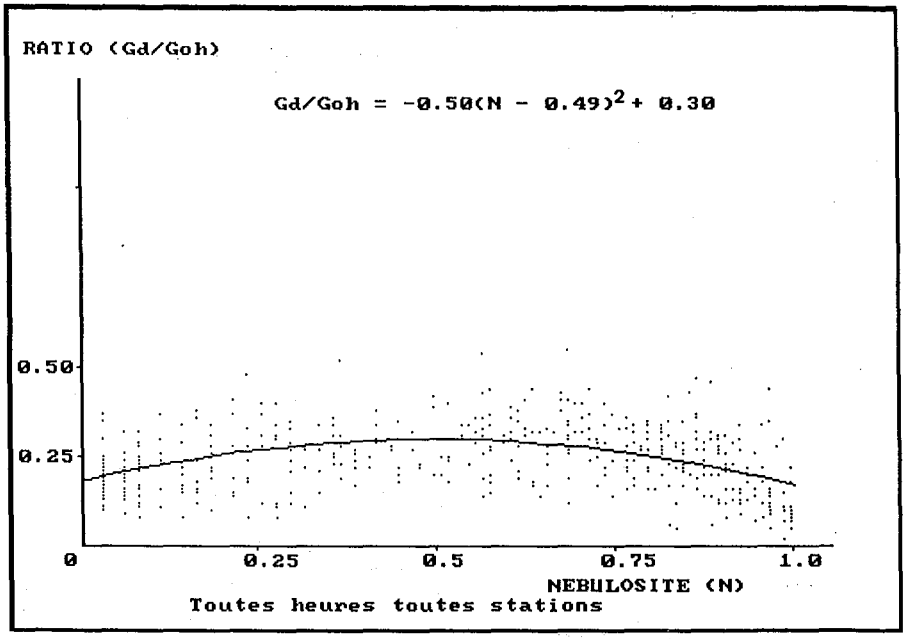


Figure [6.29] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 43° et 47° (année 1984).

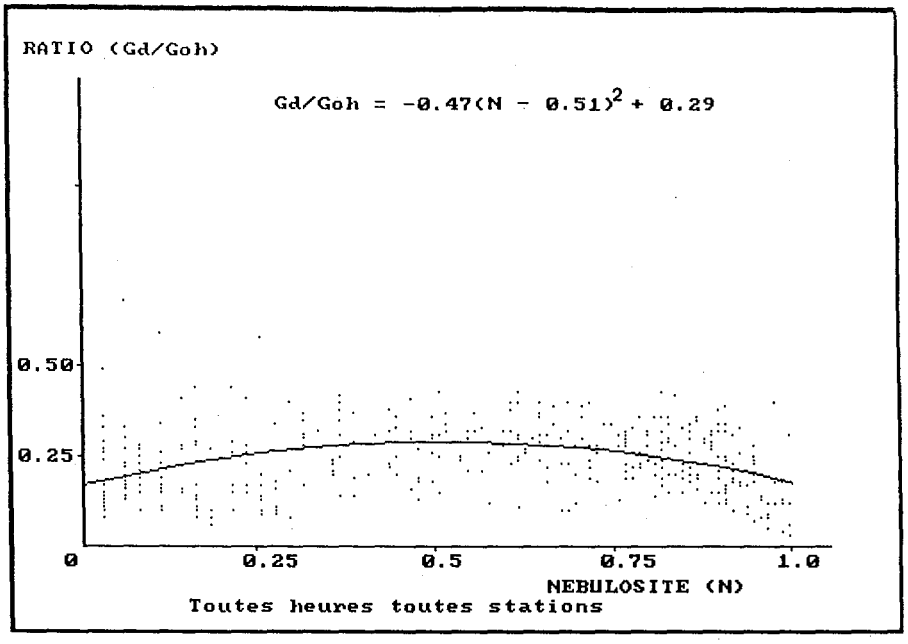


Figure [6.30] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 48° et 52° (année 1984).

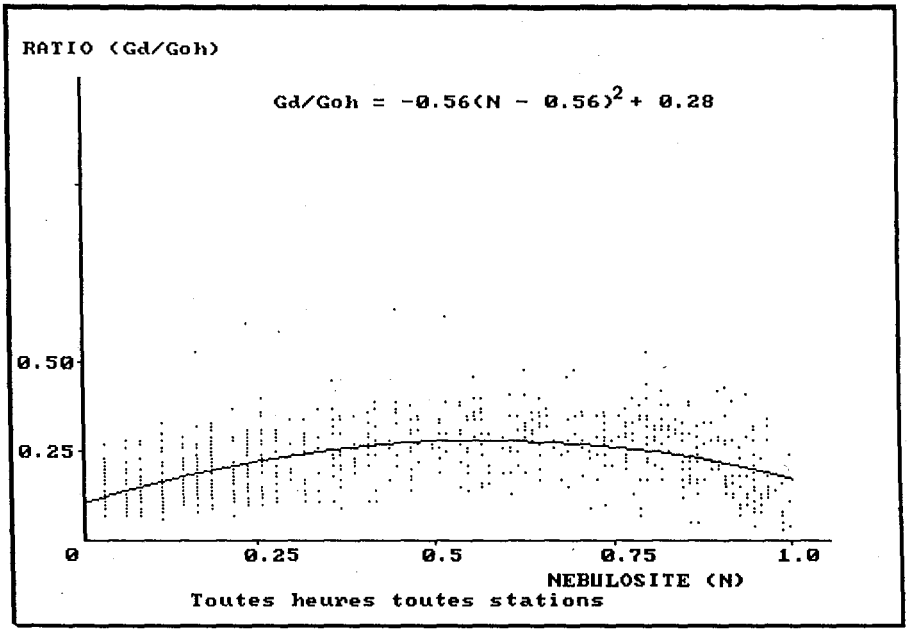


Figure [6.31] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 53° et 65° (année 1984).

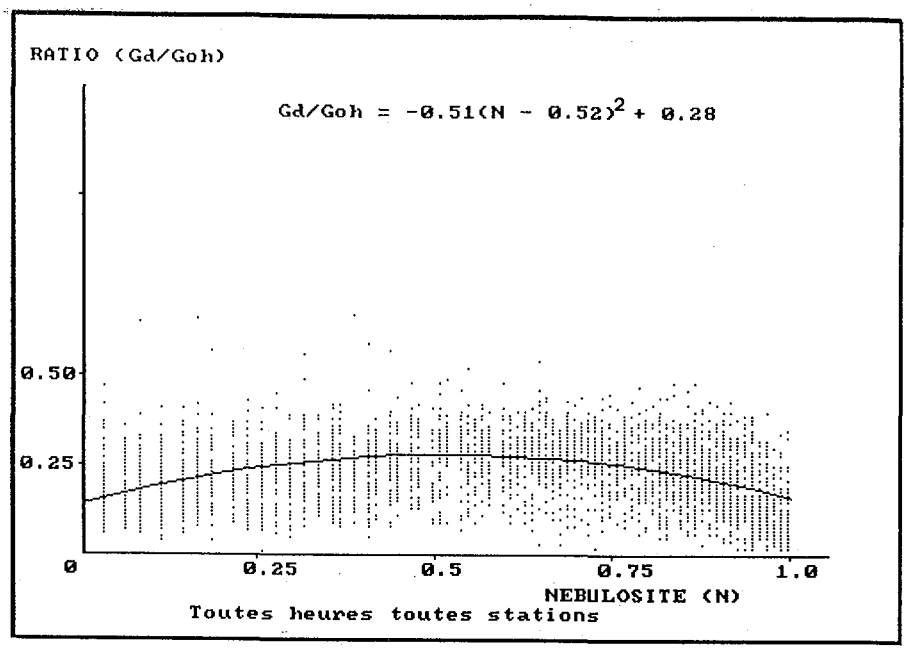


Figure [6.32] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 65° (année 1985).

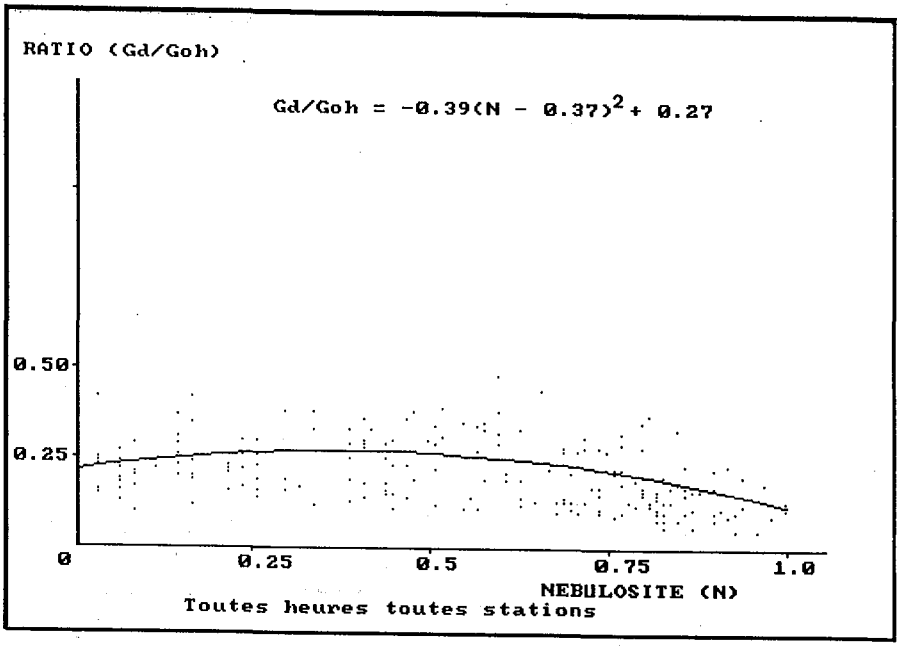


Figure [6.33] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 17° (année 1985).

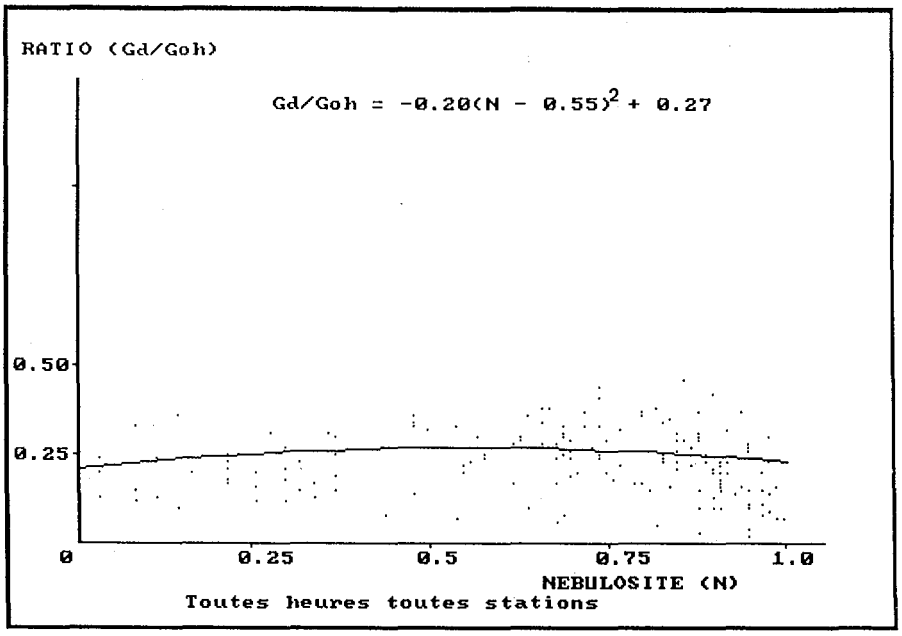


Figure [6.34] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 18 et 22 (année 1985).

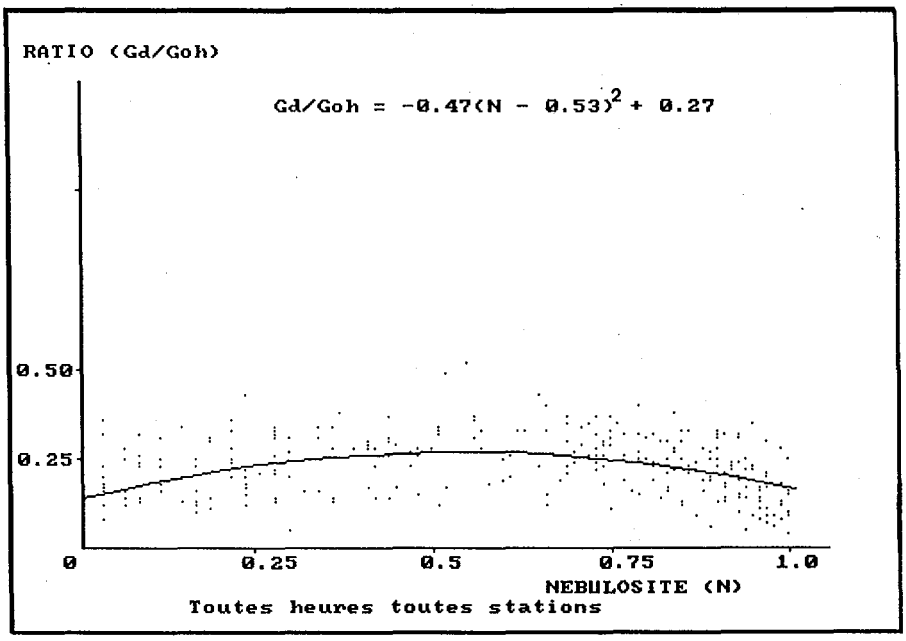


Figure [6.35] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 23^{o} et 27^{o} (année 1985).

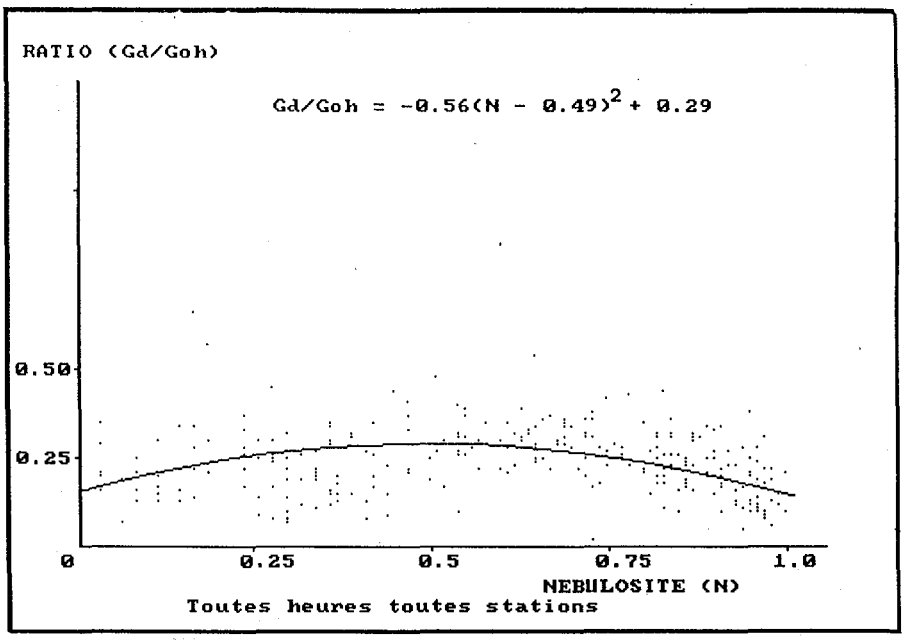


Figure [6.36] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 28° et 32° (année 1985).

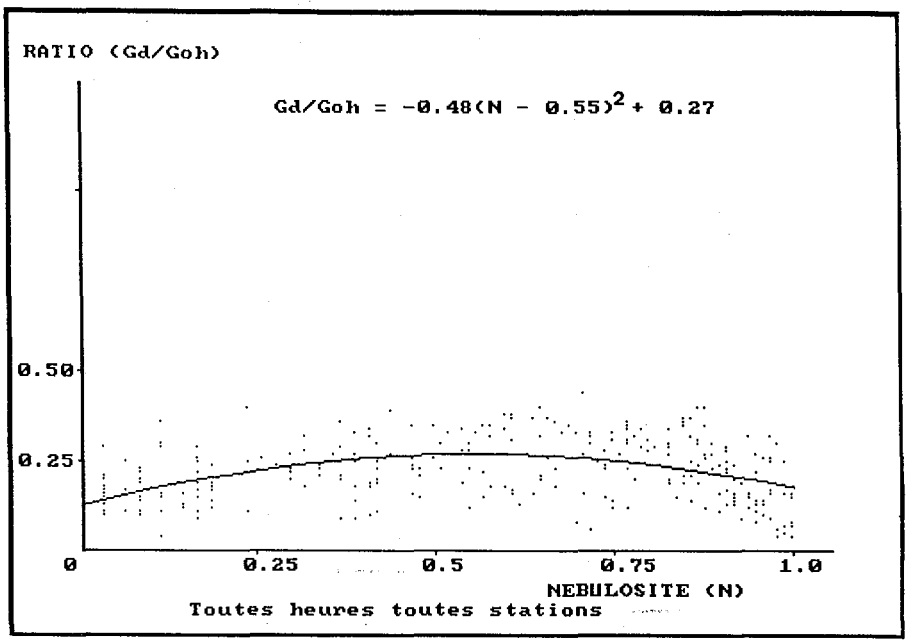


Figure [6.37] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 33° et 37° (année 1985).

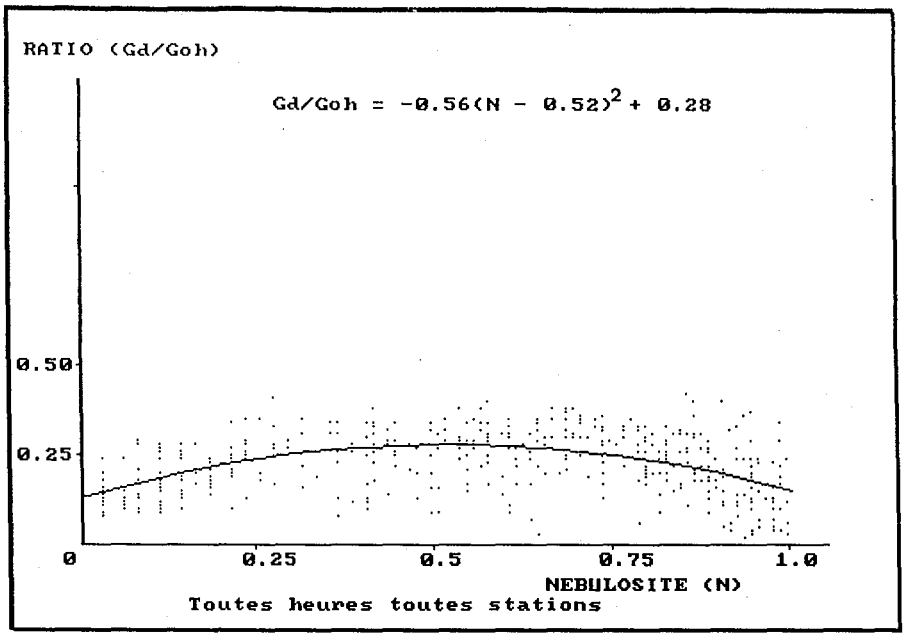


Figure [6.38] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 38° et 42° (année 1985).

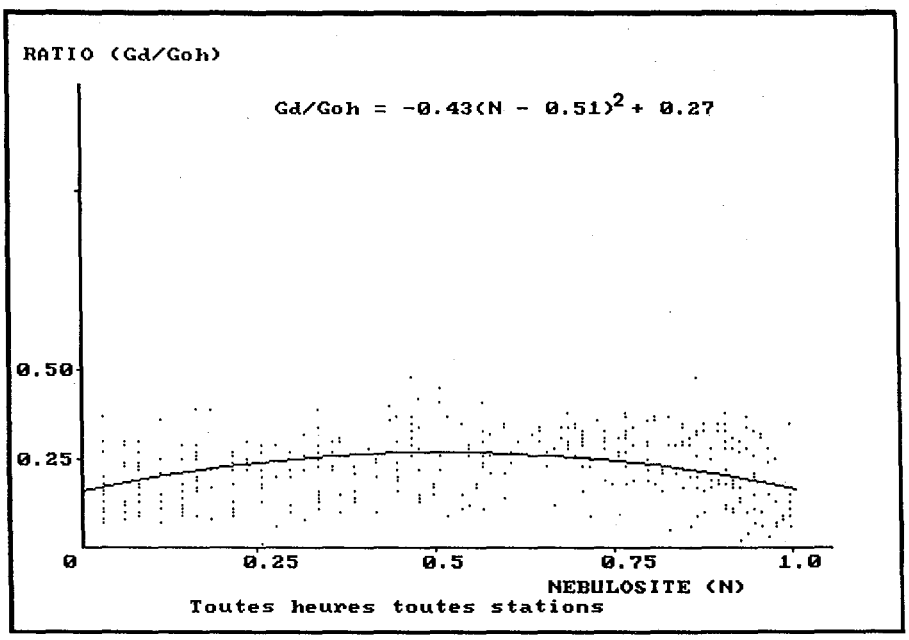


Figure [6.39] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 43° et 47° (année 1985).

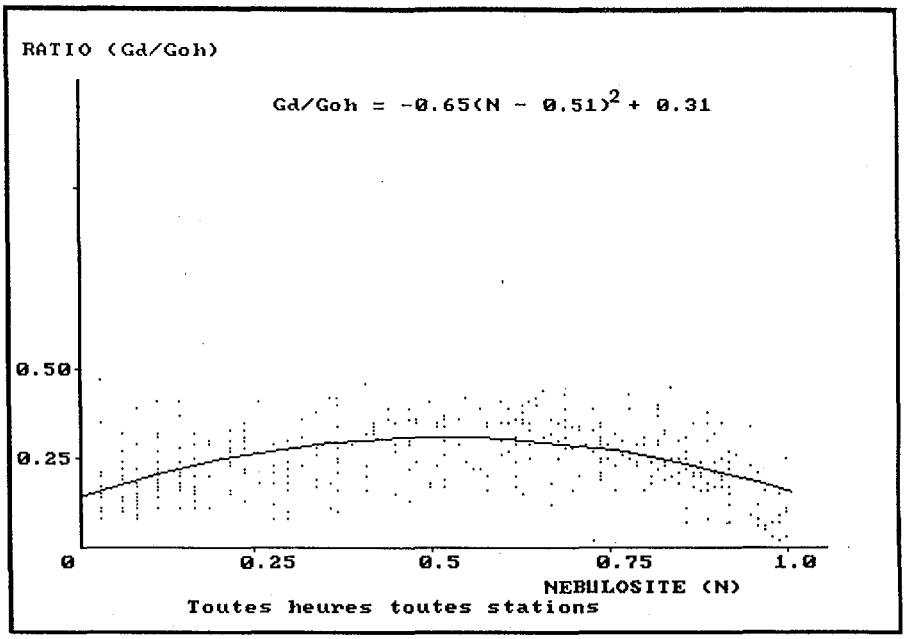


Figure [6.40] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 48° et 52° (année 1985).

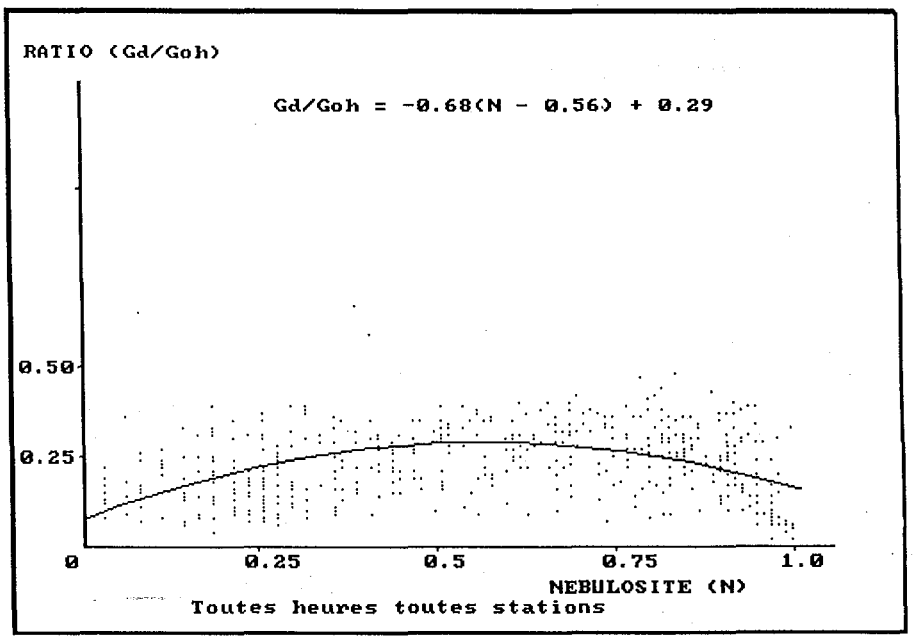


Figure [6.41] : Gd/Goh en fonction de la nébulosité totale (N) pour les hauteurs du soleil comprises entre 53° et 65° (année 1985).

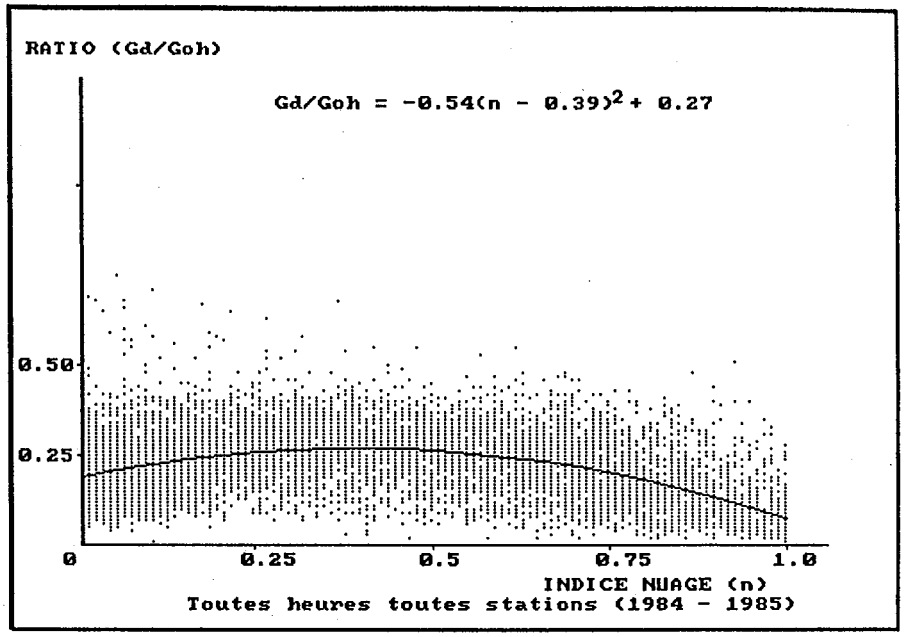


Figure [6.42] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 65° (années 1984 - 1985).

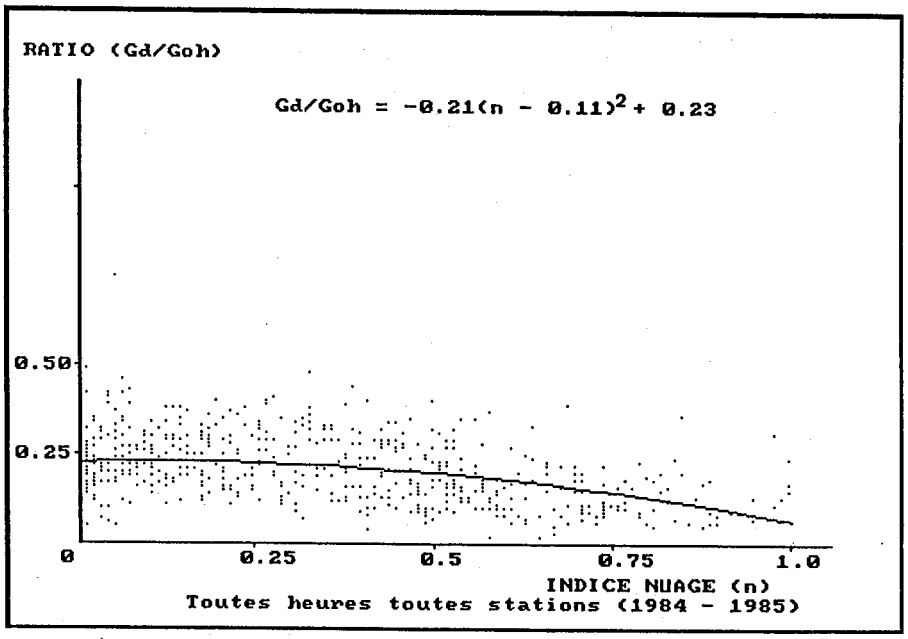


Figure [6.43] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 12° et 17° (années 1984 - 1985).

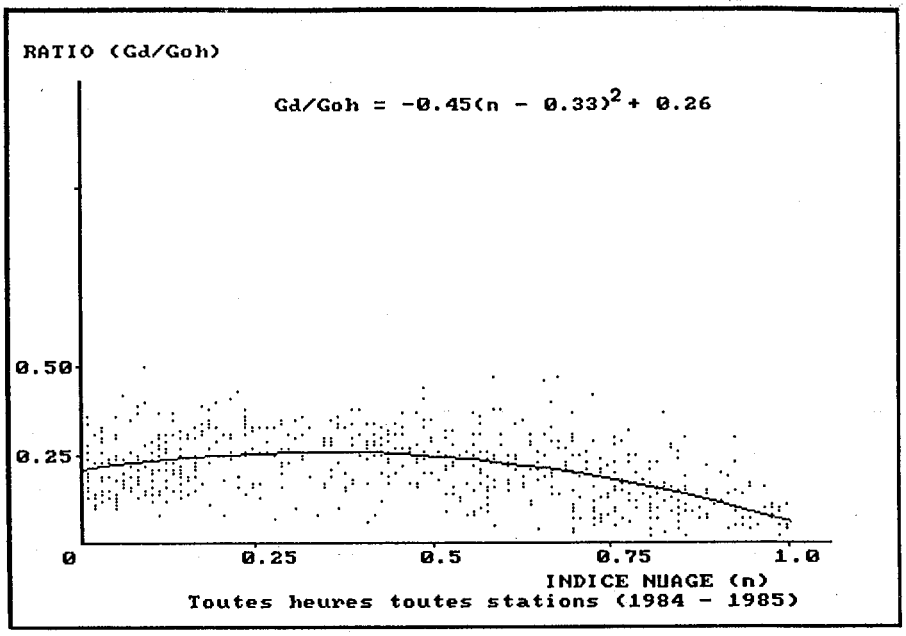


Figure [6.44] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 18° et 22° (années 1984 - 1985).

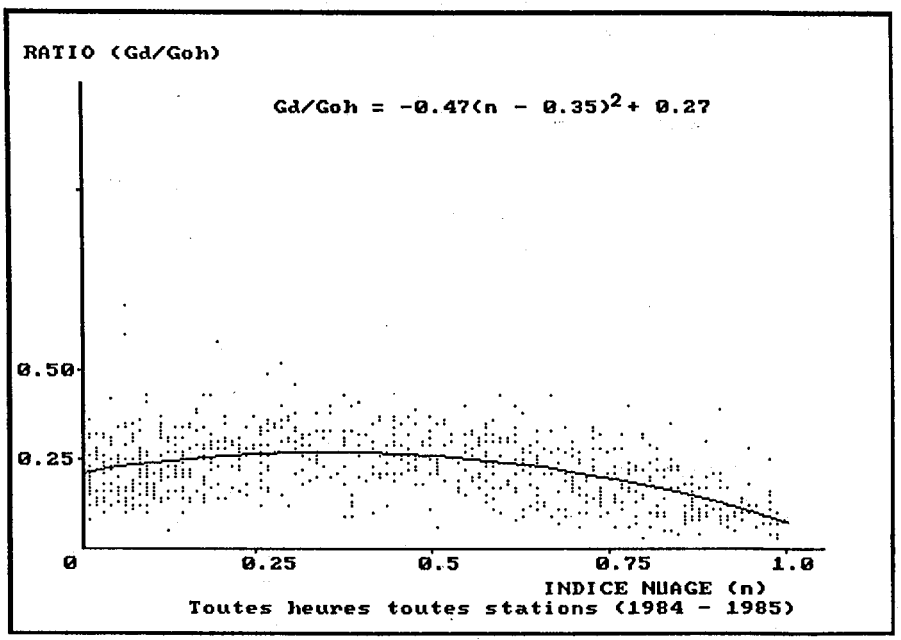


Figure [6.45] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 23° et 27° (années 1984 - 1985).

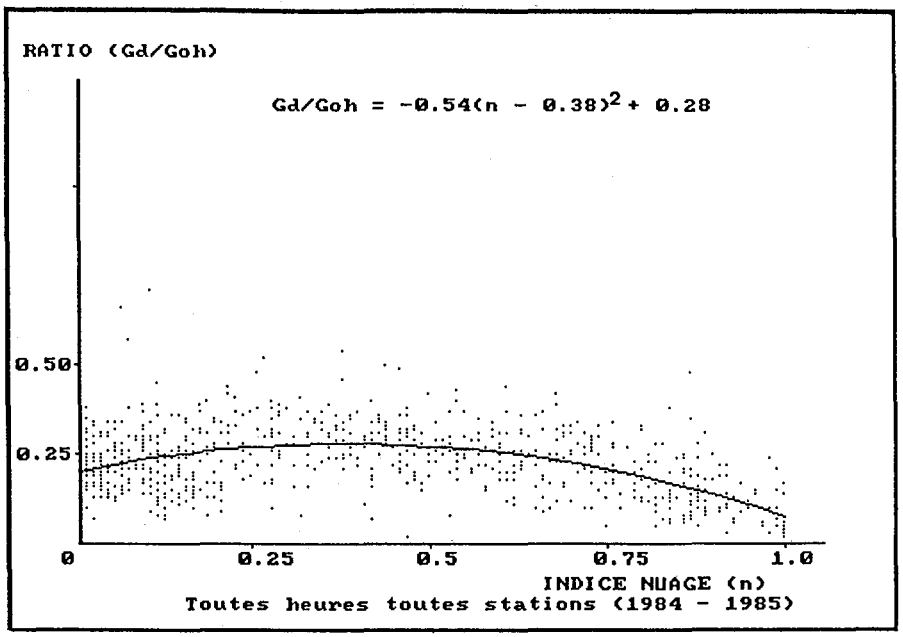


Figure [6.46] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 28° et 32° (années 1984 - 1985).

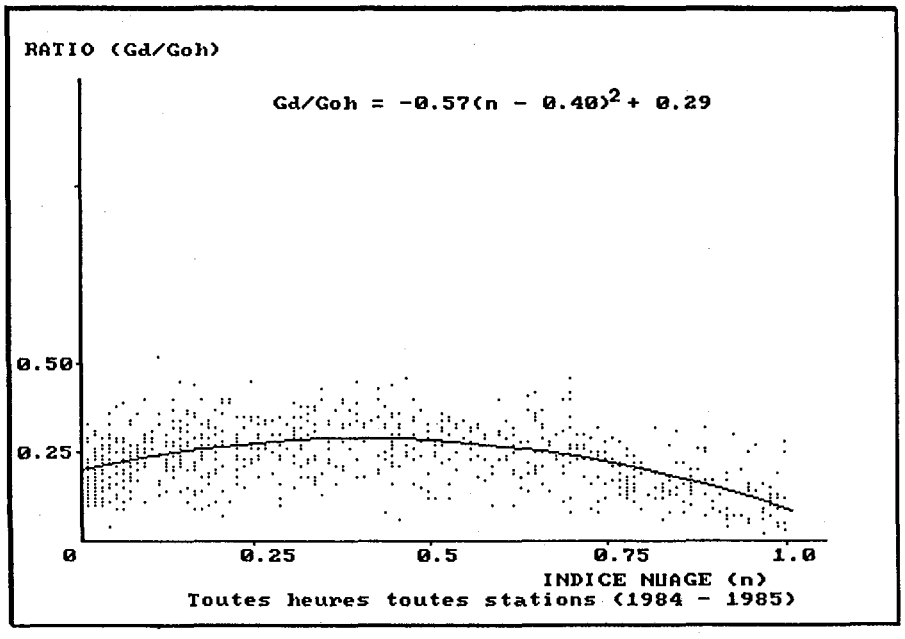


Figure [6.47] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 33° et 37° (années 1984 - 1985).

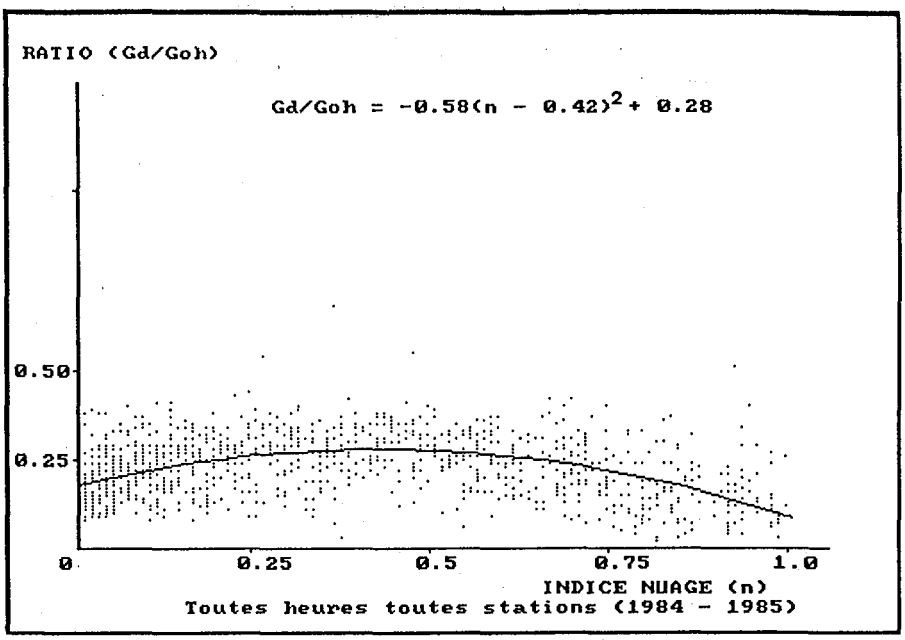


Figure [6.48] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 38° et 42° (années 1984 - 1985).

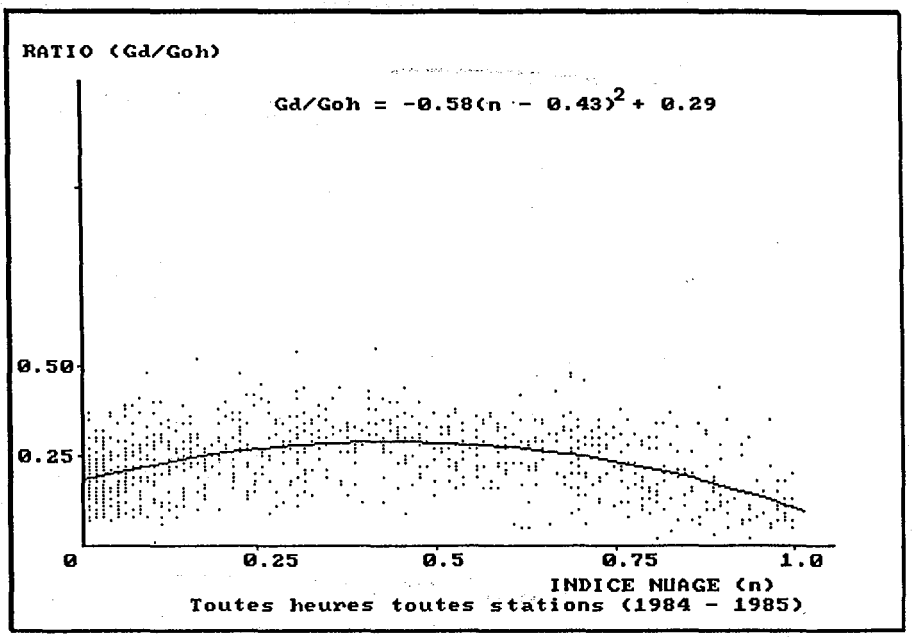


Figure [6.49] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 43° et 47° (années 1984 - 1985).

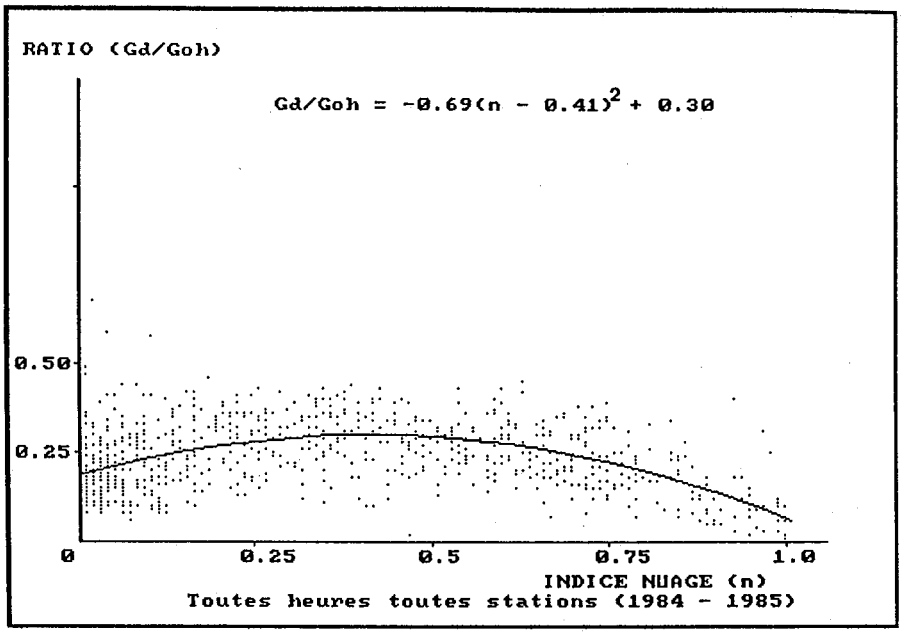


Figure [6.50] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 48° et 52° (années 1984 - 1985).

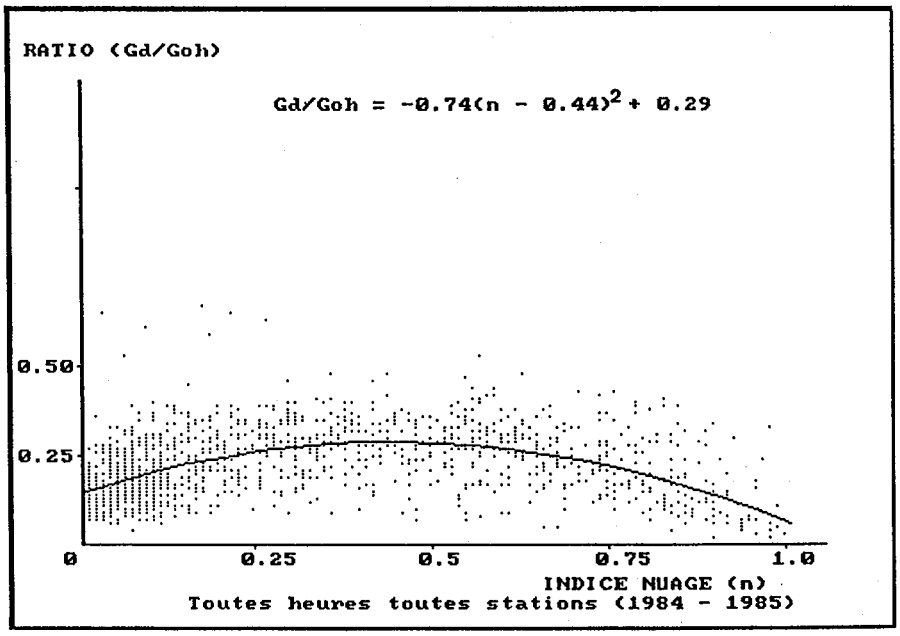


Figure [6.51] : Gd/Goh en fonction de l'indice d'ennuagement (n) pour les hauteurs du soleil comprises entre 53° et 65° (années 1984 - 1985).

CHAPITRE 7

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Cette thèse montre que les satellites météorologiques géostationnaires, en plus de leur emploi classique pour les prévisions météorologiques, peuvent être utilisés d'une façon générale en climatologie solaire et à un dégré moindre en ingénierie des systèmes solaires pour une cartographie fine du rayonnement solaire.

Diverses comparaisons entre les estimations d'origine satellitaire et des mesures pyranométriques ont été effectuées dans le but d'apprécier l'erreur commise sur les estimations faites en temps réel sur le rayonnement solaire global horaire instantané.

Nous avons ainsi prouvé qu'il est possible d'évaluer correctement sur plusieurs années le rayonnement solaire global horizontal horaire en moyenne mensuelle avec une erreur de reconstruction (écart quadratique moyen) de 10% de la valeur du rayonnement solaire mesuré. Un seul jeu de coefficients de régression (A,B) est nécessaire par tranche horaire. Il est établi entre l'indice d'ennuagement et le coefficient de transmission globale atmosphérique, sur une période plus courte de l'ordre d'une année.

Notre modèle de calcul du rayonnement solaire global journalier en moyenne mensuelle à partir des évaluations satellitaires des moyennes mensuelles du rayonnement global horaire aboutit à une évaluation du rayonnement à 10% près de la valeur mesurée (erreur quadratique moyenne). Pour ce qui est du rayonnement global horaire instantané, il est obtenu avec 10% et 25% d'erreur en moyenne (erreur quadratique moyenne) sur la base de comparaison respectivement de l'année et du mois.

Les formulations empiriques établies, entre le rapport du rayonnement solaire horaire diffus horizontal (Gd) sur le rayonnement solaire global horaire horizontal hors atmosphère (Goh) et l'indice d'ennuagement d'une part et la nébulosité totale d'autre part, permettent d'évaluer le rayonnement solaire diffus en horaire instantané, sur la base de comparaison d'une année entière, avec une erreur quadratique moyenne de 37%. Cette valeur élevée de l'erreur vient du fait que l'indice d'ennuagement et la hauteur du soleil à eux seuls ne caractérisent pas le rayonnement solaire diffus au sol, surtout dans le cas des ciels clairs.

Le rapport (B/A) des coefficients de régression caractérise le trouble atmosphérique global (cf. paragraphe 4.2.2 du chapitre 4). Parmi les paramètres dont dépend le trouble atmosphérique global (site géographique, saison et aussi les activités industrielles, agricoles etc..., sur le lieu considéré), la saison apparaît comme le paramètre le plus simple à appréhender du moins dans le concept actuel de notre démarche. Ainsi pour améliorer la

précision sur les évaluations, il nous a apparu ultérieurement intéressant d'établir pour chaque tranche horaire un jeu de coefficients de régression par saison et non pas uniquement un seul jeu par tranche horaire pour l'année entière. Toutefois, nous n'avons pas eu le temps de tester cette hypothèse.

Les coefficients de régression A et B, établis sur des données de l'Europe, ont été utilisés tels que pour établir des cartes de rayonnement solaire sur l'Afrique Occidentale (chapitre 5). Les résultats obtenus sont proches des observations faites au sol, ce qui laisse penser que ces coefficients pourraient être indépendants du climat. Ceci nécessite encore d'être vérifié à l'aide d'observations au sol plus fiables.

D'une façon générale, il est possible que les résultats obtenus puissent être encore améliorés, d'une part en utilisant des données coïncidentes sol-satellite sur une plus longue période (10 ans environ) et d'autre part sur une meilleure connaissance statistique de la distribution spatio-temporelle de certains paramètres climatologiques (le trouble atmosphérique, la hauteur d'eau condensable, etc...) ou même l'utilisation de satellites dont le radiomètre permettrait d'envisager une évaluation quantitative des phénomènes de diffusion et d'absorption du rayonnement solaire dans l'atmosphère. La méthode Heliosat, présentée ici, est une méthode qui a l'avantage d'être compatible avec à la fois la puissance des ordinateurs personnels et le dégré de précision conventionnellement exigée en pratique sur les résultats. Une sophistication conduirait à l'utilisation d'ordinateurs de haute capacité (investissement élevé) pour n'obtenir qu'une faible amélioration des résultats.

Ne nécessitant pas de moyens de calcul importants, la méthode Heliosat a été utilisée pour la mise en place d'un système opérationnel (logiciel, micro-ordinateur, station de réception satellitaire, carte interface micro-ordinateur - station de réception) qui fournit au rythme des acquisitions (temps réel) et d'une façon automatique des cartes de rayonnement solaire global. Ce système entièrement automatique, de faible encombrement mais aussi de faible coût d'achat et de maintenance, permettra d'alléger les efforts fournis actuellement pour faire des mesures au sol.

Du fait même de la résolution du satellite Météosat (5 km), les cartes de rayonnement solaire permettent de mettre en évidence des zones de micro-climats jusque-là inconnus. Elles pourraient partiellement répondre aux questions des ingénieurs, architectes ou concepteurs, chargés d'élaborer rationnellement des projets de systèmes solaires pour une région donnée. Ces questions vont du problème de dimensionnement à la rentabilité des systèmes solaires.

En plus des cartes de rayonnement solaire, le système fournit des sous-produits d'une grande utilité : des cartes de l'indice d'ennuagement et de l'albédo du sol. Par exemple, les cartes d'albédo du sol ont permis, avec un certain succès, le suivi de l'évolution spatio-temporelle de la végétation en Afrique de l'Ouest (annexe 3, Diabaté *et al.* [47]).

CHAPITRE 8

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. **Angström A.**, 1924, Solar terrestrial radiation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 50, 119-124.

2. **Fritz S. et MacDonald T. H.**, 1949, Average solar radiation. Heating and Ventilating, 46, 61-64.

3. **Schuepp W.**, 1949, Die Bestimmung der Komponenten der atmospharischen trubung aus aktinometermessungen. *Arch. Meteor. Geophys. Biokl.*, B1, pp. 257-346.

4. **Black J. N., Bonython C. W. et Prescott J. A.**, 1954, Solar radiation and the duration of sunshine. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, pp. 231-235.

5. **Masson H.**, 1966, Quantitative estimation of solar radiation. *Solar Energy*, 10, 119-124.

6. **Perrin de Brichambaut C., Vauge C.**, 1982, Le gisement solaire : évaluation de la ressource énergétique. Technique et Documentation, édité par Lavoisier (Paris), pp. 51-66.

7. **WMO**, 1981, Meteorogical aspects of the utilization of solar radiation as an energy source. Techinical note N 172, WMO-N . 557.

8. **Bourges B.**, 1979, Reconstitution des courbes de fréquence cumulée du rayonnement solaire à l'aide de la durée d'insolation, Rapport CEE 295-77-ESF, Centre d'Energétique de l'Ecole des Mines de Paris, tome II, France.

9. **Grüter W., Guillard H., Möser W., Monget J. M., Palz W., Raschke E., Reinhardt R. E., Schwarzman P., Wald L.**, 1986, Solar radiation from satellite images, Solar Energy R & D in the European Community, Serie F., *Solar Radiation Data*, 14.

10. **Tarpley J. D.**, 1979, Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data, *J. Appl. Meteor.*, 18, 1172-1183.

11. **Cano D., Monget J. M., Albuisson M., Guillard H., Regas N. and Wald L.**, 1986, A method for the determination of the global solar radiation, from meteorological satellite data. *Solar Energy*, 37, 1, 31-39.

12. **Möser W., Rashcke E.**, 1983, Mapping of the global radiation and of cloudiness from Meteosat image data. *Meteorol. Rdsch.*, 36, 33-41.

13. **Pastre C.**, 1981, Développement d'une méthode de détermination du rayonnement solaire à partir des données de Météosat. *Revue la Météorologie VI*, Série n 24.

14. **Gautier C., Diak G., Masse S.**, 1980, A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *J. Appl. Meteor.*, 19, 1005-1012.

15. **Dedieu G., Deschamps P. Y., Kerr Y. H.**, 1983, Solar irradiance at the surface from Meteosat-visible data. Machine Processing of Remotely Sensed data symposium.

16. **Amado J., Delorme C., Rabarento P.**, 1981, Automatic cartography of cloud covering using Meteosat satellite data. Application to solar energy, Colloque International du GDTA, Toulouse.

17. **Cano D.**, 1982, Etude de l'ennuagement par analyse de séquences d'images de satellite. Application à l'évaluation du rayonnement solaire global au sol. *Thèse de Docteur-Ingénieur*. Ecole Nationale de Télécommunication, France.

18. **Michaud-Regas N.**, 1986, Mise en oeuvre et validation d'une méthode opérationnelle et automatique pour l'évaluation d'atlas solaires en Europe à l'aide de mesures satellitaires Météosat. *Thèse de Doctorat de Sciences*. Univ. Paris VII, France.

19. **Demarcq H.**, 1985, Etude de la zone de dilution rhodanienne, observations des zones de production dans le Golf du Lion et estimation de l'éclairement solaire global en Méditerranée Occidentale. *Thèse de 3ème cycle*. Université Aix-Marseille II, France.

20. **Moussu G.**, 1989, Définition d'une méthologie de détection de phénomènes dynamiques dans une chronique d'images et son application à quelques études. *Thèse de Doctorat en Sciences*. Univ. de Nice, France.

21. **Moussu G., Diabaté L., Obrecht D., Wald L.**, 1989, A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites. *Int. J. Remote Sensing* (sous presse)

22. **Morgan J.**, 1978, Introduction to the Meteosat system, ESA, décembre 1978.

23. **Pinker R. T., Razgattis J. A.**, 1983, Estimating the solar zenith dependence of clear sky planetary albedo for land surfaces from GOES stallite. *J. Geophys. Res.*, 88, 6007-6011.

24. **Reeves R. G., Anson A., Landen D.**, 1975, Manual of remote sensing, vol. 1, American Society of photogrammetry.

25. **Minnis P., Harrison E. F.**, 1984, Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES data, Part III : November 1978 radiative parameters. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 1032-1051.

26. **Taylor V. R., Stowe L. L.**, 1984, Reflectance characteristic of uniform Earth and cloud surfaces derived from Nimbus-7 ERB. *Journal of Geophysial Research*, 89, 4987-4996.

27. **Buriez J. C., Bonnel B., Fouquart Y.**, 1986, Theorical and experimental sensitivity study of the derivation of solar irradiance and the Earth's surface from satellite data, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 59, 263-282.

28. **Diabaté L., Moussu G., Wald L.**, 1989b, Description of an operational tool for determining global solar radiation at ground using geostationary satellite images. *Solar Energy*, 42, 3, 201-207.

29. **Anonyme**, 1984, Le gisement solaire en France, Recueil de données statistiques période 1971-1980, n 6. *Direction de la Météorologie Nationale.*

30. **Diabaté L., Demarcq H., Michaud-Regas N., Wald L.**, 1988a, Estmating incident solar radiation at the surface from images of the Earth transmitted by geostationary satellites : the Heliosat Project. *Int. J. of Solar Energy*, 5, 261-278.

31. **Möser W., Raschke E.**, 1984, Incident solar radiation over Europe estimated from Meteosat image data. *Journal of Climate and Meteorology*, 23, 1, 166-170.

32. **Diabaté L., Moussu G., Wald L.**, 1988b, An operational tool for the fine-scale mapping of the incident solar radiation using satellite images : the Heliosat Project. In

Proceedings of the 1988 annual meeting of the American solar energy society, INC.. Edited by M. J. Coleman, pp. 11-17.

33. **Raschke E., Preuss H. J.**, 1979, The determination of the solar radiation budget at the Earth's surface from satellite measurements. *Meteorl. Rdsch*, 32, 18-28.

34. **Kasten F.**, 1980, A simple parametrization of the pyrheliometric formula for determining the Linke turbidity factor. *Meteorol. Rdsch*, 33, 124-127.

35. **Perrin de Brichambaut C.**, 1987, Energie solaire, évaluation des ressources utilisables, *IGACEM/Météorologie*, France.

36. **SUNSAT Report**, n 4, Contract CEC - EN3S-0112-D (B), Subcont. Univ. Cologne/Armines (Rapport CTAMN/88/R/12 - Novembre 1988).

37. **Leroux** M., 1983, Le climat de l'Afrique Tropicale. Editions Champion, Paris, pp. 354.

38. **Cerf A.**, 1985, Contibution à l'étude des aérosols Sahariens : influence sur le transfer du rayonnement dans l'atmosphère, caractéristiques optiques. *Thèse de Docteur ès Sciences Physiques*. Univ. des Sciences et Techiniques de Lille, France.

39. **Kasten F., Czeplak G.**, 1980, Solar and terrestrial radiation dependent on the amount and type of cloud. *Solar Energy*, 24, 177-189.

40. **Davies J. A., McKay D. C.**, 1982, Estimating solar irradiance components. *Solar Energy*, 29,

41. **Lund I. A., Shanklin M. D.**, 1972, Universal methods for estimating probabilities of cloud-free lines-of-sight through the atmosphere. *J. of Applied Meteorology*, 12, 28-35.

42. **Angström A.**, 19649, The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, XVI, 64-75.

43. **Viollier M., Tanre D., Deschamps P. Y.**, An algorithm for remote sensing of water color from space, *Boundary-Layer Meteorology*, 18, 247-267.

44. **Linke F.**, 1942, Die sonnenstrahlung und ihre schwachung in der atmosphare, *Handbuchder Geophysik* - Borntrager Ed. Berlin, 8, 239-332.

45. **Darnell W. L., Staylor W. F., Gupta S. K., Denn F. M.**, 1988, Estimation of surface insolation using sun-synchronous satellite data. *Journal of Climate*, 1, 820-835.

46. **Ivanoff A.**, 1975, Introduction à l'océanographie : propriétés physiques et chimiques des eaux de mer, Vuilbert, Paris, T. 2, page 33.

47. **Diabaté L., Michaud-Regas N., Wald L.**, 1989a, Mapping the ground albedo of Western Africa using Meteosat visible data. Its time evolution during 1984 and its relation to the vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 27, 3, 211-222.

ANNEXE [1]

A METHODE FOR THE MAPPING OF THE APPARENT GROUND ALBEDO BRIGHTNESS USING VISIBLE IMAGES FROM GEOSTATIONARY SATELLITES

Moussu G., Diabaté L., Obrecht D., Wald L.

Int. J. Remote Sensing, 1989 (sous presse)

UNE METHODE DE DETERMINATION DE LA LUMINANCE APPARENTE DU SOL A PARTIR D'IMAGES EN PROVENANCE DES SATELLITES GEOSTATIONNAIRES

69341 —

INT. J. REMOTE SENSING, 1989, VOL. 0, NO. 0, 000–000

A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites

G. MOUSSU, L. DIABATE, D. OBRECHT
and L. WALD

Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels,
Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris,
Sophia-Antipolis, 06565 Valbonne Cedex, France

(Received 25 February 1988; in final form 24 June 1988)

Abstract. This paper deals with a method for mapping the apparent ground brightness on a pixel basis. It makes use of geostationary satellite visible data and generalizes the earlier work of Cano (1982). The detection of clouds larger than one pixel is performed in a time series by comparing the cloud-induced sensor response to the signal which would occur if the pixel were cloud-free by means of an iterative and adaptive filtering. To illustrate the method, Meteosat data either received by means of a WEFAX-type receiver connected to a personal computer or provided by ESOC have been processed. Maps of apparent ground brightness are presented for Europe and Africa with 5 km resolution.

1. Introduction

Cloud detection is usually performed using at least two spectral bands. The visible band and the 10·5–12·5 μm range are mostly employed. Usually, clouds are very bright and cold and generally these characteristics enable their detection. Sophisticated methods have recently been developed by Saunders and Kriebel (1988) and Dedieu *et al.* (1987).

Some methods for cloud detection make use only of the visible band and rely upon the fact that the cloud albedo is usually greater than the ground albedo. Therefore the appearance of a cloud in the field of view of the sensor will result in increased measured radiance. Cloud detection can thus be performed by considering the difference between the cloud-induced response and the corresponding signature of the ground under a clear sky, provided the cloud surface is larger than a pixel. The method presented here is of this kind. It has been developed within the framework of the Heliosat Programme of the Centre de Télédétection et d'Analyse des Milleux Naturels (CTAMN) de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris (Cano *et al.* 1986, Monget *et al.* 1983, Diabaté *et al.* (1988 a). The aim of this programme is the detailed mapping of global radiation received at the ground and of its direct and diffuse components, making use only of visible geostationary satellite data. Maps of apparent ground brightness are required to detect large clouds and the method presented here has been developed for this purpose. To validate the Heliosat method, routine construction of maps of solar radiation has been carried out for Europe from 1983 to mid-1985 and for central West Africa during 1984 (Michaud-Regas 1986). Maps of apparent ground brightness for these periods and areas have therefore been produced weekly. The maps for central West Africa have been discussed by Diabaté *et al.* (1988 b).

The method presented here originates from the work of Cano (1982). Cano

studied three different ways for cloud detection making use of planetary albedos for clear sky conditions. His study was restricted to Europe. This paper presents an improvement of the best performing method of Cano. Atmospheric corrections are added so as to deal with apparent ground brightness. Viewing geometry is also taken into account and the method applies to any area.

Using a time series of images both detection of clouds larger than one pixel and determination of the apparent ground brightness can be achieved at the same time by an iterative and adaptive filtering. This results in the construction of a map of apparent ground brightness. Further, in routine processing, each new image is compared to this map and the clouds are detected. The map is updated by weight averaging a new cloud-free pixel with previously determined cloud-free pixels.

First, the conversion of satellite data into albedo values is presented. Atmospheric effects for clear sky are removed and an empirical relationship between corrected satellite data and actual albedo values taken from literature, is computed. Then the method for cloud detection and apparent ground brightness determination is discussed. Finally, apparent ground brightness maps for Europe and Africa are presented. Where possible, notations and symbols follow the recommendations of the Commission of the European Communities (Dogniaux *et al.* 1984).

This method does not take into account the effects of partial sub-pixel cloud cover and approximates the non-Lambertian behaviour of the surfaces. Therefore, it provides a quantity which is close to the albedo but is not strictly speaking the surface albedo. Following the suggestion of one referee of this paper, this quantity is called apparent ground brightness.

2. Converting satellite digital counts into albedo values

This conversion is usually made in two steps. The satellite counts are first converted into radiance. Then these radiances enter a model which removes the atmospheric effects and gives the ground albedo values.

In-flight sensor calibrations are not usually provided by satellite operators and must be determined empirically. These procedures are either based on numerical solutions to the radiative transfer equations or on comparisons with some reference sources. Unfortunately, such useful relationships cannot be used in this study. Indeed, the satellite data we are dealing with originated from Meteosat but were received in the WEFAX (Weather Facsimile) analogue format by a secondary data user station (SDUS) located at CTAMN. The analogue signal was then changed into digital counts by an analogue/digital converter. This converter has been especially designed at CTAMN and is about to be installed into a personal computer of the IBM/PC type.

Usually satellite data are modified by the satellite operators before being retransmitted into the WEFAX format in order to enhance the display of the WEFAX image on to a video monitor. In the case of Meteosat, this enhancement is made by the European Space Operations Centre (ESOC) (the Meteosat satellite operator) in the following fashion. For the visible range, values between 0 and 20 are set to black, values over 220 are set to white and grey shades are linearly distributed between 20 and 220. For the infrared range, values over 190 are set to black and grey shades are linearly distributed between 0 and 190, the value 0 being white. Both enhancements are constant whatever the dynamics of an image, and were set up several years ago. Careful examinations of the dynamics of the signal received at our own SDUS have been made periodically since 1980 and they show no change with time in the conversion of the satellite data into WEFAX format.

It would have been possible to compare the WEFAX data to digital data directly provided by ESOC, the Meteosat satellite operator, and then to use a calibration procedure as defined above and proposed by Kriebel (1981) or Kopke (1983) for example. However, doing that would cumulate the errors due to each conversion and we preferred to proceed differently. WEFAX digitized counts are first corrected for atmospheric effects. Albedos of different typical sites known from literature are then compared to corresponding corrected counts and an empirical linear relationship is derived. Finally, corrected counts are transformed into albedos or apparent ground brightness.

Since the data are converted into albedos, these particular aspects of our data sets do not alter the generality of the method presented in this paper. It will apply to any area and any satellite provided one takes into account the visible spectral range of the satellite sensor and also the characteristics of both the sensor and the ground receiver outputs. This generality is partly demonstrated in this paper and the method is illustrated by the processing of digitized WEFAX Meteosat imates as well as of raw Meteosat digital data provided on tapes by ESOC.

The ground albedo, ρ_g, is expressed as the ratio of the exitance to irradiance. Most continental surfaces act approximately as a Lambertian reflector for the angles under concern (except water and snow-covered surfaces) within a small error range provided the Sun elevation is greater than 40° (see, for example Pinker and Razgaitis 1983, Reeves *et al.* 1975). For very clear skies, that is, skies for which scattering of solar light is negligible, the ground albedo can be written

$$\rho_g = [\pi L(\gamma)/(K_c(\gamma)g(\gamma))]/[K_c(v)I_{os}\sin v f_j] \tag{1}$$

where $L(\gamma)$ is the radiance reaching the satellite sensor, γ is the elevation of the satellite for the pixel in question, v is the elevation of the Sun for the pixel in question, $K_c(\theta)$ is the total transmission factor for clear atmosphere and angle θ, I_{os} is the filtered solar constant for the spectral range in question, f_j is the eccentricity correction factor of the Earth's orbit for the day j and $g(\gamma)$ is a function which takes into account the dependence of the signal upon γ to correct partly the non-Lambertian behaviour of the surfaces.

Usually the satellite sensor responds linearly or quasi-linearly to radiance

$$L = (1/\pi)(c\mathrm{DC} + d) \tag{2}$$

with c being the quantization step and d the offset, or, if DC_0 is the digital output one observes for the outer space

$$L = (c/\pi)(\mathrm{DC} - \mathrm{DC}_0) \tag{3}$$

Therefore equation (1) becomes

$$\rho_g = c(\mathrm{DC} - \mathrm{DC}_0)/(K_c(\gamma)K_c(v)g(\gamma)\sin v I_{os} f_j) \tag{4}$$

If the corrected count, CC, is defined as

$$\mathrm{CC} = (\mathrm{DC} - \mathrm{DC}_0)/(K_c(\gamma)K_c(v)g(\gamma)\sin v f_j) \tag{5}$$

then the ground albedo is proportional to the corrected count.

$$\rho_g = (c\mathrm{CC})/I_{0s} = e\mathrm{CC} \tag{6}$$

The computation of the corrected count consists of normalization of the satellite count by the solar irradiance which would be measured by the satellite sensor after it

has been reflected on a horizontal plane located at each pixel under clear sky and is similar to the computation of a bidirectional reflection factor.

Regarding snow, our approach is incomplete because the reflection process is anisotropic. The sea is also an anisotropic reflector. The diffuse component of its albedo is usually equal to a few per cent except when the illuminating viewing geometry comes close to the specular reflection conditions. The location of the glitter, as well as its width and its intensity, are a function of the relative geometry of both the sensor and the Sun and of the local wind speed (see, for example Webber 1971, Wald and Monget 1983 a). This phenomenon is well known and has been used to map the wind speed at the ocean surface (e.g. Wald and Monget 1983 b). It has not been taken into account in this study because our goal is the mapping of land albedo. In the examples given here, only a very few images display a sunglint of a limited width located at the satellite nadir.

According to Perrin de Brichambaut and Vauge (1982), the total transmission factor for a very clear sky and broad spectral band 0·3–4·0 μm may be written as

$$K_c(v) = A \sin v^{0.15} \tag{7}$$

with A being a constant equal to 0·81.

This model is similar in form to the one of Bourges (1979) used by Cano (1982) except that A is set to 0·7. Such a model results from empirical matching against ground measurements. Hence it does not explicitly take into account the turbidity of the atmosphere, the ground albedo nor the water content within the atmosphere; three parameters influencing the transmission factor for clear sky. To check the validity range of this model, it has been compared to the clear sky model described by Iqbal (1983, model C) after the works of Bird and Hulstrom (1981 a, b). The model C was run for various values of ground albedo ρ_g (0·1, 0·3 and 0·6), of the precipitable water thickness w (0·5, 0·6, 1, 2 and 4·cm) and of the horizontal visibility (VIS) (10, 20, 50 and 100 km) and the resulting total transmission factor is shown in figure 1 as a function of the solar zenith angle $\zeta = \frac{\pi}{2} - v$. The comparison demonstrates that the form adopted by Perrin de Brichambaut and Vauge (1982) is consistent with model C and that equation (7) gives exactly the variation of the transmission factor with v, i.e. that the variation of K_c with v is well described by the function $\sin v^{0.15}$. However, the transmission factor K_c also varies with the ground albedo, the water content and the horizontal visibility for fixed solar elevation angle and the question is 'How efficient is the negation of such variations?' According to our simulations, K_c for the Sun at zenith varies from 0·71 ($\rho_g = 0{\cdot}1$, $w = 4$ cm, VIS = 10 km) to 0·84 ($\rho_g = 0{\cdot}6$, $w = 0{\cdot}5$ cm, VIS = 100 km). It follows that replacing this variation by a single constant equal to the average value (0·775) results in an error in the retrieval of the ground albedo. According to equations (5), (6) and (18) (§ 5), and assuming that the transmission factor can be modelled by a random function of Gaussian type, the r.m.s. of the error is about 0·02. This error is small when compared to the one resulting from the conversion of corrected counts into albedos and therefore the model of Perrin de Brichambaut and Vauge (1982) has been adopted. However, only the variable part of it, i.e. $\sin v^{0.15}$ is retained for the sake of simplicity. The constant A is further considered as part of the constant e (equation (6)) to be determined empirically.

In the computation of the corrected count a function $g(\gamma)$ appears which takes into account the dependence of the sensor radiance as measured by the sensor upon the

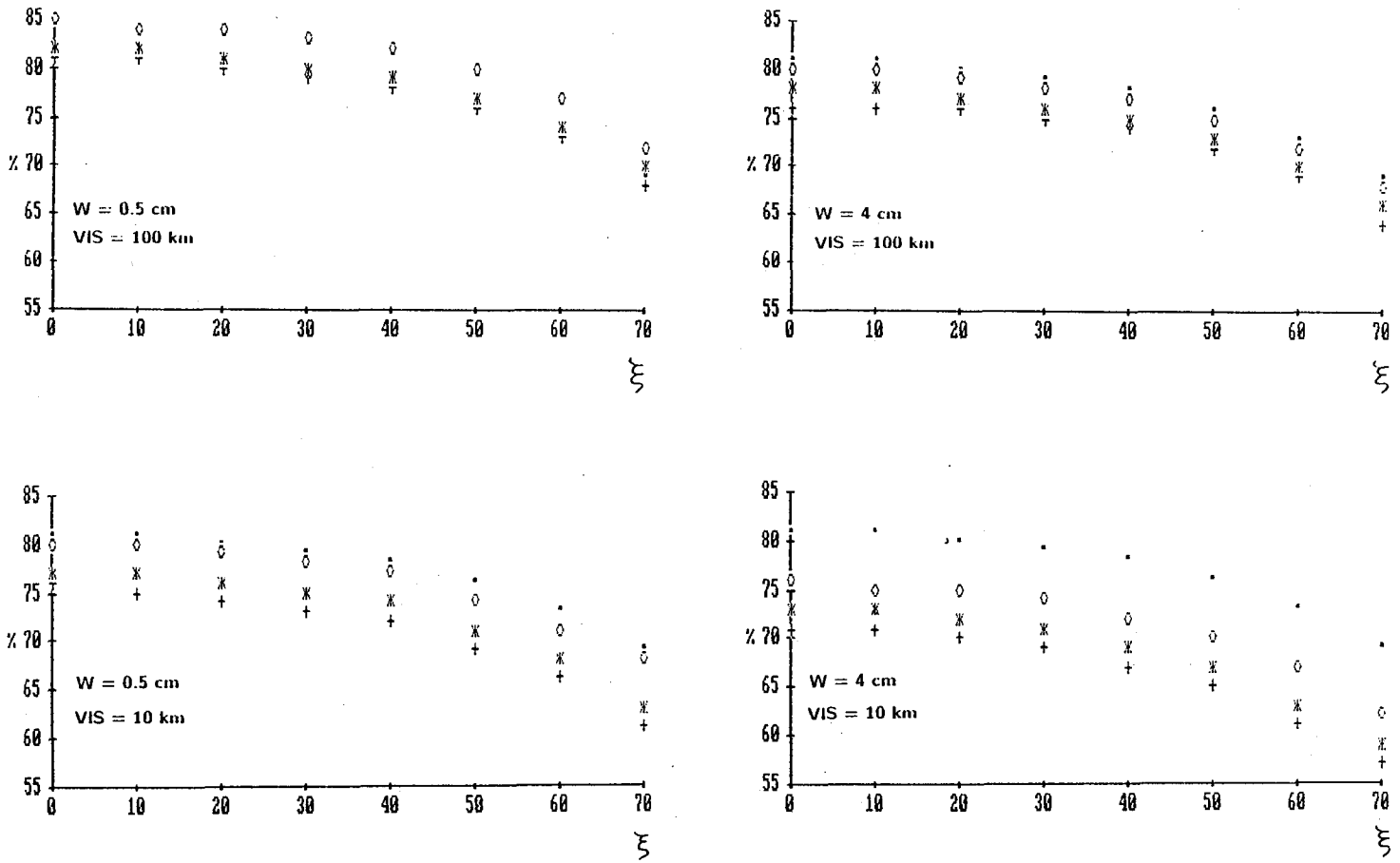


Figure 1. Comparison of the clear sky model of Perrin de Brichambaut and Vauge (1982) (dots) and the model *C* described by Iqbal (1983). The total transmission factor is drawn as a function of the solar zenith angles ζ and for various values of ground albedo ρ_g, precipitable water thickness w and horizontal visibility (vis). Crosses represent the model *C* with ρ_g equal to 0·1, and stars represent model *C* with ρ_g equal to 0·3 and circles model *C* with ρ_g equal to 0·6.

elevation γ of the satellite above horizon. Although some authors have recently attempted to account for this anisotropy from satellite data (Minnis and Harrison 1984, Taylor and Stowe 1984), the correction for γ will be evaluated directly from Meteosat imagery. A similar approach was followed by Buriez *et al.* (1986) for AVHRR data.

For a geostationary satellite located at longitude λ_0 and latitude 0° at distance H from the surface of the Earth, and for a pixel of latitude ϕ and longitude λ, γ is given by

$$\sin\gamma = \frac{[(R+H)\cos\phi\cos(\lambda-\lambda_0)-R]}{\sqrt{[H^2+2R(R+H)(1-\cos\phi\cos(\lambda-\lambda_0))]}} \tag{8}$$

with R being the radius of the Earth.

Some previous indications suggested that we set the function $g(\gamma)$ equal to the sine law. Therefore the corrected count is defined by

$$CC = (DC - DC_0)/(\sin\gamma^{0.15}\sin\nu^{0.15}\sin\gamma\sin\nu f_j) \tag{9}$$

Time series of Meteosat images have been processed according to the method presented in this paper to obtain maps of ground albedo for Africa and Europe. Since Meteosat is located at 0°N, 0°E, similar targets such as sea, lakes and deserts can be observed for various γ. Of course within a target as wide as the Sahara desert the albedo fluctuates. Also the albedo of a lake or of a portion of the sea depends upon the turbidity in it and upon the surface state. However these variations are small enough to allow us to make at least a bulk estimate of correction for γ. Figure 2 shows the measured apparent ground brightness based on equations (6) and (9) of desert areas as a function of γ. The water targets display similar behaviour but are of less significance since their low brightness would depress the variation with γ if any. Desert in Egypt exhibits very high values in apparent ground brightness but there is no indication that this is due to the angle γ. The apparent ground brightnesses of the other desert areas are very similar whatever γ is and therefore figure 2 demonstrates that a sine law accounts for the anisotropy due to assumptions within the model applied to the visible sensor of Meteosat.

3. Construction of an apparent ground brightness map

From equations (6) and (9), apparent ground brightness for a clear sky may be estimated. However, a cloudless sky over large areas is quite rare and one must obtain a cloud-free image by using a time series of images in which every pixel is cloud-free at least once. By analogy to clear sky, equations (6) and (9) will be applied to any pixel within an image whatever the cloud cover and the result will be termed the apparent albedo for this pixel.

Usually one constructs the apparent ground brightness map by assuming that the apparent ground brightness at a pixel is the minimum value observed at this pixel in a time series. Such a method involves some drawbacks. This minimum value is often not corrected using a clear-sky model and is not linearly related to the albedo. It depends upon the solar geometry and therefore one map is required per processed hour. It follows that errors are introduced by the shadows of clouds which present the minimum values in the time series. Furthermore, such a method does not take into account the noise in the image nor the natural short-term variations of ground albedo from day to day.

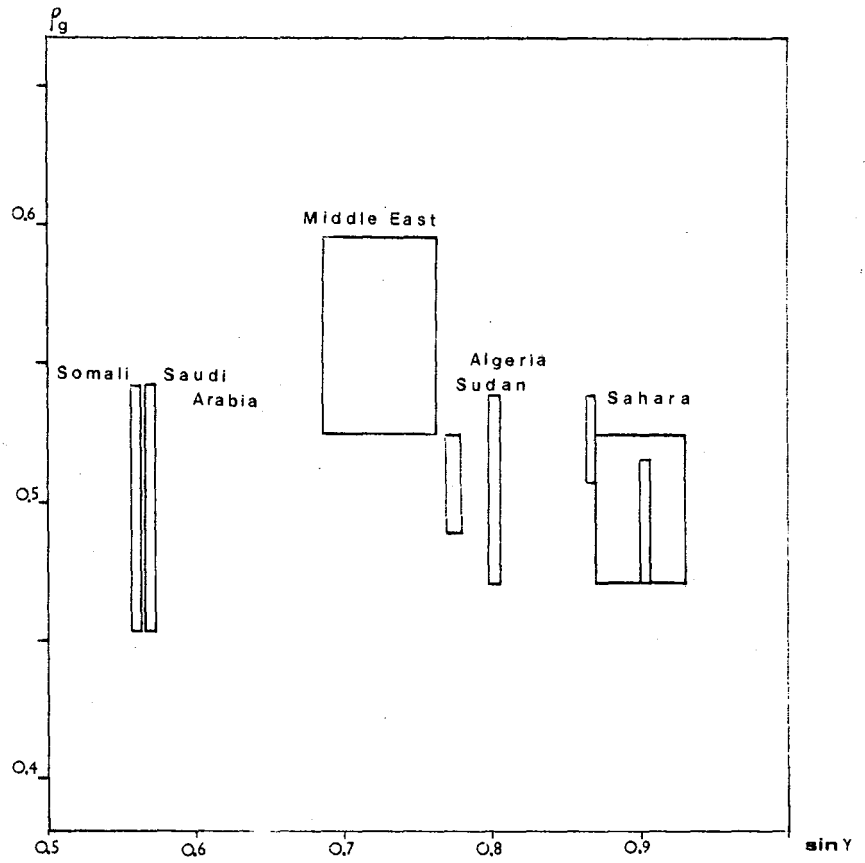


Figure 2. Apparent ground brightness of some desert areas as a function of $\sin\gamma$ after correction by a sine law.

The method presented here considers the variables to be random and therefore takes into account the instrumental noise as well as the approximate character of both the knowledge of the variables and of the clear-sky model.

If the time series is short enough so that the seasonal trends of the apparent ground brightness ρ_g can be neglected, ρ_g may be considered as a stationary random variable of mean $\bar{\rho}_g$ and variance σ_g^2. This variance includes the changes in brightness due to precipitation and to variations in surface wetness. Let us define the cloud albedo ρ_c of mean $\bar{\rho}_c$ and variance σ_c^2. If the apparent albedo is a stationary random variable X equal to ρ_g (apparent ground brightness) with a probability P_g and equal to ρ_c (cloud albedo) with a probability P_c, it can be shown that the iterative minimization of the variance of the difference between the observed and clear-sky model radiances is equivalent to an iterative computation of the mean $\bar{X}$ of the variable X, with elimination of the cloudy pixels at each step (Cano 1982).

This method is convergent if the difference between the means $\bar{\rho}_c$ and $\bar{\rho}_g$ is much larger than the standard deviation σ_g and larger than σ_c

$$\begin{aligned} &\bar{\rho}_c - \bar{\rho}_g \gg \sigma_g \\ &\rho\mathfrak{D}_c - \bar{\rho}_g > \sigma_c \end{aligned} \tag{10}$$

In the case of discrimination of clouds larger than one pixel, the conditions are typically fulfilled and the iterative average $\bar{X}$ converges to the mean apparent ground brightness value $\bar{\rho}_g$. Two important exceptions are snow and desert surfaces for which equation (10) is usually not satisfied, except if these areas are always cloud free during the time period of investigation.

The word cloud represents a wide variety of objects which differ at least in shape, size and optical thickness. Therefore, σ_c^2 is very large, much larger than σ_g^2 so that the second condition of equation (10) contains the first one.

The algorithm of this iterative and adaptative filtering is rather simple and it makes use of least-squares method. It has been developed by Cano (1982) and no improvement of it is proposed in the present article. Let us suppose a set of apparent albedo for a pixel,

$$A=\{\rho_i, i=1,\ldots,N\} \tag{11}$$

where i denotes the discrete time sampling and let

$$A_g=\{\rho_{gi}, i=1,\ldots,N\} \tag{12}$$

be the set of apparent ground brightness for the same pixel and instant. The recurrence process is as follows:

First iteration

Find the ρ_g value, ρ_g^1, which minimizes a certain distance between the two data sets. For this first iteration, ρ_g^1 will be the mean value of ρ_i if the distance is defined by the least-squares method. An instant i will be defined as cloudy if

$$\rho_i > \rho_g^1 + \varepsilon \tag{11}$$

The value of ε is discussed later. Let us define a set c_1 which contains the cloudy instants.

Second iteration

Only the non-cloudy instants are retained and the algorithm is performed again with the data set $A_2 = A - C_1$ and ρ_g^1. A new value ρ_g^2 as well as a new set of cloudy instants c_2 are obtained.

Iteration j

The data set is now

$$A_j = A - C_1 - C_2 \ldots - C_{j-1} \tag{14}$$

and the apparent ground brightness is ρ_g^{j-1}. If the set C_j is not empty, then a further iteration occurs until the apparent ground brightness is reached according to the convergence conditions.

If the clouds are stationary over a pixel or if the non-cloudy instants are too few, ρ_g^j is not the actual apparent ground brightness and must be corrected by using another time series of images.

The parameter ε is a critical point in this algorithm. It defines the difference between a cloudy and a cloud-free instant. Therefore its value must be greater than σ_g. It must not be too large in order not to retain cloudy instants in the set of cloud free instants. It must also take into account the variance of instrumental noise. The latter

may be estimated by the use of the structure function (also called variogram). For example, for Meteosat visible images of May 1979, a standard deviation of 0·013 was found when expressed as an albedo.

The standard deviation σ_g is defined as being the standard deviation of a time series of apparent ground brightness observed at an always clear pixel. For a time series of winter 1983 for Europe and Africa, σ_g was found to be about 0·07. Less than 1 per cent of the apparent ground brightnesses of the always clear pixel were different from this value by a quantity greater than 0·03 in absolute value. These observations are in close agreement with those made by Cano (1982) from a time series of Meteosat images of Europe in May 1979 where ε was set to 0·074.

4. Seasonal variations of apparent ground brightness

The apparent ground brightness is subject to temporal changes. These variations are taken into account by weight averaging a new free pixel with previously determined cloud-free pixels. Assuming that ρ^t is the apparent albedo at time t at a given pixel and that ρ_{1g} is the current apparent ground brightness for this pixel, the updated value ρ_{2g} is computed as follows: for a cloudy pixel, i.e.

$$\rho^t > \rho_{1g} + \varepsilon$$

then

$$\rho_{2g} = \rho_{1g} \tag{15}$$

and for a cloud-free but sandy or snowy pixel, i.e.

$$\rho^t < \rho_{1g} + \varepsilon$$

$$\rho_{1g} > \rho_{\text{sand}}(\rho_{\text{snow}})$$

$$\rho^t < \rho_{\text{sand}}(\rho_{\text{snow}})$$

then

$$\rho_{2g} = \rho^t \tag{16}$$

otherwise

$$\rho_{2g} = (N * \rho_{1g} + \rho^t)/(N+1) \tag{15}$$

where N is a value that determines the smallest time scale of variation in brightness to be accounted for.

5. Relationship between corrected counts and ground albedos

It has been shown that albedo is linearly related to the corrected count in the case of non-partial sub-pixel cloud cover (equation (6)). This relationship has now been established using a target calibration procedure. Several typical targets have been selected in Europe and Africa for which the corrected counts were compared to the values of albedo given in the literature (tables 1 and 2). It was found by a least-squares regression that

$$\rho_g = 3{\cdot}6 \times 10^{-3} CC + 0{\cdot}02 \tag{18}$$

with a correlation coefficient of 0·88 and a r.m.s. equal to about 0·08.

This r.m.s. is rather high. It integrates the error due to the clear sky model chosen but most of the error comes from the uncertainty of the albedos found in the literature

Table 1. List of sources of albedo data. For each article an index is given which provides the legend for table 2. Observations on the spectral definition of the albedo are also given.

Index	Source	Observations
1	Amado (1982)	Meteosat visible (0·4–1·1 μm)
2	Bardinet *et al.* (1978)	Derived from Landsat and Meteosat
3	Brest *et al.* (1987)	Landsat (0·5–0·6 μm) (0·8–1·1 μm)
4	Courel (1984)	Derived from Landsat and Meteosat
5	Dickinson (1981)	Visible narrow band (0·4–0·7 μm)
6	Manual of Remote Sensing (1975)	Visible narrowband (0·4–0·7 μm)
7	Monget (1986)	Meteosat visible (0·4–1·1 μm)
8	Nunez *et al.* (1987)	Surface and aircraft observations (0·4–3·0 μm)
9	Pinker *et al.* (1986)	Broad band (0·5–2·5 μm)
10	WMO (1981)	Broad band (0·5–2·5 μm)

Table 2. Values from the literature of the albedo for different typical surfaces. The index indicates the source (see table 1).

Type of surface	Index	Albedo
Water diffuse component	4	0·06–0·12
	7	0·0 –0·18
	9	0·02–0·10
	10	0·03–0·07
Forest	5	0·04–0·10
	6	0·08
	8	0·07–0·13
Urban zone	3	0·09–0·12
Meadow	5	0·10
	6	0·05–0·15
	7	0·05–0·60
	8	0·20–0·30
	9	0·0 –0·50
Desert	1, 9	0·10–0·40
	2	0·20–0·30
	4	0·20–0·50
	6	0·10–0·60
Snow	7	0·40–1·0
	9	0·80–1·0
	10	0·70–0·90

themselves. Albedo displays very large spectral variations except for a very few targets such as some rocks (see, for example, Kondratyev *et al.* 1981). In particular the albedo of vegetation exhibits a strong dependence upon the wavelength and this distribution also varies with the leaves' water content and other time-dependent parameters. These natural variations within the same typical surface result in a range of values for its albedo instead of a unique value. Albedo values found in the literature are defined for various spectral ranges (table 1). Multispectral data from the

Landsat Multispectral Scanner (MSS) sensor are commonly used to assess broad band (0·3–0·4 μm) albedo values by means of weighted average (Courel 1984, Bardinet and Monget 1978) which may depend upon the surface type (Brest 1987). Recently Nunez *et al.* (1987) conducted ground experiments in Tasmania to estimate the differences between the narrow band (0·55–0·75 μm) of the Geostationary Meteorological Satellite (GMS) sensor and a larger band albedo (0·4–3·0 μm). Their conclusions are supported by the computational experiments of Pinker and Ewing (1986) who compare the narrow band (0·5–0·7 μm, GOES visible band) to the larger band (0·3–2·5 μm). Both papers stress that the conversion from the narrow band to the larger band strongly depends upon the surface type. Computer simulations demonstrate that the relationship between both albedos depends primarily upon the assumptions made about the magnitude and wavelength dependence of the ground albedo and less upon the atmospheric conditions. This problem may be of less significance with the Meteosat satellite given the wide spectral band covered by its sensor (0·4–1·1 μm).

6. Computation of apparent ground brightness maps for Europe and Africa

Four apparent ground brightness maps were constructed to illustrate the method previously described. They cover Europe and Africa.

Images originated from the visible sensor of Meteosat. Two formats were used. The data for May 1979 were provided on tapes by the European Space Agency in digital format. Data for winter 1983 were directly received at CTAMN in the analogue WEFAX format by means of a SDUS. After their digitization by a board especially made for this purpose, they were stored onto the hard-disk of a personal computer like an IBM/PC.

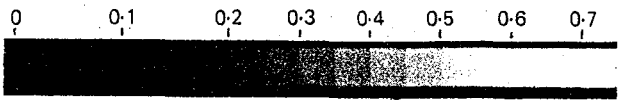
For each of the four zones, about ten images were selected in such a way that every pixel of the zone is cloud-free at least once. This is not always possible as illustrated by the case of the Gulf of Guinea and Gaboon in winter 1983. Also, too many clouds were obscuring the sky for Asia Minor and this zone was restricted to the Middle East. Images are oriented by landmark correlation techniques to be precisely superposable on to each other within 1 pixel error. Pixels were only retained if the solar elevation was greater than 12° and the satellite elevation greater than 5°.

The spatial resolution of the Meteosat images used in this study is equal to 5 km at nadir. The pixel size, PS, increases with the satellite elevation angle γ (equation (8)) according to the equation

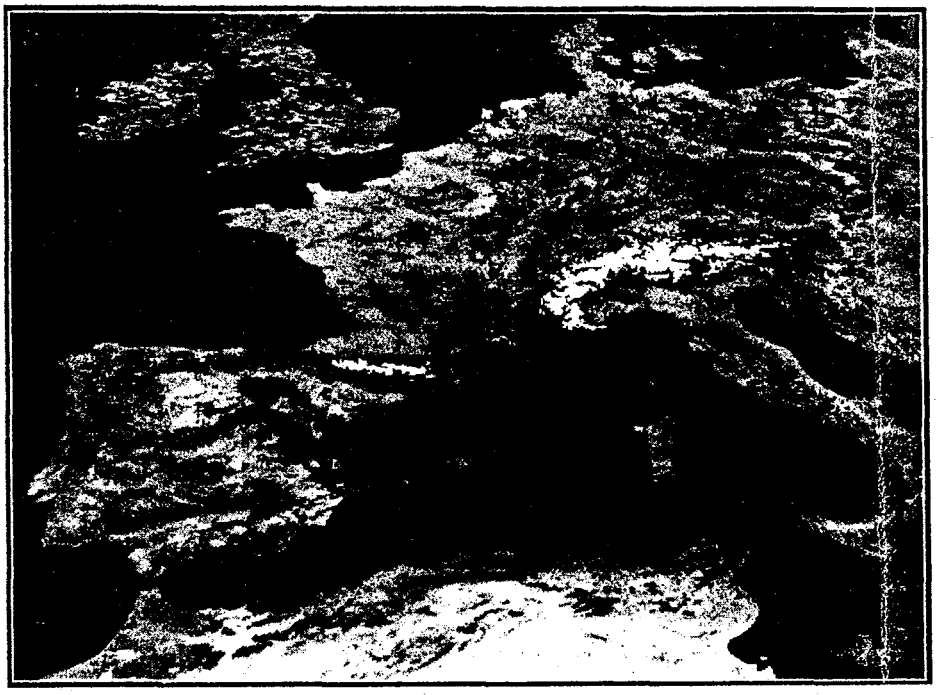
$$PS = PS_0 = \sin \gamma \tag{19}$$

where PS_0 is the spatial resolution at nadir. For the first and second maps (Europe and Middle East, figures 3 and 4), the pixels cover areas of 6 km in diameter for the smallest one and increases up to 8 km in diameter as the latitude (for Europe) and longitude (for Middle East) increase. For the map of western Africa (figure 5) this diameter is close to 5 km while for Eastern Africa (figure 6) it increases from 6 km up to 8 km as the longitude increases.

The geographical coordinates (see Appendix), the true Sun time and the elevation angles of both the Sun and the satellite are computed at each pixel. Equations (6) and (9) are applied and result in an image representing apparent albedo. Then the time series of apparent albedo is processed according to the method described previously. Convergence is verified at each iteration after the fourth one by comparing the current brightness to the previously computed ones. Convergence occurs after four or five



(*a*)



(*b*)

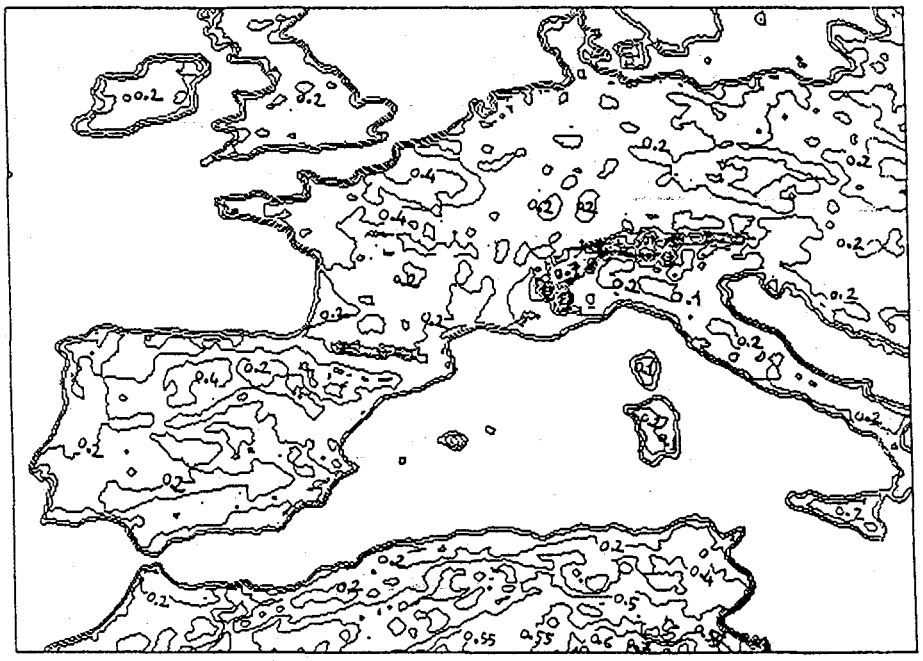
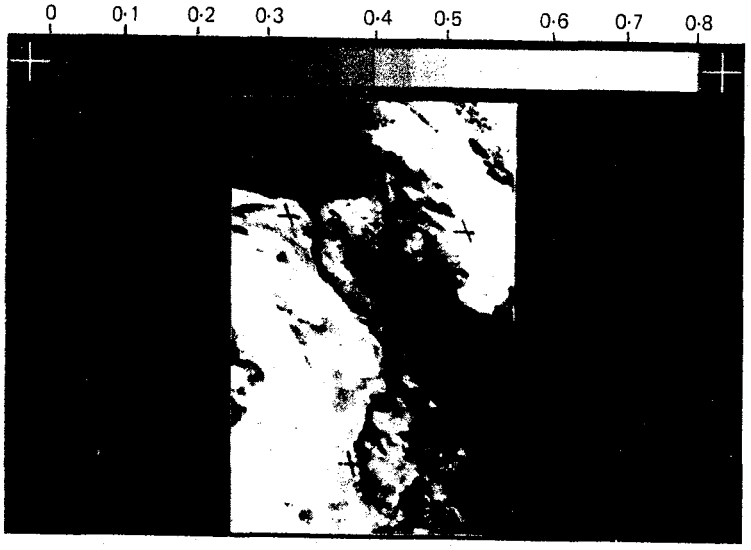


Figure 3. (*a*) Map of apparent ground brightness for Europe. Brightness increases from black to white. (*b*) Apparent ground brightness isolines. Brightness increases by 0·05 from line to line.

(*a*)



(*b*)

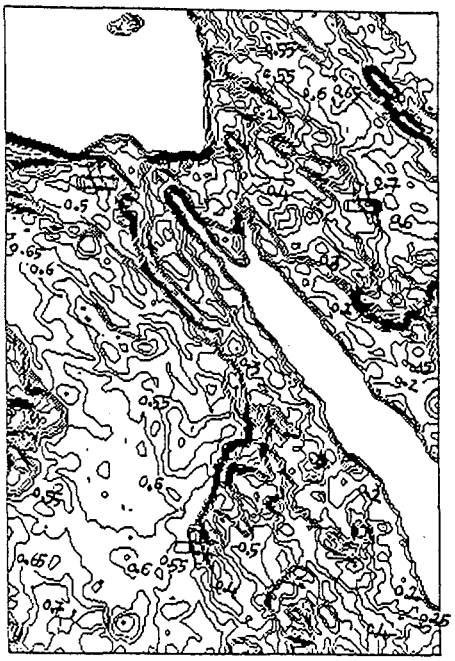
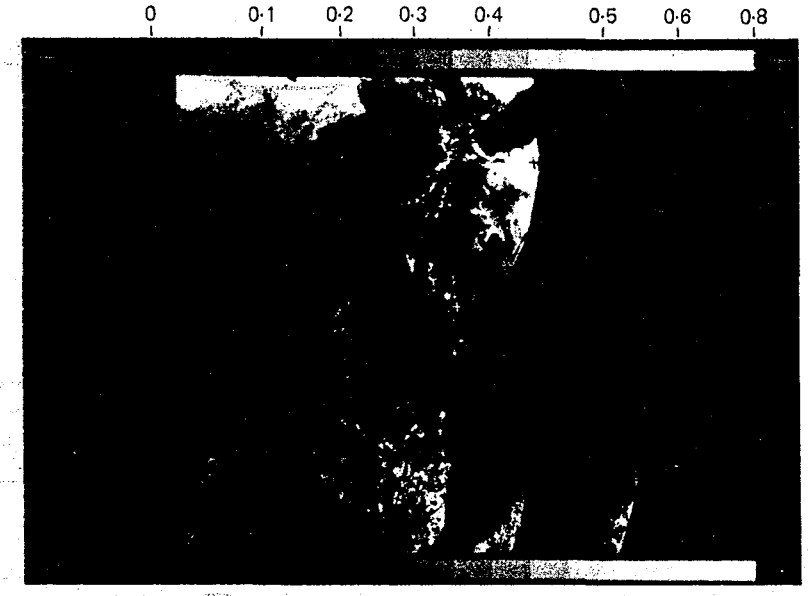


Figure 4. (*a*) Same as figure 3 but for the Middle East. Crosses indicate the crossing of every 10° in latitude and longitude. (*b*) Apparent ground brightness isolines. Brightness increases by 0·05 from line to line.

iterations. Only a very few pixels (less than 0·1 per cent) require two or three more iterations.

Twelve Meteosat images of May 1979 were used to obtain the apparent ground brightness map of western Europe and North Africa shown in figure 3. The apparent ground brightness increases from black to white. Despite the sizes of the pixel, details

(a)



(b)

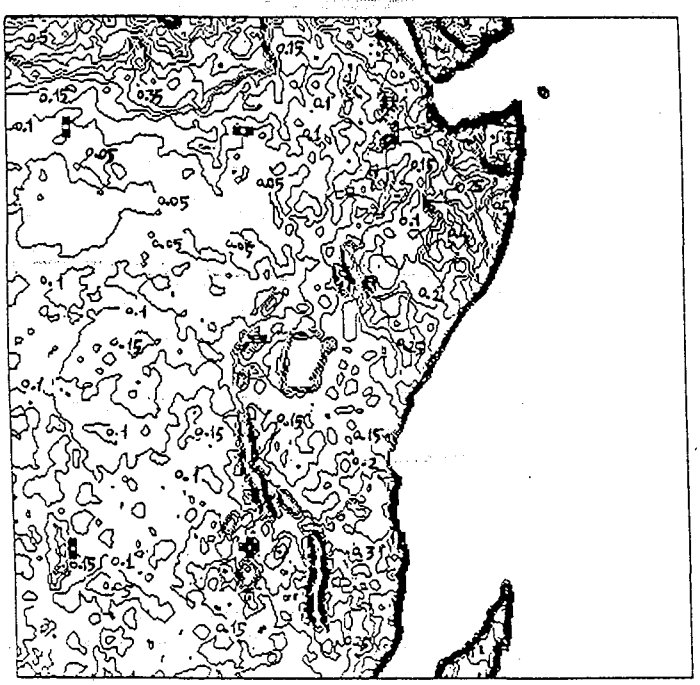


Figure 5. (*a*) Same as figure 4 but for the central eastern part of Africa. (*b*) Apparent ground brightness isolines. Brightness increases by 0·05 from line to line.

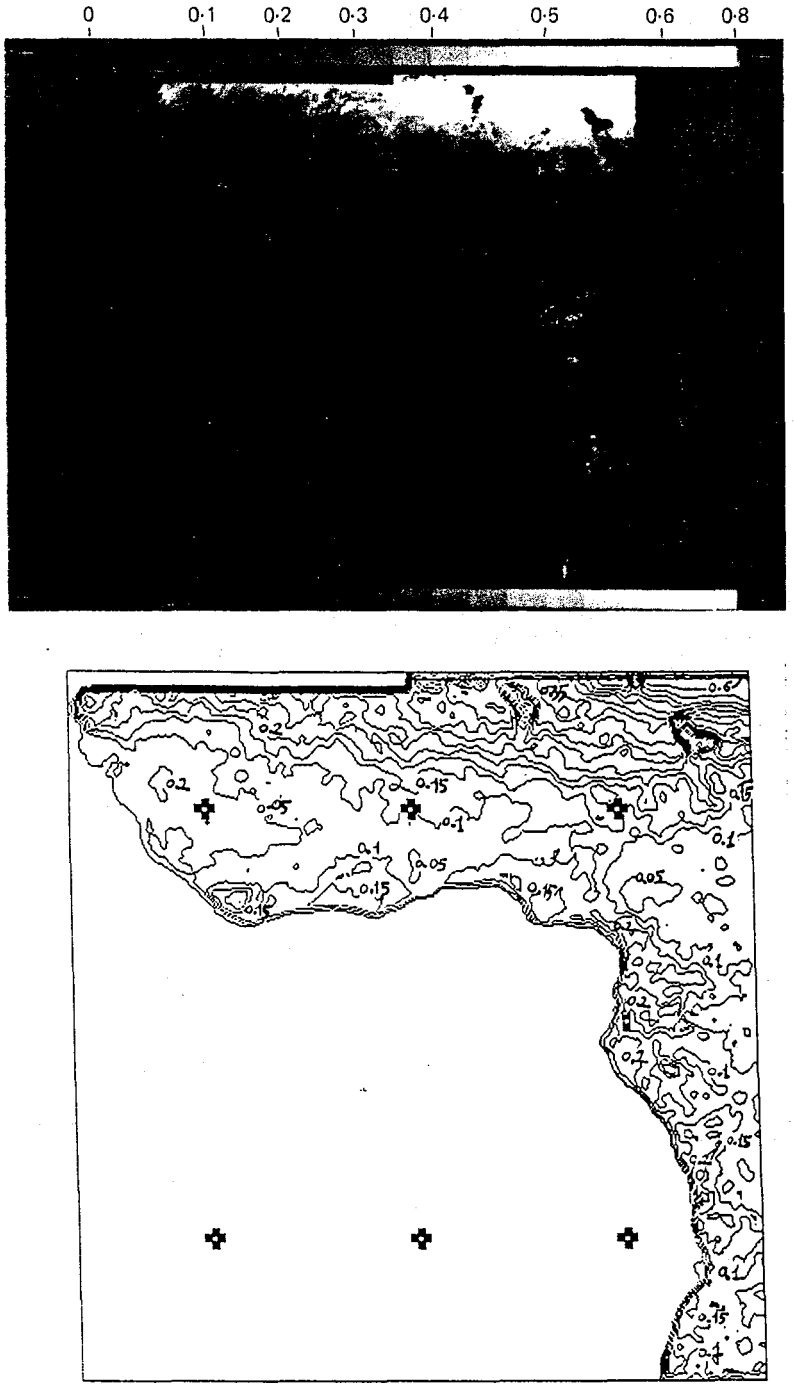


Figure 6. (*a*) Same as figure 4 but for the central western part of Africa. (*b*) Apparent ground brightness isolines. Brightness increases by 0·05 from line to line.

are clearly visible. Snowy mountains (the Alps and the Pyrenees) appear in white because of their high albedo, while the sea displays low albedo. Lakes larger than about in diameter can be seen. The coniferous forest of Landes (south-west of France) is clearly depicted by a black triangle, while the plain of the River Po appear in clear tones.

A second example of a satellite-derived apparent ground brightness map is given in figure 4, which relates to the Middle East. Nine Meteosat images for winter 1983 were used to compute this map. Lake Nasser is clearly visible as a dark area. The plain of the River Nile and its delta display low albedos because of the high soil moisture. The geological depression of the Dead Sea, the plain of Euphrates and Tigris rivers appear dark. The Saudi Arabian desert and the Sahara Desert exhibit high apparent ground brightness ranging from 0·40 to 0·60.

Figure 5 was computed with ten images over the central eastern part of Africa. During the period of investigation some pixels located in the high plateaus of Ethiopia, Kenya and Ouganda were always cloudy. These remaining clouds can be seen around the lakes, from Lake Tana in the north to Lake Nyasa in the south. Desert appears with the higher value in the north. Lakes Victoria, Tanganyika, Nyasa and the smaller lakes around are clearly seen as dark.

Figure 6 is a map of the western central part of Africa, computed with eight images. Note Lake Volta and Lake Chad in dark. During these three months some pixels were always cloudy, particularly in the equatorial belt. As on the previous map, desert exhibits high values in the north, ranging from 0·40 to 0·52.

Of course more features can be seen when displaying and contrast-enhancing the digital image on to a colour screen. However, these maps are presented here to illustrate the method and their description is beyond the scope of the present article.

7. Conclusion

A method for the mapping of the apparent ground brightness has been presented. Four maps of the apparent ground brightness are presented to illustrate the method. Geographical coverage is of Europe and Africa.

In the framework of the Heliosat programme, maps of apparent ground brightness have been produced weekly for Europe from 1983 to 1985 and for West Africa in 1984.

Except for snow falls, albedos in Europe encountered small changes and are fairly well known. However, for Africa such a time series of albedo maps is of a great interest because it reflects the growth and the extent of the vegetation as a function of the climate. It does indicate the spatial inhomogeneity of the vegetation cover and enhances the great spatial variability of the vegetation growth rate in Sahel which is correlated to the variability of the rainfall in amplitude, period and frequency. These results are discussed in particular by Diabaté *et al.* (1988 b). The maps presented are available in a digital format on diskettes for IBM/PC-like personal computers.

Acknowledgments

Lamissa Diabaté is an assistant professor with École Nationale d'Ingénieurs in Bamako, Mali, and is now grant-aided by the French Government (Fonds d'Aide à la Coopération).

Table A1. Coefficients to be employed to convert row and column into latitude and longitude for each zone studied in this paper.

Zone	A	A_0	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5
Central	Latitude	16·3322	−0·0412	0	0	0	0·0017
east	Longitude	18·6589	−0·0098	0	0	0	0·0376
Africa	Row	393·4285	−24·7845	0·0017	0·0357	−0·0042	0·2238
	Column	−412·0000	−0·3642	−0·1107	0·0128	−0·1535	27·692
Central	Latitude	16·3172	−0·0413	0	0	0	0
west	Longitude	−16·5165	0	0	0	0	0·0435
Africa	Row	396·0000	−24·3000	0	0	0	0
	Column	381·2222	0	−0·0033	0	0·0016	23·116
Middle	Latitude	57·187	−0·08547	0	−0·0001	0	0·0597
East	Longitude	45·1427	−0·1453	0·0001	−0·0003	0·0003	0·1485
	Row	120·8335	−30·5100	0·2300	−0·0200	−0·0153	2·2187
	Column	131·0076	1·0539	−0·1253	0·0975	0·0840	0·9311
Europe	Latitude	69·7854	−0·2513	0·0005	0	0	−0·0011
	Longitude	−16·5700	0·0222	0	−0·0001	0	0·0858
	Row	453·9543	−1·6316	−00751	−0·0993	−0·2762	5·9341
	Column	108·6220	4·1656	−0·0483	−0·4092	0·0125	34·258

Appendix

Row and column were converted to latitude and longitude using the coefficients set out in table A 1 in the equation

$$Z = A_0 + A_1 X + A_2 Y + A_3 X^2 + A_4 XY + A_5 Y^2$$

If Z is latitude or longitude then X is row and Y is column, while, reciprocally, if Z is row or column then X is latitude and Y is longitude. Latitude and longitude are expressed in decimal form (negative for south and west). The origin of the rows and columns is located at the upper left of table A 1.

References

AMADO, J., 1982, Cartographie de l'albedo et du gisement solaire à partir des données du satellite Météosat. Ph.D. thesis. University of Toulouse, Toulouse, France.

BARDINET, C., and MONGET, J. M., 1978, Landchad télédétection et géographie appliquée en zone sahélienne du Tchad. Collection de l'Ecole Normale Supérieure de Jeunes Filles, Paris, France. No. 12, pp. 421–469.

BIRD, R., and HULSTROM, R. L., 1981 a, Direct insolation models, *Transactions of the ASME J. Sol. Energy Engineering*, **103**, 182–192.

BIRD, R., and HULSTROM, R. L., 1981 b, A simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surfaces. Report SERI/TR-642-761, Solar Energy Research Institute, Golden, Colorado, U.S.A.

BOURGES, G., 1979, Report of the Centre d'Energétique de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, France.

BREST, C. L., 1987, Seasonal albedo of an urban/rural landscape from satellite observations. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**, 1169–1187.

BURIEZ, J. C., BONNEL, B., and FOUQUART, Y., 1986, Theoretical and experimental sensitivity study of the derivation of the solar irradiance at the Earth's surface from satellite data, *Beitr. Phys. Atmosph.*, **59**, 263–282.

CANO, D., 1982, Etude de l'ennuagement par analyse de séquences d'images de satellite. Application à l'évaluation du rayonnement solaire global au sol, Thèse 3eme cycle. Ph.D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Télécommunication, Paris, France.

CANO, D., MONGET, J. M., ALBUISSON, M., GUILLARD, H., REGAS, N., and WALD, L., 1986, A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy*, **37**, 31–39.

COUREL, M. F., 1984, Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. Ph.D. thesis, University of Paris I, Paris, France.

DEDIEU, G., DESCHAMPS, P. Y., KERR, Y. H., and RABERANTO, P., 1987, A global survey of surface climate parameters from satellite observations: preliminary results over Africa. *Advances in Space Research*, **7**, 129–137.

DIABATÉ, L., DEMARCQ, H., MICHAUD-REGAS, N., and WALD, L., 1988 a, Estimating incident solar radiation at the surface from images of the Earth transmitted by geostationary satellites: the Heliosat project. *International Journal of Solar Energy*, *5*, 261–278.

DIABATÉ, L., MICHAUD-REGAS, N., and WALD, L., 1988 b, Mapping the ground albedo of western Africa using Meteosat visible data. *Remote Sensing of Environment* (submitted).

DOGNIAUX, R., GRUTER, J. W., KASTEN, F., PAGE, J. K., PERRIN DE BRICHAMBAUT, C., TREBLE, F. C., and PALZ, W., 1984, Solar Meteorology (Units and symbols). *International Journal of Solar Energy*, **2**, 249–255.

IQBAL, M., 1983, *An Introduction to Solar Radiation* (New York: Academic Press), pp. 107–169.

KANDEL, R., 1982, Satellite observation of the Earth radiation budget. Paper presented at the International Symposium of the Deutsche Meteorologische Gesellschaft E-V held in on 1982.

KONDRATYEV, V., KORZOV, V. I., MUKENBERG, V. V., and DYACHENKO, L. N., 1981, The shortwave albedo and the surface emissivity. *Proceedings of the Johnson Space Center Study Conference on Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models held in Greenbelt, Maryland on 1981*, World Climate Research Program, edited by P. S. Eagelson (:), pp. – .

KOEPKE, P., 1983, Calibration of the VIS-Channel of Meteosat-2. *Advances in Space Research*, **3**, 93–96.

KRIEBEL, K. T., 1981, Calibration of Meteosat VIS channel by airborne measurements. *Applied Optics*, **20**, 11–12.

MICHAUD-REGAS, N., 1986, Mise en oeuvre et validation d'une methode opérationnelle et automatique pour l'évaluation d'atlas solaire en Europe à l'aide de mesures satellitaires Météosat (années 1983, 1984, et 1985). Ph.D. thesis, University of Paris VII, Paris, France.

MINNIS, P., and HARRISON, E. F., 1984, Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES data, Part III: November 1978 radiative parameters. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**, 1032–1051.

MONGET, J. M., MOSER, W., PLAZY, J. L., and REINHARD, E., 1983, Climatologie Solaire et Télédétection: un programme européen de recherche coopérative. *Annales des Mines*, 86—91.

MONGET, J. M., 1986, *Cours de Télédétection*, CTAMN/86/R/16. Vol. 1 (Valbonne, France: CTAMN-Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris).

NUNEZ, M., SKIRVING, W. J., and VINEY, N. R., 1987, A technique for estimating regional surface albedos using geostationary satellite data. *Journal of Climatology*, **7**, 1–11.

PERRIN DE BRICHAMBAUT, C., and VAUGE, C., 1982, Le gisement solaire: évaluation de la ressource énergétique. In *Technique et Documentation*, edited by . . Lavoisier (Paris:), pp. 51–66.

PINKER, R. T., and EWING, J. A., 1986, Effect of surface properties on narrow to broadband spectral relationship in clear sky satellite observations. *Remote Sensing of Environment*, **20**, 267–282.

PINKER, R. T., and RAZGAITIS, J. A., 1983, Estimating the solar zenith dependence of clear sky planetary albedo for land surfaces from Goes satellites. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 6007–6011.

REEVES, R. G., ANSON, A., and LANDEN, D., 1975, *Manual of Remote Sensing*, First Edition, Vol. 1 (Falls Church, Virginia: American Society of Photogrammetry).

SAUNDERS, R. W., and KRIEBEL, K. T., 1988, An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, **9**, 123–150.

TAYLOR, V. R., and STOWE, L. L., 1984, Reflectance characteristics of uniform Earth and cloud surfaces derived from Nimbus-7 ERB. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 4987–4996.

WALD, L., and MONGET, J. M., 1983 a, Remote sensing of the sea-state using the 0·8–1·1 μm spectral band. *International Journal of Remote Sensing*, **4**, 433–446. (1985, Comments by P. Koepke and Reply by L. Wald and S. M. Monget, *International Journal of Remote Sensing*, *6*, 787–799.)

WALD, L., MONGET, J. M., 1983 b, Sea surface winds from sun glitter observations. *Journal of Geophysical Research*, *88*, 2547–2555.

WEBBER, D. S., 1971, Surface winds from sun glitter measurements from a space craft. *Proceedings of the Society of Photo Optical Instrument Engineering*, **27**, 93–100.

(WMO), 1981, Meteorological aspects of utilization of solar radiations as an energy source. Technical note no. 172, pp. 25–27.

ANNEXE [2]

DESCRIPTION OF AN OPERATIONAL TOOL FOR DETERMINING GLOBAL SOLAR RADIATION AT GROUND USING GEOSTATIONARY SATELLITE IMAGES

Diabaté L., Moussu G., Wald L.

Solar Energy, 1989, Vol. 42, pp. 201-207

DESCRIPTION D'UN SYSTEME OPERATIONNEL DE CALCUL DU RAYONNEMENT SOLAIRE A PARTIR D'IMAGES EN PROVENANCE DES SATELLITES GEOSTATIONNAIRES

Solar Energy Vol. 42, No. 3, pp. 201–207, 1989
Printed in the U.S.A.

0038-092X/89 $3.00 + .00
Copyright © 1989 Pergamon Press plc

DESCRIPTION OF AN OPERATIONAL TOOL FOR DETERMINING GLOBAL SOLAR RADIATION AT GROUND USING GEOSTATIONARY SATELLITE IMAGES

L. DIABATÉ, G. MOUSSU, L. WALD
Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels
Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris
Sophia–Antipolis, 06565 Valbonne Cedex, Paris, France

Abstract—An operational tool for the fine-scale mapping of the incident solar radiation at ground is presented. This tool called "Heliosat station" makes use of image acquired in the visible spectral range by meteorological geostationary satellite to produce accurate maps of global radiation. Satellite data are directly received at ground by a cheap HF receiver and processed by a personal computer IBM-PC compatible using the already known Heliosat method. This method has been successfully tested during 30 consecutive months beginning January 1983. The first prototype of the Heliosat station was realized in 1985. Now a Heliosat station is routinely operated by *Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie* since January 1987 for mapping solar radiation over Europe.

1. INTRODUCTION

The density of the radiation measurement network at ground level in well-covered countries is still low, and the average distance between stations is around 150 to 200 km. This is not sufficiently refined to take into account smaller scale variations which are important for the use of solar energy. In other parts of the world, the networks are even more sparse, particularly in countries such as Africa where solar energy is sorely needed.

On the other hand, meteorological geostationary satellites provide images of cloud fields over the whole surface of the Earth, usually in two spectral ranges: the visible; and the thermal infrared, with a ground resolution of 1 km to 10 km depending on the instrument and the latitude of measurement. The time interval of these observations varies between 30 minutes and 3 hours.

Proper processing of these satellite data provides a wealth of information useful in the production of solar atlases, particularly for those areas where no traditional observations are available. But these satellite data also make it possible to investigate spatially small-scale variations of available solar energy, knowledge of which is needed for planning purposes.

A great number of studies clearly demonstrate that satellite data can be used successfully for mapping both the global radiation at ground level and the cloud coverage over very large areas such as continents, with spatial resolution of about 5 to 30 km, and with an accuracy better than 10% of the incident radiation (Cano *et al.*[1], Diabaté *et al.*[4], Gautier *et al.*[6], Grüter *et al.*[7], Michaud–Regas[9], Möser and Raschke[10] and [11], Tarpley[13]).

This research phase has been followed by an operational one for the routine production of global radiation maps or derived data (cloud coverage, albedo) throughout the world. The first effort reported was by Gautier *et al.*[6] who mapped the hourly global irradiation during three months. Now many works are in progress for much longer periods. For example, the *Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels (CTAMN) de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (ENSMP)* and the French Meteorological Office undertook their routine in 1983, and the German Meteorological Office in 1984.

However such routines are mostly operated within meteorological organizations with large computing means; and in our opinion, they are not suitable for use and operation by the people involved in the solar energy business. One of the purposes of the Heliosat Program of CTAMN/ENSMP was to define an operational tool for routine production of radiation maps to fill up this gap. Since it has been shown (Grüter *et al.*[7], Cano *et al.*[1]) that besides their use in solar climatology such maps are of great interest in various domains ranging from solar building architecture to agroclimatology, some specifications were drawn to meet these goals. This tool much be cheap, very simple, easy to use and to maintain. It also must comprise a direct reception for Earth observing geostationary satellites (Meteosat, GMS, GOES). The conversion of satellite data into global radiation maps must be accurate. It must only require satellite data and must not demand too much computing-time. This real-time system must also provide some capacities in image processing color display and printouts.

This tool has been realized and is now commercially available. It is called the Heliosat station. After careful examination of the published methods for the processing of the satellite data, the method of Cano *et al.*[1] was chosen and slightly modified to become the Heliosat method (Diabaté *et al.*[4], Moussu *et al.*[12]). Technical review of the widespread hardware (reception system, computer, graphics means) and of their cost both in purchase and in maintenance was made to select the components of the system.

Therefore the Heliosat station comprises

- a software to convert satellite data into maps of global radiation
- a software providing some features in image processing
- a HF receiver with antenna to receive analog satellite data (WEFAX format)
- a personal computer (PC) IBM compatible
- a satellite signal digitizing board to be installed into the PC
- a PC graphic board to display color maps.

These components are now briefly described taking into account that only the software and the digitizing board were designed by CTAMN.

2. DESCRIPTION OF THE HELIOSAT METHOD

The Heliosat method has been already described (Diabaté *et al.*[4], Moussu *et al.*[12]), and here is only provided a short description of it.

The basic remote sensing data are taken from any geostationary satellite observations within the visible spectral range. Once received and stored onto the computer harddisk, a satellite image is preprocessed using geometric correction with landmark correlation, noise filtering, and normalization of digital counts by the spectrally integrated solar irradiance which would be measured by the sensor after it has been reflected on a horizontal plane located at each pixel under clear sky. This normalization is detailed in Moussu *et al.*[12] and is similar to the computation of the albedo, either of the ground or of clouds if any are present (apparent albedo).

The basic idea of the method is that the amount of the cloud cover over a given area statistically determines the global radiation for that area. Thus the processing is divided into two steps. A cloud cover index is derived for each location or pixel (i,j) of the original satellite image and subsequently used in a second step for a statistical estimation of the global radiation (Fig. 1).

The occurrence of a cloud in the field of view of the satellite sensor will result in an increase of the apparent albedo. Therefore the amount of the cloud coverage per pixel is provided by the following quantity called cloud index:

$$n'(i,j) = (\rho'(i,j) - \rho(i,j))/(\rho_c - \rho(i,j))$$

where

$\rho'(i,j)$ is the apparent albedo at pixel (i,j) and at instant t,
$\rho(i,j)$ is the ground albedo,
ρ_c is the mean value of the maxima of the albedo values for cloud,
$n'(i,j)$ is the cloud index at pixel (i,j) and at instant t.

The construction of the ground albedo map follows the two-step procedure described by Moussu *et al.*[12]. Briefly speaking the first step consists both in the detection of clouds and in the determination of the ground albedo using an iterative filtering applied to a time-series of images. This provides a map of ground albedo if every pixel is cloud-free at least one time. This step is done only once. The second step takes into account the seasonal variations of the albedo, and the ground albedo map is updated during the routine processing by weight averaging the instantaneous apparent albedo for a cloud-free pixel with the previously determined ground albedo at this pixel.

However it is also possible using the CARTO-PC image processing software to make use of a map of ground albedo provided by external sources. The geometry of this map must be adapted to the geometry of the satellite scene. Also the albedo must be linearly fitted to the count dynamics provided by the ensemble antenna-HF receiver-A/D converter.

The computation of ρ_c is performed using the same time-series of images. At each cloudy pixel, only the maximum value of the albedo within the time-series is retained. Then a histogram of these maxima is constructed and the modal value is taken as ρ_c. Periodical examinations of this value show that ρ_c may be considered as a constant for given satellite imagery.

The Heliosat method does not perform properly when the ground albedo is close to the albedo of the clouds. It is specifically the case in snowy areas. Here, the use of an alternate cloud index defined with the radiance measured by the satellite in the thermal infrared spectral band has been proposed (Cano *et al.*[1]) but is not implemented at that moment within the Heliosat method.

Using about 32 months of data, Cano *et al.*[1], Diabaté *et al.*[4], Michaud-Regas[9] showed that this cloud cover index is linearly related to the total atmospheric transmission factor $K(i,j)$, which is defined as the ratio of global radiation at ground on a horizontal surface $G(i,j)$ to the horizontal irradiance outside the atmosphere $G_o(ij)$:

$$K(i,j) = G(i,j)/G_o(i,j)$$

and

$$K'(i,j) = a(i,j)\, n'(i,j) + b(i,j)$$

with $a(i,j) < 0$, i.e., low values of n correspond to high values of K.

In agreement with the general knowledge of solar radiation, this relationship is restricted to solar elevations greater than 12° and to satellite elevations greater than 5°. It follows that this method cannot operate optimally for latitudes greater than about 60°.

Diabaté *et al.*[4] and Michaud–Regas[9] closely examined the variations of the parameters a and b both in time and space. Using 30 months of data over France, they found that for the same hour (UT), keeping the same set of parameters (a,b) throughout the year and also constant in space gives only a slight increase (about 1%) in the retrieval error. Therefore

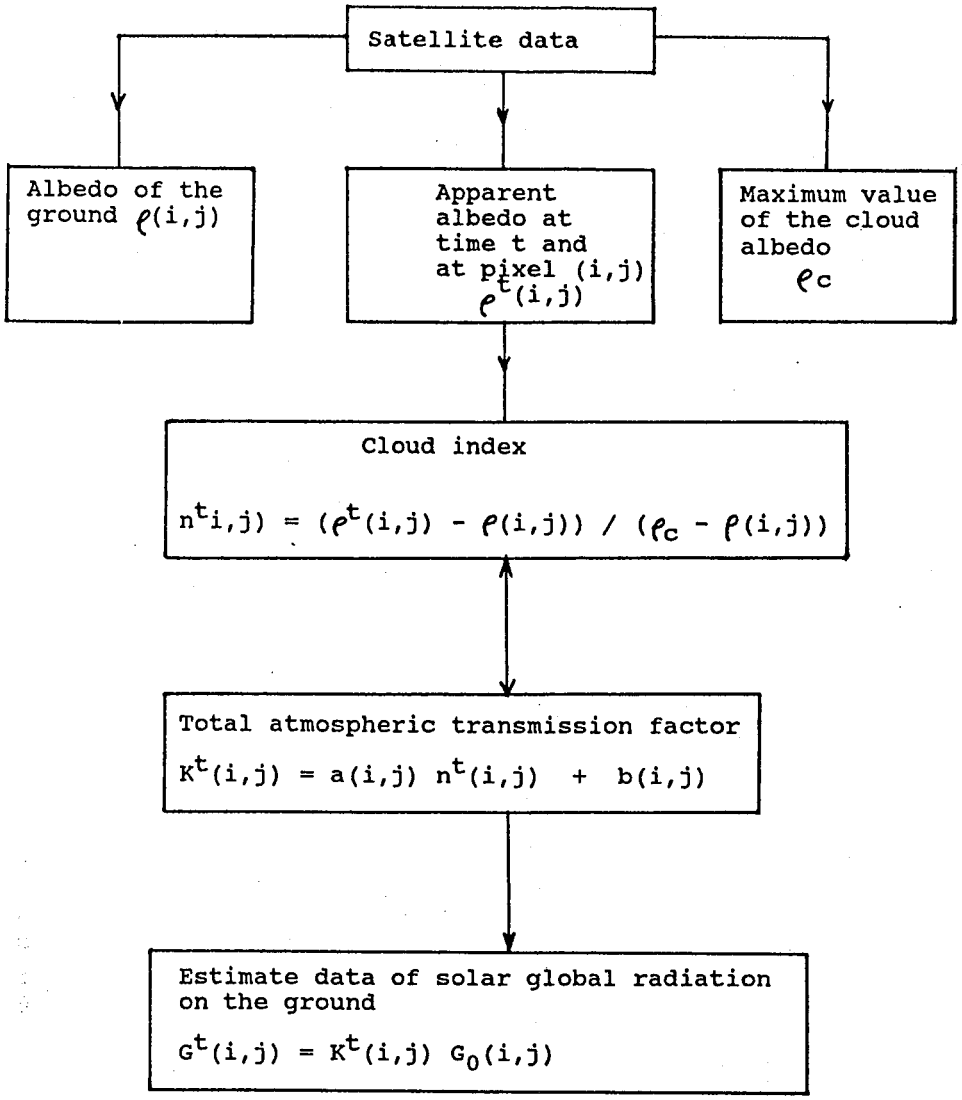


Fig. 1. Synoptic scheme of the Heliosat method.

it was concluded that Heliosat should only contain one set of parameters (a,b) per processed hour. Furthermore comparisons have been made between the method of Möser and Raschke[10,11], which ranks also as one the most accurate of similar methods, and the Heliosat method for Western Central Africa in June 1984 (Stulhmann, personal communication). Radiation maps provided by the Heliosat method were computed using the hourly parameters sets derived for Europe. The discrepancy of the estimates of the monthly mean of the daily global radiation between both methods presents a r.m.s. of 250 Wh/m^2 and is 40% less than the discrepancy between the estimates of the Möser and Raschke model and coincident pyranometers.

Also work in progress at *École des Mines* shows that the solar elevation influences the parameter a and that, if corrected, the value of a is unique throughout the day without an increase of the error. As for b, this parameter describes the atmosphere for very clear sky and subsequently depends upon the turbidity of the atmosphere. However this problem is expected to be solved at the end of the year 1988.

3. DESCRIPTION OF THE COMPONENTS OF THE HELIOSTAT STATION

The Heliosat station is composed of software and hardware. Besides the algorithms for the conversion of satellite data into global radiation, the software performs automatically the following operations: storage of data onto the harddisk; contrast enhancement and false colors display; accurate navigation; and noise filtering. In a standard fashion, three images are processed a day, each giving a map of the hourly global radiation. Once the last hourly map is produced, the daily global radiation is computed and displayed. At the end of each month, the above quantities are time-averaged per pixel. These monthly

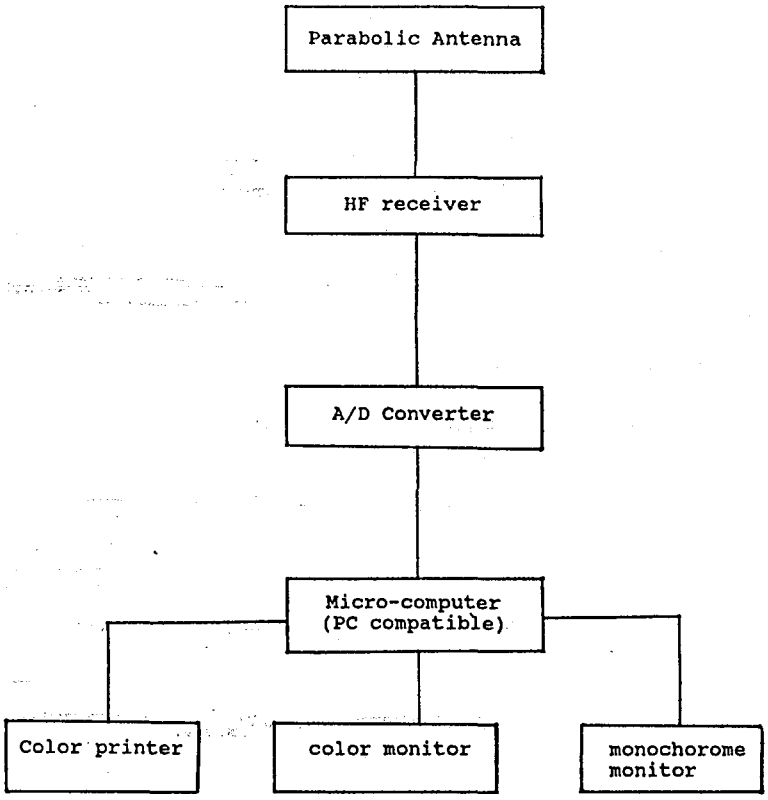


Fig. 2. Synoptic scheme of the Heliosat station.

Table 1. Comparison of the accuracy in the retrieval of the global radiation from satellite data according to various authors (in kWh/m^2)

Authors and period of mapping		Slots in TU 6-7	8-9	10-11	11-12	12-13	14-15	16-17	all hours mixed	Number of stations
Möser and Raschke in [7]	June 1979	0,04	0,07	0,09	-	0,09	0,07	0,05	-	23
	Apr. 1982	-	0,06	-	0,08	-	0,06	-	-	80
Cano et al.[1]	May 1979	-	-	-	-	-	-	-	0,12	27
	April 1982	-	0,06	-	0,07	-	0,05	-	-	80
Reinhardt and Schwarzmann in [7]	April 1982	-	0,01	-	0,13	-	0,10	-	-	80
Dedieu et al.[2]		-	-	-	0,12	-	-	-	-	-
Marullo and Viola[8] (method of Gautier)	18/7/83	-	-	-	-	-	-	-	0,07	1

means are displayed and saved both for archiving and for further processing.

The number of scenes processed a day (3) was only dictated by the dissemination schedule of visible data covering all of Europe, and provided by the Meteosat satellite. Since the greater the number of hourly radiation maps the more accurate the retrieval of the daily radiation, this number is subject to change depending upon the geographical area, the dissemination schedule, the geostationary satellite, and at last by the processing time.

The Heliosat software presents also some features the user may select at his will: display any of the images stored on the disk, choose the slots of acquisition, and extract some statistics for any location present in any of the images (global radiation and albedo are mostly used).

The image files provided by the Heliosat station follow the CARTO-PC standard. Therefore any Heliosat image can be processed using this performant image processing software. This allows the user to undertake successfully any particular task making use of Heliosat images while still having a general and flexible system. Comparisons of radiation maps to other maps or digital cartography into specific geometrical projections are examples of such particular purposes.

Briefly described, the hardware of the Heliosat station is a satellite data receiver with antenna and a personal computer IBM-PC compatible with digitizing and graphic boards. A color printer may be added (Fig. 2). The satellite receiver is of analog type and allows the decoding of the so-called *WEFAX* (*WE*ather *FAC*Simile) format emitted by the meteorological geostationary satellites observing the Earth. Such receivers are made by numerous producers and are well-distributed throughout the world. They are cheap and maintenance-free.

The personal computer is connected to the receiver through a analog–digital converter especially designed for this purpose. This board decodes the analog signal coming from the satellite in the WEFAX format. The signal is digitized using eight bits, then handled by the converter to the personal computer (PC). While the PC processor is writing a line of the image onto the harddisk, the converter is processing the following line. The use of this board is not restricted to the Heliosat method. It is now mainly used with the "Wefaxsat" software of Ecole des Mines de Paris for meteorological forecasting or educational purposes and is available as a commercial product independently of the Heliosat software.

Any limited area located within one of the standard satellite emitted windows may be selected. Software also supports the various resolutions at ground provided by the diverse satellite radiometers.

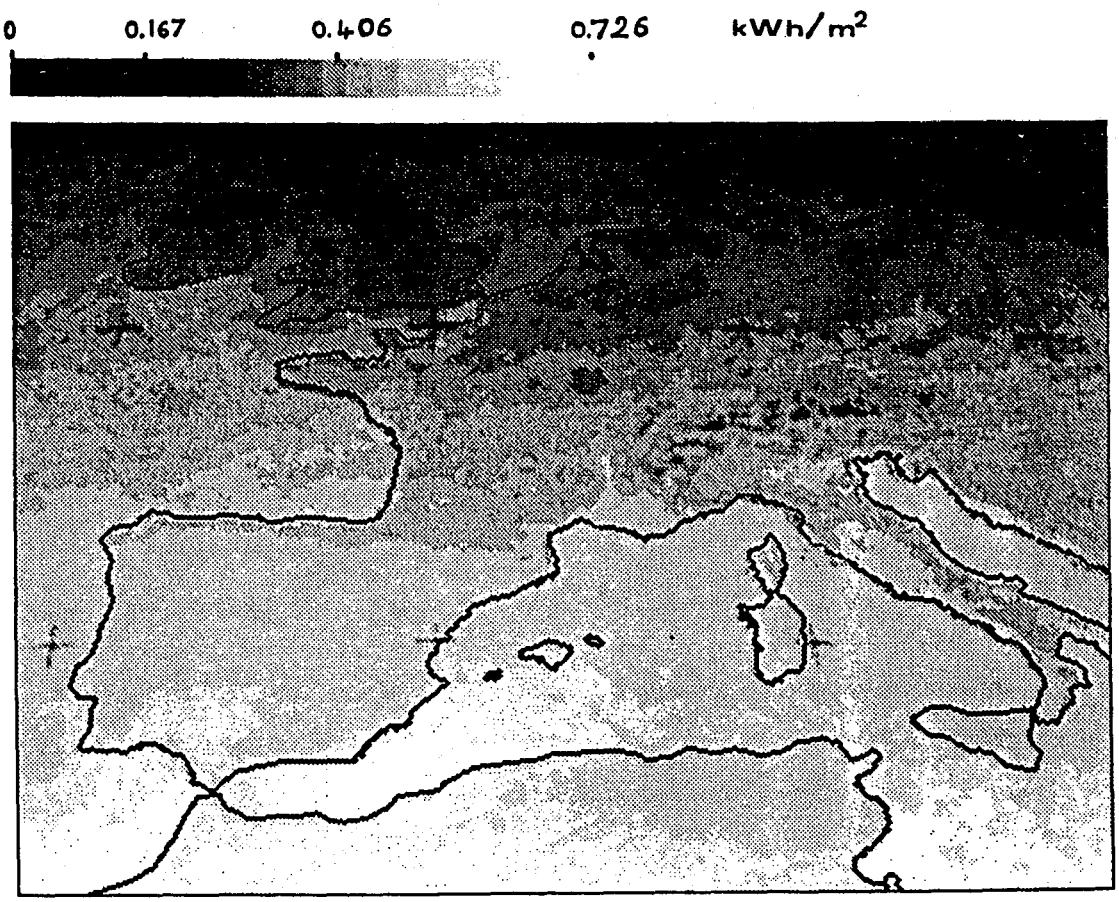


Fig. 3. Map of the hourly global radiation observed between 12 and 13h *UT* and averaged over the year 1983 for Europe. Radiation increases from black to white.

Once the image is fully received and stored onto the harddisk, it is displayed, after contrast enhancement, onto a color screen using a graphic board. Various graphic standards are supported by the Heliosat software: Matrox PIP 1024, Number Nine 8 bits, Adage PG 90/10, Truevision Targa 16, IBM PGA, IBM MCGA for PS 30, Tecmar Graphics Master, at the moment of the writing.

4. DISCUSSION

The various components of the Heliosat station have been carefully tested.

A routine was undertaken in January 1983 to check the validity and the accuracy of the Heliosat method (Demarcq[3]). It ended in August 1985, 32 months later. The comparison of the predicted global radiation versus the observed radiation for 30 ground stations demonstrates that the r.m.s. error in the reconstruction of both the instantaneous hourly global radiation G_h and the monthly average of G_h is less than 0.06 kWh/m^2 (Diabaté *et al.*[4], Michaud–Regas[9]). Table 1 compares the accuracy obtained by various authors in the reconstruction of the instantaneous hourly radiation from satellite data. Some of the published results cannot be compared to the others because of their nature or of the units they are expressed in (Gautier *et al.*[6], Tarpley[13]). This table demonstrates that the method of Cano *et al.*[1],

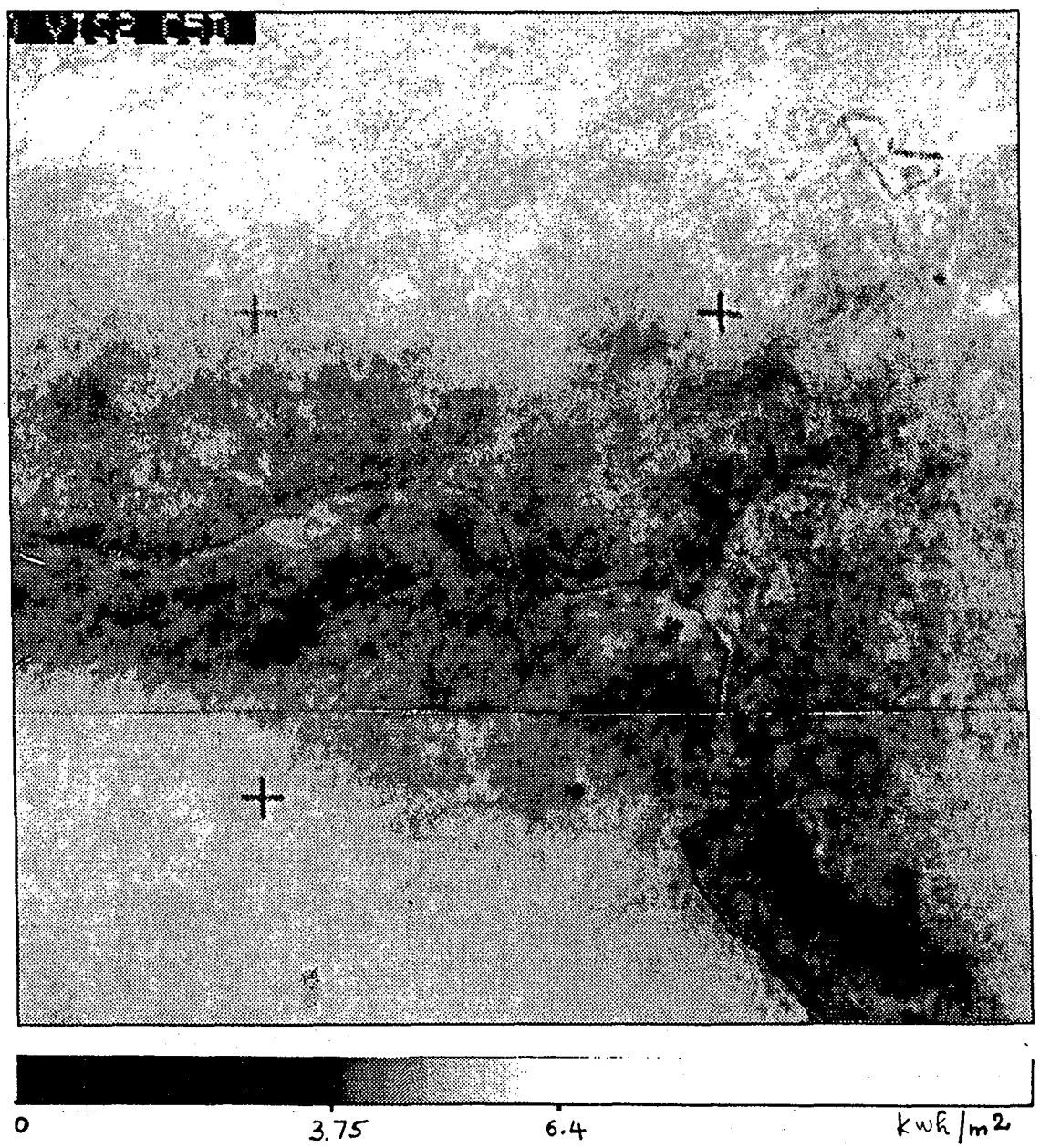


Fig. 4. Map of the daily global radiation averaged over June 1984 for West Africa. Radiation increases from black to white.

from which the Heliosat method originated, ranks as one of the most accurate.

The Heliosat station as described above exists at CTAMN since August 1985 and a copy of it was delivered to Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie which operates it since January 1987 for the mapping of the radiation over Europe. Examples of the maps it supplies are presented in Figures 3 and 4.

The production of an hourly global radiation map requires about 100 minutes for a PC-XT, and 60 minutes are needed for the daily map. Processing hourly maps to obtain monthly means takes about 5 minutes. These times are only indicative and depend strongly upon the hardware used as the processors are becoming more and more performant. For example, times must be divided by at least a factor of 3 if one uses a PC-AT.

The Heliosat station brings an up-to-date scientific method to the end users in the field of solar energy. It is cheap and needs no maintenance. It is an open system in the sense that it may be tailored to the particular needs of the users. Engineers appreciate the detailed maps of global radiation it gives to evaluate the dimensioning of solar buildings. Furthermore derived products such as albedo maps are of great interest for climatologists or for vegetation studies (Diabaté *et al.*[5], Moussu *et al.*[12]).

Acknowledgments—This study was partly supported by Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie. Lamissa Diabaté is Assistant-professor with Ecole Nationale d'Ingénieurs de Bamako, Mali, and is now granted by the French government (Fonds d'Aide à la Coopération). The authors thank the references for their helpful comments.

REFERENCES

1. D. Cano, J. M. Monget, M. Albuisson, H. Guillard, N. Regas, and L. Wald, A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy*, **37**, 1, 31–39 (1986).
2. G. Dedieu, P. Y. Deschamps, and Y. H. Kerr, Solar irradiance at the surface from Meteosat-visible data. Machine processing of remotely sensed data symposium (1983).
3. H. Demarcq, Etude de la zone de dilution rhodanienne, observations des zones de production dans le Golfe du Lion et estimation de l'éclairement solaire global en Méditerranée Occidentale. *Thèse 3ème Cycle*. Université Aix-Marseille II (1985).
4. L. Diabaté, H. Demarcq, N. Michaud-Regas, and L. Wald, Estimating incident solar radiation at the surface from images of the Earth transmitted by geostationary satellites: the Heliosat Project. *Int. J. of Solar Energy*, **5**, 261–278 (1988).
5. L. Diabaté, N. Michaud–Regas, and L. Wald, Mapping the ground albedo of Western Africa using Meteosat visible data. Its time evolution during 1984 and its relations to the vegetation. (In press).
6. C. Gautier, G. Diak and S. Masse, A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *J. of Applied Meteorology*, **19**, 1005 (1980).
7. W. Grüter, H. Guillard, W. Möser, J. M. Monget, W. Palz, E. Raschke, R. E. Reinhardt, P. Schwarzmann, and L. Wald, Solar Radiation from satellite images, Solar Energy R & D in the European Community Series F, *Solar Radiation Data*, **4**, (1986).
8. S. Marullo and A. Viola, The insolation over Italy estimated from Meteosat. *Proceedings of the Fifth Meteosat Scientific User Meeting*, **III–11** (1985).
9. N. Michaud–Regas, Mise en oeuvre et validation d'une méthode opérationnelle et automatique pour l'évaluation d'atlas solaires en Europe à l'aide de mesures satellitaires Météosat. *Thèse de Doctorat de Sciences*. Univ. Paris VII (1986).
10. W. Möser, and E. Raschke, Mapping of global radiation and of cloudiness from Meteosat image data. *Meteorol. Rdsch.*, **36**, 33–41 (1983).
11. W. Möser and E. Raschke, Incident solar radiation over Europe estimated from Meteosat image data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. **23**, 1, 166–170 (1984).
12. G. Moussu, L. Diabaté and L. Wald, A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites. (In press).
13. J. D. Tarpley, Estimation incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *Journal of Applied Meteorology*. **18**, 1172 (1979).

ANNEXE [3]

MAPPING THE GROUND ALBEDO OF WESTERN AFRICA AND ITS TIME EVOLUTION DURING 1984 USING METEOSAT VISIBLE DATA

Diabaté L., Michaud-Regas N., Wald L.

Remote Sens. Environ., 1989, Vol. 27, pp. 211-222

CARTOGRAPHIE ET ETUDE DE LA VARIATION TEMPORELLE DE L'ALBEDO DU SOL DE L'AFRIQUE DE L'OUEST AU COURS DE L'ANNEE 1984 A PARTIR DES IMAGES VISIBLES DU SATELLITE METEOSAT

REMOTE SENS. ENVIRON. 25:1–00 (1989)

Mapping the Ground Albedo of Western Africa and Its Time Evolution during 1984 Using Meteosat Visible Data

L. Diabaté
L. Wald
Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels, Ecole des Mines de Paris

N. Michaud-Regas

This paper deals with the use of Meteosat visible data for the production of maps of the ground albedo. Meteosat visible data were routinely received at Ecole des Mines using a receiving station connected to a microcomputer during 1984 and the ground albedo was weekly mapped for Western Africa (4S to 16N, 18E to 4W). The main patterns as well as the variations in time of the albedo are depicted with respect to the vegetation types. The great spatial variability of the vegetation growth rate is confirmed and correlated to the variability of the rainfall.

INTRODUCTION

Many methods have been published for the retrieval of the ground albedo from images taken by meteorological satellites in the visible band (see, e.g., Brest, 1987; Caselles and Delegido, 1987; Dedieu et al., 1987; Gube, 1982; Kandel, 1982; Nunez et al., 1987). This paper deals with the use of such a method for the mapping of the ground albedo of Western Africa and for the study of its time evolution during 1984.

The method used here originates from the work of Cano (1982, also described in Grüter et al., 1986) and has been further developed by Moussu et al. (1988), within the framework of the Heliosat Program of Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels (CTAMN) de l'Ecole des Mines de Paris (Cano et al., 1986, Diabaté et al., 1988a,b,c). The goal of this program is the detailed mapping of the global solar radiation received at ground and of its direct and diffuse components, making use only of visible geostationary satellite data. It requires maps of apparent ground brightness to detect large clouds and the method here used has been developed for this purpose. This method does not take into account the effects of partial subpixel cloud cover and approximates the non-Lambertian behavior of the surfaces. Therefore, it provides à quantity which is close to the albedo but is not strictly speaking the surface albedo. This quantity has been called apparent ground brightness (Moussu et al., 1988) but for convenience it will be described as ground albedo in this paper.

To validate the Heliosat method, routine construction of maps of solar radiation has been done for Europe from 1983 to mid-1985 and for the Central West Africa during 1984 (Demarcq, 1985;

Address correspondence to Dr. Lucien Wald, Centre de Teledetection et d'Anal. des Milieux Naturels, Ecole Natl. Superieuredes Mines de Paris, Sophia-Antipolis, Valbonne Cedex, 06565 France.
Received 5 March 1988; revised 27 October 1988.

0034-4257/89/$3.50
©Elsevier Science Publishing Co. Inc., 1989
655 Avenue of the Americas, New York, NY 10010

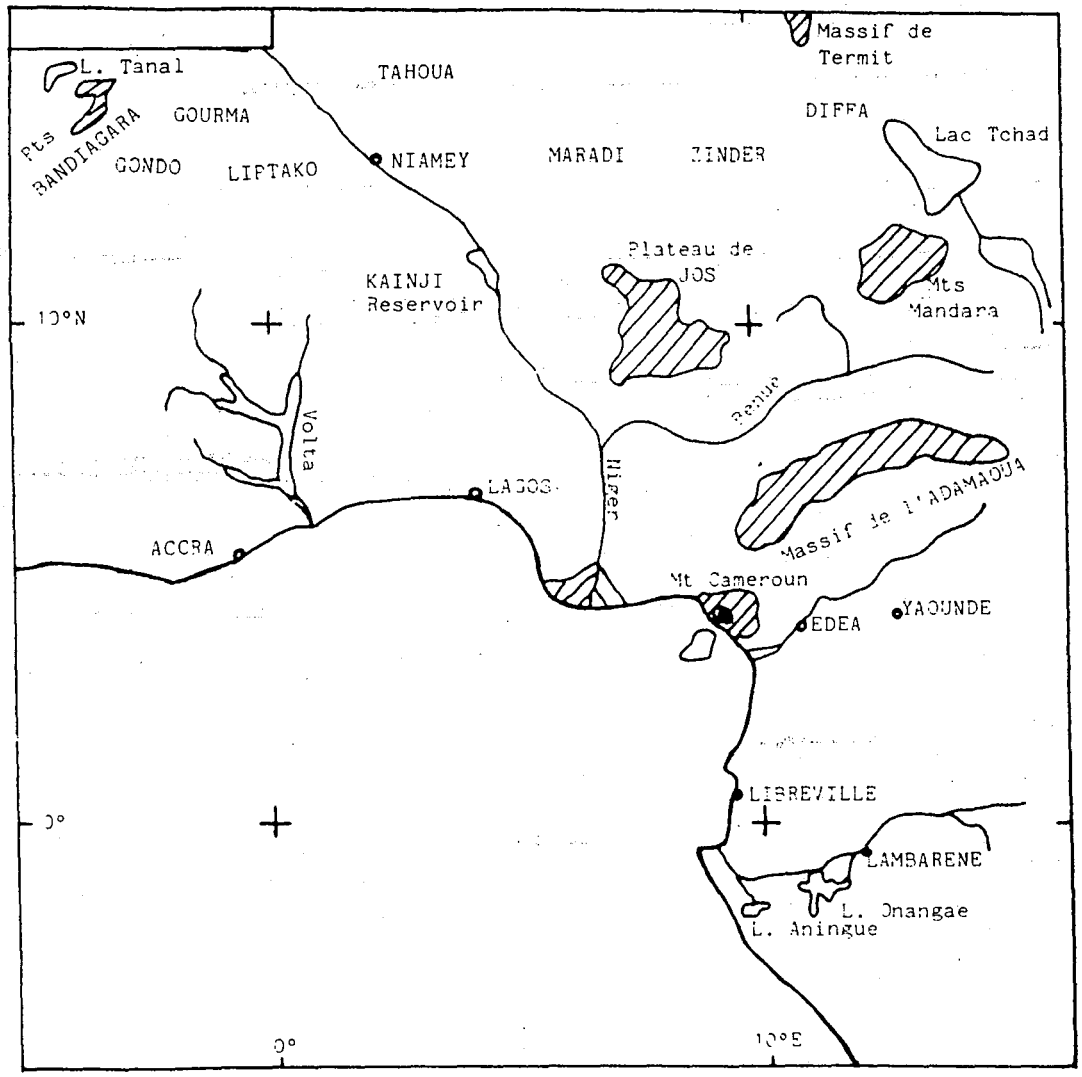
Michaud-Regas, 1986). Maps of ground albedo for these periods and areas have therefore been weekly produced and are available on request on IBM-PC diskettes or CCT. This paper intends to depict the main patterns as well as the variations in time of the albedo of the African area with respect to the seasons and to the vegetation cover.

METEOSAT DATA PROCESSING

The satellite data originated from Meteosat but were received into the WEFAX (WEather FAC-Simile) analog format by a Secondary Data User Station (SDUS) located at Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels (CTAMN). The analog signal was then changed into digital counts by an analog/digital converter. This converter has been especially designed at CTAMN and is about to be installed into a personal computer similar to an IBM PC.

In 1984 an image of the Western Central part of Africa was acquired in WEFAX format three times a day at 9h 10 UT, 12h 10 UT, and 15h 10 UT. One image is composed of approximately 800 points per row and 800 rows. The pixel sizes are 5×5 km^2 at satellite nadir. For disk storage reasons, the images were shortened and only the upper right two thirds were kept, leading to 512×512 images. This area approximately ranges from 4S to 16N and 18E to 4W (Fig. 1). It covers the Southern Central part of the Sahel and some of the tropical countries located around the Gulf of Guinea. Such a coverage may appear puzzling but has been dictated by the sectorization adopted by the European Space Agency for the WEFAX dis-

Figure 1. Map of the studied area.



semination of Meteosat data. For the same reason, only three visible images were available a day.

In order to compute both hourly and daily global radiations, the processing steps of the Heliosat method are the following: acquisition, navigation, computation of a cloud index and of the ground albedo, and computation of solar global radiation (Diabaté et al., 1988a,b,c).

Images are navigated by landmarks correlation techniques to be precisely superposable onto each other within one pixel error. Simple formulae change image coordinates (row, column) into geographical coordinates and reciprocally. If l, c, lat and long mean, respectively, row, column, latitude, and longitude, these formulae are

$$\begin{aligned}\text{latitude} = {} & 16.207 - 4.1673\times10^{-2}\, l + 4 \\ & \times10^{-7}\, l^2 + 1.301\times10^{-6}\, l\, c \\ & - 3.188\times10^{-6}\, c^2 + 1.3016\times10^{-3}\, c, \\ \text{longitude} = {} & -5.1087 - 2.0504\times10^{-3}\, l + 3.81 \\ & \times10^{-6}\, l^2 - 2.036\times10^{-6}\, l\, c \\ & - 3.547\times10^{-6}\, c^2 + 4.5231\times10^{-2}\, c,\end{aligned} \quad (1)$$

reciprocally,

$$\begin{aligned}\text{row} = {} & 394.5467 - 24.2570\ \text{lat} + 41.5192 \\ & \times10^{-4}\ \text{lat}^2 \\ & - 16.9551\times10^{-3}\ \text{lat long} - 40.4020 \\ & \times10^{-3}\ \text{long}^2 + 57.3118\ \text{long}, \\ \text{column} = {} & 121.0021 + 39.6790 \\ & \times10^{-2}\ \text{lat} - 51.1594\times10^{-3}\ \text{lat}^2 \\ & - 28.0007\times10^{-3}\ \text{lat long} \\ & + 43.2925\ \text{long}^2 + 22.9669\ \text{long}.\end{aligned} \quad (2)$$

The geographical coordinates, the true sun time, and the elevation angles of both the sun and the satellite are computed at each pixel. Only pixels were retained for which the solar elevation ν was greater than 12° and the satellite elevation γ was greater than 5°. Then the digital counts (DC) are normalized by the solar irradiance, which would be measured by the satellite sensor after it has been reflected on a horizontal plane located at each pixel under clear sky, that is, a sky for which the diffuse part of the light is much smaller than the direct part. This normalization has been discussed in detail by Moussu et al. (1988) and it results in an apparent albedo ρ:

$$\rho = (c/I_{os})(\mathrm{DC} - \mathrm{DC}_o)/\left(\sin\nu^{1.15}\sin\gamma^{1.15} f_j\right), \quad (3)$$

where

c = a constant to be determined,

DC_o = the digital count for the outer space,

I_{os} = the filtered solar constant for the spectral range under concern,

f_j = the eccentricity correction factor of the Earth's orbit for the day j under concern.

Using similar Meteosat data, Moussu et al. (1988) determined the constant c by selecting several typical targets in Europe and Africa for which the apparent albedos were compared to values of the ground albedo given in the literature.

The construction of the map of the ground albedo is done according to the method described by Moussu et al. (1988). It comprises two steps: the construction of a reference map and the updating of the current map. Both steps are now described only briefly, since they have been discussed at length by Moussu et al. The first step is done only once and does the computation of a map of ground albedo from time series of weather satellite images. This map is called the reference ground albedo map. Once the routine is launched, this map is updated by taking into account the currently received image and thus becomes the current map of the ground albedo.

The variables are considered random and therefore the instrumental noise as well as the approximate character both of the knowledge of the variables and of the clear sky model are taken into account. If the time series is short enough so that the seasonal trends of the ground albedo ρ_g can be neglected, ρ_g may be considered as a stationary random variable of mean $\bar{\rho}_g$ and variance σ_g^2. This variance includes the changes in brightness due to precipitation and to variations in surface wetness. Let us define the cloud albedo ρ_c of mean $\bar{\rho}_c$ and variance σ_c^2. If the apparent albedo is a statinary random variable X equal to ρ_g (ground albedo) with a probability P_g and equal to ρ_c (cloud albedo) with a probability P_c, it can be shown that the iterative minimization of the variance of the difference between the observed and clear sky model radiances is equivalent to an itera-

tive computation of the mean $\bar{X}$ of the variable X, with elimination of the cloudy pixels at each step (Cano, 1982).

Albedo is subject to seasonal changes. These variations are taken into account by updating the albedo during the Heliosat processing by weight averaging a new cloud-free pixel with previously determined cloud-free pixels.

Assume that $\rho'(i, j)$ is the apparent albedo at time t and at pixel (i, j), $\rho_{1g}(i, j)$ the current ground albedo, and σ_g the standard deviation of the ground albedo within a time series as defined by Moussu et al. (1988). Then the updated value $\rho_{2g}(i, j)$ of the ground albedo is computed as follows:

i. Cloud sky, that is, $\rho'(i, j) > \rho_{1g}(i, j) + \sigma_g$; then

$$\rho_{2g}(i, j) = \rho_{1g}(i, j).$$

ii. Cloud-free sandy pixel, that is,

$$\rho'(i, j) < \rho_{1g}(i, j) + \sigma_g$$

and

$$\rho_{1g}(i, j) > \rho^{\text{sand}}.$$

Then

$$\rho_{2g}(i, j) = \rho'(i, j).$$

iii. otherwise

$$\rho_{2g}(i, j) = \left[N\rho_{1g}(i, j) + \rho'(i, j)\right]/(N+1).$$

Here N is a weight that determines the smallest time scale of the variations in albedo to be taken into account. In the present study the time-lag minimum is 1 week but a longer time average may become included in the image if a pixel remains covered by clouds during a longer period. However, examination of the cloud coverage shows that the clouds are nonstationary, even in the equatorial belt, and that a pixel is mostly cloud-free during a week. Hence it is assumed in a first approximation that the time lag is mostly constant in the image and is close to 1 week.

MAPS OF THE GROUND ALBEDO OF WESTERN AFRICA DURING 1984

The whole set of images cannot be displayed in this article and only four images were selected for presentation and comments. The weeks were chosen according to the main characteristics of the Sahel climate, i.e., dry season from November to mid-May, and rainy season from June to October with a maximum rainfall period in August. We retained week #8 (February) in the middle of the dry season, two weeks in May (#19 and #21) to depict the end of the dry season and the beginning of the rainy season, and week #42 (October) since it is at the end of the rainy season with supposedly maximum extent of vegetation cover.

Because our images cover the equatorial zone, another choice may have been made according to the main characteristics of the equatorial climate: great dry season (November–April), great rainy season (April–July), short dry season (July–September), and short rainy season (September–November). However, albedo changes are larger in the Sahel and are of a great impact on climate. Therefore, the Sahelian choice was retained rather than the equatorial one. For the equatorial belt, only week #8 describes a dry period, and the others correspond to rainy periods.

These four images are displayed in Figures 2–5, together with a drawing of isolines to help the reading. Color enhancement is similar for each image so that, at a given pixel, variations in color from one image to another indicate changes in albedo.

As a whole, these images show low values for water, intermediate values for vegetation, and high values in desert areas. The albedo displays a zonal trend, increasing from South (equatorial zone) to North (Sahelian zone) as the vegetation density decreases. These general features are in very good agreement with the maps recently published by Dedieu et al. (1987).

The scale spectrum of the variations of the albedo in space is very large. Beside the above-mentioned zonal trends, these maps show fine scale details which can be related to main physiographic or vegetation features. For example, Mount Cameroon (4.2N, 9.2E, Fig. 1), which reaches 4070 m above sea-level, is clearly visible as a clear spot. Also the Obopo and Kwalbo Rivers (5N, 7E) surrounded by the mouths of the Niger and Cross Rivers can be depicted. Lake Tanal (15N, 3W, upper left corner) appears black in the images as well as the Volta (6.2 to 8N, 0 to 0.2E) because of their low albedo while the much more extended Lake Chad (upper right) displays higher values surrounding black spots which respectively denote

Fig 2a

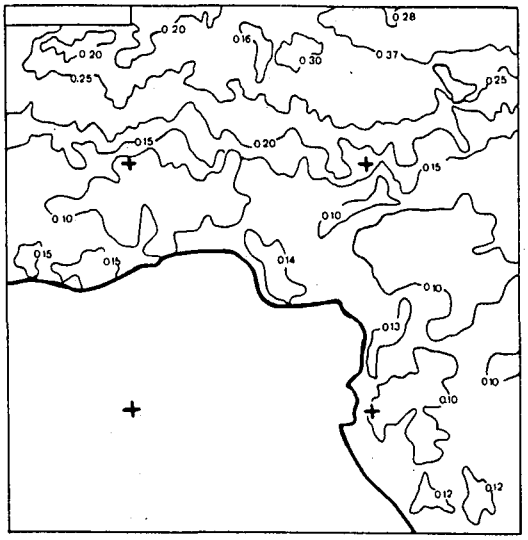


Figure 2. a) Albedo map for week #8 (February) 1984. Albedo increases from black to white. b) Albedo isolines for week #8.

Fig 3a

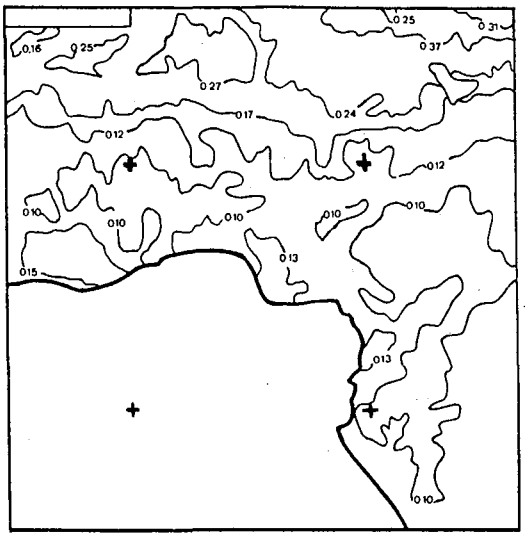


Figure 3. a) Albedo map for week #19 (May) 1984. b) Albedo isolines for week #19.

emerged and very shallow turbid water and deeper water. Some features are very difficult to observe such as the Niger Valley composed of broken lines of low intensity.

In Table 1 are listed ranges of albedo values computed in these images from various targets. In this table are also reported values found in the literature. Most of these values originate from satellite observations. Some data of Courel (1984) are ground measurements (hand-radiometer). Geographical coordinates are not given very precisely and are only an aid to spot the area. Some targets are very inhomogeneous and have been considered only for comparison with previous authors. The published data sets and ours are in good agreement. However, the consistency of such a comparison is very questionable.

Authors use different space-borne sensors, namely, Landsat MSS and Meteosat sensors. While Meteosat has a unique sensor in the visible/near infrared (NIR) band, Landsat MSS has four. The albedo displays very large spectral variations except for a very few targets such as some rocks (see, e.g., Kondratyev et al., 1981). In particular, the albedo of vegetation exhibits a strong dependence on the wavelength and its spectral distribution also varies with the leaf water content and other time-dependent parameters. These natural variations within the same typical surface result in a range of values for its albedo instead of a unique value. Albedo values found in the literature are defined for various spectral ranges. Multispectral data from Landsat MSS sensor are commonly used to assess broadband (0.3–0.4 μm) albedo values by means of weighted average (Courel, 1984; Bardinet and Monget, 1978), which may depend upon the sur-

Fig 4 a

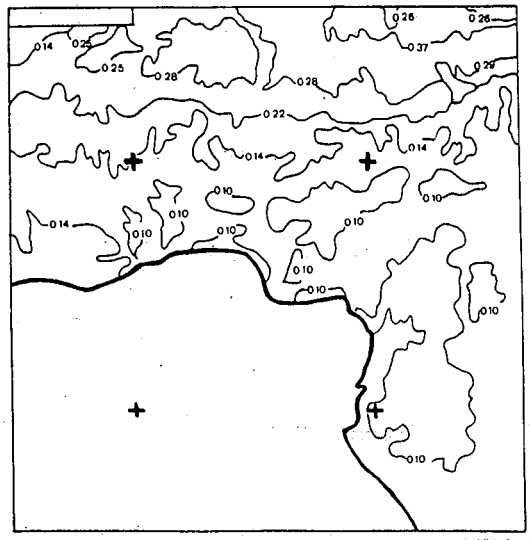


Figure 4. a) Albedo map for week #21 (May) 1984. b) Albedo isolines for week #21.

Fig 5a

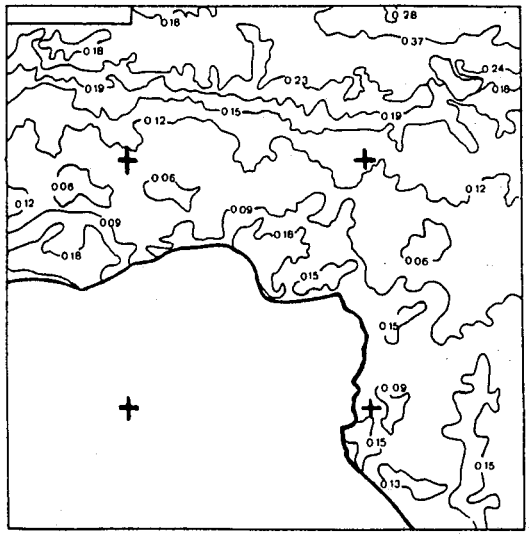


Figure 5. a) Albedo map for week #42 (October) 1984. b) Albedo isolines for week #42.

face type (Brest, 1987). Recently Nunez et al. (1987) conducted ground experiments in Tasmania to estimate the differences between the narrowband (0.55–0.75 μm) of the GMS sensor and a larger band albedo (0.4–3.0 μm). Their conclusions are supported by the computational experiments of Pinker and Ewing (1986), who compare the narrowband 0.5–0.7 μm (GOES visible band) to the larger band 0.3–2.5 μm. Both papers stress that the conversion from narrowband to larger band depends strongly upon the surface type. Computer simulations demonstrate that the relationship between both albedos depends primarily upon the assumptions made about the magnitude and wavelength dependence of the ground albedo and less upon atmospheric conditions. This problem may be of less significance with the Meteosat satellite, given the wide spectral band covered by its sensor (0.4–1.1 μm).

Beside these spectral differences there also exists a difference in spatial resolution. The resolution is 56×80 m^2 for MSS and 5×5 km^2 for our Meteosat data. Hence a complete Landsat MSS scene makes only a square of about 36×36 pixels into a Meteosat image. The computation of the albedo for an object is often the average of the values found within the limits of this object. The limits one will draw are strongly dependent at least on the spatial resolution of the sensor; also terrestrial objects are known to be very inhomogeneous. Therefore, the average value is not invariant with the pixel size and computations made with different sensors will mostly differ.

Beyond these technical aspects, the variability of the albedo itself renders the comparison more questionable. It has been found that the albedo in the Sahel presents a strong variability both in time

Table 1. Typical Values (90) of Albedo Observed in This Study and Others

		Albedo Range (%)						
		This Study				*Other Studies*		
Area	*Type of Reflector*	*Week #8 (February)*	*#19 (May)*	*#21 (May)*	*#42 (October)*	*Values*	*Period*	*Authors*
10–15N, 15E–15W	—	11–36	11–39	11–41	11–41	6–22	Mar. 1979	Amado (1982)
						12–32	Aug. 1979	
						12–32	Oct. 1979	
14–16N, 0–2W	—	13–31	12–28	12–29	16–28	20–30	1979	Courel et al. (1984)
14–16N, 2–4W	—	11–31	11–28	11–29	12–26	10–20	1979	Courel et al. (1984)
						15–24	Nov. 1979 Apr. 1979	Kandel (1982)
Diffa, 15–17N, 12–14E	desert	27–39	27–41	28–44	26–44	—	—	—
Maradi, 13–15N, 6–8E	desert	17–36	17–34	23–33	20–30	—	—	—
Zinder, 13–15N, 8–12E	desert	20–33	22–34	20–32	20–32	—	—	—
Tahoua, 15–16N, 4–6E	desert	22–32	22–32	22–32	20–31	—	—	—
Kwalbo and Opobo valleys, 5N–7E	desert	10	10–11	10	10			
Mouths of the Cross and Niger Rivers (Nigeria)	—	6–11	9	7–9	7–10			
Lake Tanal, 15N–3W	—	6	6–9	6–10	8–9			
Lake Faguibine, 17N–4W	—	—	—	—	—	6–12	Mar. 1982	Courel (1984)
Lake Chad	—	8–9	8–9	8–11	5–8	—	—	—
Volta	—	6–9	6–10	7–10	5–7			
Surroundings of Lake Tanal	—	8–9	11–14	11–14	12–14			
Surroundings of Lake Faguibine	—	—	—	—	—	14–18	Mar. 1982	Courel (1984)
Lake Chad emerged zones	—	10–17	10–16	11–16	12–15			
Bandiagara Plateau, 14N–3W	sandstone	20–26	20–25	19–24	17–22	20–22	Apr. 1979	Bardinet and Monget (1978)
						15–18	—	Courel (1984)
Mount Mandara, 10–11N, 12–14E	—	11–15	10–14	11–14	11–14			
Jos Plateau, 9–10.5N, 8.5–9.5E	—	15–16	13–16	13–16	13–16			
Mount Termit, 16N–11E	—	17–20	17–22	16–19	12–15			
Oudalan, 14.3N, 0.5W	sandstone	19–25	16–28	19–25	19–22	27	Jan. 1976	Courel (1984)
						31	Dec. 1973	
Gondo, 14.15N, 3.4W	pleocene alluvial and eolian soils	22–27	22–27	22–27	19–26	24	Apr. 1979	Bardinet et al. (1982)
						25	Nov. 1972	
						21	Sep. 1973	
						23	Mar. 1975	
						25	Jan. 1976	
						25	Mar. 1976	
						18	Dec. 1978	Courel (1984)
Hadjejia Valley, 13N–11E	irrigated valley	15–18	14–20	15–20	12–17	—	—	—
Adoua and Eliki Valley, 14–15N, 6–7E	irrigated valley	12–16	12–17	12–16	11–15	—	—	—

Table 1.

Area	Type of Reflector	Albedo Range (%) This Study Week #8 (February)	#19 (May)	#21 (May)	#42 (October)	Other Studies Values	Period	Authors
Kebbi Valley, 12.5N–4.5E	irrigated valley	16–20	16–20	17–19	14–17	—	—	—
Giru Valley, 11.5N–4.5E	irrigated valley	16–19	16–19	16–19	14–17	—	—	—
Azouak Valley, 16–17N, 3.5E	irrigated valley	11–17	11–20	12–26	15–24	—	—	—
Interior Delta of the Niger	irrigated valley	11–22	12–28	12–26	16–28	—	—	—
Niger Valley in the Niamey region	irrigated valley	15–18	9–17	14–16	20–21	—	—	—
Niger Valley in Nigeria	irrigated valley	10	9	10	7–10	—	—	—

and space (Amado, 1982; Courel, 1984; Courel et al., 1984; Kandel, 1982; see also Table 1). Furthermore, the albedo also exhibits a strong interannual variability. Relative variations may reach 50%. Such variability is linked to the variability of the rainfall, which displays the same large time–space spectrum.

Hence values in Table 1 must be considered with care and only indicate the gross range of variations of the albedo for various areas. Albedo is maximum in the desert of Diffa, up to 0.44. The albedo of the desertic area is rather stable in time, with a maximum reached during the dry season. The albedo of the targets located in the equatorial belt encounters smaller changes than those further north. The albedo of water in lakes varies according to the turbidity, depth, and type of bottom. A further examination of the time evolution, made in the next section, shows that changes are inhomogeneous and occur at short periods as well as in short scales.

TEMPORAL VARIATIONS OF THE ALBEDO

The change in albedo with time can be described on a pixel basis by computing the difference between the albedo at two different periods. The resulting image indicates where and what change occurs but does not report the absolute value around which the albedo fluctuates. It is also possible to select some sites within the images and to plot their values versus time. However, since the inhomogeneity at very short scales is large, there is no objective criterion for selecting such pixels or group of pixels and doing so may lead to erroneous conclusions.

A method was devised which makes use of a two-dimensional color chart which comprises 256 (16×16) colors. If the albedo values are coded in 16 levels only, ranging linearly from 0.05 to 0.44 with a step of 0.025, a color corresponds to only one couple of albedo observed at two different instants. The components are found by reading the values on the x- and y-axes (Fig. 6). However, the color chart has been simplified to allow a perfect reading of the photographs. The principal diagonal is black and depicts the pixels for which change in albedo is less than 0.025 in absolute value. The dominant color in area 1 (albedo decreases from t_1 to t_2) is blue while the dominant color in area 2 is red/yellow. An elementary change in color denotes an absolute change of 0.025 in albedo and the lighter the tone, the greater the change.

Three images showing albedo changes with time are displayed in Figs. 7–9. We present week #8 versus week #21, week #8 versus week #42, and week #21 versus week #42 because they show the most significant changes.

As a whole, the albedo changes only a little from February (week #8) to May 1984 (week #21, Fig. 7). In the equatorial belt are found mainly black and deep blue colors. It means that mostly the albedo did not change but when it did, it decreased by 0.025, and no more. A bit to the north, deep red becomes more frequent, denoting an albedo increase of 0.025. Still further north one notices a large light blue area, which means a

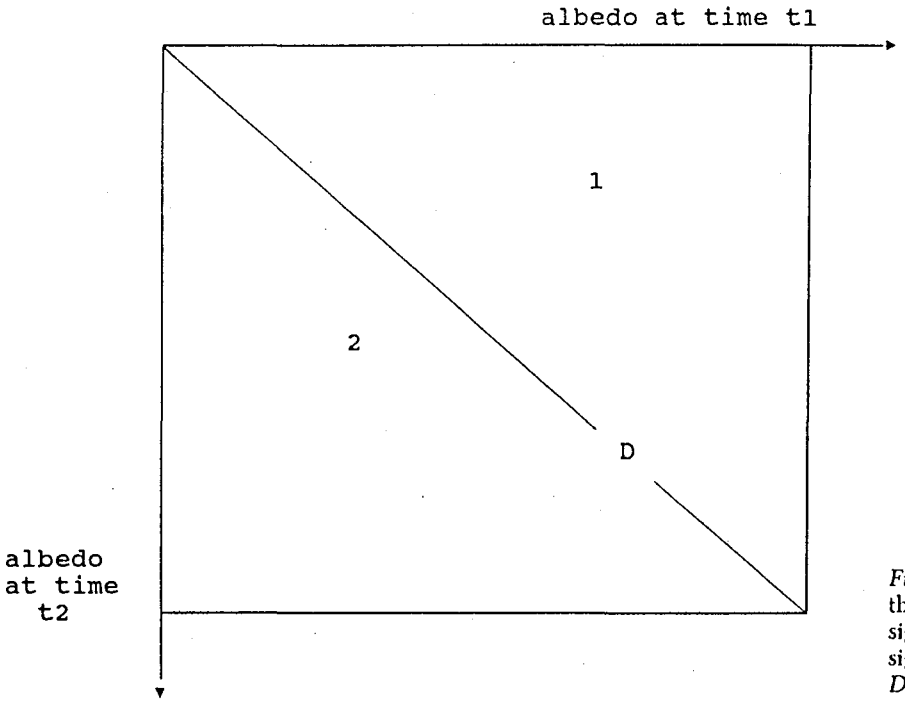


Figure 6. Schematic representation of the two-dimensional color chart. Area 1: signal decreases from t_1 to t_2. Area 2: signal increases from t_1 to t_2. Diagonal D: signal is invariant with time.

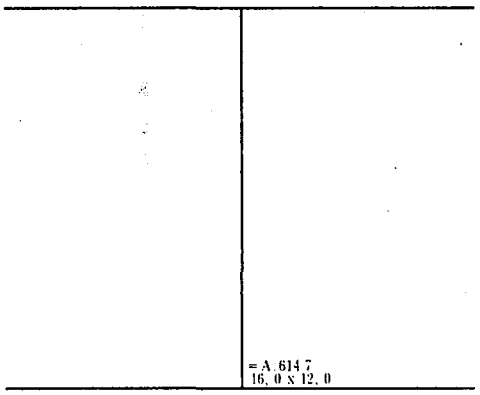


Figure 7. Albedo absolute change from week =8 to week =21. Each color represents a variation of 0.025.

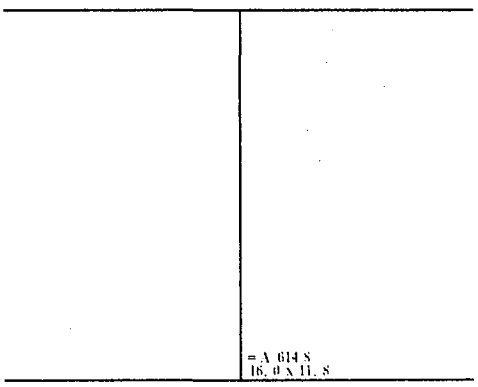


Figure 8. Albedo change from week =8 to week =42.

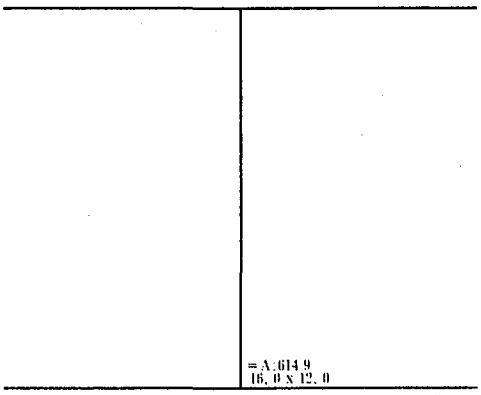


Figure 9. Albedo change from week =21 to week =42.

decrease in albedo of 0.075. This may indicate the growth of the vegetation due to early rains in the north of Nigeria. On the contrary, even further north the continuing drought causes the albedo to increase by 0.025–0.05. However, some places display an albedo decrease such as the Adoua, Eliki, and Azouak Valleys, which may have received some rains. Also the upper limit of the image appears in blue, which may denote the appearance of vegetation in the desert of Diffa. The great variability in albedo is also displayed in the area of the Interior Delta of the Niger (upper left corner), where albedo change fluctuates from -0.05 to 0.05 from pixel to pixel.

The changes in albedo from February (week #8) to October (week #42) are shown in Fig. 8. The presence of high intensity colors either in blue or in red/yellow denotes the large changes observed in the Sahel. It indicates the variation in vegetation coverage occuring from the middle of the dry season (week #8) to the end of the rainy season (week #42). Most pixels are colored in blue, particularly in the Sudanian regions and the southern part of the Sahel. Decreases of 0.025–0.05 are the most frequent. The Zinder area as well as the southern part of the Gourma area display changes of 0.075–0.10.

In the Sahel, vegetation cover increases dramatically during rainy season in accordance with the rainfall and is indicated by a decrease in albedo (blue tones). However, the changes are not homogeneous. Since types and species of vegetation are very similar in the Sahel and follow zonal distribution, zonal variations in albedo must be mostly attributed to rainfall variability, which means variability in water amount, frequency, and duration. The rain variability is enhanced in the upper left area (Interior Delta of the Niger), which is colored in red/yellow tones. There the rainfalls were nonexistent or, if they did exist, they were so inefficient that no growth in vegetation was produced. On the contrary, red/yellow tones indicate an increase in albedo. Finally, a careful examination of this area also reveals that the yellow/white pixels are close to the blue/white ones, denoting a large absolute variation in albedo of about 0.18 within a few kilometers.

In the Equatorial belt, February and October correspond respectively to the great dry season and the short rainy season, the latter coming after a great rainy period and a short dry season. Hence major positive changes in vegetation are expected. Pixels are mostly red and yellow and indicate an increase in albedo of 0.025–0.075. The major increases in albedo are found in the plains along the coast in Nigeria, Ghana, the Ouroungou region in Gabon still along the coast, and the depression located West of the Zaïre River in the Congo. On the contrary, the plateaus in the south of Cameroon and in the north of Gaboon exhibit no or small changes in albedo.

Figure 9 displays the changes in albedo from May (week #21) to October (week #42). It is very similar to Fig. 8 but close examination of the three images of the albedo changes (Figs. 7–9) reveals the rate of change with time. For example, the total change (decrease) in albedo from February to October in the south of Maradi and Zinder is completely achieved from February to May (in white/blue in Fig. 7) with even a small increase from May to October (black and deep red in Fig. 9). On the contrary, the albedo in the great plains along the coast decreases from February to May before increasing from May to October.

CONCLUSION

This study demonstrates the use of Meteosat data to monitor ground vegetation cover by providing weekly maps of the ground albedo. This result can be extended to other regions in the world and to other geostationary satellites.

Vegetation is better monitored using the vegetation index but such an index cannot be computed from Meteosat data. Hence for such data, the best indicator remains the albedo, though no strong link exists between the albedo and biomass. Also precise knowledge of the albedo is needed for energy budget studies and for climatological modeling purposes.

This paper presents a few maps of the albedo for the year 1984. This year recorded a rainfall deficit for the most Sahelian countries (Herniaux et al., 1984). This deficit is not constant from one area to another. For example, the Zinder and Gourma zones received more water (or rain was more "efficient" in vegetation growth) than in other Sahelian regions. The appearance of vegetation in Zinder was far earlier than in Gourma. Such maps demonstrate the great variability of the albedo. Previous studies report that the albedo is highly variable on an annual basis and on scales of 100 km and greater (Amado, 1982; Kandel, 1982; Courel, 1984; Courel et al., 1984). Our results show that the spectrum of albedo variations is in fact very broad and that major changes may occur within a few kilometers.

This study was partly supported by Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie. Lamissa Diabaté, Assistant Professor with Ecole Nationale d'Ingénieurs de Bamako, Mali, acknowledges the support of a grant from the French government (Fonds d'Aide et de Coopération).

REFERENCES

Amado, J. (1982), Cartographie de l'albédo et du gisement solaire à partir des données du satellite Meteosat, Thèse de Docteur-Ingénieur, Univ. Paul Sabatier, Toulouse.

Bardinet, C., and Monget, J.-M. (1978), Télédétection et géographie appliquée en zone sahélienne du Tchad, *Collection de l'Ecole Normale Supérieure de Jeunes Filles*, Paris, No. 12.

Brest, C. L. (1987), Seasonal albedo of an urban/rural landscape from satellite observations, *J. Climate Appl. Meteorol.* 26:1169–1187.

Cano, D. (1982), Etude de l'ennuagement par analyse de séquences d'images de satellite. Application à l'évaluation du rayonnement solaire global au sol, Thèse de Docteur-Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Télécommunications, Paris.

Cano, D., Monget, J.-M., Albuisson, M., Guillard, H., Regas, N., and Wald, L. (1986), A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellites data, *Solar Energy* 37(1):31–39.

Caselles, V., and Delegido, J. (1987), A simple model to estimate the daily value of the regional maximum evapotranspiration from satellite temperature and albedo images, *Int. J. Remote Sens.* 8(8):1151–1162.

Courel, M. F. (1984), Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites, Thèse d'Etat, Univ. Paris I.

Courel, M. F., Kandel, R. S., and Rasool, S. I. (1984), Surface albedo and the Sahel drought, *Nature* 307(5951):528–531.

Dedieu, G., Deschamps, P. Y., Kerr, Y. M., and Raberanto, P. (1987), A global survey of surface climate parameters from satellite observations: preliminary results over Africa, *Adv. Space Res.*, 7(11):129–137.

Demarcq, H. (1985), Application de la télédétection infrarouge et visible en océanographie. Etude de la zone de dilution rhodanienne, observations des zones de production dans le Golfe du Lion, et estimation de l'éclairement solaire global en Méditerranée Occidentale, Thèse de 3ème cycle, Université Aix-Marseille II.

Diabaté, L., Demarcq, H., Michaud-Regas, N., and Wald, L. (1988a), Estimating incident solar radiation at the surface from images of the Earth transmitted by geostationary satellites: the Heliosat Project, *Int. J. Solar Energy* 5:261–278.

Diabaté, L., Moussu, G., and Wald, L. (1988b), An operational tool for the fine-scale mapping of the incident solar radiation using satellites images: the Heliosat Station, in *Proceedings of the 1988 Annual Meeting of the American Solar Energy Society*, pp. 11–17.

Diabaté, L., Moussu, G., and Wald, L. (1988c), Description of an operational tool for the determination of the global solar radiation at ground using geostationary satellite images, *Solar Energy*, forthcoming.

Grüter, W., Guillard, H., Möser, W., Monget, J.-M., Palz, W., Raschke, E., Reinhardt, R. E., Schwarzmann, P., and Wald, L. (1986), *Determination of solar radiation at ground level from images of the earth transmitted by meteorological satellites*, Solar Energy R & D in the European Community, Series F, Vol. 4: Solar Radiation Data from Satellites Images, Reidel, for the Commission of the European Communities, 100 pp.

Gube, M. (1982), Planetary albedo estimates from Meteosat data, *ESA J.* 6(1):53–69.

Herniaux, P., Cissé, M. I., and Diarra, L. (1984), Bilan d'une saison de pluies 1984 très déficitaire dans le Gourma (Sahel Malien), Document de Programme, AZ 140, CIPEA, Bamako, Mali.

Kandel, R. S. (1982), Satellite observation of the Earth radiation budget, *Int. Symp. of Deutsche Meteorologische Gesellschaft E-V.*

Kondratyev, V., Korzov, V. I., Mukenberg, V. V., and Dyachenko, L. N. (1981), The shortwave albedo and the surface emissivity, in *JSC Study Conference and Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Model*, Greenbelt, MD, World Climate Research Program, P. S. Eagelson, Ed.

Moussu, G., Diabaté, L., Obrecht, O., and Wald, L. (1988), A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites, *Int. J. Remote Sens.*, forthcoming.

Nunez, M., Skirving, W. J., and Viney, N. R. (1987), A technique for estimating regional surface albedo using geostationary satellite data, *J. Climatol.* 7:1–11.

Pinker, R. T., and Ewing, J. A. (1986), Effect of surface properties on narrow to broadband spectral relationship in clear sky satellite observations, *Remote Sens. Environ.* 20:267–282.

Regas, N. (1986), Mise en oeuvre et validation d'une méthode opérationnelle et automatique pour l'évaluation d'atlas solaires en Europe à l'aide de mesures satellitaires Meteosat (Années 1983, 1984, 1985), Thèse de Doctorat, Université Paris VII.

ANNEXE [4]

RAPPEL MATHEMATIQUE SUR LA DETERMINATION DE L'AXE D'INERTIE D'UN ENSEMBLE DE POINTS DANS UN PLAN CARTESIEN

Soit F(Z) = AZ une équation matricielle avec $A = [a_{ij}]$ (i,j = 1, 2, ..., n) et soit ß un scalaire.

Z est un vecteur propre si :

$$Z \xrightarrow{F} ßZ = F(Z) \qquad (1)$$

alors :

$ßZ = AZ$

$ßZ - AZ = 0$

$(ßI - A)Z = 0 \qquad (2)$

$ßI - A = 0 \qquad (3)$

Pour le cas particulier des droites A est la matrice de corrélation :

$$A = \begin{bmatrix} 1 & r \\ r & 1 \end{bmatrix}$$

avec r qui représente le coefficient de corrélation.

$$(2) \Longleftrightarrow \begin{bmatrix} ß & 0 \\ 0 & ß \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} 1 & r \\ r & 1 \end{bmatrix} = 0$$

$$\begin{bmatrix} ß-1 & -r \\ -r & 1-ß \end{bmatrix} = 0$$

L'équation (2) admet des solutions autres que la solution triviale si et seulement si : dét(ßI-A) = 0

$$\begin{vmatrix} 1-ß & r \\ r & 1-ß \end{vmatrix} = r^2 - (1 - ß)^2 = 0$$

$===> (1 - ß)^2 = r^2$

$1 - ß_1 = r ===> ß_1 = 1 - r$
$1 - ß_2 = -r ===> ß_2 = 1 + r$

$ß_1$ et $ß_2$ sont appelés "valeurs propres" de A.

Soient (x,y) les composantes du vecteur propre Z dans un repère cartésien.

Pour $ß = ß_1 = 1 + r$, l'équation (2) devient :

$$\begin{bmatrix} r & r \\ r & r \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = 0 \quad =====> \quad y = x \qquad (4)$$

on obtient une droite à pente positive.

Pour $ß = ß_2 = 1 - r$, l'équation (2) devient :

$$\begin{bmatrix} -r & r \\ r & -r \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = 0 \quad =====> \quad y = -x \qquad (5)$$

on obtient une droite à pente négative.

Si x et y sont des variables centrées et reduites de X et Y on aura :

$$y = (Y - \overline{Y})/\sigma_Y \qquad (6)$$
$$x = (X - \overline{X})/\sigma_X \qquad (7)$$

avec $\overline{Y}$, $\overline{X}$ moyennes des variables respectivement Y et X et σ_Y et σ_X sont les écarts-types respectivement de Y et X.

En introduisant les équations (6) et (7) dans (4) on obtient :

$$Y = (\sigma_Y/\sigma_X)X + \overline{Y} - (\sigma_Y/\sigma_X)\overline{X} \quad (8)$$

En introduisant les équations (6) et (7) dans (5) on obtient :

$$Y = -(\sigma_X/\sigma_Y)X + \overline{Y} + (\sigma_X/\sigma_Y)\overline{X} \quad (9)$$

L' équation générale d'une droite étant $Y = AX + B$, alors :
$A = (\sigma_Y/\sigma_X)$ et $B = \overline{Y} - (\sigma_Y/\sigma_X)\overline{X}$ pour les droites à pente positive (i.e équation 8), $A = -(\sigma_X/\sigma_Y)$ et $B = \overline{Y} + (\sigma_X/\sigma_Y)\overline{X}$ pour les droites à pentes négatives (*i.e.* équation 9).

ANNEXE [5]

NOMENCLATURE DES STATIONS DE MESURES DE LA METEOROLOGIE NATIONALE FRANCAISE

LISTE DES STATIONS .

NUM	NOM STATION	DEPARTEMENT
236	ABBEVILLE	SOMME
214	AGEN	LOT-ET-GARONNE
882	AIX-LES-MILLES	BOUCHES-DU-RHONE
226	AJACCIO	CORSE
217	ALENCON	ORNE
826	AMBERIEU-EN-BUGEY	AIN
258	ANGERS	MAINE-ET-LOIRE
890	APT	VAUCLUSE
881	AURILLAC	CANTAL
270	AUXERRE	YONNE
241	AVORD	CHER
837	BALE-MULHOUSE	RHIN(HAUT-)
827	BASTIA	CORSE
112	BATZ	FINISTERE
130	BEAR(CAP)	PYRENEES-ORIENTALES
204	BEAUVAIS	OISE
138	BEC-DE-L AIGLE	BOUCHES-DU-RHONE
117	BEG-MELEN	MORBIHAN
292	BELFORT	TERRITOIRE-DE-BELFORT
293	BESANCON	DOUBS
858	BIARRITZ-AERO	PYRENEES-ATLANTIQUES
803	BISCAROSSE	LANDES
203	BORDEAUX	GIRONDE
152	BOULOGNE-SUR-MER	PAS-DE-CALAIS
805	BOURG-ST-MAURICE	SAVOIE
604	BOURGES	CHER
215	BOURGET(LE)	SEINE-ST-DENIS
111	BREHAT	COTES-DU-NORD
220	BREST-GUIPAVAS	FINISTERE
832	BRETIGNY-SUR-ORGE	ESSONNE
806	CAEN	CALVADOS
870	CALVI	CORSE
139	CAMARAT(CAP)	VAR
861	CAMBRAI	PAS-DE-CALAIS
844	CANNES	ALPES-MARITIMES
899	CAPTIEUX	LANDES
833	CARCASSONNE	AUDE
874	CARPENTRAS	VAUCLUSE
145	CAVALLO(CAP)	CORSE
257	CAZAUX	GIRONDE
148	CEPET(CAP)	VAR
864	CHAMBERY-AIX-LES-BAINS	SAVOIE
254	CHARTRES	EURE-ET-LOIR
122	CHASSIRON	CHARENTE-MARITIME
223	CHATEAU-CHINON	NIEVRE
250	CHATEAUDUN	EURE-ET-LOIR
252	CHATEAUROUX	INDRE
298	CHATILLON-SUR-SEINE	COTE-D OR
868	CHERBOURG-MAUPERTUS	MANCHE
143	CHIAPPA(LA)	CORSE
206	CLERMONT-FERRAND	PUY-DE-DOME
807	COGNAC	CHARENTE
865	COLMAR	RHIN(HAUT-)
840	CORMEILLES-PONTOISE	VAL-D OISE
140	CORSE(CAP)	CORSE
124	COUBRE(LA)	CHARENTE-MARITIME
147	COURONNE(CAP)	BOUCHES-DU-RHONE
855	CREIL	OISE

NUM	NOM STATION	DEPARTEMENT
871	DAX	LANDES
291	DEAUVILLE	CALVADOS
153	DIEPPE	SEINE-MARITIME
207	DIJON-LONGVIC	COTE-D OR
845	DINARD	ILLE-ET-VILAINE
101	DUNKERQUE	NORD
835	EMBRUN	ALPES(HAUTES-)
875	EVREUX	EURE
136	FERRAT(CAP)	ALPES-MARITIMES
125	FERRET(CAP)	GIRONDE
897	FIGARI	CORSE
240	GAROUPE(LA)	ALPES-MARITIMES
810	GOURDON	LOT
809	GRENOBLE-ST-GEOIRS	ISERE
109	GROUIN	ILLE-ET-VILAINE
106	HAGUE(LA)	MANCHE
230	HEVE(LA)	SEINE-MARITIME
876	HYERES-BAN	VAR
878	HYERES-CEM-LEVANT	VAR
256	ISTRES	BOUCHES-DU-RHONE
856	LANDIVISIAU	FINISTERE
238	LANGRES	MARNE(HAUTE-)
261	LANVEOC	FINISTERE
285	LILLE	NORD
209	LIMOGES	VIENNE(HAUTE-)
852	LORIENT-LANN-BIHOUE	MORBIHAN
273	LOXEVILLE	MEUSE
836	LUC(LE)	VAR
838	LUS-LA-CROIX-HAUTE	DROME
811	LUXEUIL-LES-BAINS	SAONE(HAUTE-)
210	LYON-BRON	RHONE
879	LYON-SATOLAS	RHONE
283	MACON	SAONE-ET-LOIRE
813	MANS(LE)	SARTHE
231	MARIGNANE	BOUCHES-DU-RHONE
883	MAUROUX	GERS
842	MELUN	SEINE-ET-MARNE
232	METZ-FRESCATY	MOSELLE
286	MILLAU	AVEYRON
249	MONT-AIGOUAL	GARD
814	MONT-DE-MARSAN	LANDES
816	MONT-ST-VINCENT	SAONE-ET-LOIRE
233	MONTELIMAR	DROME
812	MONTPELLIER	HERAULT
237	NANCY-ESSEY	MEURTHE-ET-MOSELLE
873	NANCY-OCHEY	MEURTHE-ET-MOSELLE
228	NANTES	LOIRE-ATLANTIQUE
276	NEVERS	NIEVRE
817	NICE	ALPES-MARITIMES
212	NIMES-COURBESSAC	GARD
898	NIMES-GARONS	GARD
853	ORANGE	VAUCLUSE
243	ORLEANS	LOIRET
825	ORLY	VAL-DE-MARNE
818	OSSUN	PYRENEES(HAUTES-)
113	OUESSANT	FINISTERE
867	PARIS-MONTSOURIS	SEINE(PARIS)
225	PAU	PYRENEES-ATLANTIQUES
115	PENMARCH	FINISTERE
216	PERPIGNAN	PYRENEES-ORIENTALES

NUM	NOM STATION	DEPARTEMENT
142	PERTUSATO(CAP)	CORSE
819	PHALSBOURG	MOSELLE
247	PIC-DU-MIDI	PYRENEES(HAUTES-)
296	POITIERS	VIENNE
137	POMEGUES(CAP)	BOUCHES-DU-RHONE
135	PORQUEROLLES	VAR
105	PORT-EN-BESSIN	CALVADOS
802	PUY-LOUDES(LE)	LOIRE(HAUTE-)
885	QUIMPER	FINISTERE
114	RAZ(POINTE DU)	FINISTERE
200	REIMS	MARNE
218	RENNES	ILLE-ET-VILAINE
107	ROC(POINTE DU)	MANCHE
824	ROCHELLE(LA)	CHARENTE-MARITIME
895	ROISSY-EN-FRANCE	VAL-D OISE
253	ROMORANTIN	LOIR-ET-CHER
857	ROSTRENEN	COTES-DU-NORD
259	ROUEN	SEINE-MARITIME
144	SAGRO(CAP)	CORSE
265	SALON-DE-PROVENCE	BOUCHES-DU-RHONE
131	SETE	HERAULT
872	SOLENZARA	CORSE
854	ST-AUBAN	ALPES-DE-HAUTE-PROVENCE
860	ST-DIZIER	MARNE(HAUTE-)
823	ST-ETIENNE	LOIRE
847	ST-GIRONS	ARIEGE
866	ST-NAZAIRE	LOIRE-ATLANTIQUE
262	ST-QUENTIN	AISNE
277	ST-RAPHAEL	VAR
121	ST-SAUVEUR	VENDEE
282	ST-YAN	SAONE-ET-LOIRE
219	STRASBOURG	RHIN(BAS-)
119	TALUT(POINTE DU)	MORBIHAN
271	TARARE-LES-SAUVAGES	RHONE
289	TOUL	MEURTHE-ET-MOSELLE
263	TOULON	VAR
221	TOULOUSE-BLAGNAC	GARONNE(HAUTE-)
889	TOULOUSE-FRANCAZAL	GARONNE(HAUTE-)
851	TOUQUET(LE)	PAS-DE-CALAIS
868	TOURS-ST-SYMPHORIEN	INDRE-ET-LOIRE
850	TOUSSUS-LE-NOBLE	YVELINES
260	TRAPPES	YVELINES
880	TROYES	AUBE
820	VICHY	ALLIER
224	VILLACOUBLAY	YVELINES

ANNEXE [6]

ESTIMATING INCIDENT SOLAR RADIATION AT THE SURFACE FROM IMAGES OF THE EARTH TRANSMITTED BY GEOSTATIONARY SATELLITES : THE HELIOSAT PROJECT

Diabaté L., Demarcq H., Michaud-Regas N., Wald L.

Int. J. Solar Energy, 1988, Vol. 5, pp. 261-278

ESTIMATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE AU SOL A L'AIDE D'IMAGES EN PROVENANCE DES SATELLITES GEOSTATIONNAIRES : PROJET HELIOSAT

Int. J. Solar Energy, 1988, Vol. 5, pp. 261–278
Reprints available directly from the publisher
Photocopying permitted by license only
© 1988 Harwood Academic Publishers GmbH
Printed in the United Kingdom

Estimating Incident Solar Radiation at the Surface from Images of the Earth Transmitted by Geostationary Satellites: the Heliosat Project

L. DIABATÉ, H. DEMARCQ, N. MICHAUD-REGAS and L. WALD

Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Sophia-Antipolis, 06560 Valbonne (France)

(Received June 17, 1987)

The goals of the Heliosat Project of Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris are: (i) to design a system for the estimation of incident solar radiation at ground level from images of the Earth acquired by geostationary satellites, (ii) to produce detailed maps of the spatial distribution of the global radiation and (iii) to improve the system depending upon the results and progress in science.

Among the numerous methods already developed, one of them has been selected for its accuracy as well as for its simplicity. It has been tested during 30 consecutive months beginning January 1983.

Operations were performed in a completely automatic, unmanned fashion and trades-off between routine and accuracy have been adopted. Areas under concern were Europe and Central-West Africa (1984 only).

This paper presents the results of the tests conducted during 1983. Measurements of sixteen pyronometers were compared three times a day to the estimates of the selected method. Different comparisons are presented.

The error in the reconstruction of both the instantaneous hourly global radiation G_h and the monthly average of G_h is less than 0.06 kwh/m^2. When compared to other methods, Heliosat ranks as one of the most accurate.

KEY WORDS: method of cano; albedo; anisotropy

1 INTRODUCTION

A great number of studies clearly demonstrate that satellite data can be used succesfully for mapping both the global radiation at ground level and the cloud converage over very large areas.[1,2,3,4,5,6]

This research phase must now be followed by an operational one for routine production of global radiation maps or derived data (cloud coverage, albedo). The first effort reported was by Gautier[7] who mapped the hourly global irradiation during three months. Now many works are in progress for much longer periods. For example, the French Meteorological Office undertook its routine in 1983 and the German Meteorological Office in 1984.

One of the purposes of the Heliosat project is to define an operational tool for routine production of radiation maps. Since it has been shown[1,3] that besides their use in solar climatology such maps are of great interest in various domains ranging from solar building architecture to agrometerology, some specifications were drawn to meet these goals. This tool must be cheap, very simple, easy to use and to maintain. It also must comprise a direct reception for Earth observing geostationary satellites (Meteosat, GMS, GOES). Besides the model for the conversion of satellite data into global radiation maps, it must also provide some capacities in image processing, colour display and print-outs.

This paper presents the method selected among the most known and deals with the results of a test conducted during the whole year 1983. The method chosen derives closely from the method of Cano.[1,3,8] Measurements of sixteen pyranometers from the French Meteorological Office net were compared three times a day to the estimates provided by the satellite data.

The symbols used in this paper follow the recommendations of the Commission of the European Communities.[9]

2 CHOICE OF A METHOD

Most available methods were examined[10] according to the above specifications. The first criterion deals with accuracy. Table I compares the accuracy obtained by various authors in the reconstruction of the instantaneous hourly global radiation G_h from

TABLE I

Comparison of the accuracy in the retrieval of the global radiation from statellite data according to various authors

Authors and period of mapping \ Slots in UT		6–7	8–9	10–11	11–12	12–13	14–15	16–17	All hours mixed	Number of stations
Möser and Raschke[1]	June 1979	0.04	0.07	0.09	—	0.09	0.07	0.05	—	23
	April 1982	—	0.06	—	0.08	—	0.06	—	—	80
Cano[1]	May 1979	—	—	—	—	—	—	—	0.12	27
	April 1982	—	0.06	—	0.07	—	0.05	—	—	80
Reinhardt and Schwarzmann[1]	April 1982	—	0.10	—	0.13	—	0.10	—	—	80
Dedieu *et al.*[11]		—	—	—	0.12		—	—	—	—
Marullo[12] and Viola (method of Gautier)	18/7/83	—	—	—	—	—	—	—	0.07	1

satellite data. Some of the published results cannot be compared to the others because of their nature or of the units they are expressed in.[2,4,5]

The following criteria deal with computing-time, possible level of automatization, the kind of data required by the model and real-time and operational constraints.

Physical modelling needs powerful computer and time. For example the model of Möser and Raschke[13] requires about 2 hours to run on a mainframe (CDC Cyber)[1] or 20 hours on a minicomputer (DEC PDP)[14] while the physico-statistical model of Cano runs on a minicomputer (HP 1000) in about 20 minutes.[1] Most of the methods using physical modelling also require data not available from the weather satellites. At last most of the methods require accuracy in calibration of the satellite data which cannot be provided during a long period.

The above considerations make us choose the method of Cano. It is one of the most accurate.[1,10] Furthermore it is easy to implement and it runs in a short time. It needs only data from the weather satellites and its own computation of an updated map of ground albedo makes it accept without any change in accuracy the variations in calibration of the satellite data.

3 SHORT DESCRIPTION OF THE METHOD OF CANO

The method of Cano has been abundantly described[1,3,8,10] and here is only provided a short description of it.

The basic remote sensing data are taken from the geostationary satellite Meteosat observations, both in the visible and the thermal infrared spectral ranges. Each satellite image is pre-processed using geometric correction with landmark correlation, noise filtering, and normalization of digital counts by the direct spectral irradiance which would be measured on an horizontal plane located at each pixel under clear sky.

Because the digital counts can be directly related to the upward radiance, this normalization is equivalent to the computation of a bidirectional reflectance factor. Furthermore, since most continental surfaces may be considered as lambertian for the observation angles under concern (except for water and snow) within a small error, the

transformation is equivalent to the computation of an image of the albedo of the system clear sky-ground (planetary albedo for clear sky) with variable cloudiness. In fact, the exact relationship between the upward radiance and digital count is unknown, because the satellite Meteosat has no calibration. However, for convenience, we will call albedo the quantity resulting from the normalization, which is proportional to the actual albedo.

The basic idea of the method is that the amount of the cloud cover over a given area statistically determines the global radiation for that area. Thus the processing is divided in two steps. A cloud cover index is derived for each location (i, j) called a pixel, of the original satellite image and subsequently used in a second step for a statistical estimation of the global radiation.

The model makes use of the clear sky model of Bourges[15] for which the global radiation at ground G_c at instant t is:

$$G_c(t) = 0.7 I_{0j} (\sin \nu)^{1.15} \tag{1}$$

where I_{0j} is the extraterrestrial solar irradiance for the day under concern, normal to beam and ν is the elevation of the sun.

Therefore the irradiance measured by the satellite sensor in absence of clouds and coming from the system clear sky-ground of albedo $\rho(t)$ may be expressed in the following:

$$E(t) = \rho(t) 0.7 I_{0j} (\sin \nu)^{1.15}. \tag{2}$$

In preparation to the determination of the cloud cover index, a reference map of the planetary albedo for clear sky is computed. Given a time-series of images, it is evaluated at each pixel in a recursive fashion by minimizing the variance between the measured radiances and the radiances resulting from the clear sky model, the cloudy cases being eliminated at each step. This reference map is then daily updated.

The cloud cover index $n'(i, j)$ at point (i, j) for given time t is defined as a function of the characteristic reference albedo $\rho(i, j)$, the apparent albedo at the same point as measured by the satellite $\rho'(i, j)$, and the average albedo of the cloud tops ρ_c. It is computed for each pixel using the following formula:

$$n'(i, j) = (\rho'(i, j) - \rho(i, j))/(\rho_c - \rho(i, j)). \tag{3}$$

The reference albedo of the Europe area is determined in the

previous step for each $5 \times 5\,\text{km}^2$ pixel of the Meteosat image by iterative detection and elimination of cloudy areas. The computation of cloud albedo, ρ_c, is performed using the inverse of the previous algorithm retaining only the cloudy areas. The histogram of this "only cloud" image provides an estimation of ρ_c using mode computation.

This cloud cover index ranges from 0 to 1 and can be interpreted as the percentage of the cloud cover per pixel. It also provides an indicator of the transmission of an atmospheric column above the pixel, with low values corresponding to a high transmission factor.

The cloud cover index determination relies on a reliable reference albedo map, which is affected by seasonal variations. In order to take these variations into account, the reference albedo map is updated during the processing by weight averaging a new cloud free pixel with previously determined cloud free pixels.

However this method does not perform properly when the reference albedo is of the same order of magnitude as the albedo of the clouds. Over Europe, this is specifically the case over snowy areas. In this case, Cano proposes an alternate cloud index which is defined using the radiance $R'(i, j)$ measured by the satellite in the thermal infrared spectral band:

$$n''(i, j) = (R'(i, j) - R_s)/(R_c - R_s) \tag{4}$$

where R_c is the radiance of the clouds, and R_s the radiance of cloud-free snow areas, both determined using image histogram in the thermal infrared. However no further study of this alternate approach was performed. In this case the cloud index may become negative in case of temperature inversion in the lower atmosphere. Also there must be an objective procedure to decide which of the two approaches should be adopted. None of these problems is presently addressed and the method here described does not use this alternative.

The total atmospheric transmission factor $K(i, j)$ is defined as the ratio of global radiation at ground on a horizontal surface $G(i, j)$ to the horizontal irradiance outside the atmosphere $G_0(i, j)$:

$$K(i, j) = G(i, j)/G_0(i, j). \tag{5}$$

Refering to the above definition of the cloud index, the global

ground irradiation at time t is expressed as a linear combination

$$G^t(i,j) = n^t(i,j)G_b(i,j) + (1 - n^t(i,j))G_c(i,j) \quad (6)$$

where G_b and G_c are the global ground irradiation for overcast and clear skies, respectively.

For each of these extreme conditions, one can define a transmission factor, respectively K_b and K_c, which is supposed to be constant for a given hour. This hypothesis leads to the following linear relation:

$$\begin{aligned} K^t(i,j) &= n^t(i,j)K_b(i,j) + (1 - n^t(i,j))K_c(i,j) \\ &= n^t(i,j)(K_b(i,j) - K_c(i,j)) + K_c(i,j) \quad (7) \\ &= a(i,j)n^t(i,j) + b(i,j). \quad (8) \end{aligned}$$

The coefficients $a(i,j)$ and $b(i,j)$ define a linear regression between the global transmission factor $K^t(i,j)$ and the cloud cover index $n^t(i,j)$. Once these coefficients are known at the ground stations, a method of interpolation between the stations is applied in order to define the complete field of coefficients a and b for the studied area and for each hour interval.

4 DESCRIPTION OF THE PROCESSING STEPS

In order to compute both hourly global radiation and monthly hourly global radiation, the processing steps of Heliosat are the followings: acquisition, navigation, computation of cloud index and albedo, computation of solar global radiation.

In 1983 three times a day an image of Europe was acquired at 9 h 18 UT, 12 h 18 UT and 15 h 18 UT by the mean of a Secondary Data User Station (SDUS). This station provides an analog image which is stored onto the harddisk of a micro-computer after its digitization by a board especially designed in this purpose. Since the Heliosat method compares two albedo images pixel per pixel, it thus requires very accurate navigation. This is performed automatically using landmarks, the accuracy being less than 0.5 pixel.

Then the noise in the image is removed by a median filter and the normalized image is computed. It is compared to the map of

reference albedo to provide the cloud cover index image. At the same time, the reference albedo of the "instantaneous" cloud free pixels is updated by weight averaging the latter with previously determined cloud free pixels.

If the relationship between the cloud cover index $n^t(i, j)$ and the global transmission factor $K^t(i, j)$ is known, then the cloud cover index image is converted into the hourly global radiation image $G_h(i, j)$ and further into the monthly average hourly global radiation image $\bar{G}_h(i, j)$.

It was not the case in 1983 since at that time we aimed at the knowledge of both the relationship between n and K and its accuracy. Thus regarding the 1983 data we face the well known but still unanswered problem of comparing satellite results to ground measurements. How to compare time-averaged pin-point data (pyranometers) to instantaneous space-averaged data (satellite)? To solve this problem, we make use of the so-called "frozen turbulence" hypothesis which says that the optical characteristics of the atmosphere are uniformly advected by the main flow. It thus allows the average in time to be transformed into the average in space.

However we did not take into account the anisotropy of the main flow and the cloud cover indexes are averaged within the neighbourhood of the location of the pyranometers before being compared to the ground measurements.

5 RESULTS AND DISCUSSION

In 1983, cloud cover index images over Europe were computed three times a day. Routine began January 10 and was only interrupted during May 1983 due to malfunctions in the receiving device. All these images were archived. The coincident measurements of sixteen pyranometers were collected within the French Meterological Office net and the corresponding global transmission factor was computed.

The relationship between n and K was estimated statistically by computing the parameters of the first inertial axis:

$$n = AK + B.$$

Various tests have been achieved. We compare K and n over a period of one month for each month of 1983 except May, and then

over the year. These comparisons were made for each ground station and for all the stations merged together and also for each of the three hours and for the three hours merged together. Such tests will enhance the variations both in time and space of the relationship between K and n.

5.1 Comparison over a period of one month

Figures 1a, b and c show the correlation coefficient between K and n for each month, each hour and each station and all the stations merged. They demonstrate the validity of the assumption of the existence of linear relation between the global atmospheric transmission factor K and the cloud cover index n.

As an average the correlation coefficient is better for the middle of the day. For the first slot (9–10 h UT), the absolute value of the correlation coefficient is higher than 0.7 for 79% of the stations and higher than 0.6 for 87% of the stations. For the second slot (11–12 h UT), the percentages are 83% and 91% respectively and for third slot (15–16 h UT), 74% and 82% respectively.

The r.m.s. error is shown in Figures 2a, b, c. It is initially given in the same unit than K. It has been converted into Wh/m^2 by multiplying it by the horizontal hourly radiation outside the

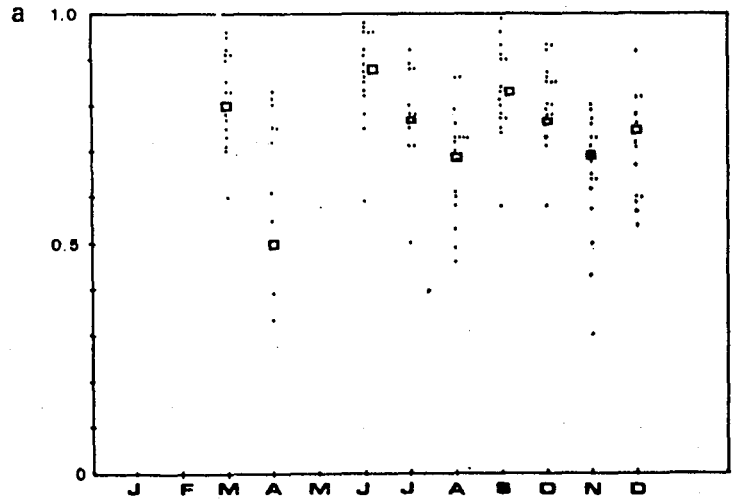


FIGURE 1 Variations of the absolute value of the correlation coefficient of K and n versus month for each station. The square means all stations merged together. a) 9–10 h UT.

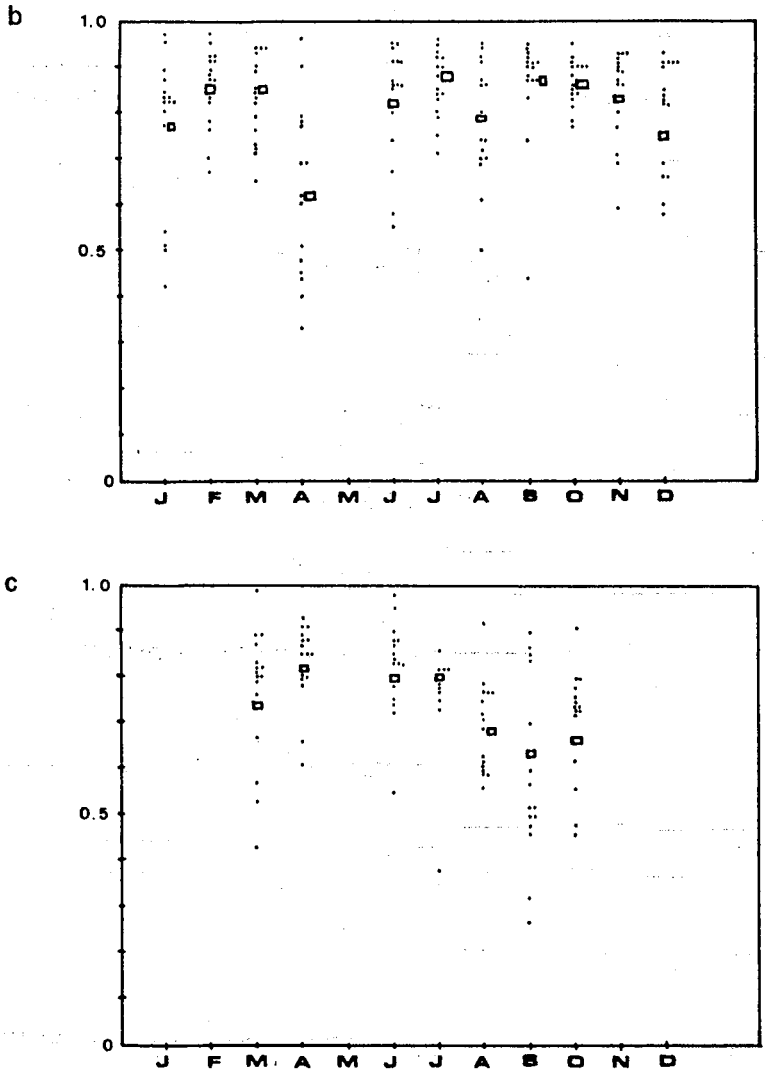


FIGURE 1 (*Continued*) Variations of the absolute value of the correlation coefficient of K and n versus month for each station. The square means all stations merged together. b) 12–13 h UT; c) 15–16 h UT.

atmosphere G_{0h} computed for the location 46°N, 5°E (Table II). The variations of the r.m.s error are similar to those of G_{0h}, peaking in June and decreasing till December. Thus the discrepancy between the actual and the estimated atmospheric transmission factor K is mainly constant throughout the year.

No trend showing the role of a particular station is displayed. The results show homogeneity in time and space.

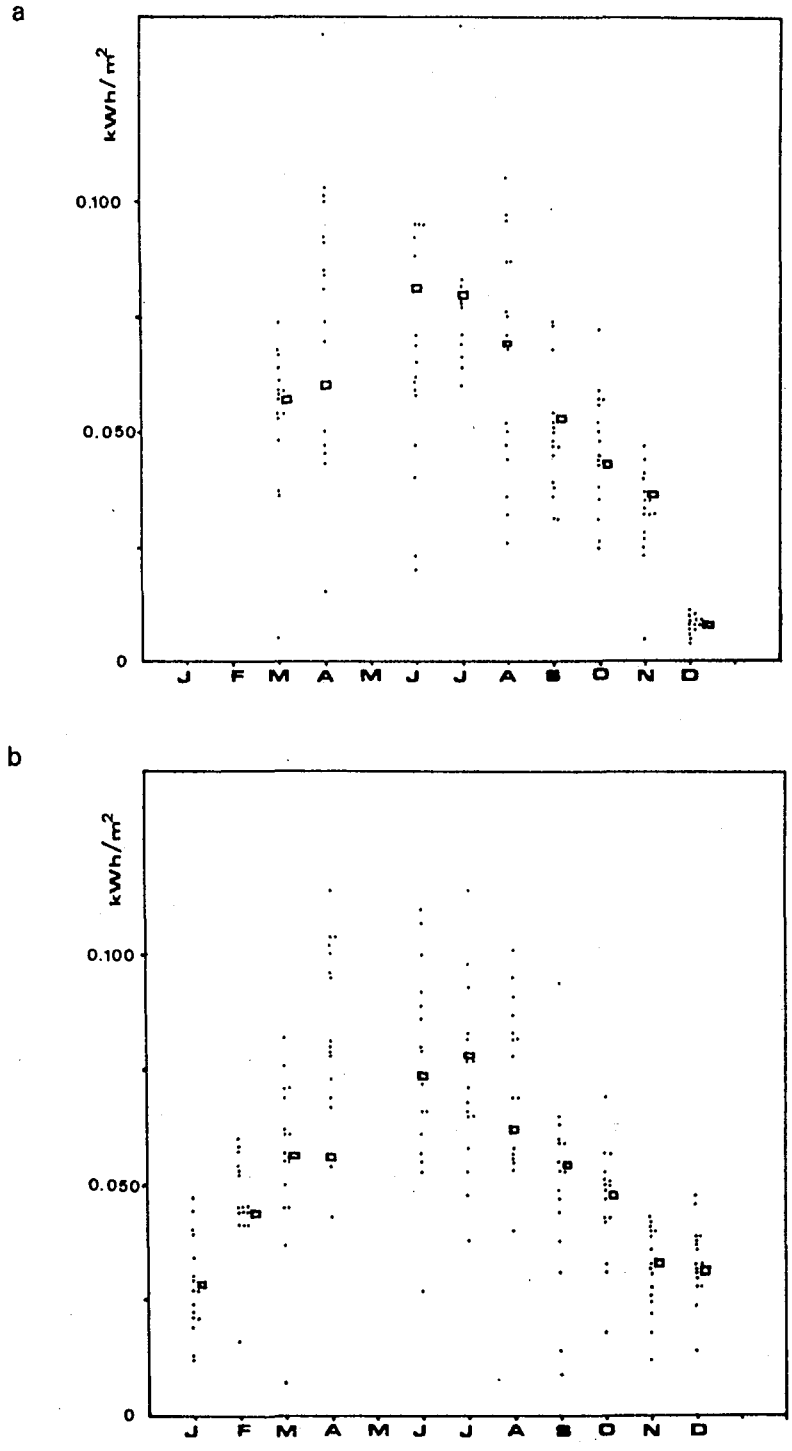


FIGURE 2 Variation of the r.m.s. error versus month for each station. The square means all stations merged together. a) 9.10 h UT; b) 12–13 h UT.

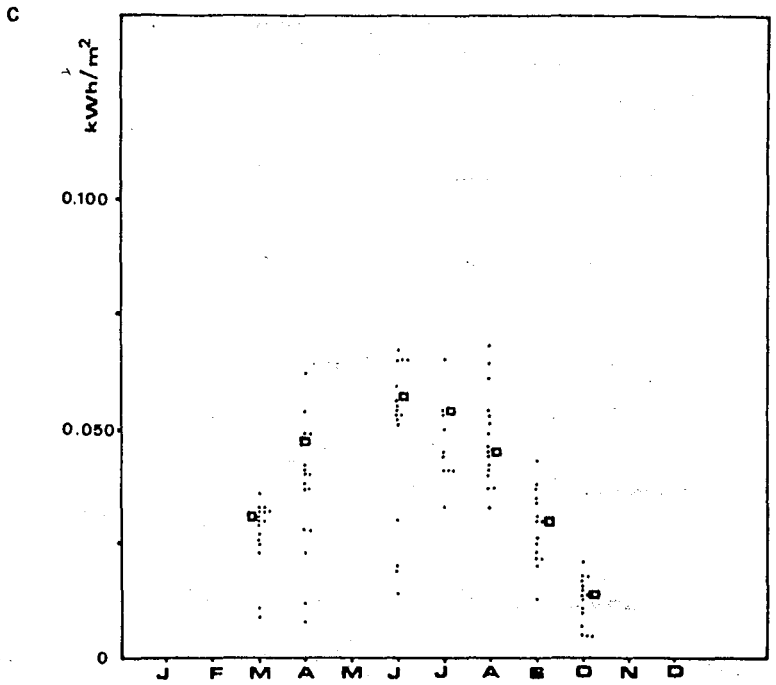


FIGURE 2 (*Continued*) Variation of the r.m.s. error versus month for each station. The square means all stations merged together. c) 15–16 h UT.

At that time of the study, we have a relationship between K and n per hour, per station and per month. Keeping in mind the scopes of the Heliosat project, we have investigated the possibilities of reducing this great number of relationships to a very few without a significant loss of accuracy.

TABLE II
Values of G_{0h} (in kWh/m^2) for different slots and months

Months \ Slots	9–10 h UT	12–13 h UT	15–16 h UT
January	0.360	0.520	0.210
February	0.535	0.690	0.390
March	0.830	0.900	0.440
April	1.020	1.055	0.590
May			
June	1.140	1.185	0.760
July	1.115	1.165	0.755
August	1.020	1.080	0.640
September	0.890	0.920	0.460
October	0.695	0.720	0.220
November	0.520	0.530	0.170
December	0.115	0.485	0.115

5.2 Comparisons over a period of one year

The analyses have been conducted by taking into account all the available data of each month despite the bad data of April 9–10 h UT which result in an increase of the r.m.s error. Analyses have been performed as previously described: for each station and all stations merged, for each hour and the three hours merged.

Figures 3a, b, c display the relationships between K and n, all stations merged over period of one year, for each hour.

The absolute value of the correlation coefficient is equal to respectively 0.73, 0.79 and 0.78 for respectively slot 9–10 h UT, 12–13 h UT and 15–16 h UT. It is slightly better for the last two slots than for the first.

One notes that some points in Figures 3 are far from the line representing the relationship. These points must be carefully examined and may indicate a particular type or type of clouds: cirrus,[10] sub-pixel or broken clouds.

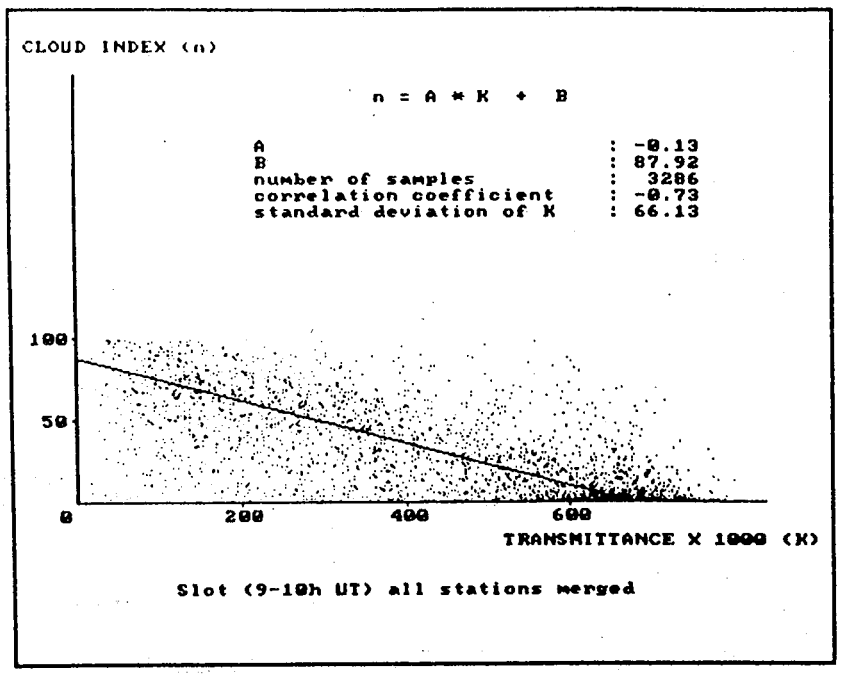
The r.m.s. error in the retrieval of K is a bit less than 7% and is constant for the three hours. Multiplying it by the yearly average of G_{0h} for each slot gives the r.m.s. error in the retrieval of G_h. Values of G_{0h} used are respectively 0.8, 0.87 and 0.39 kWh/m^2 and the corresponding r.m.s. error are 0.053, 0.059 and 0.0027 kWh/m^2.

These values compare very favorably to those reported by other authors as indicated in Table I. We must stress that the model of Cano was developed using the raw digital data coming from Meteosat while this study reports on analog data collected by a SDUS and digitized by ourselves. This enhances the insensibility of Heliosat to change in signal level and confirms our choice of the basic model.

Figure 3d displays the relationship between K and n, all stations merged over a period of one year and all the hours merged. The correlation coefficient is equal to -0.75 and the r.m.s. error in K is 7%. If an average value of 0.687 kWh/m^2 is taken for G_{0h}, the r.m.s. error in G_h is 0.064 kWh/m^2. Thus merging the three hours together increases the r.m.s. error. Consequently we decided that Heliosat will comprise a relationship per hour and within the hour the same relationship whatever the geographical location is.

Consistently these relationships must be restricted to France until further studies demonstrate their geographical extensions.

a



b

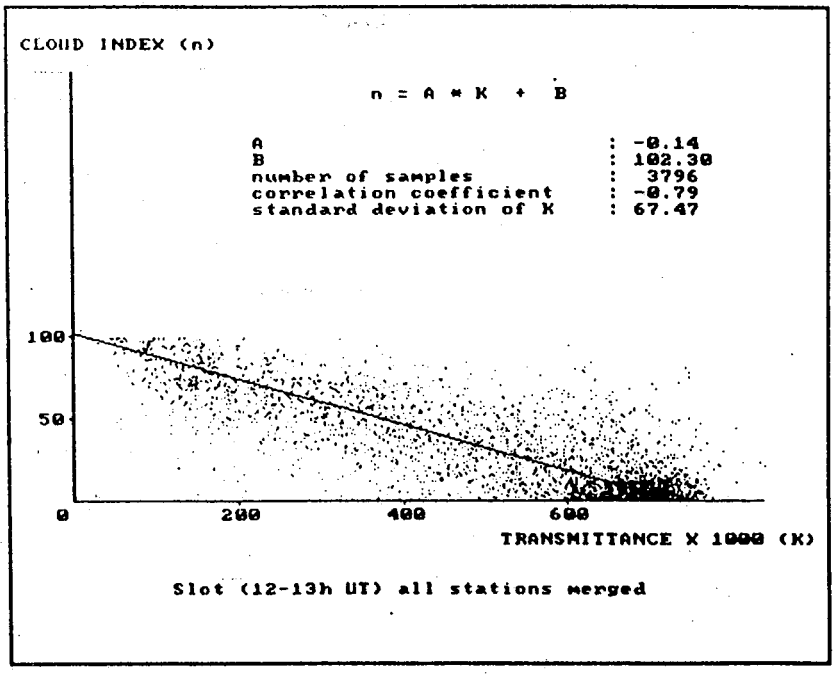
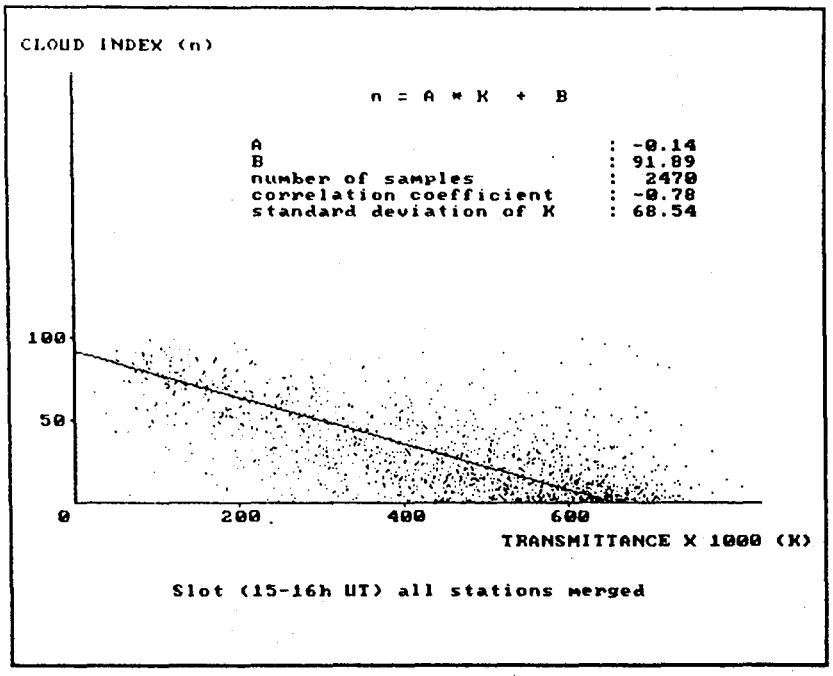


FIGURE 3 Relationship between K and n over a period of one year, all stations merged. a) 9–10 h UT; b) 12–13 h UT.

c



d

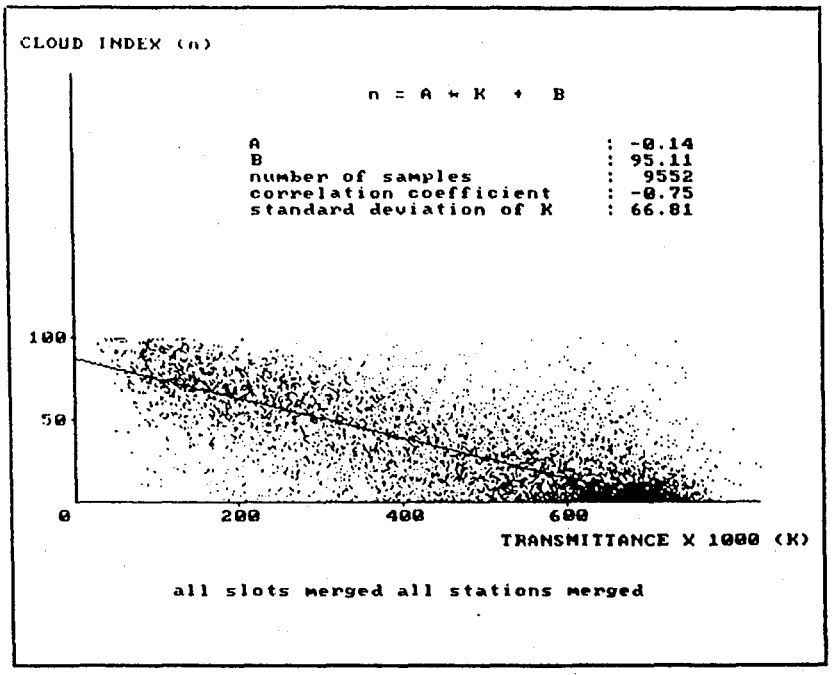


FIGURE 3 (*Continued*) Relationship between K and n over a period of one year, all stations merged. c) 15–16 h UT; d) three hours merged.

The regression coefficients A and B previously determined (Figures 3a to c) are now used to estimate G_h. These estimates are averaged per month and compared to the actual monthly average as measured by the pyranometers. The discrepancy between these two data sets which is characterized by the r.m.s. error amounts to 0.066 kWh/m^2 for slot 9–10 UT, 0.060 kWh/m^2 for slot 12–13 h UT and 0.026 kWh/m^2 for slot 15–16 h UT.

6 CONCLUSION

The Heliosat method derives closely from the model of Cano. This latter has been slightly modified mainly to decrease the time it requires to run on a micro-computer without a noticeable loss of accuracy.

This study shows that the relationship between the global transmission factor and the cloud cover index:

i) is linear in essence,
ii) does not depend upon the geographical location (at least for France),
iii) does not depend upon the month,
iv) does depend upon the moment of the day.

In fact these conclusions must be slightly corrected. These regression coefficients likely depend upon the sun elevation. We find they are dependant upon the hour of the day and independent upon the month or the location. This only reflects that the variation of the sun elevation ν is greater during the day than the variation of ν as a function of the month or of the location under the conditions encountered in France. This results in a slight increase in the r.m.s. error when the stations or the months are merged together and in a noticeable increase if the hours are merged together. Study is now in progress to determine the dependency of the relationship between K and n upon ν.

This study also demonstrates that over the year 1983 the error in the reconstruction of both the instantaneous hourly global radiation G_h and the monthly average of G_h is less than 0.06 kWh/m^2. When compared to other methods, Heliosat ranks as one of the most accurate.

Heliosat was routinely operated in Ecole Nationale Supérieure

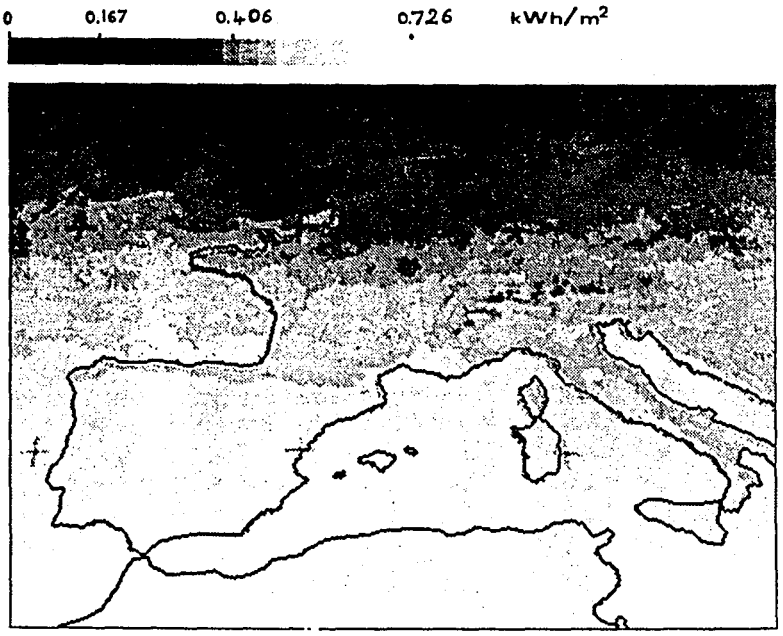


FIGURE 4 Yearly average of the global radiation over Europe for slot 12–13 h UT and for year 1983. Radiation increases from black to white.

des Mines de Paris from January 1983 till August 1985. It is now available as a commercial product and is now currently used within the French Agency for Energy since January 1987. As an example of the outputs of the Heliosat system, Figure 4 displays the map of the global radiation over Europe for slot 12–13 h UT averaged over the year 1983. The resolution is $5 \times 5\,km^2$. The values indicated in this map are in good agreement with those reported by the French Meteorological office in its 10 years statistical compilation.[16] This map as well as others are available on floppy disks for IBM-PC compatibles.

Acknowledgements

This study was partly supported by Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie. H. Demarcq was granted by Fondation Feucherolles.

References

1. W. Grüter, H. Guillard, W. Möser, J. M. Monget, W. Palz, E. Raschke, R. E. Reinhardt, P. Schwarzmann and L. Wald, *Solar Radiation Data from Satellites*

Images, Solar Energy R & D in the European Community Series F, Solar Radiation Data, Vol. 4, D. Reidel Publishing Co, (1986).
2. J. D. Tarpley, *J. Appl. Meteor.*, **18,** 1172–1183 (1979).
3. D. Cano, J. M. Monget, M. Albuisson, H. Guillard, N. Regas and L. Wald, *Solar Energy,* **31,** 1, 31–39 (1986).
4. C. Gautier, G. Diak and S. Masse, *J. Appl. Meteor.*, **19,** 1005 (1980).
5. C. Pastre, *La Météorologie,* **6,** 24, 5 (1981).
6. W. Möser and E. Raschke, *Met. Rundschau,* **36,** 33–41 (1983).
7. C. Gautier, *J. Appl. Meteor.*, **21,** 51 (1982).
8. D. Cano, *Thèse de Docteur-Ingénieur,* Ecole Nat. Sup. des Télécommunications (1982).
9. R. Dogniaux, J. M. Grüter, F. Kasten, J. K. Page, C. Perrin De Brichambaut, F. C. Treble, and W. Palz, *Int. J. Solar Energy,* **2,** 249–255 (1984).
10. N. Michaud-Regas, *Thèse de Doctorat de Sciences,* Univ. Paris VII (1986).
11. G. Dedieu, P. Y. Deschamps and Y. H. Kerr, *Machine processing of remotely sensed data synposium,* (1983).
12. S. Marullo and A. Violla, *Proceedings of The Fifth Meteosat Scientific User Meeting,* III-11 (1985).
13. W. Möser and E. Raschke, *J. Climate and Appl. Met.*, **23,** 1, 166–170 (1984).
14. W. Benesch, H. Woick and F. J. Dieckmann, *Proceedings of the Fifth Meteosat Scientific User Meeting,* III–1 (1985).
15. G. Bourges, *Report of Centre d'Energétique de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris,* (1979).
16. Anonymous, *Le gisement solaire en France,* n° 6, Ministère des Transports, Direction de la Météorologie, (1984).

RESUME

Cette thèse a été développée au sein du **Projet Heliosat** de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, avec pour objectifs : (i) la réalisation d'un système d'estimation du rayonnement solaire au sol à l'aide de données en provenance des satellites géostationnaires ; (ii) la production en routine de cartes du rayonnement solaire sur une maille très fine au sol ; (iii) l'amélioration du système en fonction des résultats et des progrès scientifiques.
Nous avons amélioré le modèle original de Cano (1982) et complété sur la base des études théoriques suivantes : (i) la mise au point d'un modèle de calcul du rayonnement solaire journalier en moyenne mensuelle ; (ii) l'utilisation du sytème pour n'importe quelle localisation géographique située dans le champ de vision du capteur du satellite considéré ; (iii) l'étude des relations existant entre l'indice d'ennuagement et le coefficient de transmission globale de l'atmosphère ; (iv) la détermination des rayonnements solaires diffus et direct basée sur la seule connaissance de données satellitaires.
Cette méthode a été testée sur 30 mois de données satellitaires (12 mois de 1983, 11 mois de 1984 et les 7 premiers mois de 1985), les erreurs de reconstitution des rayonnements solaires global et diffus en horaire instantané étant respectivement de 70 Wh/m^2 et de 99 Wh/m^2. Le rayonnement solaire global journalier mensuel est obtenu à 10% près de la valeur mesurée au sol.
Enfin nous avons mis en place un système opérationnel à base de micro-ordinateur couplé à une station de réception satellitaire et qui utilise la méthode développée pour fournir automatiquement une cartographie du rayonnement solaire au sol, ainsi que de l'albédo planétaire et de l'indice d'ennuagement.

Mots clés : Rayonnement solaire, images satellitaires, transmittance atmosphérique globale, indice d'ennuagement, albédo planétaire, climatologie solaire.

- oOo -

ABSTRACT

This study has been developed within the **Heliosat Project** of Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. The goals of this project are : (i) to design a system for the estimation of incident solar radiation at ground level from images of the Earth acquired by geostationary satellites ; (ii) to produce detailed maps of the spatial distribution of the global solar radiation ; and (iii) to improve the system in relation with the results and progress in science.
The original model of Cano (1982) has been improved and completed based on the following theorical studies : (i) calculation of the monthly mean of the daily sum of solar global radiation ; (ii) use of the system for any geographical area located in the field of view of the satellite sensor ; (iii) relationships between the global atmospheric transmittance and the cloud index ; (iv) estimation of both diffuse and beam parts of the global radiation.
The method has been tested over 30 months of satellite data (12 months in 1983, 11 months in 1984 and 7 months in 1985). The errors in the reconstruction of both of global and diffuse parts of the instantaneous hourly global radiation are respectively 70 and 99 Wh/m^2.
In order to provide automatically maps of solar global radiation, planetary albedo and cloud index, an operational tool has been put together. It is composed of a PC compatible computer connected to a satellite receiving station and an appropriate software. The software package has been implemented according to the developed method.

Keywords : Solar radiation, satellites data, global atmospheric transmittance, cloud index, planetary albedo, solar climatology.