

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE HOUARI BOUMEDIENE

FACULTE DE PHYSIQUE



THESE

Présentée pour l'obtention du diplôme de **DOCTORAT D'ETAT**

EN : PHYSIQUE

SPECIALITE : conversion thermodynamique

Par

Mr MEFTI ABDERRACHID

Sujet

**Contribution à la détermination du gisement solaire par traitement
de données solaires au sol et d'images Météosat**

Soutenue publiquement le : 10 /12 / 2007, devant le jury composé de :

Mr M. BOUHADEF	Professeur, U.S.T.H.B.	Président
Mr A. ADANE	Professeur, U.S.T.H.B.	Directeur de thèse
Mr S. AMEUR	Professeur, U.M.M.T.O.	Examineur
Mr R. DIZENE	Professeur, U.S.T.H.B.	Examineur
Mr A. BENZAOUI	Maître de conférence, U.S.T.H.B.	Examineur
Mr M. BELHAMEL	Directeur de Recherche, CDER	Examineur

REMERCIEMENTS

Le travail que j'ai l'honneur de présenter, entre dans le cadre de mes activités scientifiques du Centre de Développement des Energies Renouvelables.

J'exprime ma profonde gratitude à Monsieur BOUHADEF Mustapha, Professeur à l'USTHB, pour l'honneur qu'il me fait en présidant le Jury de ma thèse.

Je tiens à exprimer ma sincère reconnaissance et toute ma gratitude à Monsieur ADANE Abd El Hamid, Professeur à l'USTHB, pour m'avoir dirigé et supervisé dans mon travail scientifique, pour sa disponibilité, et pour m'avoir constamment encouragé à mener à bien cette thèse.

A Monsieur BELHAMEL Maïouf Directeur de Recherche et Directeur du Centre de Développement des Energies Renouvelables, j'exprime ma plus grande reconnaissance pour m'avoir permis d'élaborer ce travail dans de bonnes conditions au sein du C.D.E.R et d'avoir accepté de faire partie du jury devant examiner cette thèse.

Je tiens à remercier chaleureusement Monsieur AMEUR Soltane, Professeur à l'Université Mouloud Mammeri de Tizi Ouzou, pour l'intérêt qu'il porte à mes travaux en voulant bien accepter de juger ce travail.

Je tiens également à remercier vivement Monsieur DIZENE Rabah, Professeur à l'USTHB, pour avoir bien voulu accepter de faire partie du jury chargé d'examiner ce travail.

Ma profonde gratitude va à Monsieur BENZAOUI Ahmed, Maître de Conférence à la faculté de Physique de l'U.S.T.H.B., pour son aide appréciable et pour avoir bien voulu accepter de juger ce travail.

J'adresse mes vifs remerciements au Professeur Claude DELORME de l'Université d'Avignon pour m'avoir accueilli au sein de son équipe 'Energie Climat', pour m'avoir initié aux techniques de traitement d'images satellitaires et à leur application à la modélisation du rayonnement solaire et pour avoir mis à ma disposition les données nécessaires.

Je tiens à exprimer en particulier mes remerciements à Messieurs Jean OLIVERI et Stephane MEVEL du Centre Radiométrique de Carpentras pour m'avoir facilité l'accès à la base de données et aux moyens de ce centre.

Je tiens à remercier mes collègues du C.D.E.R. et de l'U.S.T.H.B., dont en particulier, Messieurs M M.Y.BOUROUBI, B. TEDJIZA Bilal et N. SAID, chercheurs au CDER, et Madame F. YUCEF ETTOUMI, Maître de Conférence à l'U.S.T.H.B., pour leur aide, leur collaboration et leurs encouragements.

Je remercie enfin toute personne ayant contribué à l'élaboration de ce travail.

A la mémoire de mon père

A la mémoire de ma sœur

A ma mère

A ma femme pour son soutien permanent

A mes enfants : Sarrah Yasmine

Riad

Sid Ahmed Aness.

A mes frères et sœurs

A mes amis..

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	1
-------------------	---

CHAPITRE 1 : LE RAYONNEMENT SOLAIRE

1.1 Problématique.....	5
1.2. Interaction du rayonnement solaire avec l’atmosphère et la surface terrestre.....	6
1.3. Les paramètres atmosphériques.....	6
1.4. Les composantes du rayonnement solaire.....	9
1.5. Durée de l’ensoleillement.....	10
1.6. Mesure des données solaires au sol.....	11
1.7. Le réseau algérien de la météorologie.....	13
1.8. Le réseau français de la météorologie.....	16
1.9. Données solaires.....	17
1.10. Données satellitaires.....	20
1.11. Bilan énergétique dans l’environnement terrestre	24
1.12. Discussion.....	25

CHAPITRE 2 : APPROCHE BASEE SUR LE TRAITEMENT DES MESURES AU SOL

2.1 Méthodologie.....	26
2.2. Analyse de l’évolution de l’insolation au cours du temps.....	28
2.3.Distribution de probabilité des fractions journalières d’insolation.....	32
2.4 Génération des fractions journalières d’insolation.....	36
2.5.Détermination des valeurs journalières de l’indice de clarté.....	37

2.6. Distributions de probabilité des valeurs horaires de l'indice de clarté.....	39
2.7. Corrélation entre les composantes du rayonnement solaire.....	42
2.8. Reconstitution du flux global d'irradiation solaire pour des surfaces inclinées.....	45
2.9. Analyse en composantes principales de la répartition spatiale de l'insolation.....	48
2.10. Reconstitution de la moyenne mensuelle des données journalières d'insolation.....	53
2.11. Estimation de la moyenne mensuelle des valeurs horaires du flux global d'irradiation solaire reçu sur plan incliné.....	55
2.12. Simulation de la moyenne mensuelle des valeurs horaires du flux global d'irradiation solaire reçu sur plan incliné.....	58
2.13. Discussion.....	60

CHAPITRE 3 : APPROCHE SATELLITAIRE : UTILISATION DU MODELE GISTEL

3.1. Préambule.....	61
3.2. Présentation du modèle GISTEL.....	62
3.3. Formulation du modèle GISTEL.....	64
3.4. Application de GISTEL à l'estimation du flux global d'irradiation solaire.....	66
3.5. Discussion.....	71

CHAPITRE 4 : APPROCHE SATELLITAIRE : ELABORATION DU MODELE SICIC

4.1. Principe.....	73
4.2. Présentation du modèle SICIC.....	74
4.3. Calcul des paramètres du modèle SICIC.....	75
4.4. Estimation du flux global d'irradiation solaire.....	1
4.5. Discussion	83

CHAPITRE 5 : ANALYSE DE LA PERFORMANCE DU MODELE

SICIC

5.1 Etude comparative des modèles GISTEL ET SICIC	84
5.2.Application aux images Weafx.....	89
5.3.Application aux images Météosat de type B2.....	91

CONCLUSION.....	93
-----------------	----

ANNEXE A : Acquisition, transmission et exploitation des images Météosat

A1 : Observations météorologiques par satellite.....	96
A2 :Les satellites d’observations.....	96
A3 :Le satellite Meteosat.....	97
A4 :Calcul des coordonnées géographiques	99

ANNEXE B : Test de Cramer - Von Mises

B1: Description du test.....	102
B2: Application aux données solaires.....	102

ANNEXE C: Estimation du rayonnement solaire par approches satellitaires

C1 :Généralités.....	105
C.2. Le modèle de Gautier <i>et al.</i>	106
C.3. Le Modèle de Cano <i>et al.</i>	109

ANNEXE D : Les paramètres du modèle GISTEL.....

REFERENCES.....	111
-----------------	-----

INTRODUCTION

Ce travail porte sur l'élaboration de méthodes d'évaluation du gisement solaire et de génération de données solaires en vue d'applications à la conversion d'énergie solaire. Il entre dans le cadre de nos activités scientifiques initiées depuis plus d'une dizaine d'années au Centre de Développement des Energies Renouvelables (C.D.E.R.) dont l'une des préoccupations principales est la mise en place d'une base de données qui facilite une exploitation rationnelle du gisement solaire à des fins énergétiques pour l'Algérie.

L'importance de ce thème est de taille car grâce à de telles méthodes, les concepteurs de systèmes de conversion d'énergie solaire pourraient disposer de séquences de données d'irradiation solaire qui soient fiables, précises et aisément applicables au dimensionnement de tels systèmes et à leur implantation en n'importe quel endroit du territoire national.

Pour produire ce type de données, il est cependant indispensable de connaître, au préalable, les caractéristiques du rayonnement solaire arrivant à la surface terrestre en un lieu donné, la rapidité de ses variations et son évolution à long terme.

Quel que soit le pays où ils se trouvent, les réseaux de stations météorologiques, les stations radiométriques et les satellites d'observation météorologique permettent actuellement d'acquérir des informations utiles sur le rayonnement solaire. Cependant, la couverture d'un territoire donné par un réseau météorologique est, à la fois, irrégulière et discontinue car la distance séparant les points de mesure, est toujours trop importante et diffère selon l'emplacement des stations météorologiques. De plus, dans la plupart de ces stations, les mesures de l'insolation sont couramment effectuées alors que celles du flux d'irradiation solaire sont plutôt rares et se font uniquement avec un capteur horizontal. Remarquons aussi que malgré que ces mesures soient directes et précises, elles ne se prêtent pas tout à fait aux applications solaires. En particulier, la gestion de telles données dans les centres météorologiques et leur archivage fait que celles-ci sont enregistrées le plus souvent jour par jour et que seule leur moyenne mensuelle figure dans les bulletins météorologiques destinés au public. A l'insuffisance de la cadence d'acquisition des données, vient s'ajouter celle de la période d'enregistrement pour certaines stations qui n'ont fonctionné que pendant quelques années à peine. Les inconvénients des réseaux météorologiques peuvent être partiellement compensés par les avantages de l'observation par satellite. En effet, un satellite météorologique prend régulièrement des images de la surface terrestre et de l'atmosphère qui la surplombe. C'est ainsi que depuis plus d'une vingtaine d'années, des images visibles ont

Introduction

été fournies quotidiennement toutes les demi heures, avec une haute résolution, par des satellites géostationnaires tels que Météosat ou Goes. Ces images couvrent en permanence tout un territoire, mais ne permettent qu'une appréciation qualitative des états d'ensoleillement de celui-ci. D'où, la nécessité d'associer ces images aux mesures au sol pour ensuite, les calibrer en termes d'intensité de radiation solaire.

Pour remédier aux insuffisances des moyens d'observation terrestres, deux sortes d'approches permettent de générer des données solaires. L'une est basée sur l'estimation du flux global d'irradiation solaire à partir de données météorologiques telles que l'insolation ou de la nébulosité mesurées au sol par les stations météorologiques et radiométriques, puis sur son interpolation à des sites dépourvus de moyens de mesure [1-16]. L'autre repose sur le traitement d'images satellitaires et leur étalonnage en termes d'irradiation solaire [17-38].

Historiquement, les premiers travaux de modélisation des variations aléatoires du rayonnement solaire à partir de mesures au sol sont ceux réalisés par Ångström qui trouva en 1924 une relation linéaire entre l'insolation relative et l'indice de clarté [1]. De nos jours, cette relation est très utilisée pour transformer les mesures d'insolation en flux global d'irradiation capté par une surface horizontale. Cela fait maintenant, près d'une quarantaine d'années que le monde contemporain fait face à une crise économique liée à la production de pétrole. Parallèlement à cette crise, plusieurs satellites ont été lancés pour réaliser diverses missions dans l'espace. Tous ces événements ont rendu indispensable l'exploitation du gisement solaire de façon à répondre aux besoins énergétiques de l'humanité et favorisé le développement de systèmes de conversion photovoltaïques et héliothermiques. A notre époque, la prolifération de ces systèmes à travers le Monde est aussi encouragée par la nécessité de réduire la pollution de l'atmosphère par les gaz à effet de serre. Par ailleurs, au cours de ce dernier demi-siècle, diverses méthodes d'estimation et de simulation du rayonnement solaire ont paru dans la littérature. Grâce aux données solaires produites par ces méthodes, des solutions ont alors pu être offertes pour dimensionner tout système de conversion d'énergie solaire en fonction des impératifs techniques et économiques [39-40].

De façon générale, l'approche reposant sur l'exploitation des mesures au sol, a engendrée trois grandes familles de modèles. Ce sont les modèles empiriques, les modèles spectraux et les modèles météorologiques. Les modèles empiriques ont un caractère local et sont basés sur des relations de régression qui peuvent être utilement exploitées pour interpoler et donc, reconstituer les données d'irradiation solaire dans des sites où il n'existe aucune mesure. Par exemple, une relation empirique établie par Coppolino en 1989, permet de prédire la moyenne mensuelle des valeurs journalières du flux global d'irradiation solaire,

Introduction

connaissant les mesures horaires de l'insolation et l'angle zénithal d'élévation solaire observé au milieu de chaque mois [41]. Les modèles spectraux sont construits en intégrant, à des degrés divers, les lois régissant les phénomènes d'absorption et de diffusion dans l'atmosphère. Ces modèles donnent des résultats très précis, à condition de connaître les caractéristiques de certains constituants de l'atmosphère tels que les aérosols et les nuages [42-43]. Les modèles météorologiques sont conçus en utilisant directement les données solaires collectées dans les stations météorologiques. Ces modèles ont l'avantage de générer des données d'irradiation solaire pour différentes surfaces inclinées. Parmi les modèles les plus couramment utilisés, citons le modèle isotropique conçu par Liu et Jordan en 1961 à partir des mesures des flux direct et diffus d'irradiation solaire [44] et le modèle de Hay établi en 1979 en traitant des données mensuelles d'insolation pour différents sites de l'Amérique du Nord [45]. Notons que les données d'irradiation solaire obtenues avec des plans inclinés, sont indispensables pour concevoir des systèmes de conversion photovoltaïque ou héliothermique dont l'inclinaison des capteurs est fixe.

Ce fût en 1979, après le lancement du premier satellite Goes au dessus de l'Amérique et de Météosat au dessus de l'Afrique et de l'Europe, que débutèrent les travaux d'estimation du rayonnement solaire à partir d'images satellitaires. L'approche satellitaire s'est traduite par un ensemble de modèles qui peuvent être classés suivant trois grandes catégories. Ce sont les modèles statistiques, les modèles physiques et les modèles analytiques. Les modèles statistiques sont essentiellement basés sur l'identification d'états typiques de l'atmosphère et pour chacun de ces états, sur l'évaluation de la corrélation existant entre la brillance des pixels des images visibles prises par satellite et le flux d'irradiation solaire mesuré au sol dans les stations météorologiques [18,33-34]. Ces modèles sont alors décrits par des équations de régression qui permettent d'étalonner la brillance des pixels de l'image en termes d'intensité de radiation solaire, puis d'évaluer le flux d'irradiation solaire arrivant au sol en chaque point de cette image. Notons que certains modèles statistiques font aussi intervenir explicitement les caractéristiques physiques de l'atmosphère. Les modèles physiques ont été élaborés en considérant principalement les paramètres caractérisant l'absorption, la diffusion et la réflexion du rayonnement solaire par les nuages, les aérosols et la surface terrestre. En décrivant les échanges radiatifs entre le rayonnement solaire, l'atmosphère et la Terre, ils conduisent alors à une bonne estimation du rayonnement solaire arrivant au niveau du sol. Les modèles analytiques sont fortement apparentés aux modèles physiques, sauf qu'ils nécessitent des calculs lourds et complexes. En effet, ces modèles sont également basés sur le bilan des échanges radiatifs dans l'environnement terrestre et par conséquent, sur la résolution de

Introduction

l'équation de transfert radiatif. A la différence des autres types de modèle, ils tiennent compte de l'information spectrale du rayonnement. De plus, ils présentent un caractère universel car leurs variables d'entrée sont extraites de standards caractérisant les grandeurs atmosphériques utilisées pour bâtir ces modèles. Pour illustrer le cas des modèles satellitaires, citons le modèle statistique construit par Tarpley en 1979 et le modèle analytique élaboré par Gautier *et al.* en 1980, grâce aux premières images fournies par le satellite Goes [26, 34]. De même, celles prises par le satellite Meteosat, ont permis à Cano *et al.* de bâtir HELIOSAT en 1986 et à Delorme de mettre au point GISTEL en 1987 [18,20]. HELIOSAT est un modèle purement statistique obtenu en étudiant la corrélation entre l'indice d'ennuagement extrait des images Météosat et le flux global d'irradiation solaire mesuré au sol. GISTEL est l'acronyme de 'Gisement Solaire Par Télédétection'. Ce modèle est, à la fois, doté de propriétés statistiques et physiques car il est décrit par trois équations de régression liant l'albédo à l'indice de clarté, tout en tenant compte des processus de diffusion atmosphérique et de réflexion par le sol.

Compte tenu de toutes ces observations, nous avons mis au point deux approches complémentaires qui permettent toutes les deux de générer, heure par heure, le flux global d'irradiation solaire en tout point de l'Algérie. L'une est une méthodologie de traitement des données solaires fournies par les stations météorologiques et radiométriques [10]. L'autre a donné naissance à un modèle baptisé SICIC (Solar Irradiation from Cloud Image Classification), consistant à traiter des images Météosat [30].

Pour ce faire, le premier chapitre de cette thèse est consacré à une description des caractéristiques du rayonnement solaire, de son interaction avec l'atmosphère, des réseaux météorologiques considérés et de la base de données utilisée lors de notre travail.

Le second chapitre est une présentation de la méthodologie de traitement des données solaires au sol que nous avons mis au point pour générer, heure par heure, le flux global d'irradiation solaire reçu sur diverses surfaces inclinées, en n'importe quel point de l'Algérie.

Le troisième chapitre porte sur le traitement d'images Météosat à l'aide du modèle GISTEL pris comme référence, pour générer des données d'irradiation solaire aux échelles journalières et horaires, pour les sites algériens et français.

Dans le quatrième chapitre, le modèle SICIC que nous avons mis au point, est présenté. Ce modèle permet de générer des données horaires d'irradiation solaire en traitant des images HR (haute résolution) et Wefax prises par Météosat

Le cinquième chapitre porte sur une étude comparative des résultats obtenus avec GISTEL et SICIC, suivie de l'application de ce modèle à d'autres types d'images Météosat.

CHAPITRE 1 : LE RAYONNEMENT SOLAIRE

1.1 . Problématique

En général, l'étude du gisement solaire revient essentiellement à évaluer le rayonnement solaire reçu au sol, tant dans l'espace que dans le temps de façon qu'il soit reproduit avec une précision suffisante et qu'il soit directement exploitable en conversion d'énergie solaire. Ainsi, dans le cas de modules photovoltaïques ou de capteurs héliothermiques travaillant à poste fixe, l'optimisation des systèmes qui en découlent, nécessite le traitement de données solaires collectées au moins à l'échelle de l'heure, tout en tenant compte de l'inclinaison des capteurs. Ces systèmes ont l'intérêt d'être peu sensibles à la variabilité spatiale du rayonnement solaire selon les conditions climatique de la région considérée. Par contre, les systèmes à concentration de rayonnement sont très sensibles aux fluctuations du rayonnement solaire direct aussi bien dans l'espace que dans le temps. Donc, leur conception implique l'emploi de données solaires collectées avec une cadence de temps beaucoup plus fine, pouvant atteindre la minute. En pratique, on dispose de deux sources de données. L'une est constituée de données solaires mesurées au sol disponibles au sein des réseaux météorologiques et dans des stations radiométriques. L'autre se compose d'images numériques fournies par des satellites météorologiques tels que Météosat, Goes ou autres et pouvant être traitées pour en extraire les composantes utiles du rayonnement solaire. Ces deux sortes de données sont indispensables à l'élaboration de méthodes qui permettent d'estimer le rayonnement solaire arrivant à la surface terrestre avec une efficacité et une précision suffisante. Pour mettre en œuvre de telles méthodes, il est nécessaire de définir les caractéristiques du rayonnement solaire et l'instrumentation requise pour leur mesure, tant au niveau de la surface terrestre que des satellites d'observation météorologique. Dans le cas du traitement d'images satellitaires, leur calibration requiert l'identification des phénomènes qui interviennent lors de la traversée de l'atmosphère par le rayonnement jusqu'à son arrivée au sol. Pour satisfaire ces exigences, nous consacrons ce chapitre à l'étude du mécanisme d'interaction du rayonnement solaire avec le système Terre - atmosphère, des moyens d'acquisition au sol ou par satellite et de la caractérisation de ce rayonnement. Dans ce chapitre, nous présentons aussi la base de données utilisée au cours de notre travail.

1.2. Interaction du rayonnement solaire avec l'atmosphère et la surface terrestre

Le rayonnement solaire se compose, par définition, de radiations électromagnétiques émises par le Soleil, dont le spectre s'étend des plus grandes longueurs d'onde de la gamme radioélectrique à des longueurs d'ondes beaucoup plus courtes de la gamme des rayons cosmiques. Les parties de ce spectre jouant un rôle dans l'interaction solaire avec l'environnement terrestre, sont essentiellement les bandes infrarouge, visible, ultraviolette, ainsi que la gamme radioélectrique et celles des microondes. Les rayons plus énergétiques tels que α , β , X , γ et cosmiques, ne sont pratiquement pas transmis vers la Terre car étant fortement absorbés ou réfléchis par la partie supérieure de l'atmosphère. L'intensité du rayonnement solaire hors atmosphère ou constante solaire, est en moyenne de 1367 W/m^2 lorsque ce rayonnement arrive sur un plan normal situé à l'extérieur de l'atmosphère terrestre. La distribution spectrale de ce rayonnement est donnée par la courbe en traits continus de la fig. 1 [46]. Cette courbe s'ajuste au spectre d'un corps noir rayonnant à 5600 K , représenté en traits discontinus sur la fig. 1. En pratique, presque toute l'énergie solaire se trouve concentrée dans la partie du spectre qui s'étend de $0,2$ à $4 \mu\text{m}$. Mais au delà de $2,5 \mu\text{m}$, il ne subsiste plus que $2,6 \%$ de l'énergie totale. Le domaine de l'ultraviolet (UV) s'étend de $0,2$ à $0,38 \mu\text{m}$ et comporte près de 7% de l'énergie totale. La gamme visible (VIS) qui inclut 47% de cette énergie, va de $0,38$ à $0,78 \mu\text{m}$. Au-delà de $0,78 \mu\text{m}$, se trouve les bandes infrarouges (IR) dont la somme des énergies est également d'environ 47% de l'énergie totale.

Comme l'illustre la fig. 2, moins de la moitié de ce rayonnement est réfléchi par les couches supérieures de l'atmosphère vers l'espace et le reste de l'énergie solaire est transmis vers la surface terrestre, tout en subissant des processus d'absorption et de diffusion par l'atmosphère.

1.3. Les paramètres atmosphériques

Lors de sa traversée de l'atmosphère, ce rayonnement interagit avec les différents constituants de celle-ci. Cette interaction se traduit par l'apparition de bandes d'absorption qui viennent se greffer sur le spectre du rayonnement solaire et par une atténuation causée par la diffusion atmosphérique. La modification du spectre qui en résulte, est alors due, d'une part, au processus d'absorption par l'ozone, la vapeur d'eau et d'autres gaz tels que O_2 , CO_2 , CH_4 et, d'autre part, à la diffusion par les molécules d'air, les aérosols et les nuages.

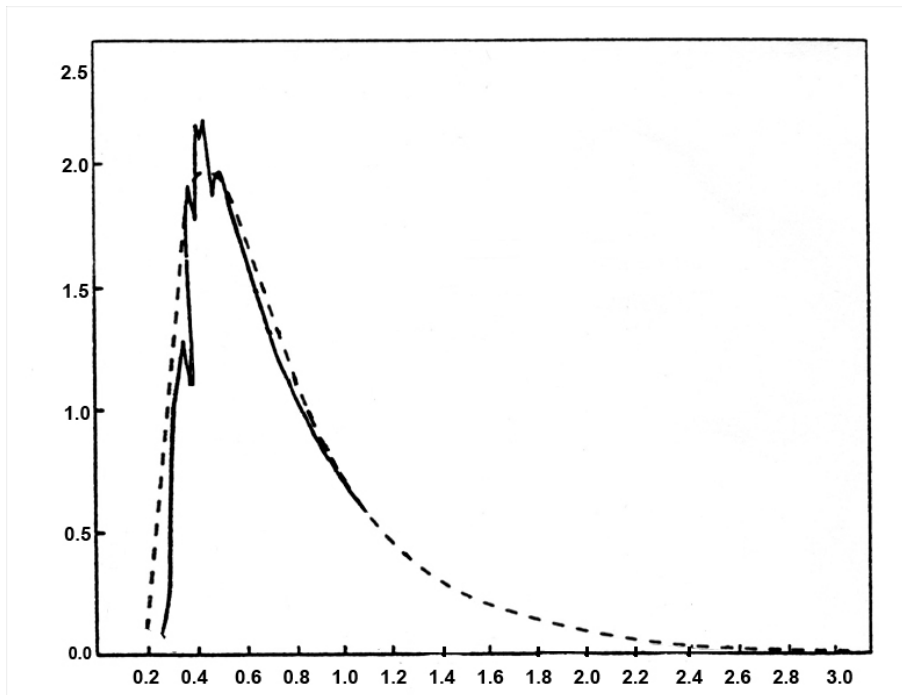


Fig. 1. Distribution spectrale du rayonnement solaire hors atmosphère
(— : courbe expérimentale. - - - : spectre d'un corps à 5600 K).

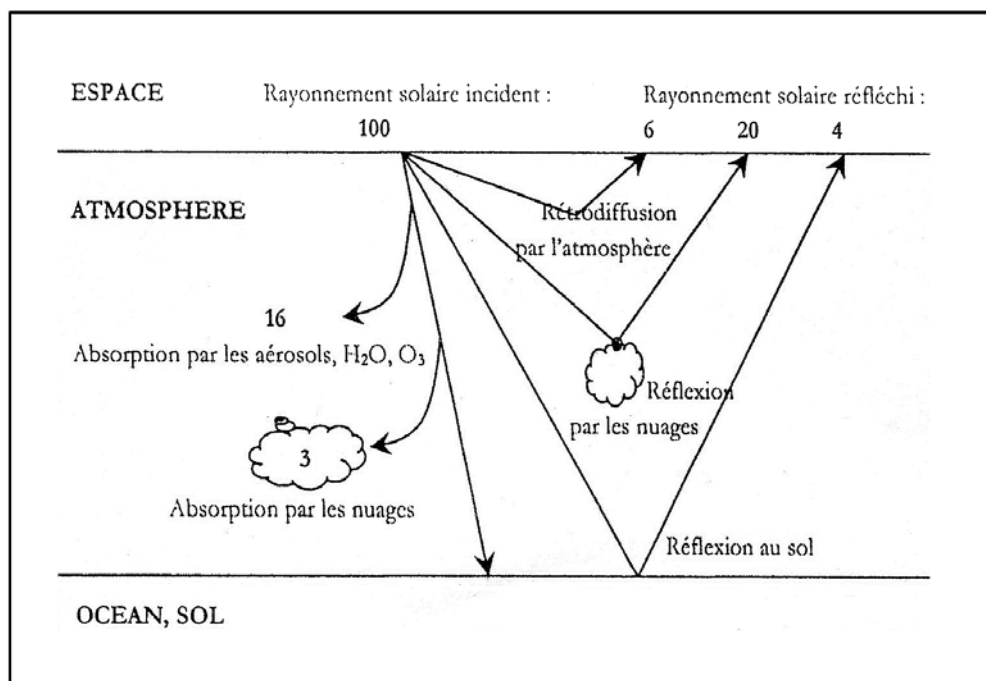


Fig. 2. Interaction du rayonnement solaire avec les constituants de l'atmosphère

L'absorption par les gaz atmosphériques est dite sélective, car elles n'affectent que des radiations de longueurs bien déterminées. Pratiquement, seules la vapeur d'eau et l'ozone contribuent sensiblement à l'absorption gazeuse dans l'atmosphère. Leur concentration qui est variable tout aussi bien dans l'espace que dans le temps, dépend des conditions atmosphériques du lieu considéré. En effet, elle est essentiellement caractérisée par l'épaisseur d'eau condensable liée à l'humidité relative et à l'épaisseur réduite de l'ozone. En revanche, la concentration des autres gaz est répartie uniformément dans l'atmosphère.

La vapeur d'eau qui est le constituant le plus important après l'air, présente plusieurs bandes d'absorption toutes situées à des longueurs d'ondes supérieures à 0,65 μm . La bande qui va de 2,4 et 2,8 μm , est la plus large. C'est aussi celle où l'absorption est la plus forte.

L'ozone est caractérisé par une forte bande d'absorption à des longueurs d'onde inférieures à 0,3 μm et par une faible absorption entre 0,45 et 0,7 μm .

Les autres gaz présentent des bandes d'absorption étroites entre 0,69 et 0,76 μm pour l'oxygène et cinq bandes se trouvant respectivement à 1,46 , 1.60 , 2,04 , 2,75 et 4,27 μm pour le gaz carbonique [47].

Le phénomène d'absorption convertit l'énergie absorbée en rayonnement thermique alors que la diffusion peut être assimilée à une redistribution du rayonnement électromagnétique après que celui-ci ait été absorbé par une particule dans toutes les directions, mais sans changement de longueurs d'onde. Selon la taille des particules diffusantes par rapport à la longueur d'onde (λ) du rayonnement incident, on observe deux types de diffusion : La diffusion de Rayleigh et la diffusion de Mie.

La diffusion de Rayleigh affecte surtout les molécules d'air pur et sec. C'est une diffusion sélective causée par les particules dont le diamètre est inférieur à la longueur d'onde. Le coefficient d'extinction caractérisant ce type de diffusion, est:

$$k_r(\lambda) = 0,008735 \lambda^{-4} \quad (1 - 1)$$

La diffusion de Mie est obtenue lorsque la taille des particules atmosphériques devient plus importante. Ce sont les aérosols tels que les poussières et les hydrométéores en suspension dans les brumes, les brouillards et les nuages. Compte tenu de la forte anisotropie de la diffusion de Mie, plus de 90 % de l'énergie est diffusée vers l'avant pour la plupart des aérosols[43]. Dans ces conditions, le coefficient d'extinction s'écrit [48] :

$$K_a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1 - 2)$$

où α est le coefficient de distribution granulométrique et β , le coefficient de trouble atmosphérique établi par Angström.

Cette relation a été vérifiée pour des particules sphériques, dans les régions tempérées. Ainsi, α vaut 1,3 pour de telles régions. Il est proche de 0 pour les petites particules, croît avec la taille des particules et atteint 4 pour les grosses particules. Le coefficient β permet de d'évaluer la quantité d'aérosols présents dans l'atmosphère. Il vaut 0,02 pour un ciel très pur (bleu profond) et 0,2 pour un ciel pollué (bleu laiteux).

1. 4. Composantes du rayonnement solaire

De façon générale, le transfert radiatif entre le soleil et la terre à travers une pellicule atmosphérique se traduit par des échanges de flux permanent de rayonnement électromagnétique. Ce dernier est essentiellement caractérisé par sa direction de propagation, son intensité et sa bande spectrale. Dans le domaine visible, ce type d'échange d'énergie qui met enjeu les processus de diffusion et d'absorption dans l'atmosphère, est décrit par l'équation de transfert radiatif. Cette dernière s'écrit [49-50] :

$$\mu \frac{dI_\lambda}{d\tau_\lambda} = -I_\lambda + \frac{\varpi_0}{4\pi} + \int_{\Omega} I_\lambda(\tau_\lambda, y') p(\tau_\lambda, y) d\Omega \quad (1 - 3)$$

Les paramètres qui interviennent dans cette équation, sont :

- La longueur d'onde λ .
- L'albédo ϖ_0 dans le cas d'une seule diffusion.
- L'intensité de radiation monochromatique I_λ (en $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$).
- l'élévation solaire μ exprimée en fonction de la distance zénithale θ du Soleil, avec $\mu = \cos(\theta)$
- l'angle solide Ω .
- la fonction de phase $p(\tau_\lambda, y)$ exprimant la diffusion à partir de la direction y' vers la direction y .
- l'épaisseur optique τ_λ de l'atmosphère.

La résolution de cette équation donne les composantes directe et diffuse de l'éclairement monochromatique reçu au sol [49]. Dans le cas d'un ciel clair, on suppose que la fonction de phase est négligeable, que l'atmosphère est homogène et que $\tau_\lambda = 0$ au niveau

du sol et au sommet de l'atmosphère. Par conséquent, la composante directe I_λ de l'éclairement monochromatique est de la forme:

$$I_\lambda = I_\lambda^{(0)} \exp \left[- \int_{s_1}^{s_2} \tau_\lambda ds \right] \quad (1 - 4)$$

En tenant compte des coefficients d'extinction des différents constituants décrits précédemment et en intégrant sur l'ensemble du spectre, on obtient l'éclairement direct arrivant sous incidence normale I_n :

$$I_n = I_0 \exp [- \tau / \mu] \quad (1 - 5)$$

En supposant une diffusion isotrope et une atténuation du flux direct d'irradiation solaire due uniquement à la vapeur d'eau, on peut évaluer les composantes monochromatiques du rayonnement solaire résultant respectivement de la diffusion de Rayleigh, de la diffusion par les aérosols et des réflexions multiples entre le ciel et le sol faisant intervenir l'albédo terrestre. Ces trois composantes contribuent à la formation de la composante diffuse du rayonnement monochromatique [49]. Comme pour la composante directe, son intégration sur tout le spectre solaire, donne l'éclairement diffus (D) dû à la traversée de l'atmosphère par le rayonnement solaire jusqu'à son arrivée à la surface terrestre.

La somme de la composante directe reçue sur un plan normal aux rayons solaires et de la composante diffuse donne la composante globale (G) du rayonnement solaire qui est:

$$G = I_n \cos(\theta) + D \quad (1 - 6)$$

Remarquons que l'éclairement global étant exprimé en W/m^2 , son intégration au cours du temps donne la composante globale de l'irradiation solaire qui est le flux d'énergie solaire en Wh/m^2 , reçue pendant une période donnée.

1.5. Durée de l'ensoleillement

Le rayonnement solaire peut être aussi caractérisé par la durée de l'ensoleillement ou insolation qui est une grandeur plus accessible à la mesure et plus couramment collectée dans le Monde. Comme nous le verrons par la suite, l'insolation est fortement corrélée à la composante globale du flux d'irradiation solaire et peut donc être utilisée indirectement à l'évaluation de cette composante.

En pratique, l'insolation est obtenue en mesurant la durée pendant laquelle l'éclairement dû au rayonnement solaire direct est supérieur à un seuil de référence défini par l'Organisation Mondiale de la Météorologie et valant $120 W/m^2$.

1.6. Mesure des données solaires au sol

De façon générale, les mesures solaires effectuées dans les stations météorologiques et radiométriques, reviennent à collecter, d'une part, l'insolation et, d'autre part, les composantes du rayonnement solaire.

Dans la plupart des cas, l'insolation est mesurée à l'aide d'un héliographe de Campbell Stokes. Ce dernier est constitué d'une sphère de verre qui permet la concentration du rayonnement solaire direct sur un carton de couleur et de texture bien définie. La trace de la brûlure imprimée sur le carton, est alors proportionnelle à la durée d'insolation.

Quant au principe de la mesure en radiométrie, celui-ci est basé sur la transformation de l'énergie rayonnée captée par un capteur thermoélectrique. Ce dernier est une thermopile qui est un assemblage de thermocouples dont les soudures chaudes sont exposées au rayonnement solaire. Les soudures froides thermiquement reliées au corps du capteur, sont maintenues à l'abri des rayons solaires. Une peinture noire très absorbante recouvre la surface des soudures chaudes. L'échauffement de cette surface crée une différence de température entre la température du récepteur thermique et le corps du capteur. La tension délivrée par la thermopile est alors proportionnelle à la différence de température.

Dans ces conditions, la composante directe de l'éclairement solaire est mesurée au moyen d'un pyrhéliomètre. La fig. 3 représente un pyrhéliomètre installé au CDER à Bouzaréah. Cet appareil qui est de type Eppley N.I.P. (Normal incidence pyrhéliomètre), est l'un des plus couramment utilisés dans les stations radiométriques.. Il est constitué d'un tube en laiton de 26 cm de longueur et 6 cm de diamètre. Ce tube qui est chromé sur sa partie externe, est muni d'une thermopile à sa partie inférieure, d'un diaphragme dans sa partie interne et d'une fenêtre de quartz à sa partie supérieure. Cet appareil étant étanche, est monté en atmosphère sèche. Une monture équatoriale lui est associée pour le garder constamment pointé vers le disque solaire.

La composante diffuse de l'éclairement solaire est mesurée à l'aide d'un pyranomètre muni d'une bande pare-soleil et la composante globale d'un pyranomètre simple. La bande pare-soleil sert à occulter le rayonnement solaire direct Ces deux types d'appareils qui équipent aussi le CDER, sont illustrés respectivement par les figs. 4 et 5.



Fig. 3. Pyrhéliomètre: Mesure de la composante directe (Site de Bouzareah).



Fig. 4. Pyranomètre muni d'une bande pare soleil: Mesure de la composante diffuse (Site de Bouzareah).



Fig. 5. Pyranomètre: Mesure de la composante globale (Site de Bouzareah).

Un pyranomètre est généralement constitué d'une thermophile contenue dans un boîtier métallique recouvert de deux coupelles en verre. Le boîtier est fixé sur un socle lourd métallique entouré par un écran circulaire de couleur blanche protégeant l'élément sensible de la lumière diffusée par le sol fermé à sa partie supérieure.

Les données résultant de la mesure des éclairissements par tous ces capteurs sont transmises à des enregistreurs-intégrateurs pour obtenir les composantes directe, diffuse et globale du flux d'irradiation solaire. Dans les stations radiométriques, on utilise aussi des stations automatiques d'acquisition de données. Notons que l'étalonnage périodique et la maintenance permanente de ces capteurs sont des opérations délicates mais essentielles pour assurer une bonne qualité de la mesure.

1.7. Le réseau algérien de la météorologie

Comme partout ailleurs dans le Monde, l'insolation et plus rarement, les composantes du rayonnement solaire sont mesurés en Algérie depuis 1970, par l'Office National de la Météorologie à travers son réseau constitué d'une soixantaine de stations météorologiques. La table I donne la localisation géographique de ces stations.

Comme le montre la fig. 6, les stations météorologiques sont, pour la plupart, concentrées dans la partie Nord englobant les Hauts Plateaux alors que la couverture du réseau météorologique est quasiment négligeable dans le grand Sud et surtout dans l'extrême Sud de l'Algérie. Par conséquent, eu égard à la situation géographique de l'Algérie, entre les latitudes 19° et 37° nord, et à l'étendue de son territoire d'environ deux millions et demi de km², la densité de ce réseau est très insuffisante pour prendre en charge la collecte de données solaires sur tout le pays. De plus, à peine quelques unes de ses stations sont munies de pyranomètres placés horizontalement et permettent la mesure des composantes globale et diffuse du flux d'irradiation solaire. Leur mission principale étant de répondre aux besoins de la navigation aérienne, de telles stations sont implantées, pour la plupart, dans les aéroports. Ce sont les stations de Dar El Beida et d'Oran au nord de l'Algérie, de Saida et de Batna sur les Hauts Plateaux, de Bechar, de Beni Abbès et de Tamanrasset au sud et à l'extrême sud du pays. Ces sept stations (en gras dans la table I) ont assuré d'une manière discontinue la collecte de telles données entre 1970 et 1980, puis ont cessé de fonctionner. Ensuite, certaines d'entre elles ont été remises en service après 1989. Actuellement, il semble que seules la station d'Oran et Tamanrasset assurent de manière régulière la mesure des composantes diffuse et globale reçues sur plan horizontal.

N°	Stations	Longitude (°)	Latitude (°)	N°	Stations	Longitude (°)	Latitude (°)
1	Béni Saf	1.33 W	35.25 N	28	Constantine	6.61 E	36.28 N
2	Oran	0.60 W	35.63 N	29	Batna	6.35 E	35.71 N
3	Arzew	0.26 W	35.81 N	30	Souk Ahras	7.97 E	36.28 N
4	Mostaganem	0.12 E	35.88 N	31	Tébessa	8.11 E	35.41 N
5	Maghnia	1.78 W	34.81 N	32	Saïda	0.15 E	34.86 N
6	Tlemcen	1.45 W	35.01 N	33	El Kheiter	0.066 E	34.15 N
7	Mascara	0.30 E	35.60 N	34	El Bayadh	1.00 E	33.73 N
8	Sidi Bel Abbès	0.65 W	35.18 N	35	Mecheria	0.26 W	33.55 N
9	Chlef	1.33 E	36.21 N	36	Ain Sefra	0.60 W	32.75 N
10	Ténès	1.33 E	36.50 N	37	Naâma	0.30 W	33.26 N
11	Miliana	2.23 E	36.30 N	38	Béchar	2.25 W	31.63 N
12	Médéa	2.75 E	36.45 N	39	Biskra	5.73 E	34.80 N
13	Alger	3.25 E	36.71 N	40	Ghardaïa	3.80 E	32.40 N
14	Tizi Ouzou	4.50 E	36.91 N	41	Touggourt	6.13 E	33.11 N
15	Bouira	3.90 E	36.38 N	42	El Oued	6.78 E	33.50 N
16	Bédjaia	5.07 E	36.75 N	43	Ouargla	5.40 E	31.91 N
17	Djidjel	5.75 E	36.80 N	44	El Goléa	2.86 E	30.56 N
18	Skikda	6.90 E	36.88 N	45	Timimoun	0.28 E	29.25 N
19	Annaba	7.81 E	36.83 N	46	Beni Abbès	2.16 W	30.13 N
20	Guelma	7.46 E	36.46 N	47	Adrar	0.18 W	27.81 N
21	Tiaret	1.46 E	35.35 N	48	In Salah	2.47 E	27.20 N
22	Djelfa	3.25 E	34.68 N	49	In Aménas	9.63 E	28.05 N
23	Ksar Chellala	2.32 E	35.16 N	50	Djanet	9.47 E	24.26 N
24	M'Sila	4.50 E	35.66 N	51	Tamanrasset	5.45 E	22.80 N
25	Bousaâda	4.20 E	35.33 N	52	Assekrem	5.63 E	23.26 N
26	Bordj Bou Arridj.	4.66 E	36.06 N	53	Bordj Badji Mokhtar	0.57 E	21.20 N
27	Sétif	5.25 E	36.18 N	54	In Guezzam	5.77 E	19.56 N

Table I. Liste des stations météorologiques de l'O.N.M..

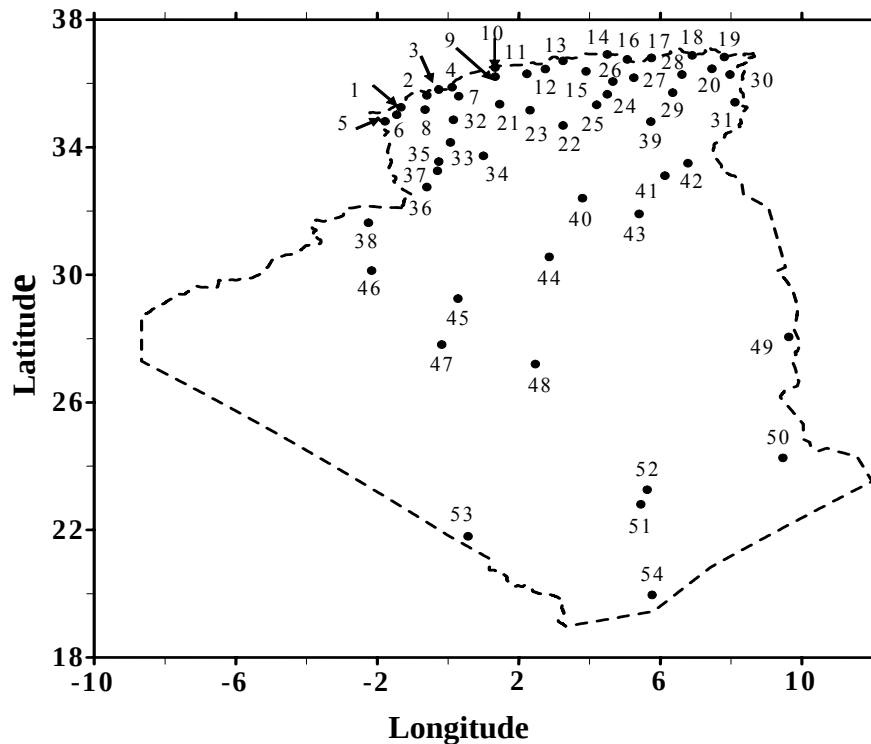


Fig. 6. Répartition géographique des stations de mesure de l'insolation.

La configuration décrite par la fig. 6, fait que les potentialités en énergie solaire de ce grand espace qu'est le sud, sont mal connues. Paradoxalement, dans ces régions, à la fois réputées isolées et ensoleillées, se prêtent très bien à l'implantation de systèmes de conversion d'énergie solaire pour répondre aux besoins sociaux des populations vivant dans ces régions. Mais, pour ce faire, des informations fines doivent être disponible sur le gisement solaire tant dans l'espace que dans le temps.

En plus du réseau météorologique national, des stations radiométriques (spécialisées dans la mesure du rayonnement solaire) sont venues s'ajouter vers 1980 pour une évaluation précise du gisement solaire. Ainsi, la mesure de la composante directe du rayonnement a débuté à Bouzaréah sur plan horizontal, puis a été étendue à des surfaces inclinées en 1986 (voir fig. 7).

Citons également les stations radiométriques d'Odeillo (1979) et de Carpentras (1980) (France) qui ont la même configuration que celle de Bouzaréah. Celles-ci appartiennent respectivement au Laboratoire d'Energétique Solaire du CNRS des Pyrénées orientales et au Centre Radiométrique de Météo-France d'Avignon.



Fig. 7. Vue d'ensemble de la station radiométrique de Bouzareah

1.8. Le réseau français de la météorologie

Comme nous avons aussi utilisé les mesures collectées par vingt cinq stations du réseau météorologique français, nous donnons la liste de ces stations et leurs coordonnées géographiques dans la table II. De façon générale, le réseau météorologique français comporte 36 stations qui assurent la mesure de la composante globale du rayonnement solaire reçue sur plan horizontal à l'échelle horaire.

Stations	Latitude (°)	Longitude (°)	Stations	Latitude (°)	Longitude (°)
Clermond Ferrand	45.78 N	3.17 E	Besançon	47.25 N	5.98 E
Dijon	47.27 N	5.08 E	Bourges	47.07 N	2.37 E
Limoges	45.87 N	1.18 E	Montpellier	43.58 N	3.97 E
Agen	44.18 N	0.60 E	Nice	43.65 N	7.20 E
Perpignan	42.73 N	2.87 E	Bastia	42.55 N	9.48 E
Strasbourg	48.55 N	7.63 E	Carcassonne	43.22 N	2.32 E
Ajaccio	41.92 N	8.80 E	Embrun	44.57 N	6.50 E
Marignane	43.45 N	5.23 E	Colmar	47.92 N	7.40 E
Nancy	48.68 N	6.22 E	Paris	48.82 N	2.45 E
Trappes	48.77 N	2.02 E	Carpentras	44.08 N	5.05 E
Auxerre	47.80 N	3.55 E	Ile du Levant	43.03 N	6.47 E
Macon	46.30 N	4.80 E	Tours	47.45 N	0.72 E
Millau	44.12 N	3.02 E			

Table II. Liste des stations météorologiques de Météo-France.

1.9. Données solaires

La base de données utilisée dans le cadre de ce travail est constituée de données solaires collectées sur divers sites de l'Algérie et de la France, ainsi que d'images fournies par le satellite Météosat. Ces dernières acquises à l'aide d'un système de réception Météosat installé à Carpentras, seront présentées dans les prochains paragraphes.

Les données solaires dont nous disposons sont constituées de :

- De mesures de moyennes mensuelles d'insolation collectées pendant la période 1992-1996 dans les 54 stations de l'O.N.M. (voir Table I).
- Les mesures d'insolation et d'irradiation solaire globale effectuées à l'échelle journalière, respectivement à l'aide d'un héliographe Campbell-Stokes et d'un pyranomètre Kipp & Zonen CM11 au sein des stations d'Alger, de Béchar et de Tamanrasset pendant la période 1989/92.
- Les mesures des composantes globale et diffuse de l'irradiation solaire reçue sur plan horizontal, ainsi que de sa composante directe arrivant sous incidence normale. Ces mesures ont été collectées à l'échelle horaire, au sein des stations d'Alger (Dar El Beida), de Béchar et de Tamanrasset pendant la période 1989/92.
- Les mesures du flux global d'irradiation solaire reçu sur plan incliné, collectées dans la station radiométrique de Bouzaréah (Alger) aussi bien à l'échelle horaire que journalière. Ces mesures qui sont de quatre sortes, diffèrent selon la position du capteur. En effet, l'irradiation solaire a été collectée par un pyranomètre Eppley PSP dirigé vers le Sud et incliné d'un angle égal à la latitude du lieu et trois pyranomètres Kipp & Zonen CM11 disposés verticalement et dirigés respectivement vers l'Est, le Sud et l'Ouest.
- Le flux global d'irradiation solaire mesuré sur plan horizontal, heure par heure, dans vingt cinq stations du Nord Est de la France pendant la période 1993/95 (voir Table II).

La fig. 8 illustre les variations annuelles de la composante directe (I_n) de l'irradiation journalière mesurée sous incidence normale, jour par jour, à Bouzaréah. Les fortes fluctuations observées sur cette courbe, sont dues aux passages nuageux qui occultent partiellement ou complètement le disque solaire. Par ciel clair, l'absence de nuages fait que l'intensité du flux d'irradiation devient relativement élevée et dépasse parfois $10 \text{ kWh/m}^2/\text{jour}$. Les figs. 9 et 10 représentent les distributions annuelles (G_H) et (G_{lat}) des mesures journalières de la composante globale d'irradiation solaire collectées respectivement suivant deux plans dirigés vers le sud, mais d'inclinaison différente. L'un est le plan horizontal et l'autre, un plan incliné d'un angle égal à la latitude (lat) du lieu par rapport à la direction horizontale. La

fig. 11 décrit les variations journalières (G_S) de cette composante au cours de l'année, lorsque le rayonnement solaire est reçu par un capteur vertical dirigé vers le Sud.

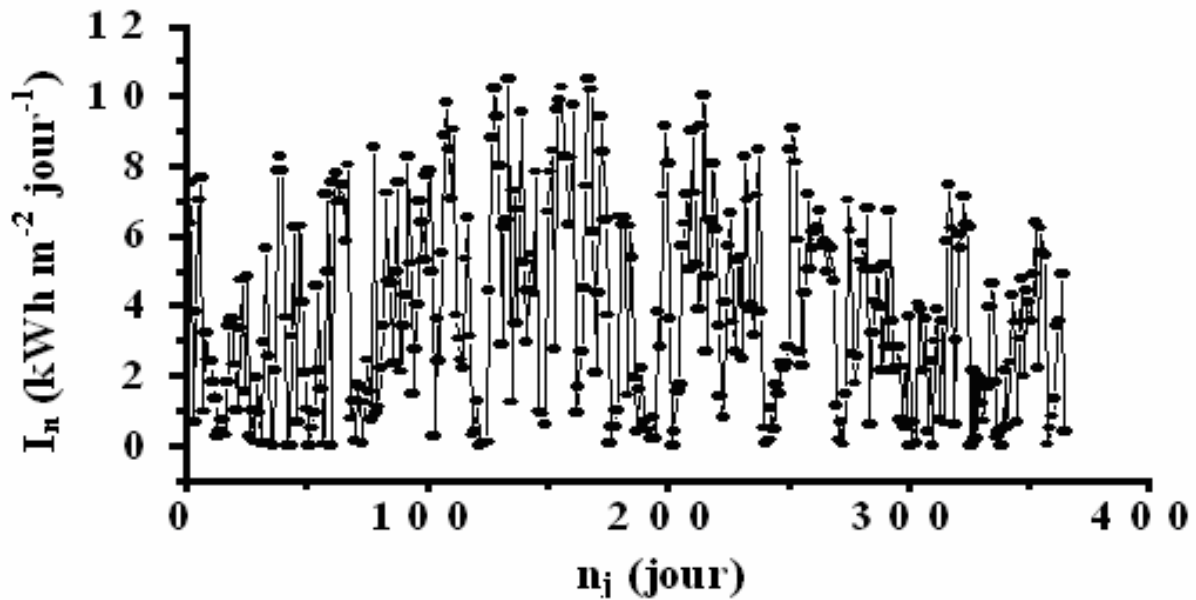


Fig. 8. Distribution annuelle des mesures journalières (I_n) de la composante directe de l'irradiation solaire collectée à Bouzaréah en 1989, sous incidence normale.

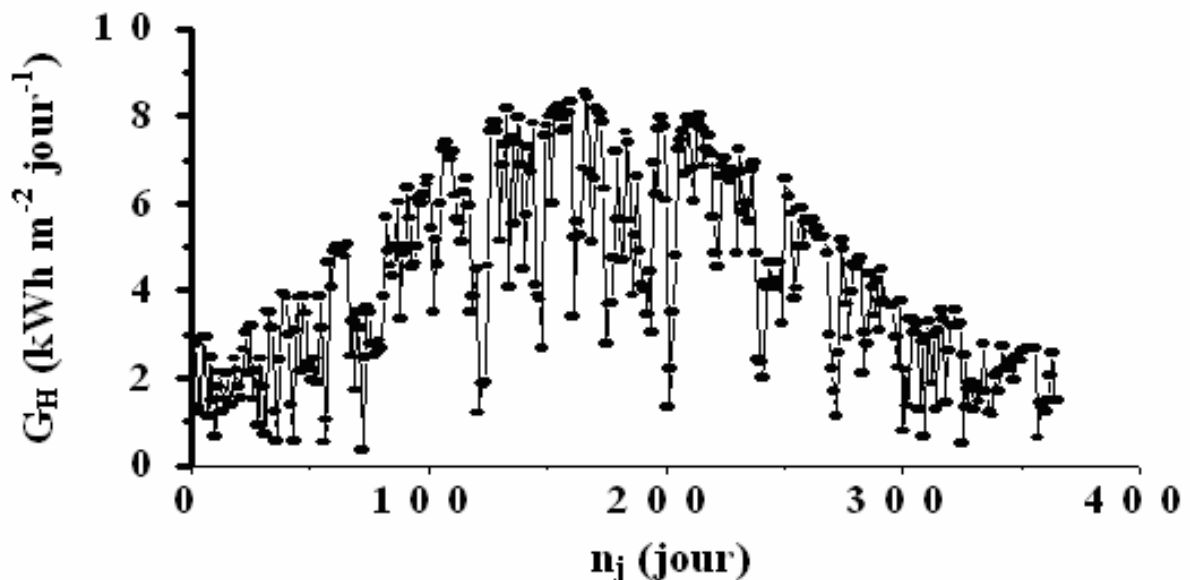


Fig. 9. Distribution annuelle des mesures journalières (G_H) de la composante globale de l'irradiation solaire collectée à Bouzaréah en 1989, sur plan horizontal.

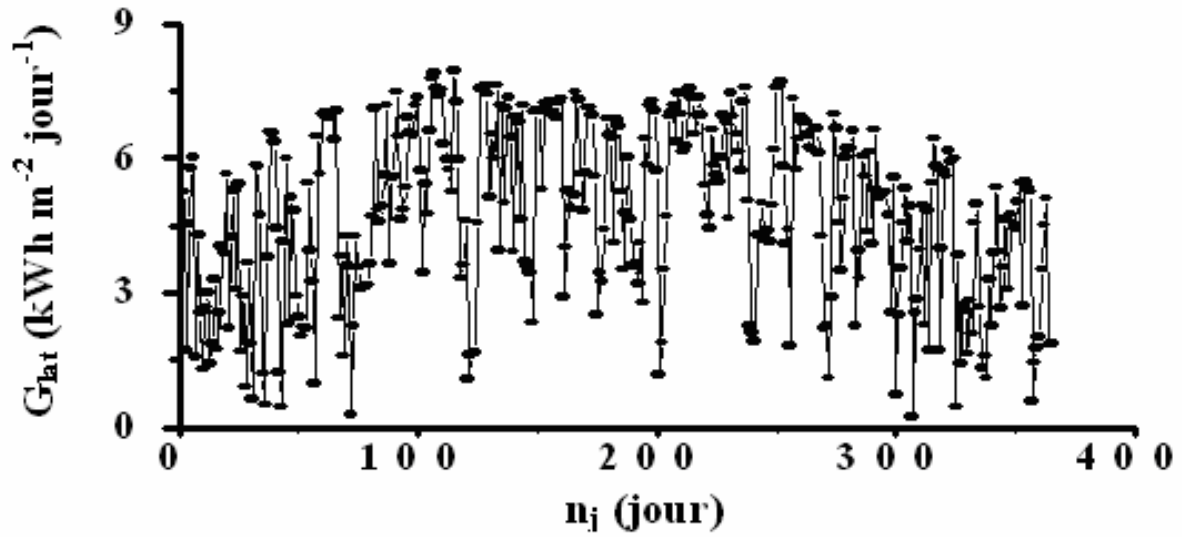


Fig.10. Distribution annuelle des mesures journalières (G_{lat}) de la composante globale l'irradiation solaire collectée à Bouzaréah en 1989 sur plan incliné d'un angle égal à la latitude (lat) du lieu .

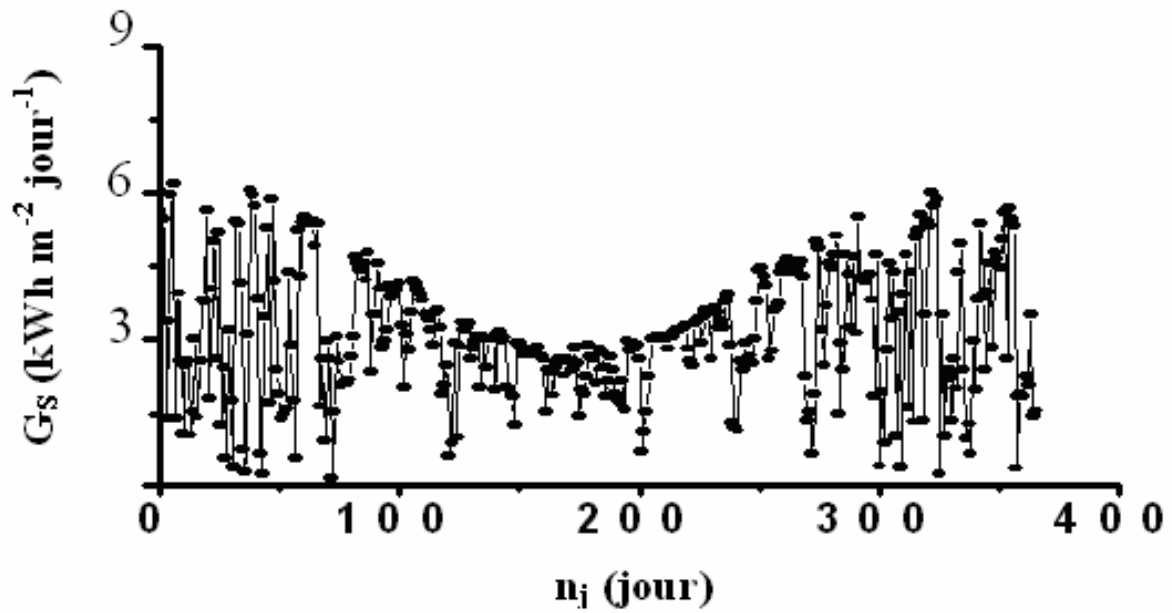


Fig.11. Distribution annuelle des mesures journalières (G_s) de la composante globale l'irradiation solaire collectées à Bouzaréah en 1989, sur plan vertical.

L'importance des variations saisonnières observées sur ces quatre courbes dépend de l'angle d'incidence du rayonnement solaire par rapports aux capteurs. Ainsi, en été, le rayonnement solaire est maximum sur plan horizontal alors qu'il est minimum sur plan vertical. Par contre, en hiver, la situation inverse est observée pour ces deux cas. De plus, les fluctuations saisonnières deviennent minimales lorsque la surface terrestre et le capteur font un angle égal à la latitude du lieu.

1.10. Données satellitaires

Trois types d'images prises par le satellite Météosat, ont été employés. Ce sont:

- Des images de haute résolution (HR) collectées toutes les demi-heures dans le canal visible de ce satellite de Juillet 1994 à Juin 1995, avec un format de 5000x5000 pixels pour représenter tout le disque terrestre. Pour chacune de ces images, seuls 520x400 pixels représentant l'Europe et l'Afrique du Nord entre 52° et 28° N sont considérées. La résolution de ces images est de 2,5x2,5 km² par pixel au point sous le satellite. Ces images ont été respectivement acquises chaque jour, à 8 h, 8 h 30, 9 h, 9 h 30, 10 h, 10 h 30, 11 h, 11 h 30, 12 h, 12 h 30, 13 h, 13 h 30, 14 h, 14 h 30, 15 h, 15 h 30 et 16 h TU.
- Des images B2 couvrant tout le disque terrestre et collectées dans le canal visible durant la période 1989/90, à raison de trois images par jour, soit quotidiennement à 9 h, 12 h et 15 h TU. Ces images dont le format est de 416x416 pixels, sont déduites des images HR en retenant un pixel parmi trente six suivant un processus de décimation. En fait, les images décrivant notre zone d'étude, sont extraites des images B2 en limitant leur format à 150x170 pixels.
- Des images Wefax (Weather Fac Simile) de format C03 collectées dans le canal visible durant la période 1993/95, à raison de cinq images par jour, c'est-à-dire acquises quotidiennement à 10 h, 11 h, 12 h, 13 h et 14 h TU respectivement. Chacune de ces images est constituée de 240x340 pixels représentant l'Est de l'Europe et la région de l'Afrique du Nord jusqu'à 36° N de latitude.

Remarquons que les pixels de toutes ces images sont caractérisés par des niveaux de gris qui vont de 0 à 255.

Météosat est un satellite d'observation météorologique gravitant à l'orbite géostationnaire, soit à l'altitude de 36 000 km et se trouvant à l'intersection du méridien de Greenwich et de l'Equateur. L'ancienne génération comporte sept satellites

lancés successivement à partir de 1977. Ces satellites sont tous munis d'un radiomètre opérant dans trois canaux distincts, intitulés respectivement 'visible' (0,4 à 1,1 μm), 'infrarouge vapeur d'eau' (5,7 à 7,1 μm) et 'infrarouge thermique' (10,5-12,5 μm). Il existe aussi une nouvelle génération de satellites Météosat qui a été mise en orbite après l'année 2000, mais les images produites par ce type de satellite ne sont exploitées dans les stations météologiques que depuis peu. Très brièvement, cette seconde génération de satellite a l'avantage de collecter toutes les quinze minutes des images dans douze canaux différents formant une bande spectrale s'étalant du visible à l'infrarouge.

Les images Météosat sont mises en forme et gérées par le Centre de Darmstadt (Allemagne) de l'Agence Spatiale Européenne (E.S.A.). Dans ce Centre, elles sont archivées soit sur bande magnétiques, soit sur CD-ROM. Elles sont aussi transmises par voie hertzienne vers les stations équipées d'un système de réception Météosat.

Le récepteur Météosat de la station radiométrique de Carpentras qui a permis l'acquisition de nos images, comporte:

- Une antenne parabolique de 3,6 mètres de diamètre, d'un amplificateur d'entrée à 1,7 GHz et d'un convertisseur 1,7 GHz /137MHz
- Un récepteur numérique travaillant à 137 MHz (Météosat/NOAA)
- Une carte format PC/AT réalisant les synchronisations de bit et trame, puis l'acquisition des données satellitaires sur disque dur.
- Un logiciel d'acquisition avec interface graphique.

Pour notre zone d'étude, la fig. 12 donne un exemple d'image numérique HR acquise le 16 juillet 1994 à 12 h TU dans le canal visible par Météosat IV. La fig. 13 représente une image B2 couvrant tout le disque terrestre. La fig. 14 illustre l'image B2 extraite de celle de la fig. 13 et décrivant la zone d'étude. La fig. 15 montre la décomposition d'une image Wefax du disque terrestre en différents formats allant de C01 à C09. Dans notre cas, le format considéré est C03.

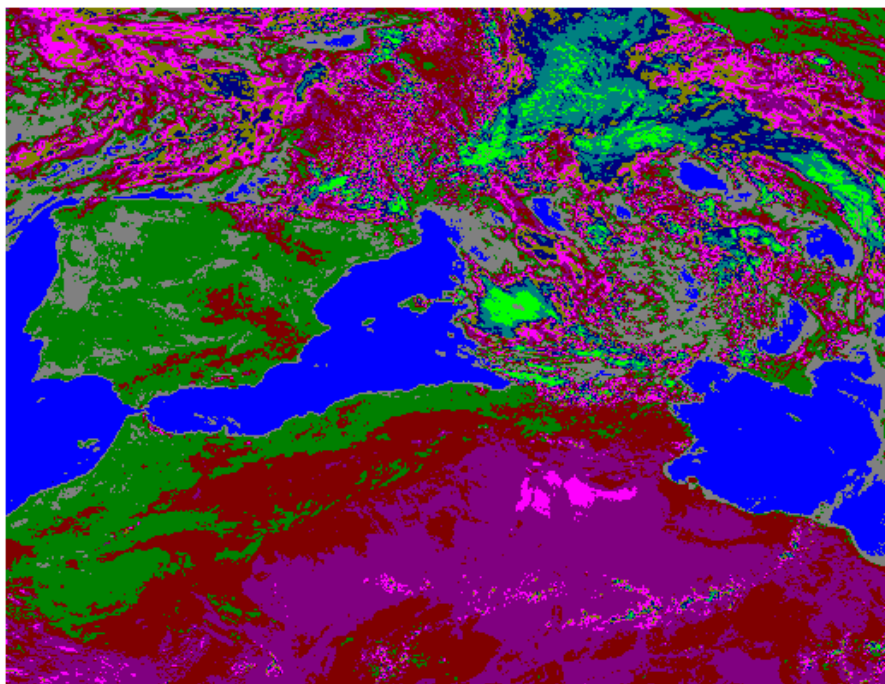


Fig. 12. Image visible HR (520x400 pixels) acquise par Météosat IV le 16 juillet 1994 à 12 h TU

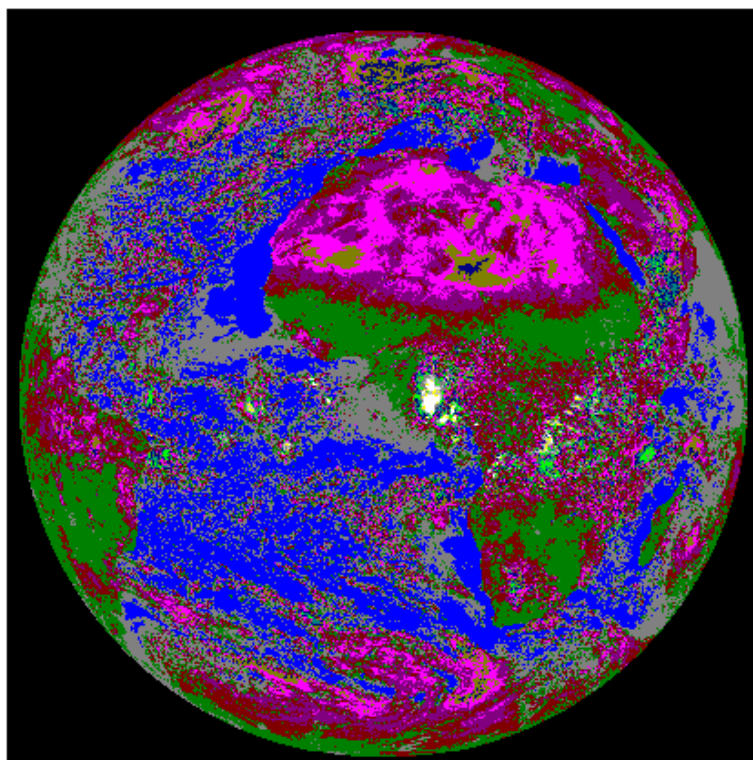


Fig. 13. Image Météosat B2 (416x416 pixels) couvrant tout le disque terrestre.

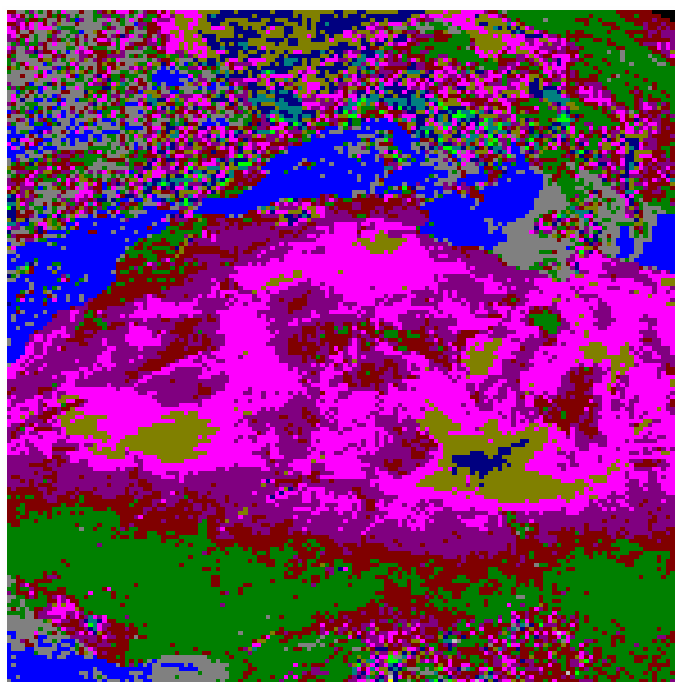


Fig. 14. Image B2 (150x170 pixels) décrivant l'Europe et l'Afrique du Nord.

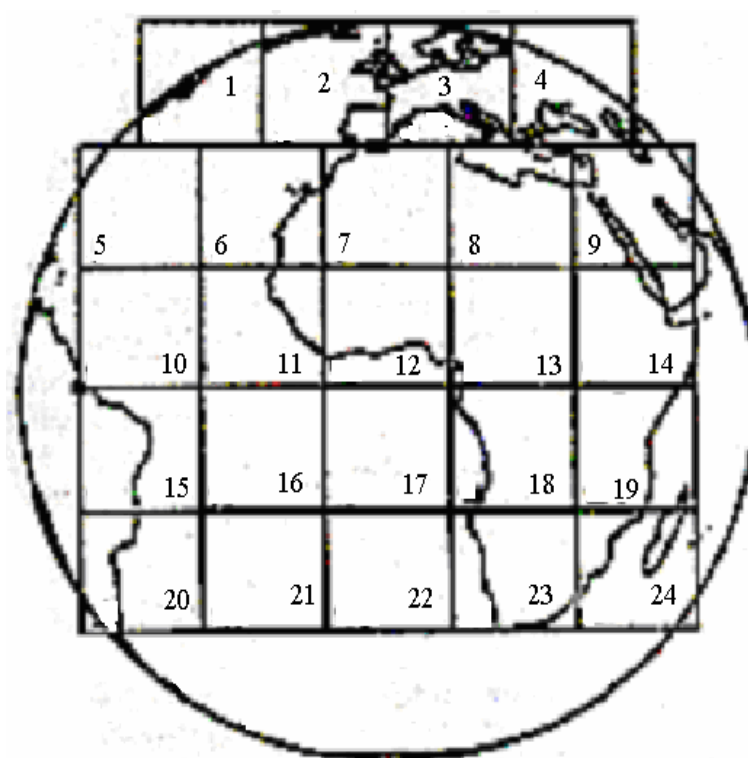


Fig. 15. Distribution des différents formats des images Wefax [51].

1.11. Bilan énergétique dans l'environnement terrestre

Comme nous l'avions expliqué aux paragraphes 1.2 et 1.3, les principaux phénomènes qui influencent le rayonnement solaire lors de sa traversée dans l'environnement terrestre, sont essentiellement la réflexion, l'absorption, la diffusion du rayonnement solaire par l'atmosphère et par la surface terrestre. A ces différents processus qui se manifestent essentiellement dans la bande visible du spectre du rayonnement solaire, il faudrait ajouter ceux relatifs au rayonnement thermodynamique dans l'infrarouge émis par la surface terrestre et par tous les éléments présents dans l'atmosphère (vapeur d'eau, nuages, gaz carbonique,...). Les échanges d'énergie observés à la surface terrestre se traduisent alors par un rayonnement net qui résulte de la différence entre le rayonnement total reçu par cette surface et celui réémis vers l'atmosphère. De plus, du point de vue spectral, la contribution des échanges radiatifs est la plus importante dans deux principales bandes, à savoir les courtes longueurs d'ondes s'étalant de la gamme visible au proche infrarouge et les grandes longueurs d'ondes allant de 5 à 10 μm .

Soit A , l'albédo de la surface terrestre, $G_{H\downarrow}$, le flux global d'irradiation solaire reçu sur un plan horizontal placé à la surface terrestre, $G_{H\uparrow}$, le rayonnement solaire réfléchi par ce plan dans la proportion A , $R_{a\downarrow}$, le rayonnement descendant provenant de l'émission des gaz et de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère et $R_{t\uparrow}$, le rayonnement ascendant émis par la surface terrestre. Les échanges d'énergie dans les deux bandes (visible et infrarouge) sont illustrés par la fig. 16.

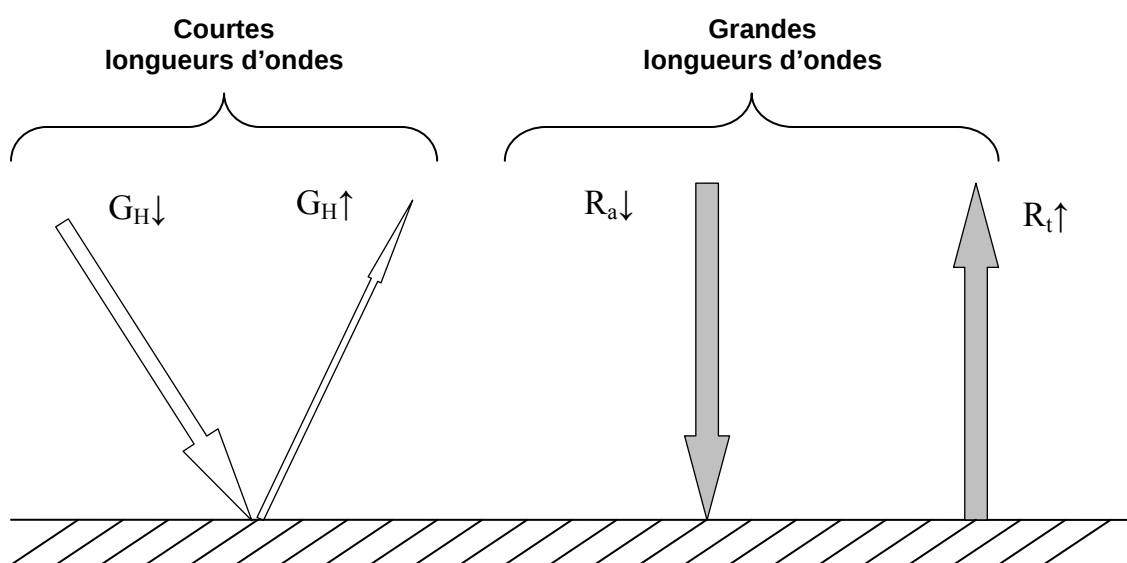


Fig. 16. Echanges d'énergie radiative au voisinage de la surface terrestre.

Les gaz atmosphériques émettent pour des longueurs d'ondes et une température déterminées, une fraction non négligeable du rayonnement qu'émettrait un corps noir dans les mêmes conditions [52]. Quant à la surface terrestre, cette dernière se comporte comme un corps gris d'émissivité ε qui émet à la température T , un rayonnement :

$$R_t = \varepsilon \sigma T^4 \quad (1 - 7)$$

où $\sigma = 7,62 \cdot 10^{-26} \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-4}$, est la constante de Stefan.

Le rayonnement net (R_n) reçu au sol, vaut donc :

$$R_n = (1 - A) G_{H\downarrow} + R_{t\uparrow} + R_{a\downarrow} \quad (1 - 8)$$

Grâce à cette équation, il est possible d'évaluer le flux d'irradiation solaire arrivant au sol, en exploitant les observations satellitaires. Ainsi, le paramètre fondamental qu'est l'albédo, est proportionnel à la brillance des points formant l'image visible prise par un satellite tel que Météosat. Pour déterminer ce paramètre, il suffit donc de connaître le niveau de gris de chacun des pixels de l'image. Ensuite, lors de l'estimation du rayonnement solaire au niveau du sol, on doit tenir compte de l'influence du milieu perturbateur qu'est l'atmosphère. Pour ce faire, le rayonnement atmosphérique R_a peut être estimé en considérant les profils de température et de concentration de vapeur d'eau établis à partir des bandes spectrales infrarouge et vapeur d'eau

1.12. Discussion

Dans ce chapitre, la description exhaustive des caractéristiques du rayonnement solaire, de son interaction avec la terre et l'atmosphère, des réseaux de collecte des données solaires et des moyens d'observation satellitaire met en évidence la possibilité de développer deux sortes de méthodes pour évaluer le gisement solaire en Algérie tant dans l'espace que dans le temps. Ce sont d'une part, une approche statistique basée uniquement sur l'exploitation des données solaires collectées au sol et d'autre part, une approche consistant à traiter les images satellitaires prises dans le canal visible. Ces deux méthodes qui sont complémentaires, ont été établies à partir de la base de données solaires et d'images satellitaires présentée aux paragraphes 1.9 et 1.10. Elles feront l'objet d'une étude approfondie dans les prochains chapitres.

CHAPITRE 2 : APPROCHE BASEE SUR LE TRAITEMENT DES MESURES AU SOL

2.1 Méthodologie

Comme nous l'avions souligné au paragraphe 1.7, le réseau météorologique Algérien n'est pas suffisamment dense pour qu'il y ait une bonne prise en charge des ressources en énergie solaire dans les régions éloignées des stations météorologiques. De plus, les mesures de l'insolation sont effectuées quotidiennement dans presque tout ce réseau depuis fort longtemps alors que celles du rayonnement solaire n'ont été épisodiquement collectées que dans quelques stations météorologiques sur des périodes relativement courtes, c'est-à-dire quelques années à peine. Paradoxalement, le besoin de déterminer le flux d'énergie solaire reçu à chaque instant et en n'importe quel endroit, est d'une importance cruciale pour l'Algérie car ce pays très ensoleillé tout au long de l'année, se prête très bien au développement des applications solaires. Si on prend le cas des systèmes de conversion d'énergie solaire, leur taille est généralement fixée connaissant le flux d'irradiation solaire sur des périodes suffisamment longues, à l'endroit où ces systèmes seront installés. En général, ces périodes sont choisies de façon à tenir compte du cycle décennal de l'activité solaire, soit des périodes de plus de onze années. Lors de la conception de ces systèmes, les variations saisonnières du rayonnement solaire doivent être prises en considération car elles sont relativement importantes. Dans le cas des concentrateurs de rayonnement, elles sont ensuite éliminées en suivant le Soleil dans sa course quotidienne tandis que pour les systèmes de conversion d'énergie solaire travaillant à poste fixe, ces variations sont minimisées en dirigeant les capteurs solaires vers le sud et en les inclinant d'un angle égal à la latitude du lieu. Pour optimiser ces systèmes, on doit aussi tenir compte de l'effet des variations aléatoires du rayonnement solaire qui apparaissent pendant des laps de temps relativement courts, pouvant s'étaler de plusieurs minutes à quelques heures, voire d'une journée à l'autre. En pratique, des données solaires produites jour par jour permettent d'estimer l'ordre de grandeur de la taille des systèmes travaillant à poste fixe. Une bien meilleure précision est obtenue avec des données collectées heure par heure et de telles données permettent aussi de dimensionner les systèmes à concentration d'énergie de façon satisfaisante. Par conséquent, si

on veut dimensionner convenablement un système de conversion d'énergie solaire, il est indispensable de prendre en compte la variabilité horaire du rayonnement solaire. Par ailleurs, il faudrait remarquer que certaines applications nécessitent des mesures du rayonnement solaire pour diverses inclinaisons des capteurs alors que dans les stations météorologiques ces mesures se font exclusivement à l'aide d'un pyranomètre placé horizontalement. Pour remédier au manque de données d'irradiation solaire que nécessite le dimensionnement des systèmes de conversion d'énergie solaire, une approche statistique basée sur diverses transformations des données solaires disponibles dans les stations météorologiques, a été développée. Elle permet de générer, en moyenne mensuelle, les valeurs horaires du flux global d'irradiation solaire reçu au sol pour diverses inclinaisons des capteurs solaires, connaissant la moyenne mensuelle des fractions journalières d'insolation et les valeurs horaires des composantes diffuse et directe d'irradiation solaire. Notons que l'extension de cette approche à n'importe quel point du territoire national est réalisée grâce à l'analyse en composantes principales. A cet effet, la méthodologie que nous avons adoptée, comporte les étapes suivantes :

1. Connaissant les fractions journalières d'insolation ss ou à défaut leur moyenne mensuelle $\langle ss \rangle$ mesurées dans les différentes stations météorologiques, les distributions de probabilité $P(ss, \langle ss \rangle)$ sont construites pour chacun des douze mois de l'année.
2. Les valeurs journalières de l'indice de clarté K_t sont calculées en appliquant la relation d'Ångström aux données issues des distributions de probabilité $P(ss, \langle ss \rangle)$.
3. Les valeurs de K_t ainsi obtenues, sont utilisées pour construire les distributions beta $P(k_t, K_t, h_s)$ qui donnent la probabilité d'avoir les valeurs horaires k_t de l'indice de clarté en fonction de la hauteur du Soleil h_s .
4. Les valeurs horaires des composantes diffuse (k_d) et directe (k_b) de l'indice de clarté déduites des mesures d'irradiation solaire, sont ensuite exprimées en fonction de l'indice de clarté horaire (k_t) et de la hauteur du soleil (h_s).
5. Connaissant l'inclinaison (α) des capteurs solaires et les valeurs horaires de (k_d) et (k_b), le flux global d'irradiation solaire $g(\alpha)$ reçu sur un plan incliné est reconstitué, heure par heure, en utilisant le modèle de Klücher.
6. Les moyennes mensuelles $\langle g(\alpha) \rangle$ sont calculées en faisant la somme des valeurs horaires $g(\alpha)$ pondérées par les distributions $P(ss, \langle ss \rangle)$ et $P(k_t, K_t, h_s)$.
7. L'approche ainsi décrite, est étendue à l'ensemble du réseau météorologique considéré, en utilisant l'Analyse en Composantes Principales.

2.2. Analyse de l'évolution de l'insolation au cours du temps

La grandeur météorologique qui intervient en premier dans le modèle décrit au paragraphe précédent, est l'insolation après qu'elle ait été ramenée sous la forme d'une fraction (ss). L'insolation (SS) exprime la durée de l'ensoleillement à un instant donné et en un lieu donné. Hors atmosphère, c'est-à-dire en l'absence de toute perturbation atmosphérique, elle vaut SS_0 qui est, par définition, l'insolation potentielle. Les données $ss = SS/SS_0$ qui en résultent, ont l'avantage de ne plus dépendre du mouvement de la Terre autour du Soleil et du basculement périodique de son axe. Par conséquent, les variations de l'insolation relative ss observées au cours de l'année dans une région donnée, sont strictement causées par le climat qui prévaut dans celle-ci. Ainsi, l'Algérie est un vaste territoire où le régime saisonnier du climat dépend sensiblement des régions de ce pays. Cette diversité de climat se traduit alors par des variations saisonnières de l'insolation relative qui diffèrent d'une région à l'autre. La fig. 17 illustre respectivement l'évolution annuelle de la fraction d'insolation ss observée dans les stations météorologiques d'Alger, de Sétif, d'Adrar et de Tamanrasset.

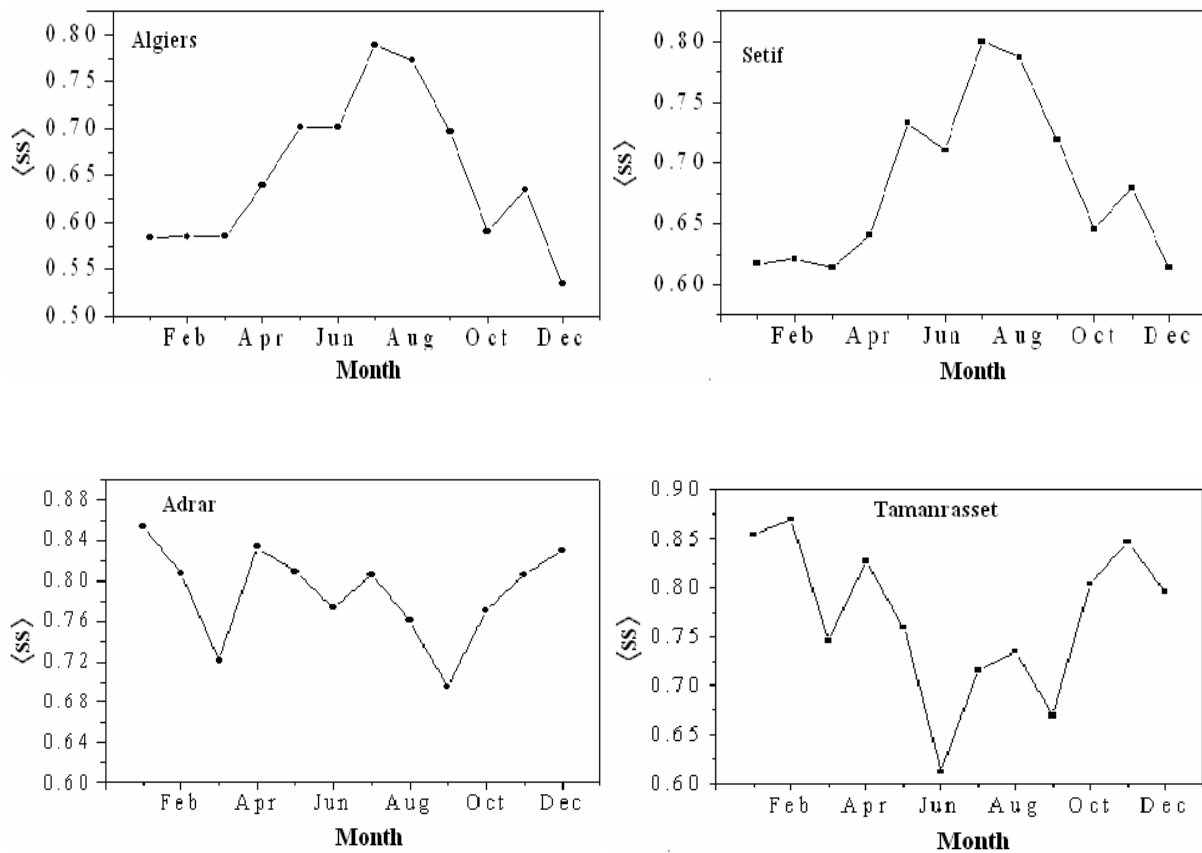


Fig. 17. Variations saisonnières de l'insolation relative ss pour les sites d'Alger, de Sétif, d'Adrar et de Tamanrasset.

Les diagrammes de la fig. 17 traduisent trois sortes de régimes saisonniers:

- Une évolution à deux principales saisons, marquée par une insolation forte en été et faible en hiver pour Alger (sites côtiers) et pour Sétif (Hauts Plateaux)
- Une distribution annuelle pour le site d'Adrar où l'insolation est constamment élevée, mais varie faiblement d'une saison à l'autre.
- Un régime à plusieurs saisons pour le site de Tamanrasset où l'insolation est minimum en été et maximum en hiver.

Plus généralement, c'est l'un de ces trois régimes qui est mis en évidence par chacune des 54 stations de la table I.

Ainsi, le premier régime saisonnier est observé dans les stations numérotées de 1 à 34 dans la table I. Ces stations qui sont chronologiquement classées de Beni-Saf à El-Bayadh, sont toutes situées au nord du pays et incluent les sites côtiers et les hauts plateaux de l'est et de l'ouest. Pour ces stations, la fraction d'insolation est élevée en été et atteint 0,8. Elle est faible en hiver car elle vaut tout au plus 0,5.

Les stations numérotées de 35 à 49, sont ordonnées en débutant par Mecheria et en terminant par Ain Amenas. Elles représentent la partie basse du nord de l'Algérie et le centre du Sahara. Pour ces stations, l'insolation relative est presque uniforme au cours de l'année car ses fluctuations saisonnières sont faibles et ses maximums se situent entre 0,7 et 0,9.

Les stations dont le numéro va de 50 à 54, sont celles classées en allant de Djanet à In Guezzam. Ces stations sont toutes situées à l'extrême sud de l'Algérie, dans le Hoggar et le Tassili. Dans ces régions, le troisième type de régime saisonnier prévaut. En effet, la fraction d'insolation prend des valeurs relativement faibles en été (de 0,5 à 0,6) et des valeurs assez élevées (environ 0,8) en hiver.

Afin de mieux caractériser les trois régimes saisonniers du rayonnement solaire, nous avons procédé à une analyse harmonique des données journalières d'insolation collectées dans les 54 stations de la table I pendant la période 1992/96 [53-54]. Brièvement, cette analyse a consisté, tout d'abord, à construire une année de référence pour chacune de ces stations en regroupant, mois par mois, les données d'insolation dans le même mois des années de la période d'enregistrement et en effectuant la moyenne de ces données sur le nombre total de ces années. Ensuite, les données formant l'année de référence sont modélisées en utilisant un développement en série de Fourier discrète de la forme :

$$SS_e(m) = A_0 + \sum_{n=1}^N A_n \cos\left(\frac{2\pi n}{12} m - \theta_n\right) \quad (2-1)$$

Dans cette expression, $SS_e(m)$ est la moyenne mensuelle de l'insolation estimée pour le mois m (avec $m = 1, \dots, 12$), n est l'ordre des composantes harmoniques, N est le nombre de ces composantes convenablement choisies, A_0 est la moyenne annuelle déduite des moyennes mensuelles des données journalières d'insolation de la période 1992/96, A_n est l'amplitude du n ème harmonique et θ_n , sa phase. Le calcul précis des coefficients de Fourier A_n et θ_n a été effectué à partir de 240 données représentatives de la tendance saisonnière. A cet effet, ces données ont été générées en interpolant les 12 données expérimentales formant l'année de référence. Puis, la variance expliquée v_{ex} a été évaluée pour chacun des harmoniques du développement de Fourier. La variance v_{ex} qui est, par définition, la moyenne quadratique des écarts entre les valeurs estimées et expérimentales, vaut, en valeur relative, pour le n ème harmonique :

$$v_{ex} = 100 A_n^2 / 2 \sigma_{SS}^2 \quad (2-2)$$

où σ_{SS} est l'écart - type total des données considérées.

La fig. 18 illustre les variations du taux de variance expliquée en fonction de la latitude du lieu pour les six premiers harmoniques.

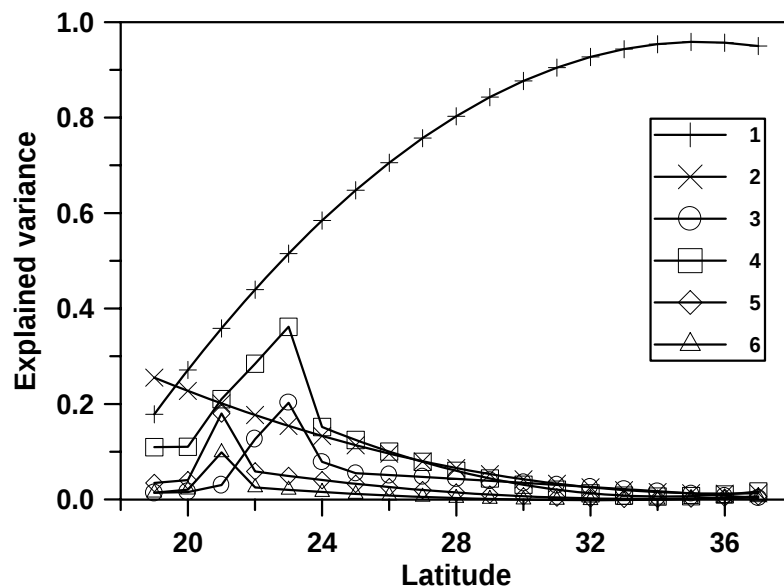


Fig. 18. Variations du taux de variance expliquée en fonction de la latitude du lieu pour les six premiers harmoniques.

L'analyse harmonique ainsi décrite, montre que le taux de variance expliquée par la première harmonique est supérieur à 90% pour les stations N° 1 à 41 (Beni Saf à Touggourt), il est compris entre 60 et 90% pour les stations N° 42 à 49 (El Oued à In Amenas) et il est inférieur à 60% pour les sites N° 50 à 54 (Hoggar et Tassili).

Cette analyse montre que le premier harmonique est dominant pour les sites situés au nord de l'Algérie et sur les Hauts Plateaux. Ces sites sont tous caractérisés par un régime à deux saisons principales (hiver et été) avec une variation annuelle importante sur les stations côtières et un peu moins accentuée sur les Hauts Plateaux. Remarquons des études similaires basées sur l'analyse de Fourier, ont révélé la prédominance du premier harmonique pour les variations saisonnières de l'insolation mesurée dans divers réseaux météorologiques existant à travers le Monde [55-56].

Pour les sites sahariens, l'effet des deuxième, troisième et quatrième harmoniques est non négligeable car ces derniers traduisent un régime à plusieurs saisons.

Pour les stations de Tamanrasset, de l'Assekrem, de Bordj Badji Mokhtar et d'Ain Guezzam, la contribution de ces trois harmoniques est encore bien plus importante. Comme ils se trouvent dans le Hoggar et le Tassili, à l'extrême sud de l'Algérie, ces sites sont très particuliers en raison de leur situation géographique et de leurs caractéristiques climatiques.

Pour apprécier la différence de régimes entre les régions du nord et celles du sud de l'Algérie, nous avons calculé la moyenne annuelle des fractions journalières d'insolation pour chaque station météorologique. Ensuite, nous avons effectué cette moyenne sur la totalité du réseau formé des 54 stations météorologiques de la table I. Finalement, nous avons évalué l'écart entre les deux sortes de moyenne.

On trouve que pour les stations situées au nord de l'Algérie et sur les Hauts Plateaux (N° 1 à 34), la moyenne annuelle de l'insolation relative calculée par station, est inférieure à la valeur moyenne obtenue pour tout le réseau. Par conséquent, l'écart entre les deux sortes de moyenne est négatif.

Par contre, pour les stations se trouvant au Sahara, dans le sud du pays, cet écart devient positif. En particulier, il est maximum au centre du Sahara car l'insolation y atteint ses plus grandes valeurs.

Ce résultat indique que nous pouvons diviser l'Algérie en deux grandes régions. L'une est le sud caractérisé par un très fort ensoleillement et le nord où les écarts saisonniers sont plus importants et l'ensoleillement, plus faible. Remarquons aussi que le regroupement des deux régions du sud, permet de caractériser celles-ci avec un plus grand nombre de stations. Par conséquent, c'est ce type de partition que nous adopterons dans les prochains paragraphes.

2.3. Distribution de probabilité des fractions journalières d'insolation

Les données journalières d'insolation enregistrées dans les stations météorologiques de la table I, ont fait l'objet d'une analyse statistique. En bref, cette analyse a consisté principalement à construire les distributions de fréquences relatives des fractions journalières d'insolation pour chaque site et pour chacun des douze mois de l'année, puis à identifier le type de distribution de probabilité qui régit les variations aléatoires de l'insolation. En pratique, nous avons, au préalable, sélectionné 33 stations météorologiques parmi les 54 de la table I car dans les stations ainsi choisies, les mesures journalières de l'insolation ont été archivées régulièrement sur des périodes de onze années ou plus. Pour le reste des stations, nous disposons surtout des moyennes mensuelles des données journalières d'insolation publiées dans les bulletins de l'Office National de la Météorologie. Les sites retenus sont donc : Béni Saf (1) , Oran (2) , Maghnia (5) , Tlemcen (6) , Mascara (7) , Chlef (9) , Miliana (11) , Alger (13) , Bédjaia (16) , Skikda (18) , Annaba (19) , Djelfa (22) , M'Sila (24) , Bousaâda (25) , Sétif (27) , Constantine (28) , Batna (29) , Souk Ahras (30) , Tébessa (31) , Saïda (32) , El Kheiter (33) , El Bayadh (34) , Ain Sefra (36) , Béchar (38) , Biskra (39) , Ghardaia (40) , Tougourt (41) , El Goléa (44) , Béni Abbès (46) , Adrar (47) , Ain Aménas (49) , Djanet (50) , Tamanrasset (51).

Pour un site et un mois donnés, les distributions expérimentales de fréquence qui en résultent, sont toutes dissymétriques et sont constituées d'un à plusieurs modes.

Etant donné leur allure, nous les avons ajustées à des distributions beta lors de travaux précédents [16]. Nous avons alors montré que les distributions mensuelles de fréquence de l'insolation relative pouvaient être décrites par des distributions beta dont la densité de probabilité est :

$$f_{\beta}(x) = \frac{\Gamma(p+q)}{\Gamma(p)\Gamma(q)} x^{p-1} (1-x)^{q-1} \quad (2-3)$$

avec: $0 \leq x \leq 1$, $p > 0$ et $q > 0$.

Dans cette expression, on a: $\Gamma(u) = \int_0^{\infty} x^{u-1} e^{-x} dx$, avec $u = p, q$ ou $p+q$.

De façon générale, la probabilité d'effectuer une mesure (X), est :

$$P(x \leq X) = \int_0^x f_{\beta}(x) dx \quad (2-4)$$

Dans le cas de la mesure de l'insolation relative, ceci revient à faire $X = ss$.

On déduit de la distribution (2 - 3) que sa moyenne et son écart-type valent respectivement :

$$\bar{x} = \frac{p}{p+q} \quad (2 - 5)$$

et

$$\sigma = \left\{ \frac{p q}{(p+q)^2 (p+q+1)} \right\}^{1/2} \quad (2 - 6)$$

Connaissant la moyenne (x_m) et l'écart-type (σ_m) de chaque distribution expérimentale de fréquence et après avoir fait $x_m = \bar{x}$ et $\sigma_m = \sigma$, on obtient les paramètres p et q de cette dernière qui s'écrivent alors:

$$p = A x_m \quad (2 - 7)$$

$$q = A (1 - x_m) \quad (2 - 8)$$

$$\text{avec} \quad A = \{x_m (1 - x_m) / \sigma_m^2\} - 1 \quad (2 - 9)$$

Les distributions de probabilité beta caractérisant les données journalières d'insolation collectée dans les trente trois stations considérées et pour chaque mois de l'année, ont été calculées selon l'approche décrite précédemment. Toutes ces distributions et les échantillons de données qui leur sont associés, ont subi le test de Cramer-Von Mises [55]. Les résultats de ce test montrent que l'ajustement des distributions de fréquences de l'insolation relative à des distributions beta est réalisé avec un risque d'erreur de moins de 5 % (voir annexe B).

Les fig. 19 et 20 illustrent la répartition spatiale des deux paramètres beta, couvrant tout le territoire algérien pendant chacun des douze mois de l'année. Les cartes mensuelles ainsi obtenues, permettent notamment de générer des données d'insolation là où il y a absence de mesures. Elles montrent que les paramètres (p) et (q) diffèrent sensiblement d'une région à l'autre et d'un mois à l'autre selon les variations saisonnières de l'insolation en Algérie.

Comme au paragraphe précédent, nous avons pu identifier trois zones homogènes, à savoir le nord de l'Algérie, la région saharienne et l'extrême sud de l'Algérie. Dans ces zones, les régimes radiatifs subissent l'influence du climat qui est méditerranéen au nord, saharien au centre et intertropical au sud. Remarquons que les zones sahariennes et intertropicales sont caractérisées par des paramètres beta dont les valeurs sont voisines. De ce fait, on retrouve la partition de l'Algérie en deux grandes régions (le nord et le sud) établie au paragraphe 2.2.

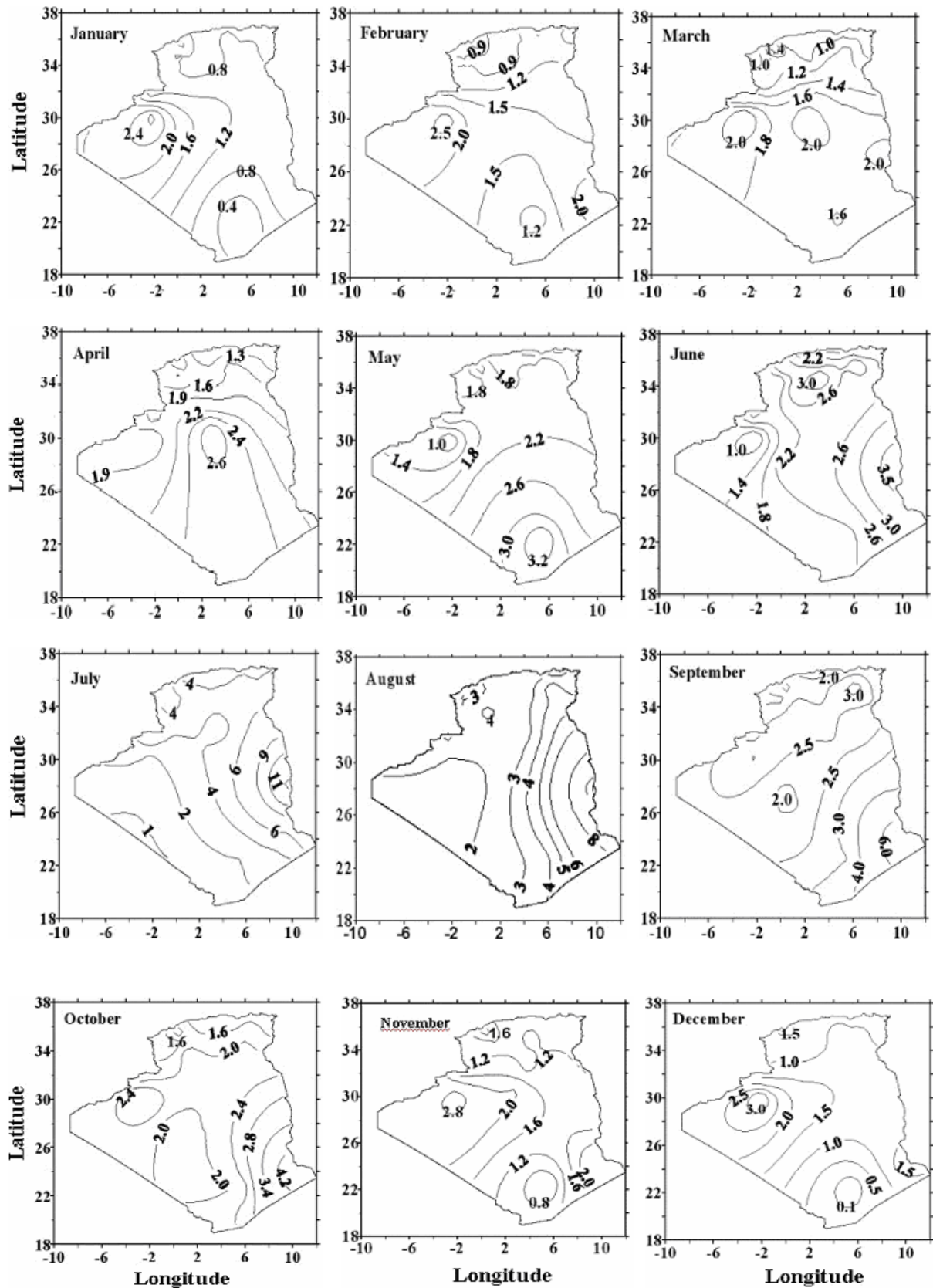


Fig. 19. Cartes du paramètre (p) caractérisant les distributions beta de l'insolation relative obtenues en Algérie pour chacun des douze mois de l'année.

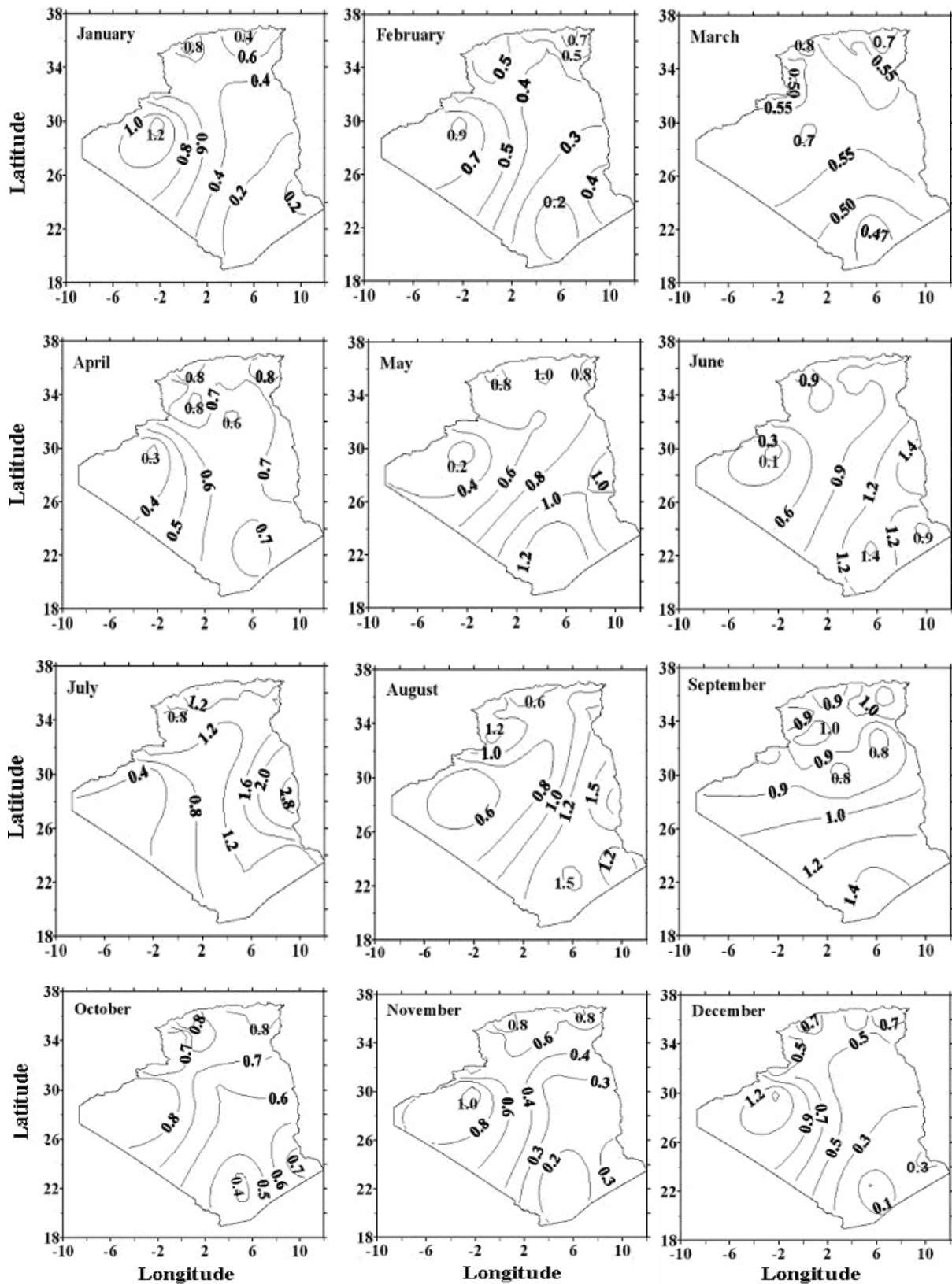


Fig. 20. Cartes du paramètre (q) caractérisant les distributions beta de l'insolation relative obtenues en Algérie pour chacun des douze mois de l'année.

2.4. Génération des fractions journalières d'insolation

Comme l'avons mentionné au paragraphe 2.3, les données journalières ne nous ont pas été fournies pour 21 stations de la table I. Or, d'une part, leur moyenne mensuelle est régulièrement publiée dans les bulletins de l'ONM pour l'ensemble des 54 stations de cette table et d'autre part, Bendt *et al.* ont élaboré un modèle qui permet de générer les distributions de fréquences des données journalières d'insolation relative connaissant leur moyenne mensuelle [57]. Ce modèle qui a été validé à l'échelle mondiale, revient à représenter les fractions journalières d'insolation (ss) par une distribution de probabilité de la forme:

$$P(ss, \langle ss \rangle) = \frac{a}{\exp(a ss_M) - \exp(a ss_m)} \exp(a ss) \quad (2 - 10)$$

avec $ss_m \leq ss \leq ss_M$

Dans cette expression, $\langle ss \rangle$ est la moyenne mensuelle des fractions journalières d'insolation, ss_m est la valeur minimum des données (ss), ss_M , leur valeur maximum et (a), une constante déterminée connaissant $\langle ss \rangle$, ss_m et ss_M . En pratique, les valeurs de ss_m et ss_M sont respectivement fixées à 0,05 et 0,90. Compte tenu de la partition de l'Algérie en deux grandes régions, l'approche de Bendt *et al.* a été appliquée aux données journalières d'insolation enregistrées à Béchar et Tamanrasset durant la période 1989/97 et à Alger de 1986 à 1995.

Pour chacun de ces trois sites pris comme référence, les données ss ont été réparties dans onze classes définies comme étant:

$$\begin{aligned} &0,05 < \langle ss \rangle < 0,35 \quad , \quad 0,35 \leq \langle ss \rangle < 0,40 \quad , \quad 0,40 \leq \langle ss \rangle < 0,45 \quad , \quad 0,45 \leq \langle ss \rangle < 0,50 \quad , \\ &0,50 \leq \langle ss \rangle < 0,55 \quad , \quad 0,55 \leq \langle ss \rangle < 0,60 \quad , \quad 0,60 \leq \langle ss \rangle < 0,65 \quad , \quad 0,65 \leq \langle ss \rangle < 0,70 \quad , \\ &0,70 \leq \langle ss \rangle < 0,75 \quad , \quad 0,75 \leq \langle ss \rangle < 0,80 \quad , \quad 0,80 \leq \langle ss \rangle < 0,90. \end{aligned}$$

Chacune de ces classes se compose des données ss dont la moyenne mensuelle appartient à la même classe $\langle ss \rangle$. Sachant que $ss_m = 0,05$ et $ss_M = 0,90$, la constante a est alors calculée pour chacune de ces classes en ajustant les distributions de fréquences des données expérimentales ss à la distribution de probabilité (2 – 8). La fig. 21 illustre les résultats du calcul des distributions de probabilité $P(ss, \langle ss \rangle)$ pour quatre des onze classes choisies à titre d'exemple, et donne aussi les distributions de fréquence obtenues expérimentalement. Elle montre que les deux sortes de distributions sont presque identiques.

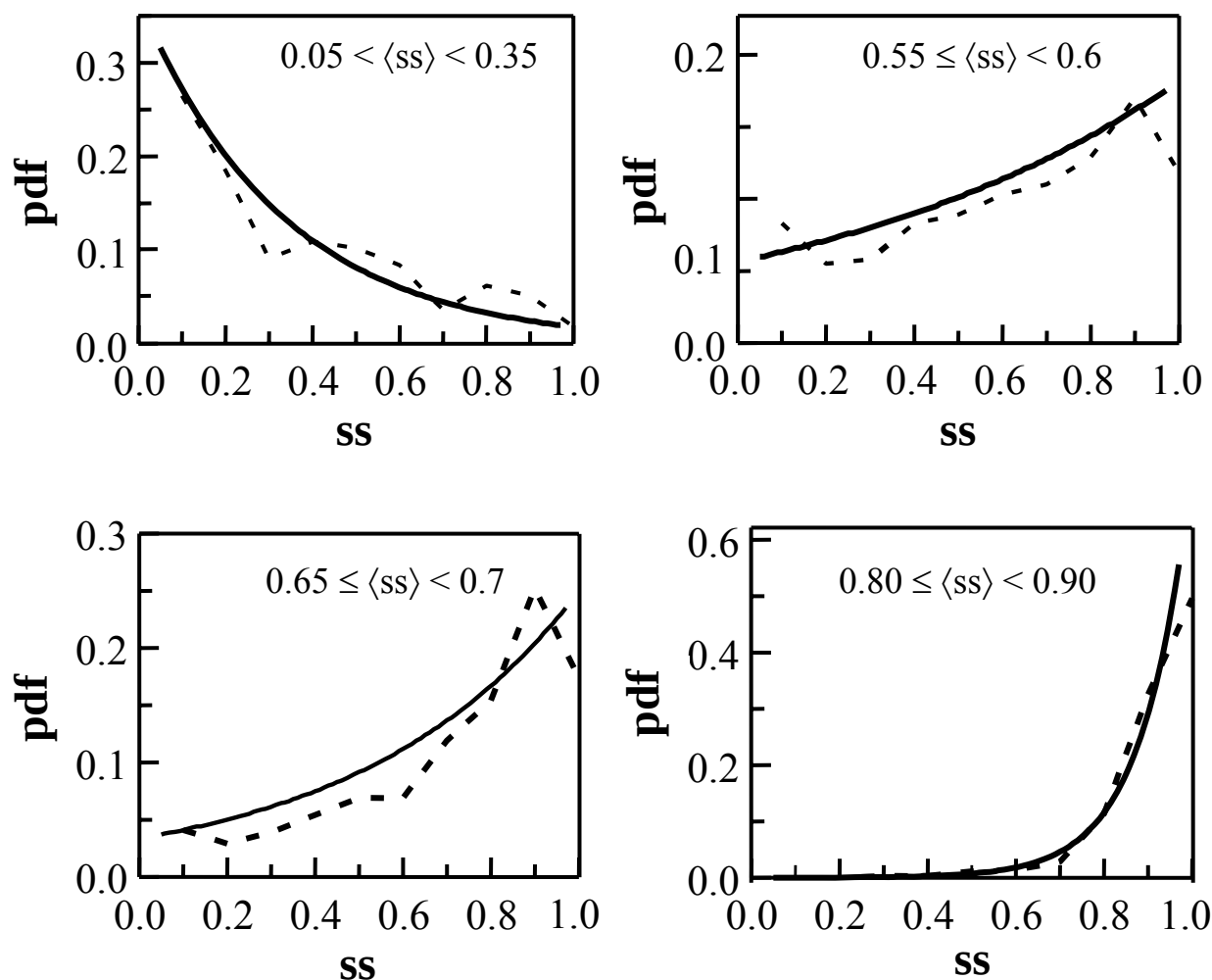


Fig. 21. Distributions de probabilité de la fraction journalière d'insolation des mesures :

Densités de probabilité (pdf) mesurée (---) et estimée (—).

Plus généralement, d'après le test de Cramer - Von Mises, cet ajustement a été effectué pour chacune des onze classes $\langle ss \rangle$ avec un risque de se tromper de moins de 5 % (voir annexe B). Remarquons également que ces résultats sont conformes avec ceux obtenus avec des distributions beta car ces dernières varient comme la distribution de Bendt *et al.* dans les intervalles qui définissent chacune des onze classes $\langle ss \rangle$.

2.5. Détermination des valeurs journalières de l'indice de clarté

Soit G , la valeur journalière du flux global d'irradiation solaire reçu sur une surface horizontale, G_0 , sa valeur hors - atmosphère et $K_t = G/G_0$, l'indice de clarté journalier. Les données journalières d'insolation simulées pour chacune des 54 stations météorologiques à

partir de la distribution de Bendt *et al.*, ont été transformées en valeurs journalières de l'indice de clarté à l'aide de la relation d'Ångström [1]. Cette dernière s'écrit:

$$G/G_0 = a \text{ SS}/\text{SS}_0 + b \quad (2 - 11)$$

ou

$$K_t = a + b \text{ ss} \quad (2 - 12)$$

Pour effectuer cette transformation, les mesures journalières d'insolation et de flux global d'irradiation solaire collectées respectivement à Alger, Béchar et Tamanrasset, ont été traitées à l'aide de la technique des moindres carrés. Après ajustement, on trouve que les paramètres de régression linéaire valent $a = 0,50$ et $b = 0,23$ pour Alger, $a = 0,45$ et $b = 0,38$ pour Béchar et $a = 0,45$ et $b = 0,39$ pour Tamanrasset. L'erreur d'ajustement exprimée en valeur relative, ne dépasse pas 10 %. La fig. 22 représente les nuages de points (K_t , ss) obtenus pour la région nord (Alger) et la région sud (Béchar + Tamanrasset), ainsi que la droite de régression à laquelle ils ont été ajustés.

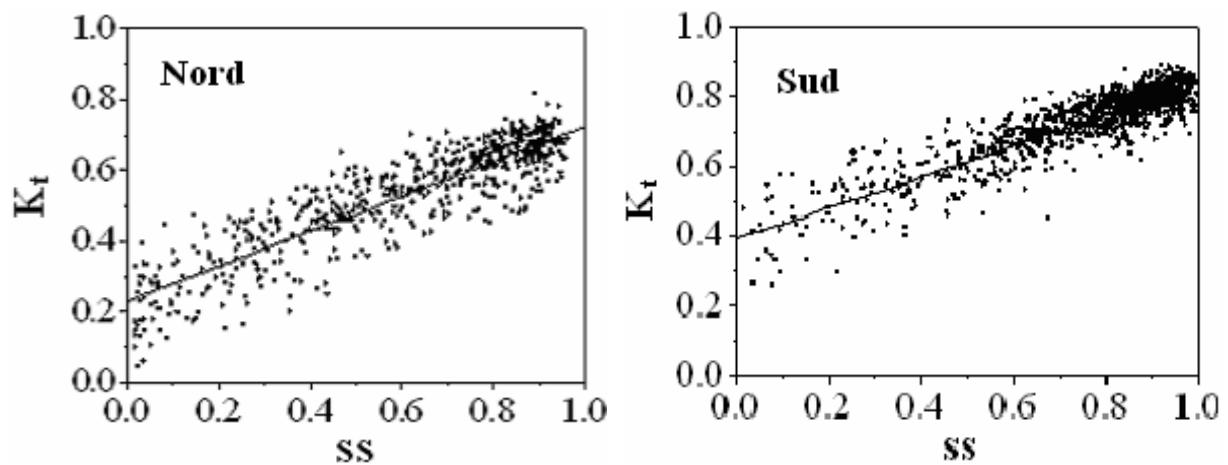


Fig. 22. Ajustement linéaire des nuages de points (K_t , ss) pour les régions Nord et Sud de l'Algérie.

La forte variabilité spatiale des paramètres de régression observée entre le site nordique (Alger) et les deux sites sahariens, traduit les caractéristiques climatiques de chacune des deux zones. Ainsi, pour la région du Nord, la répartition du nuage de points est homogène le long de la droite de régression alors que pour la région du Sud, les points formant celui-ci, sont fortement concentrés vers les valeurs élevées de la fraction d'insolation, prouvant ainsi

que les zones sahariennes et intertropicales diffèrent peu du point de vue de leur ensoleillement.

La similarité des conditions climatiques entre stations pour chacune de ces régions et les résultats de l'ajustement linéaire font que les paramètres de régression caractérisant les sites situés entre 32° et 37° de latitude, c'est-à-dire la zone nord, sont quasiment les mêmes que ceux obtenus pour Alger, soit $a = 0,50$ et $b = 0,23$. Pour les sites situés entre 22° et 32°, à savoir la zone Sud, ces paramètres valent pratiquement, comme pour Béchar et Tamanrasset, $a = 0,4$ et $b = 0,38$. Ce sont de telles valeurs que nous avons retenues pour générer le flux global d'irradiation solaire, jour par jour, en n'importe quel endroit du territoire national.

2.6. Distributions de probabilité des valeurs horaires de l'indice de clarté

Etant donné que les données journalières d'insolation relative sont régies par une distribution beta et que leur transformation en données journalières d'irradiation solaire à l'aide de l'équation d'Ångström est une opération linéaire, les distributions de fréquences de l'indice de clarté K_t peuvent également être ajustés avec des distributions beta. Notons que lors de travaux antérieurs, cette propriété importante a pu être vérifiée directement à partir de mesures quotidiennes de flux global d'irradiation solaire. Par la suite, nous avons mis en évidence que les variations horaires de l'indice de clarté étaient aussi régies par une distribution de beta [16,59].

Considérons pour cela, les valeurs horaires $g(h)$ du flux global d'irradiation solaire collectées sur les trois sites étudiés et les valeurs hors - atmosphère $g_o(h)$ qui leur correspondent. L'indice de clarté horaire est par définition :

$$k_t = g(h)/g_o(h) \quad (2 - 13)$$

Dans les expressions (2 – 3) et (2 – 4), la variable aléatoire (x) représente k_t . Pour chacune des deux grandes régions de l'Algérie, les valeurs journalières de l'indice de clarté (K_t) ont été regroupées en huit classes qui sont:

$$0 < K_t < 0.1 \quad , \quad 0.1 \leq K_t < 0.2 \quad , \quad 0.2 \leq K_t < 0.3 \quad , \quad 0.3 \leq K_t < 0.4 \quad ,$$

$$0.4 \leq K_t < 0.5 \quad , \quad 0.5 \leq K_t < 0.6 \quad , \quad 0.6 \leq K_t < 0.7 \quad , \quad 0.7 \leq K_t < 1.$$

Pour chacune de ces classes, les distributions de fréquence des valeurs horaires de l'indice de clarté (k_t) ont été construites en utilisant les mesures de rayonnement solaire enregistrées heure par heure par un pyranomètre horizontal à Alger pour la région nord, à Béchar et Tamanrasset pour la région sud. Puis, leur moyenne et leur écart-type sont calculés

et identifiés à ceux caractérisant les distributions beta, c'est-à-dire aux équations (2 – 5) et (2 – 6). La résolution des équations (2 – 7), (2 – 8) et (2 – 9) permet de déterminer les paramètres p et q . Pour voir si les variations de la hauteur du Soleil au cours de la journée affectent les valeurs de ces paramètres, les valeurs horaires k_t qui appartiennent à une même classe de valeurs journalières K_t , ont été partagées en trois classes distinctes A, B et C. Ces dernières correspondent aux élévations solaires dont l'angle est petit ($5^\circ < h_s \leq 25^\circ$), moyen ($25^\circ < h_s \leq 50^\circ$) et grand ($50^\circ < h_s < 90^\circ$) respectivement.

On trouve que chacune des distributions expérimentales de fréquences de k_t s'ajuste à une distribution beta de la forme $f_\beta(k_t, K_t(ss), h_s)$ et que les deux paramètres p et q de cette distribution dépendent sensiblement de l'indice de clarté (K_t) et de la hauteur du soleil (h_s). Un tel résultat nous a permis d'établir une expression générale des paramètres beta qui s'écrit dans ce cas:

$$u = \exp(a_0 + a_1 K_t + a_2 K_t^2) \quad (2 - 14)$$

avec $u = p$ ou q , $a_m = a_{m0} + a_{m1} h_s + a_{m2} h_s^2$ et $m = 0, 1, 2$.

La table II donne les valeurs numériques de a_{m0} , a_{m1} et a_{m2} qui nous permettent de calculer les paramètres p et q pour les régions du nord (N) et du sud (S) de l'Algérie.

Coefficients	N		S	
	p	q	p	q
a_{00}	3,51	0,46	6,38	3,43
a_{01}	0,033	0,034	- 0,023	0,01
$a_{02} (x 10^{-4})$	- 2	- 1	- 6	- 9
a_{10}	- 12,23	- 3,13	- 21,54	-13,74
a_{11}	- 0,11	- 0,15	0,24	0,09
$a_{12} (x 10^{-4})$	8	8	0	15
a_{20}	19,64	13,79	23,66	20,16
a_{21}	- 61,10 ⁻⁴	0,07	- 0,41	- 0,25
$a_{22} (x 10^{-4})$	- 3	- 5	23	7

Table II. Valeurs des paramètres a_{m0} , a_{m1} et a_{m2} des distributions beta de k_t obtenues pour les régions du nord (N) et du sud (S) de l'Algérie.

Remarquons que les distributions beta qui en résultent, satisfont toutes au test de Cramer - Von Mises avec un seuil d'acceptation de 5 % (voir annexe B).

La fig. 23 donne un exemple de distributions pour différentes classes de hauteur et pour les deux régions considérées.

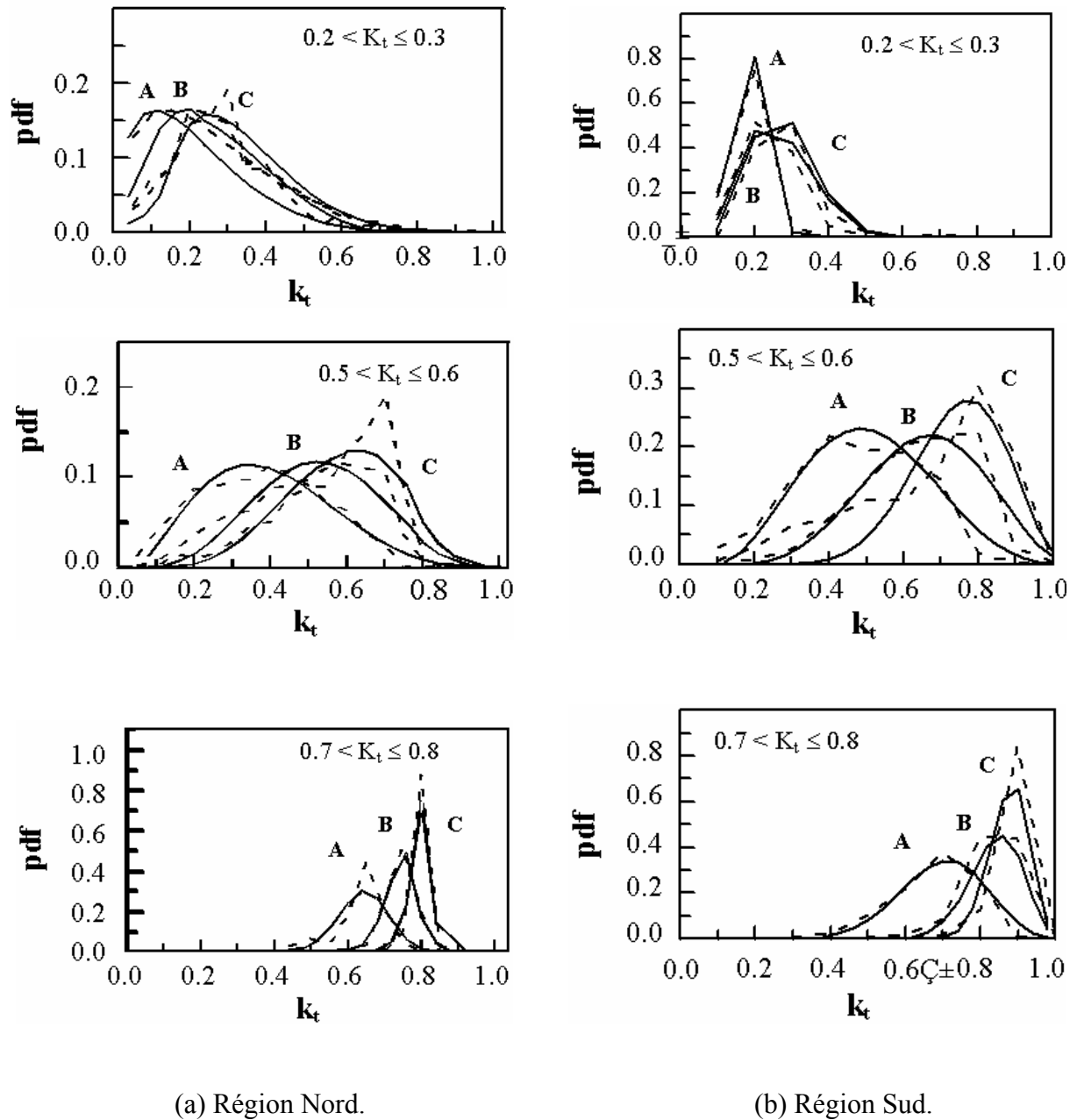


Fig. 23. Distributions de probabilité de l'indice de clarté horaire, mesurées (----) et estimées (—) pour différentes classes de K_t et de h_s (avec A: $5^\circ < h_s \leq 25^\circ$), B: $25^\circ < h_s \leq 50^\circ$ et C: $50^\circ < h_s < 90^\circ$).

Sur cette figure, les distributions expérimentales de fréquences de k_t apparaissent en traits pointillés et les distributions beta qui leur correspondent, en trait continu. Notons que pour une même classe de K_t , le maximum de ces distributions croît avec la hauteur du Soleil et que les distributions de probabilité ainsi obtenues, diffèrent selon le type de région. Ce résultat est cohérent avec la classification de l'Algérie en deux régions N et S caractérisées par des régimes radiatifs différents.

En résumé, grâce aux équations qui permettent de décrire les données solaires par des distributions beta et en particulier, à l'équation (2 - 4), il est donc possible de simuler les valeurs horaires du flux global d'irradiation solaire arrivant sur une surface horizontale, pour n'importe quel site de l'Algérie, à condition de connaître la valeur journalière de l'indice de clarté K_t en cet endroit.

2.7. Corrélation entre les composantes du rayonnement solaire

Pour estimer le flux global d'irradiation solaire capté par une surface inclinée, il est nécessaire de disposer de mesures des composantes directe et diffuse, en plus de la composante globale du rayonnement reçu sur plan horizontal. Désignons respectivement par (I_b) , (I_d) et (g) , les composantes directe, diffuse et globale de l'irradiation solaire collectées à l'échelle de l'heure, par. Puis, calculons la fraction diffuse d'irradiation solaire en faisant $k_d = I_d/g$, et la fraction directe d'irradiation solaire en écrivant que $k_b = I_b/I_M$, où I_M est la valeur maximale de la composante directe du flux d'irradiation solaire. Conformément à la méthodologie décrite au paragraphe 2.1, nous cherchons à exprimer (I_b) , (I_d) en fonction de (g) . Pour ce faire, les couples de valeurs (k_b, k_t) et (k_d, k_t) ont d'abord été répartis dans sept classes de hauteur du Soleil qui sont :

$$10^\circ < h_s \leq 20^\circ \quad , \quad 20^\circ < h_s \leq 30^\circ \quad , \quad 30^\circ < h_s \leq 40^\circ \quad , \quad 40^\circ < h_s \leq 50^\circ \quad ,$$

$$50^\circ < h_s \leq 60^\circ \quad , \quad 60^\circ < h_s \leq 70^\circ \quad , \quad 70^\circ < h_s \leq 90^\circ .$$

Puis, les nuages de points (k_b, k_t) et (k_d, k_t) ont été construits pour chacune de ces classes en considérant les mesures horaires des composantes du rayonnement solaire effectuées à Alger, Béchar et Tamanrasset. Pour les deux sortes de nuages de points, on observe une répartition non linéaire de ces points. En leur appliquant la technique des moindres carrés, on réalise alors un ajustement polynomial de ces nuages de points. Cet ajustement se traduit par des courbes de régression dont l'expression mathématique est une

fonction linéaire se raccordant à un polynôme du troisième degré. Les équations de ces courbes s'écrivent :

Région nord (Alger)

Pour $k_t < 0.25$:

$$k_d = -0.15 k_t + 0.94 - 5 \cdot 10^{-4} h_s \quad (2 - 15a)$$

$$k_b = (5 \cdot 10^{-4} h_s) k_t \quad (2 - 15b)$$

Pour $k_t \geq 0.25$

$$k_d = (-0.1 k_t^3 + 0.1 k_t^2 - 0.02 k_t - 4 \cdot 10^{-4}) h_s + 7.07 k_t^3 - 9.37 k_t^2 + 2.13 k_t^2 + 0.84 \quad (2 - 15c)$$

$$k_b = 0.406 k_t^3 - 0.527 k_t^2 + 0.195 k_t - 0.02) h_s - 23.3 k_t^3 + 34.18 k_t^2 - 13.42 k_t + 1.61 \quad (2 - 15d)$$

Région sud (Bechar et Tamanrasset)

Pour $k_t < 0.28$:

$$k_d = -0.16 k_t + 0.94 - 7 \cdot 10^{-4} h_s \quad (2 - 16a)$$

$$k_b = 25 \cdot 10^{-4} h_s k_t \quad (2 - 16b)$$

Pour $k_t \geq 0.28$:

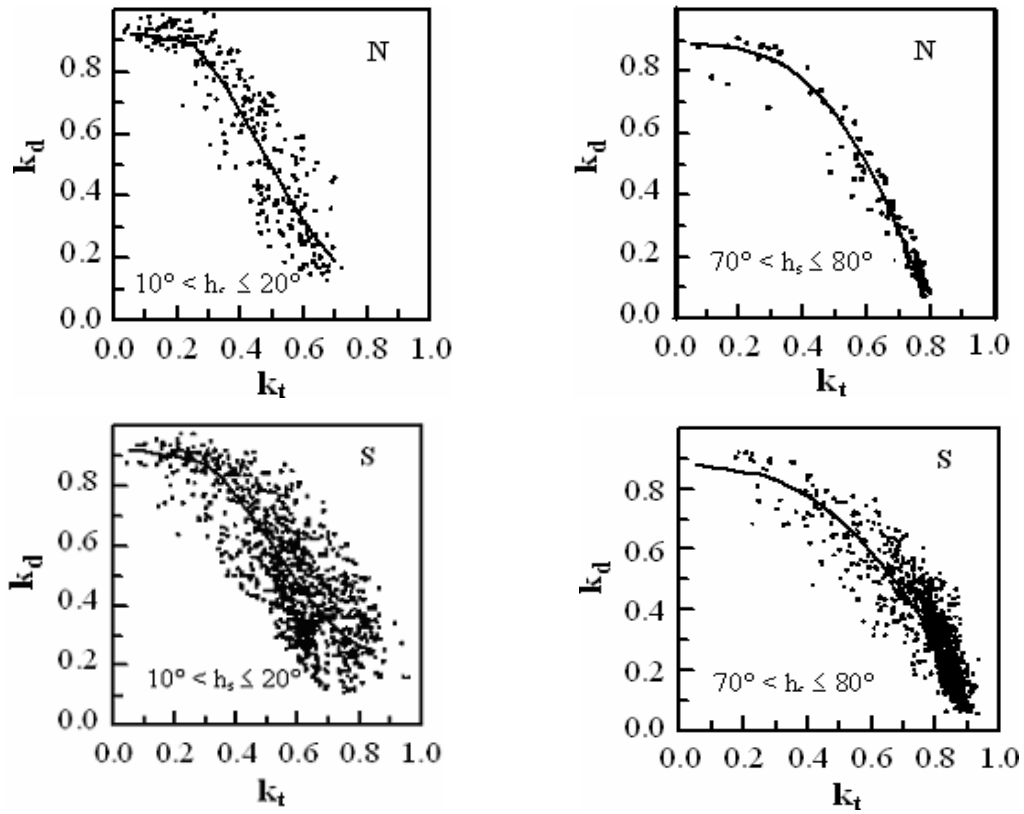
$$k_d = (-0.09 k_t^3 + 0.11 k_t^2 - 0.04 k_t + 35 \cdot 10^{-4}) h_s + 6.06 k_t^3 - 9.36 k_t^2 + 3.16 k_t + 0.61 \quad (2 - 16c)$$

$$k_b = (0.094 k_t^3 - 0.12 k_t^2 + 0.045 k_t - 4 \cdot 10^{-3}) h_s - 5.3 k_t^3 + 8.72 k_t^2 - 3.19 k_t + 0.34 \quad (2 - 16d)$$

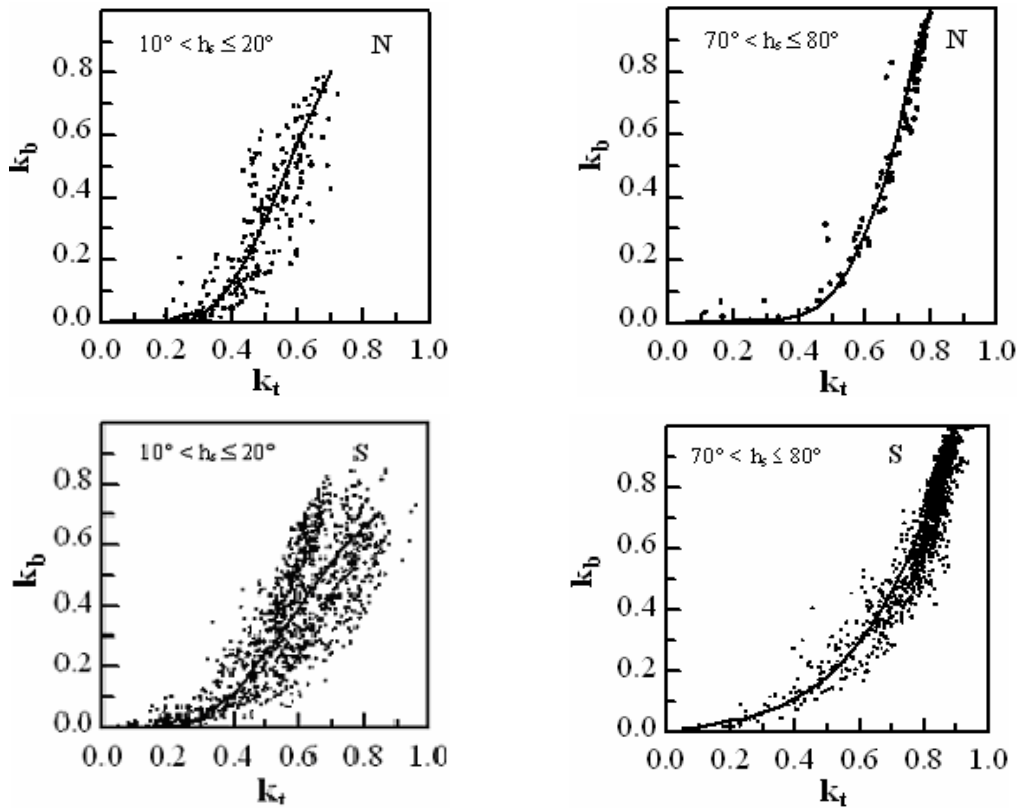
La fig. 24 donne des exemples de nuages de points et de courbes de régression polynomiale obtenus pour les deux grandes régions de l'Algérie dans le cas des valeurs extrêmes de l'angle d'élévation solaire, c'est à dire $10^\circ < h_s \leq 20^\circ$ et $70^\circ < h_s < 90^\circ$.

Les diagrammes de la fig. 24a caractérisent la corrélation entre k_d et k_t tandis que ceux de la fig. 24b traduisent la corrélation existant entre k_b et k_t . Ils montrent aussi une influence notable de l'élévation solaire sur la répartition des couples de valeurs (k_b, k_t) et (k_d, k_t) lors de la formation des nuages de points.

Les équations allant de (2 - 15a) à (2 - 16b) nous ont permis de simuler les courbes qui donnent respectivement les valeurs de k_d et k_b en fonction de k_t , pour n'importe quel site de l'Algérie et pour toutes les classes de hauteurs considérées. La fig. 25 donne les diagrammes qui permettent de réaliser cette simulation. Ceux-ci seront utilisés par la suite pour générer les composantes diffuse et directe de l'irradiation solaire à l'échelle horaire.



(a) Corrélation entre k_d et k_t .



(b) Corrélation entre k_b et k_t .

Fig. 24. Nuages de points et courbes de régression pour le nord (N) et le sud (S) de l'Algérie.

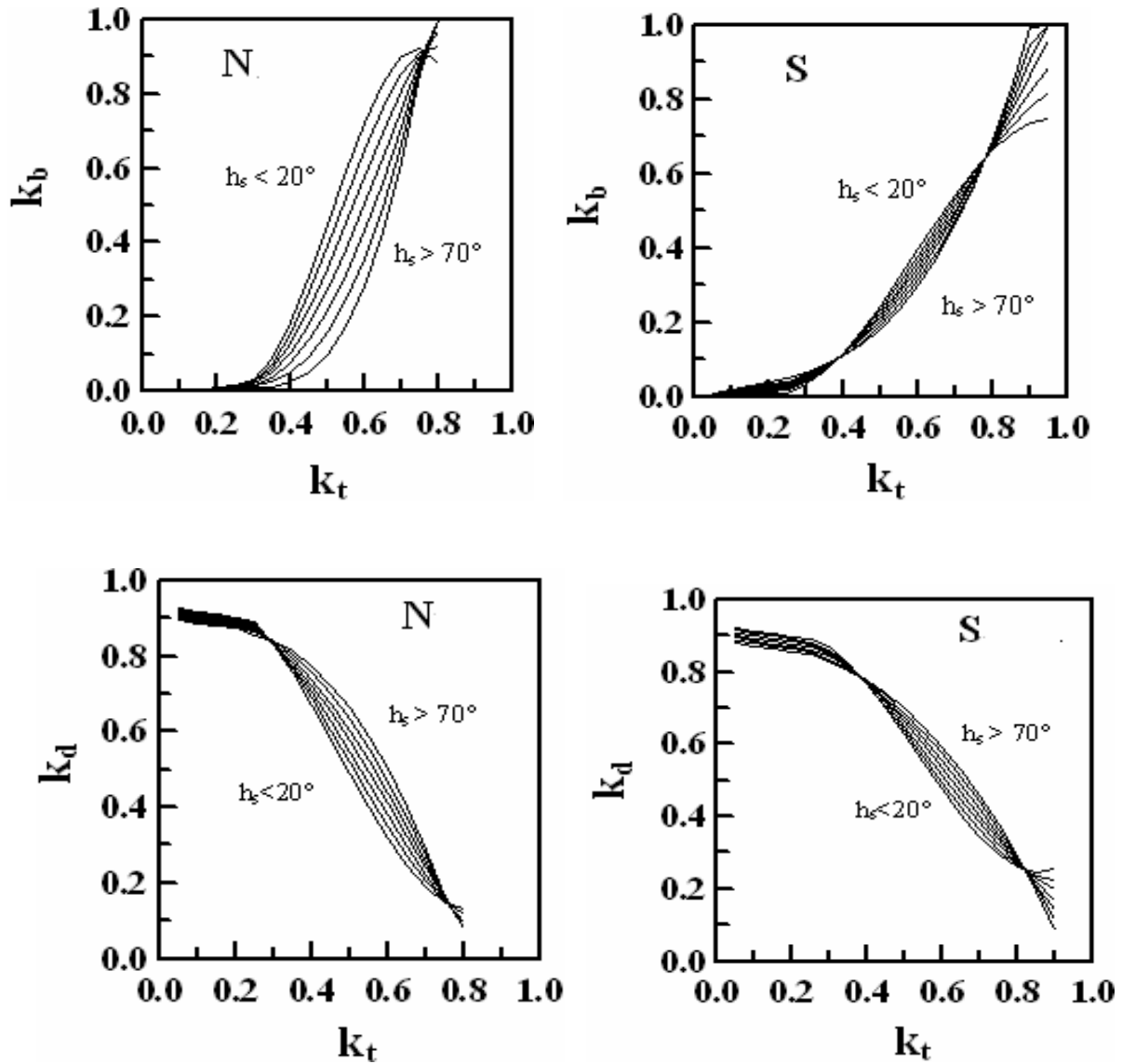


Fig .25. Courbes de simulation de k_b et k_d en fonction de k_t , pour les régions du nord (N) et du sud (S) de l'Algérie et pour toutes les classes de hauteur du Soleil.

2.8. Reconstitution du flux global d'irradiation solaire pour des surfaces inclinées

En général, le flux global d'irradiation solaire $g(\alpha)$ reçu, heure par heure, sur un plan incliné d'un angle α par rapport à l'horizontale, est constitué du rayonnement diffus provenant de la voûte céleste et du rayonnement réfléchi par le sol. Il s'écrit :

$$g(\alpha) = I_n \cos(i) + I_d(\alpha) \quad (2 - 17)$$

Dans cette expression, I_n est le flux direct d'irradiation solaire reçu sous incidence normale, $I_d(\alpha)$, le flux diffus d'irradiation solaire arrivant sur le plan incliné et (i) , l'angle que font les rayons du Soleil avec la normale à cette surface.

Pour estimer le flux global d'irradiation solaire capté par une surface inclinée, nous avons sélectionné six modèles parmi ceux les plus cités dans la littérature. Ce sont les modèles de Liu et Jordan (1960) [44], de Temps et Coulson (1977) [60], de Bugler (1977) [61], de Klücher (1979) [62], de Hay (1979) [45] et de Perez *et al.* (1987) [63]. Ces modèles se différencient principalement dans la façon d'évaluer la composante diffuse du rayonnement solaire. Ainsi, pour réaliser cette estimation, Liu et Jordan ont attribué une distribution isotrope aux deux composantes résultant de la diffusion du rayonnement en provenance du ciel et de la réflexion par le sol. Par contre, Klücher, Hay et Bugler ont considéré que la diffusion du rayonnement solaire par le ciel devait être anisotrope

Dans le but de déterminer le modèle mieux adapté à la reconstitution du flux global d'irradiation solaire, nous avons procédé à une étude comparative de la performance de ces six modèles. A cet effet, nous avons utilisé des mesures horaires du flux global d'irradiation collectées au C.D.E.R. sur quatre surfaces planes d'inclinaison différente. Ce sont un plan dirigé vers le sud et incliné d'un angle égal à la latitude de Bouzaréah, soit $36,8^\circ$, un plan vertical dirigé vers le sud et les deux plans verticaux dirigés respectivement vers l'est et l'ouest. Pour apprécier leur performance, nous avons calculé pour chacun de ces modèles, Trois quantités importantes, à savoir le coefficient de corrélation (C), l'erreur relative en moyenne quadratique RMSE (Root Mean Square Error) et l'erreur de biais BE (Bias Error). Ces trois paramètres s'écrivent, par définition :

$$C = \frac{\langle v(\text{est})v(\text{meas}) \rangle - \langle v(\text{est}) \rangle \langle v(\text{meas}) \rangle}{[\langle v(\text{est}) - v(\text{meas}) \rangle^2]^{1/2}} \quad (2 - 18)$$

$$\text{RMSE} = \frac{\left[\langle [v(\text{est}) - v(\text{meas})]^2 \rangle \right]^{1/2}}{\langle v(\text{meas}) \rangle} \quad (2 - 19)$$

$$\text{BE} = \frac{\langle v(\text{meas}) - v(\text{est}) \rangle}{\langle v(\text{meas}) \rangle} \quad (2 - 20)$$

Dans ces expressions, $v(\text{est})$ et $v(\text{mes})$ représentent respectivement les grandeurs estimées et celles mesurées. Pour simplifier l'écriture, le symbole $\langle \rangle$ est employé pour désigner la moyenne de la valeur considérée. La table III donne les résultats de l'étude comparative des six modèles mentionnés ci-dessus.

Type de modèle	Direction et inclinaison des capteurs							
	Latitude du lieu		Vertical Sud		Vertical Est		Vertical Ouest	
	RMSE (%)	BE (%)	RMSE (%)	BE (%)	RMSE (%)	BE (%)	RMSE (%)	BE (%)
Bugler	14,7	6,9	18,4	10,7	21,9	4,8	20,9	6,2
Hay	12,7	4,4	14,7	1,2	21,4	8,6	22,1	- 7,3
Klücher	11,2	1,05	13,5	0,9	20,7	- 1,4	20,05	- 8
Liu et Jordan	12,4	3,4	15,5	7,7	23,9	7,3	18,1	3,6
Perez et al.	11,3	3	12,6	4,2	19,7	3,9	17,2	- 2,7
Temps et Coulson	11,7	3,6	13,9	5,2	21,7	- 5,9	16,7	1,43

Table III. Résultats de la comparaison des six modèles d'estimation du rayonnement solaire.

Cette table indique que dans la majorité des cas, le modèle de Klücher est le plus précis. Aussi, nous avons opté pour ce dernier à cause de son efficacité et de sa relative simplicité. D'après ce modèle, le flux diffus d'irradiation solaire reçu un plan incliné, a pour expression :

$$I_d(\alpha) = I_d \cos^2\left(\frac{\alpha}{2}\right) \left[1 + \sin^3\left(\frac{\alpha}{2}\right)\right] \left[1 + F \cos^3(i) \sin^3\left(\frac{\pi}{2} - \frac{\alpha}{2}\right)\right] \quad (2 - 21)$$

avec $F = 1 - \left(\frac{I_d}{g}\right)^2$

La fig. 26 représente les nuages de points qui permettent d'apprécier la corrélation existant entre les valeurs mesurées et celles estimées à l'aide de ce modèle pour les quatre sortes de plan incliné. Le coefficient de corrélation obtenu pour chacun de ces cas, avoisine les 98 % traduisant ainsi une très bonne concordance entre les estimations et les mesures.

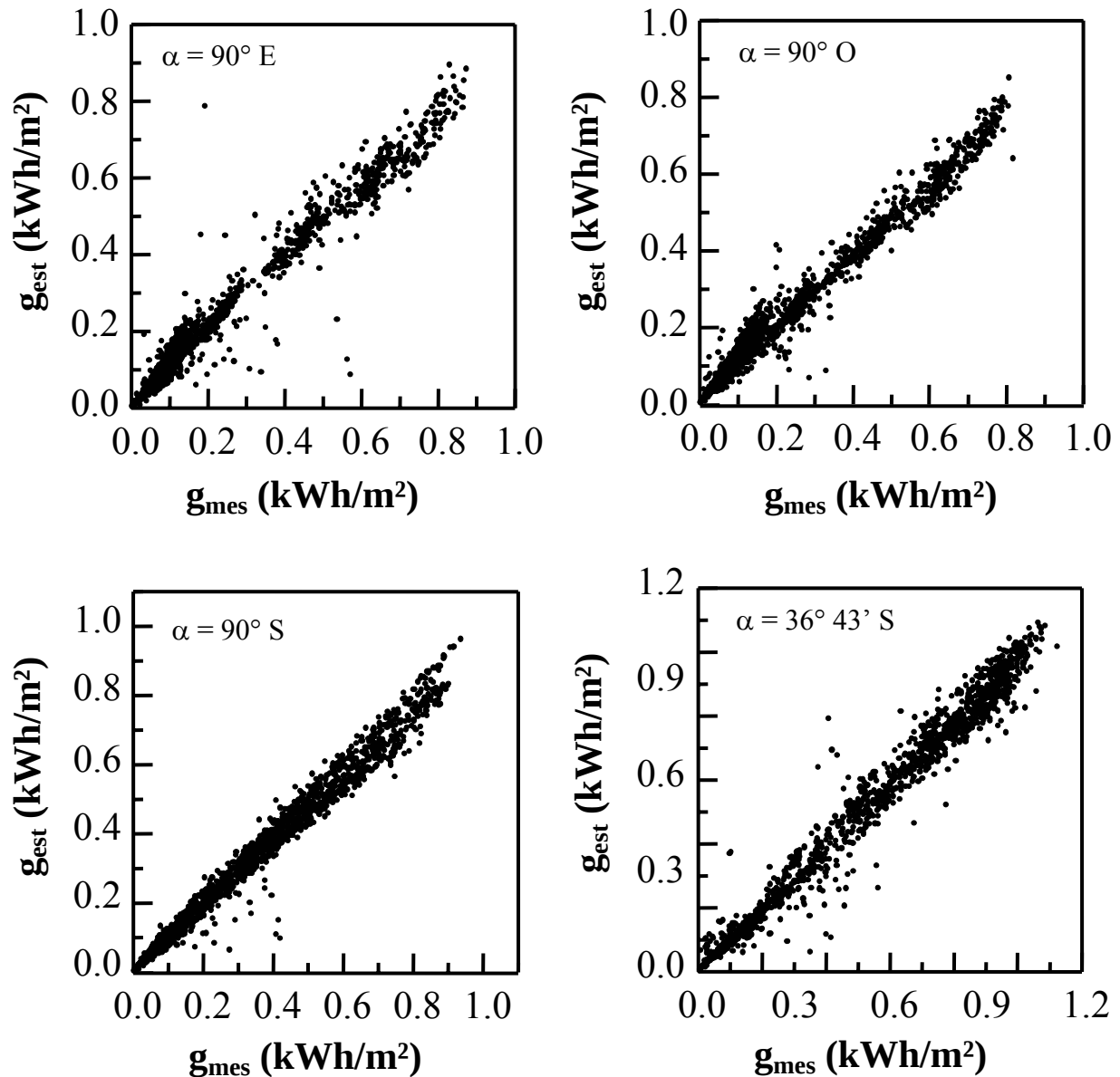


Fig. 26. Diagramme des valeurs estimées du flux global d'irradiation solaire en fonction des mesures effectuées, heure par heure, à Bouzaréah (Alger) avec quatre plans inclinés (pour lesquels on a respectivement : $\alpha = 90^\circ \text{ E}$, 90° O , 90° S et $36^\circ 43' \text{ S}$).

2.9. Analyse en composantes principales de la répartition spatiale de l'insolation

Afin d'améliorer la classification de l'Algérie en régions caractéristiques du point de vue de leur ensoleillement, les moyennes mensuelles des données journalières d'insolation relative $\langle ss \rangle$ produites par les 54 stations météorologiques du réseau national, ont fait l'objet d'une analyse en composantes principales (A.C.P). De façon générale, l'analyse en composantes principales est une méthode classique communément utilisée pour déterminer le

nombre minimum de variables significatives qui sont susceptibles de préserver l'information apportée par de vastes ensembles de données numériques [64-65].

Dans notre cas, cette analyse a pour but, d'une part, de regrouper les stations météorologiques où sont collectées des données solaires ayant des caractéristiques similaires et d'autre part, de reconstituer le champ d'insolation en n'importe quel point du territoire couvert par tout le réseau météorologique. Les données d'insolation ainsi produites à l'aide de l'ACP, peuvent ensuite être employées pour générer plus facilement les variations horaires des moyennes mensuelles du flux global d'irradiation solaire capté par une surface inclinée.

L'ensemble des données à analyser pour en déterminer les composantes principales, peut être représenté par une matrice rectangulaire $\mathbf{X}$ composée de 54 lignes et de 12 colonnes car chaque ligne correspond à chacune des 54 stations de la table I et chacune des colonnes à chacun des douze mois de l'année.

L'ACP est une suite d'opérations linéaires qui permettent de transformer la matrice $\mathbf{X}$ en une représentation orthogonale formée d'éléments de matrice dont le nombre est beaucoup plus réduit. Très brièvement, elle consiste d'abord à employer la matrice $\mathbf{X}$ pour construire la matrice de covariance $\mathbf{C}$ qui lui est associée. Cette dernière est symétrique et comporte 54x54 éléments parmi lesquels les éléments diagonaux représentent les variances et les autres, covariances. L'étape suivante est le calcul des valeurs propres λ_i et les vecteurs propres $\mathbf{e}_i$ de la matrice $\mathbf{C}$. Pour trouver les axes principaux de cette représentation, les vecteurs propres $\mathbf{e}_i$ sont ensuite classés suivant l'ordre décroissant des valeurs propres λ_i et la variance expliquée $v_{ex}^{(i)}$ est calculée pour chacune des douze composantes principales en faisant :

$$v_{ex}^{(i)} = \frac{\lambda_i}{\sum_{j=1}^{12} \lambda_j} \quad (2 - 22)$$

La table IV donne le pourcentage de variance expliquée par ces composantes et le pourcentage cumulé de cette variance, c'est-à-dire la quantité :

$$v_{cum}^{(i)} = \sum_{j=1}^i \lambda_j / \sum_{j=1}^{12} \lambda_j \quad (2 - 23)$$

On trouve que les deux premières composantes $\mathbf{e}_1$ et $\mathbf{e}_2$ expliquent, à elles seules, la plus grande part de la variance totale du nuage de points formés des 54x12 données solaires, soit plus de 90 % et que le reste, soit moins de 10%, est réparti entre les dix autres composantes. Dans ce cas, une nouvelle représentation des données <ss> est obtenue sous forme d'une matrice $\mathbf{Y}$ dont la taille est réduite à (54x2) éléments.

N° d'ordre (i)	Variance expliquée $v_{ex}^{(i)}$ (%)	Cumul des variances $v_{cum}^{(i)}$ (%)
1	75,18	75,18
2	15,17	90,35
3	3,24	93,59
4	2,16	95,76
5	1,18	96,94
6	0,89	97,84
7	0,68	98,52
8	0,49	99,01
9	0,35	99,36
10	0,26	99,62
11	0,23	99,86
12	0,14	100

Table IV. Variance expliquée par les composantes principales

Cette matrice s'écrit: $\mathbf{Y} = [y_1, y_2] = \mathbf{E} \mathbf{X}$ (2 – 24)

avec $\mathbf{E} = [e_1, e_2]$

Dans la représentation décrite par la matrice $\mathbf{Y}$, les coordonnées de l'ensemble des données le long des deux axes principaux y_1 et y_2 , sont y_1 et y_2 . La première composante principale y_1 représente la moyenne annuelle de l'insolation relative en n'importe quel point de l'Algérie et la seconde composante principale exprime y_2 la différence entre les extrêmes $\langle ss \rangle_{\max}$ et $\langle ss \rangle_{\min}$ observés habituellement en été et en hiver. Remarquons que la composante y_1 est déterminée par rapport à la moyenne annuelle des données $\langle ss \rangle$ obtenue avec l'ensemble des stations du réseau météorologique.

Soit $\langle ss \rangle_{\text{moy}}$, la moyenne spatiale des données d'insolation effectuée sur la totalité des 54 stations météorologiques. Considérons l'écart $\Delta \langle ss \rangle$ qui sépare la moyenne annuelle des données $\langle ss \rangle$ obtenue pour chaque station, de la moyenne spatiale $\langle ss \rangle_{\text{moy}}$. La fig. 27 donne les diagrammes qui décrivent l'évolution de y_1 et de $\Delta \langle ss \rangle$ en fonction de la latitude du lieu. Elle montre que ceux-ci ont globalement la même allure. La fig. 28 représente le nuage de points $(y_1, \Delta \langle ss \rangle)$ construit en utilisant les diagrammes de la fig. 27. Elle met en évidence la répartition linéaire de ces points autour de la droite de régression.

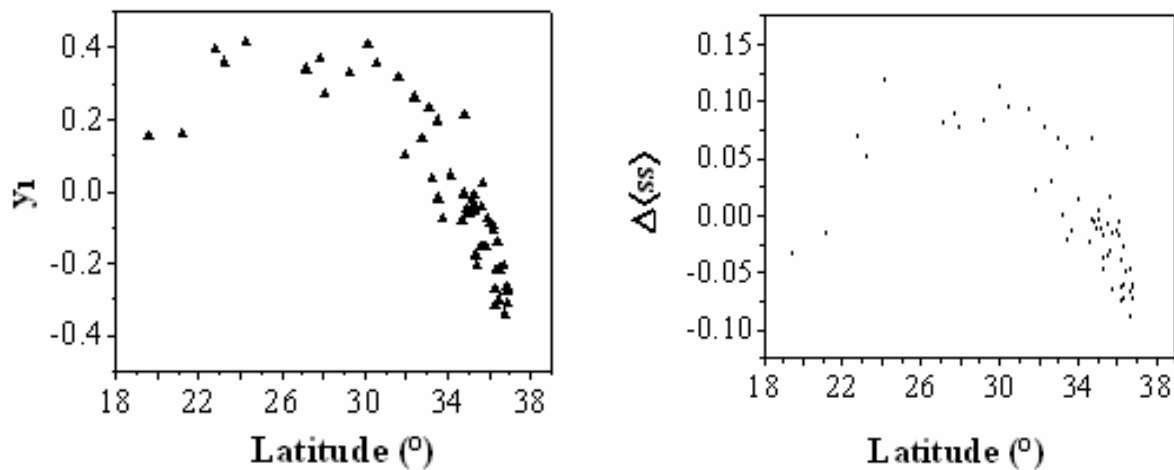


Fig. 27. Distribution de la première composante principale y_1 et de l'écart $\Delta\langle ss \rangle$ en fonction de la latitude du lieu.

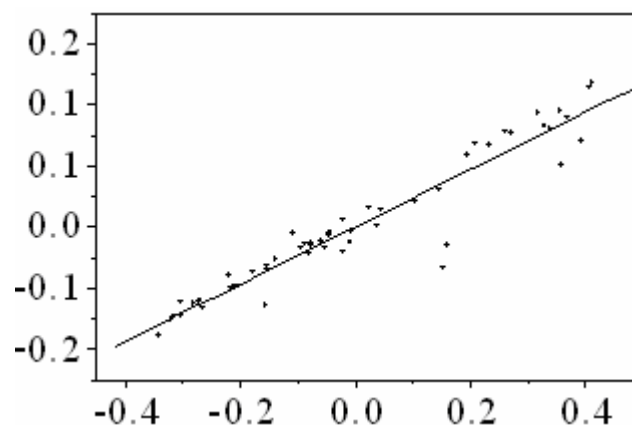


Fig. 28. Ajustement linéaire du nuage de points $(\Delta\langle ss \rangle, y_1)$.

Ce résultat montre aussi que $\Delta\langle ss \rangle$ et y_1 sont fortement corrélées car le coefficient de corrélation liant ces deux variables vaut 0,96. D'après les diagrammes de la fig. 27, la première composante principale exprime un effet de taille caractérisé par une variation commune des variables représentatives de chaque station météorologique sur de grandes surfaces du territoire national et traduit en particulier le caractère opposé des régions du nord et du sud de l'Algérie. En effet, comme pour l'écart $\Delta\langle ss \rangle$, la composante y_1 augmente notablement quand on passe du nord du pays jusqu'au centre du Sahara où elle atteint son maximum, puis, elle va en diminuant lentement vers l'extrême sud.

Les cartes de la fig. 29 donnent respectivement la répartition spatiale des composantes y_1 et y_2 pour l'Algérie.

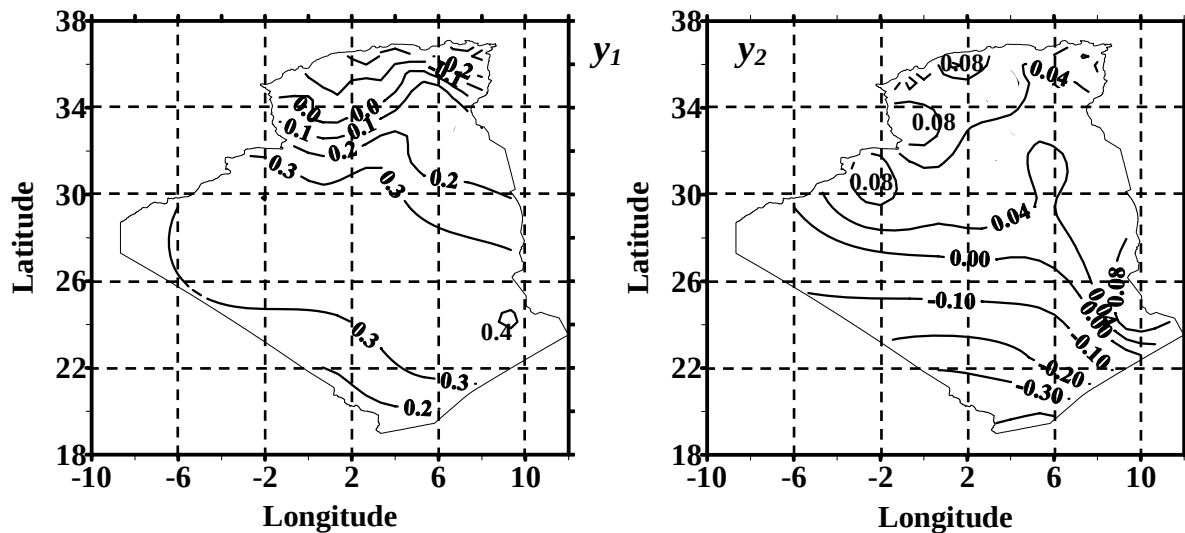


Fig. 29. Cartographie des deux premières composantes principales y_1 et y_2 .

Ces cartes ont été obtenues en raccordant les points de mesure par des courbes d'équation $y_1 = C^{te}$ et $y_2 = C^{te}$. Comme nous l'avons mentionné précédemment, la deuxième composante y_2 s'apparente beaucoup plus aux écarts saisonniers existant entre l'été et l'hiver. Ces écarts sont faibles au centre du Sahara et très élevés dans le nord et l'extrême sud de l'Algérie où ils varient en sens inverse quand on passe de l'une de ces régions à l'autre.

L'analyse descriptive qui vient d'être menée dans ce chapitre, permet de partager les cartes de la fig. 29 en quatre zones homogènes, à savoir:

- **Zone 1** ($33^\circ \leq \text{latitude} < 37^\circ$): Elle s'étend de la côte méditerranéenne jusqu'aux Hauts Plateaux. Dans cette région, la moyenne annuelle (y_1) est faible et varie sensiblement d'un point à l'autre. D'après les valeurs de y_2 , les variations saisonnières de la moyenne mensuelle des valeurs journalières de l'insolation relative sont importantes et croissent quand on passe de l'hiver à l'été.
- **Zone 2** ($30^\circ \leq \text{latitude} < 33^\circ$): Elle inclut principalement le nord du Sahara. La moyenne annuelle (y_1) est bien plus importante et les écarts saisonniers entre l'hiver et l'été sont plus petits.
- **Zone 3** ($24^\circ \leq \text{latitude} < 30^\circ$): Cette zone représente le centre du Sahara. Dans cette région, la moyenne annuelle des valeurs journalières de l'insolation relative atteint son maximum et la moyenne mensuelle de $\langle ss \rangle$ est quasiment constante pendant l'année.
- **Zone 4** ($18^\circ \leq \text{latitude} < 24^\circ$): Elle se compose de la région désertique de l'extrême sud de l'Algérie et des montagnes du Hoggar et du Tassili. L'effet des saisons est plus

accentué et l'écart saisonnier est inversé par rapport aux régions du nord car la moyenne mensuelle des valeurs journalières de l'insolation relative décroît quand on va de l'hiver vers l'été.

2. 10. Reconstitution de la moyenne mensuelle des données journalières d'insolation

Pour reconstituer la moyenne mensuelle de la fraction d'insolation journalière, l'équation matricielle (2 – 24) doit être inversée. Par conséquent, on doit écrire que:

$$\mathbf{X} = \mathbf{E}^{-1} \mathbf{Y} \quad (2 - 25)$$

avec $\mathbf{E}^{-1} = [\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2]^{-1} = [\varepsilon_1, \varepsilon_2]$

Les valeurs de la moyenne spatiale $\langle ss \rangle_{\text{moy}}$ effectuée sur l'ensemble des 54 stations météorologiques et des composantes ε_1 et ε_2 sont indiquées dans la table V.

Mois	$\langle ss \rangle_{\text{moy}}$	ε_1	ε_2
Janvier	0,660	0,446	- 0,068
Février	0,668	0,430	- 0,066
Mars	0,630	0,281	0,011
Avril	0,701	0,328	0,067
Mai	0,728	0,106	0,210
Juin	0,718	0,050	0,574
Juillet	0,782	- 0,002	0,507
Août	0,782	0,021	0,516
Septembre	0,708	0,067	0,290
Octobre	0,680	0,298	- 0,032
Novembre	0,699	0,327	- 0,038
Décembre	0,650	0,462	- 0,053

Table V. Valeurs des paramètres $\langle ss \rangle_{\text{moy}}$, ε_1 et ε_2 pour l'Algérie.

Pour le mois (m) (avec $m = 1, \dots, 12$), la moyenne mensuelle de la fraction journalière d'insolation reconstituée en un lieu donné, peut s'écrire:

$$\langle ss \rangle^* = y_1 \varepsilon_1 + y_2 \varepsilon_2 + \langle ss \rangle_{\text{moy}} \quad (2 - 26)$$

Les valeurs de $\langle ss \rangle_{\text{moy}}$, de ε_1 et de ε_2 données par la table V et celles de y_1 et de y_2 lues sur les cartes de la figure 29 ont été utilisées pour simuler les données d'insolation pour Alger, Ghardaïa, In Salah et Tamanrasset. Ces quatre sites sont situés respectivement dans les zones 1, 2, 3 et 4. La fig.30 montre que les valeurs de $\langle ss \rangle$ obtenues par simulation à l'aide de l'ACP, sont très proches de celles mesurées dans les quatre sites considérés.

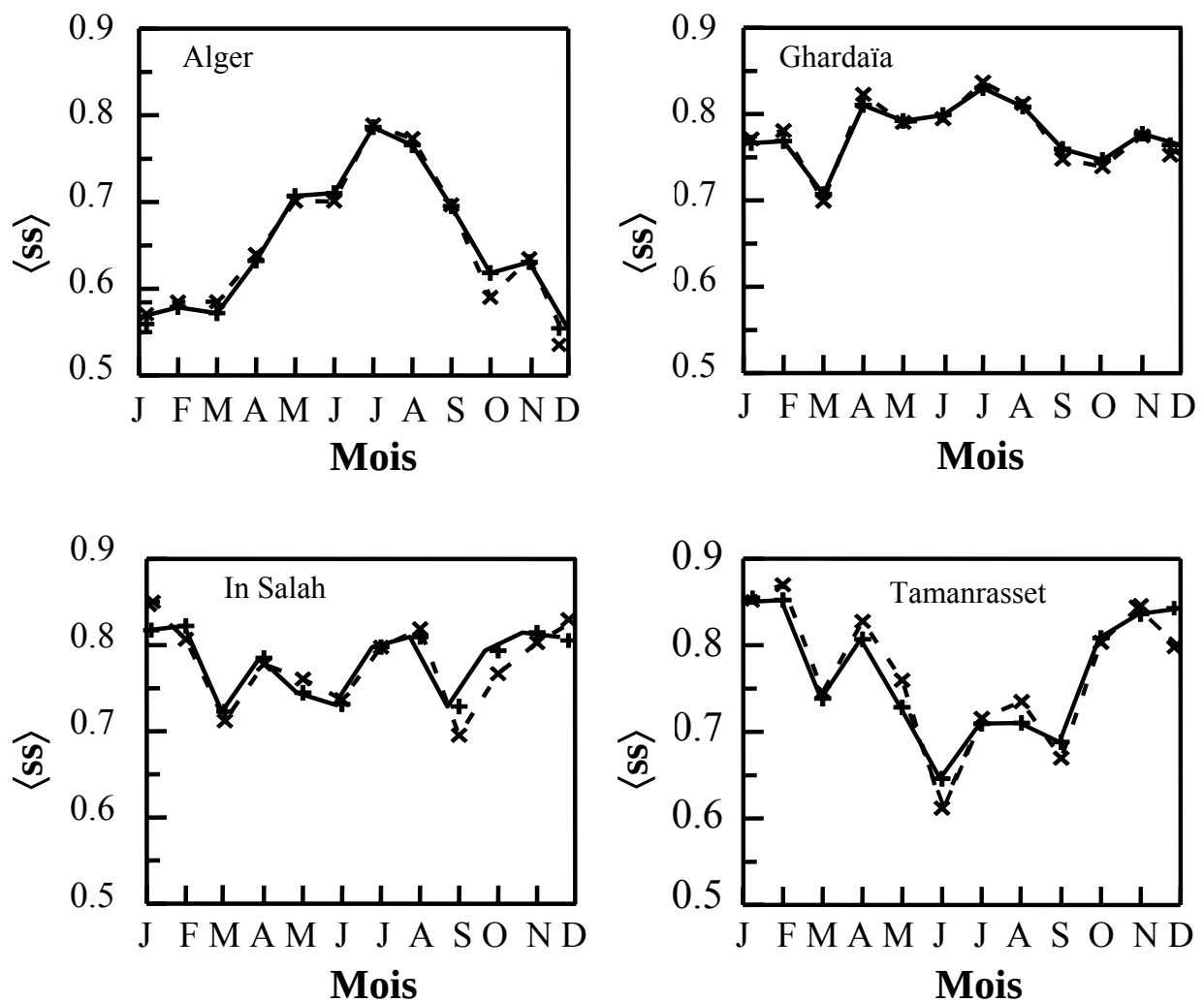


Fig. 30. Moyennes mensuelles des fractions journalières d'insolation obtenues expérimentalement (----) à Alger, Ghardaïa, In Salah et Tamanrasset et simulées (—) pour ces quatre sites en utilisant l'ACP.

2.11. Estimation de la moyenne mensuelle des valeurs horaires du flux global d'irradiation solaire reçu sur plan incliné

Soit $h_s^{(h)}$, l'angle d'élévation solaire observé à l'heure (h) et $\langle ss \rangle^{(m)}$, la moyenne mensuelle des valeurs journalières de l'insolation mesurée au mois (m). En se basant sur la méthodologie que nous avons développée dans les précédents paragraphes, la moyenne mensuelle du flux global d'irradiation solaire reçu sur un plan incliné à l'heure (h) pendant le mois (m), a pour expression :

$$\langle g(\alpha, h, m) \rangle = \int_0^1 \int_0^1 f(ss, \langle ss \rangle^{(m)}) f_\beta(k_t, K_t(ss), h_s^{(h)}) g(\alpha, k_t, h_s^{(h)}) dss dk_t \quad (2 - 27)$$

Dans cette expression les densités de probabilité $f(ss, \langle ss \rangle^{(m)})$ et $f_\beta(k_t, K_t(ss), h_s^{(h)})$, sont calculés respectivement à l'aide des expressions (2 – 3) et (2 – 10) tandis que l'irradiation solaire $g(\alpha, k_t, h_s^{(h)})$ est donnée par l'équation (2 – 17).

Les courbes des figs. 31 et 32 ont été tracées en considérant les valeurs de $\langle g(\alpha, h, m) \rangle$ résultant, d'une part, des mesures de rayonnement solaire effectuées à Bouzaréah et, d'autre part, des estimations réalisées à l'aide de notre méthodologie pour quatre orientations des capteurs solaires, c'est-à-dire $\alpha = 36^\circ 43' S$, $90^\circ S$, $90^\circ E$ et $90^\circ O$ respectivement.

De façon générale, nous avons noté une bonne concordance entre les estimations et les mesures. De plus, l'erreur relative commise lors de l'estimation du flux global d'irradiation solaire $\langle g(\alpha, h, m) \rangle$, elle vaut, globalement, moins de 30 % dans plus de 80% des cas. En particulier, elle est inférieure à 20 % dans 70 % des cas pour $\alpha = 36^\circ 43' S$, 78 % des cas pour $\alpha = 90^\circ S$ et 77 % des cas pour $\alpha = 90^\circ E$ et $90^\circ O$.

Pour $\alpha = 36^\circ 43' S$, $90^\circ S$, $90^\circ E$ et $90^\circ O$, les écarts quadratiques moyens (RMSE) valent respectivement 13,5 %, 16,3 %, 19,4 % et 21,4%. Les erreurs moyennes de biais (BE) correspondant à ces angles, sont respectivement de - 4,5 %, 6,2 %, 1,8 % et - 4,7 %. Remarquons aussi que les écarts les plus importants sont observés pour des hauteurs du Soleil inférieures à 20° car ils atteignent facilement 35 %.

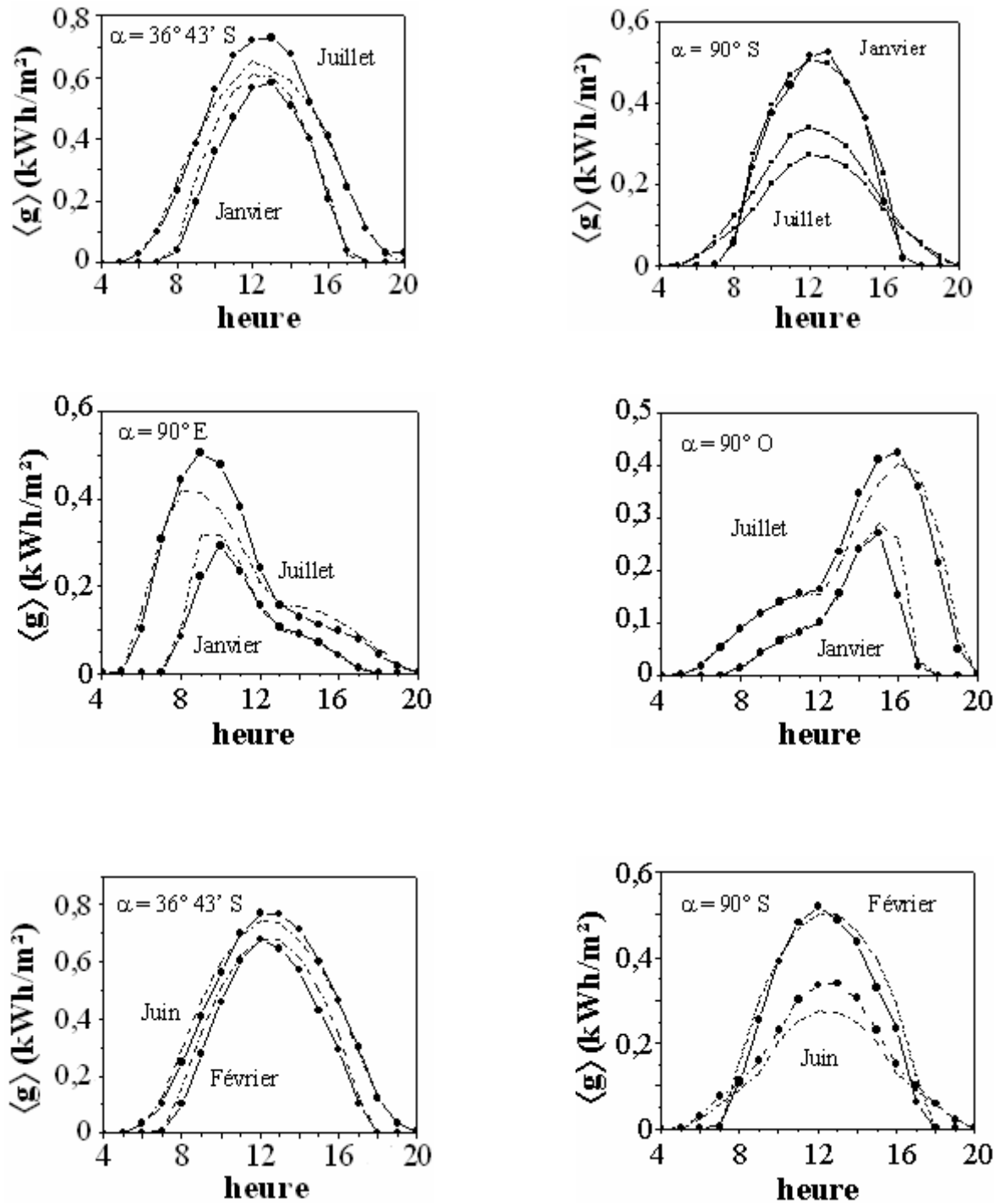


Fig. 31. Moyennes mensuelles des valeurs horaires du flux global d'irradiation solaire obtenues à Bouzaréah (Alger) pour quatre surfaces inclinées ($\alpha = 90^\circ \text{ E}$, 90° O , 90° S , $36^\circ 43' \text{ S}$) : valeurs mesurées (----) , valeurs estimées (—).

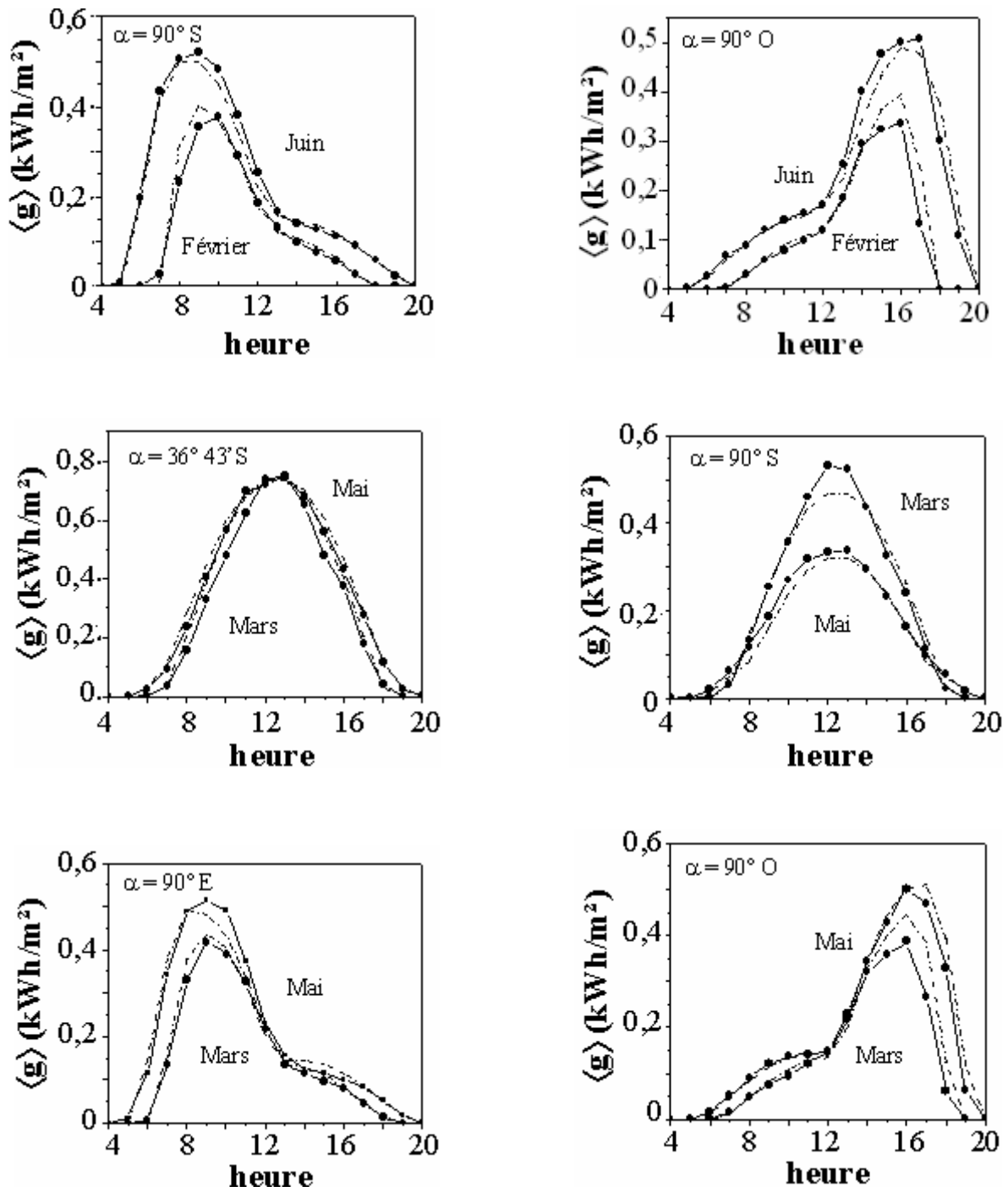


Fig. 32. Moyennes mensuelles des valeurs horaires du flux global d'irradiation solaire obtenues à Bouzaréah (Alger) pour quatre surfaces inclinées ($\alpha = 90^\circ \text{ E}$, 90° O , 90° S , $36^\circ 43' \text{ S}$) : valeurs mesurées (----), valeurs estimées (—).

2.12. Simulation de la moyenne mensuelle des valeurs horaires du flux global d'irradiation solaire reçu sur plan incliné

Grâce à l'ACP, nous avons mis en évidence une partition de l'Algérie en quatre classes de données d'insolation et les moyennes mensuelles des fractions journalières d'insolation ont pu être générées pour n'importe quel endroit de l'Algérie en utilisant les cartes de la fig. 29, les données numériques de la table V et l'équation (2 - 26). Etant donnée la division de l'Algérie en deux grandes régions climatiques, c'est-à-dire le nord et le sud, et compte tenu des équations (2 - 3), (2 - 10), (2 - 11), (2 - 14), (2 - 15), (2 - 16), (2 - 17), (2 - 21) et (2 - 27), les données $\langle ss \rangle$ ainsi produites ont été transformées en moyennes mensuelles des valeurs horaires du flux global d'irradiation solaire obtenues avec des surfaces inclinées. Les résultats de cette simulation nous permettent de construire un atlas formé de toutes les cartes $\langle g(\alpha, h, m) \rangle$ tracées heure par heure pour chacun des mois (m) (avec $m = 1, \dots, 12$) et pour chacune des quatre inclinaisons de surface étudiées.

Afin d'illustrer de tels résultats, les données $\langle g(\alpha, h, m) \rangle$ ont été totalisées pour un mois donné (m) en vue de déterminer la moyenne mensuelle des valeurs journalières du flux global d'irradiation journalière dans le cas d'une inclinaison (α) des capteurs solaires. Cette moyenne s'écrit:

$$G(\alpha, m) = \sum_h g(\alpha, h, m) \quad (2 - 28)$$

En comparant les résultats du calcul de $G(\alpha, m)$ à ceux issus de la mesure, nous avons trouvé des écarts quadratiques (RMSE) qui valent respectivement 9,5 %, 10,8 %, 7,8 % et 8 % pour des surfaces inclinées de $\alpha = 36^\circ 43' S$, $90^\circ S$, $90^\circ E$ et $90^\circ S$.

La fig. 33 donne les cartes des moyennes mensuelles des valeurs journalières du flux global d'irradiation solaire obtenues en hiver et en été, pour $\alpha = 90^\circ S$ et $\alpha =$ latitude du lieu respectivement. Pour tenir compte de la différence des saisons, l'hiver est représenté par la moyenne simulée pour décembre, janvier et février tandis que l'été est caractérisé par la moyenne des données $G(\alpha, m)$ générées pour juin, juillet et août. distribution de la moyenne mensuelle du flux global d'irradiation solaire globale reçu quotidiennement sur un plan incliné à la latitude du lieu en saison hivernale et estivale.

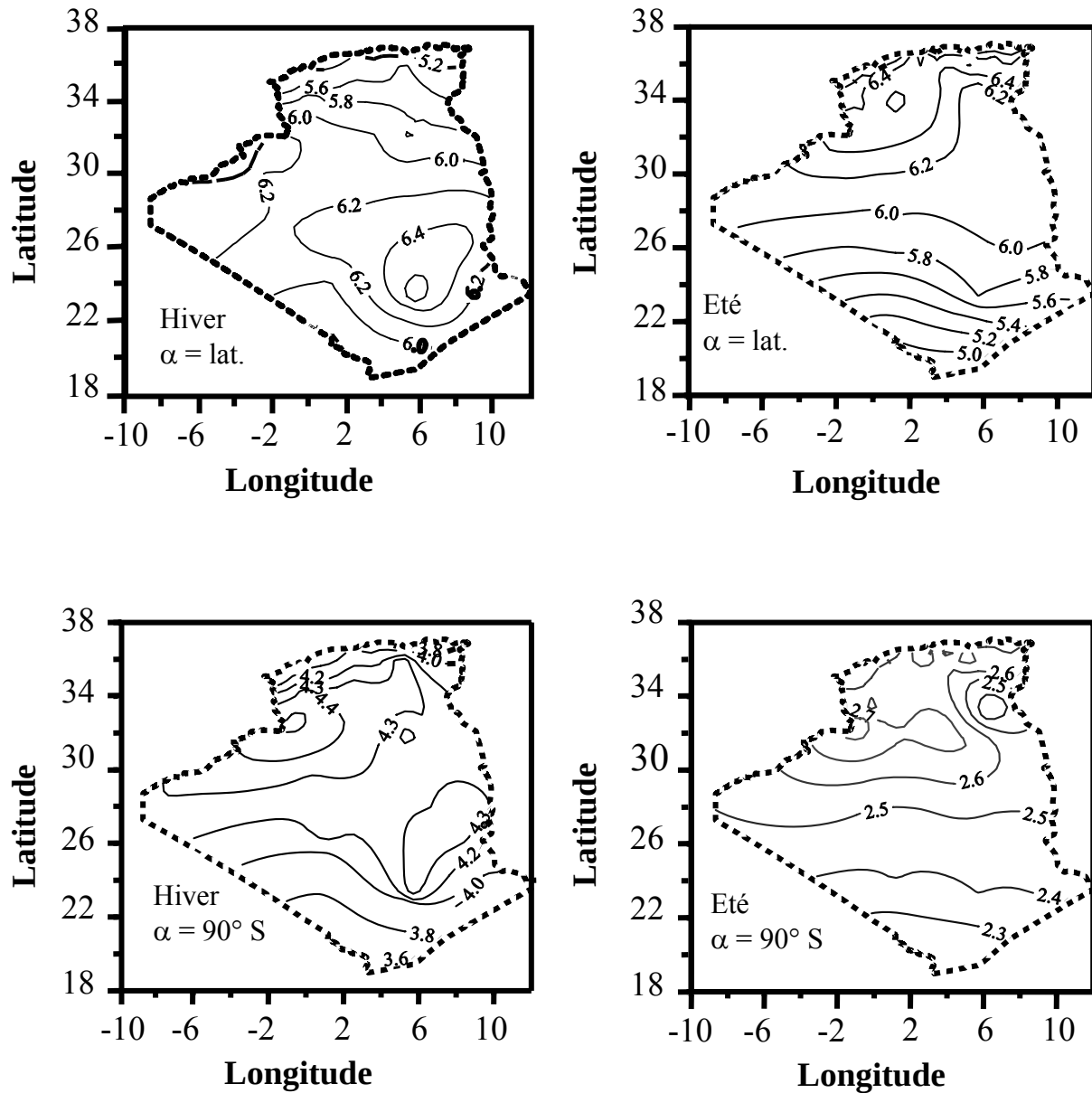


Fig. 33. Cartes des moyennes mensuelles des valeurs journalières du flux global d'irradiation solaire (en kWh/m²/j) obtenues pour $\alpha = 90^\circ \text{ S}$ et $\alpha = \text{lat.}$ en hiver et en été respectivement (lat. est l'angle d'inclinaison, en degrés, égal à la latitude du site, pour une surface dirigée vers le sud).

2.13. Discussion

En général, les applications solaires nécessitent la disponibilité de données solaires comme celles simulées grâce à la méthodologie que nous venons de développer dans ce chapitre. Ces données sont, pour la plupart, les valeurs journalières caractérisant le flux global d'irradiation solaire arrivant sur une surface inclinée. En particulier, les cartes de la fig. 27 peuvent être utilement exploitées lors de la conception de maisons solaires ou de systèmes de conversion d'énergie solaire travaillant à poste fixe dans des sites isolés.

L'avantage de cette méthodologie est qu'elle s'appuie essentiellement sur les mesures de durée d'ensoleillement publiées dans les bulletins de l'Office National de la Météorologique, donc accessible au public et qu'elle n'a été conçue qu'avec un nombre limité de points de mesure du rayonnement solaire. La précision des résultats obtenus qui se situe autour de 20 %, est suffisante, en particulier, dans le cas du dimensionnement des systèmes de conversion d'énergie solaire travaillant à poste fixe. Remarquons que cette précision est limitée par l'insuffisance du nombre de stations météorologiques et radiométriques qui couvrent le territoire national

Pour remédier à l'insuffisance de la couverture de l'Algérie par les points de mesure, il existe une autre voie intéressante qui consiste à exploiter l'imagerie satellitaire à des fins énergétiques. Ce type d'approche sera développé dans les prochains chapitres.

CHAPITRE 3 : APPROCHE SATELLITAIRE : UTILISATION DU MODELE GISTEL

3.1. Préambule

Comme nous l'avons souligné précédemment, les réseaux météorologiques couvrent généralement de vastes territoires, mais avec des points de mesure irrégulièrement répartis et le plus souvent trop espacés les uns des autres. En outre, ces réseaux ne comportent que peu de stations radiométriques, à cause du coût prohibitif des investissements et de la maintenance de tels équipements.

Une autre façon d'évaluer le flux d'irradiation solaire arrivant à la surface de la Terre, revient à effectuer un traitement adéquat des images prises par les satellites météorologiques. L'intérêt de cette alternative est que les images sont fournies de manière régulière alors que les séries de mesures au sol présentent parfois des lacunes lors de périodes plus ou moins longues, dues au non fonctionnement des appareils. Un autre avantage est la densité des points de mesure et l'homogénéité de leur répartition sur de grandes surfaces. Ainsi, chacun des pixels formant une image visible prise par Meteosat, représente un point de mesure tous les 2,5 km alors qu'aucun réseau météorologique ne peut atteindre une telle résolution.

Dans la littérature, Hay a recensé plus d'une soixantaine de modèles d'estimation du rayonnement solaire par traitement d'images satellitaires [27]. Comme nous l'avons déjà expliqué dans l'introduction, ceux-ci peuvent être classés en trois grandes catégories : les modèles statistiques, les modèles physiques et les modèles analytiques. En fait, quel que soit le modèle utilisé, il n'existe pas vraiment de frontières précises entre ces trois catégories car tous ces modèles sont plus ou moins hybrides selon l'importance de leurs caractéristiques statistiques, physiques et analytiques. Pour illustrer l'approche satellitaire, nous avons présenté quelques modèles dans l'annexe C en choisissant ceux qui sont parmi les plus utilisés pour évaluer le gisement solaire à partir d'images satellitaires.

Pour exploiter cette seconde voie, nous avons choisi de travailler avec le modèle GISTEL (Gisement Solaire Par Télédétection) car celui-ci est, à la fois, simple et efficace. En outre, sa validité a été déjà prouvée dans divers sites de la France et de l'Afrique du Nord. D'où, nous avons appliqué, ci-après, ce modèle aux images collectées par Meteosat dans le canal visible. De plus, il sera pris, par la suite, comme modèle de référence.

GISTEL a été élaboré, pour la première fois, par Delorme en 1987 pour estimer le flux global d'irradiation solaire à l'échelle de la journée à partir d'images B2 collectées par Météosat 2 [20]. Il est parmi ceux qui sont capables de générer des séquences synthétiques d'irradiation solaire utilisables pour la conception des systèmes de conversion d'énergie solaire. En effet, son efficacité prouvée notamment en France et en Tunisie, permet de le classer en tant que modèle standard. Notons que le modèle GISTEL a surtout été développé dans le cadre d'un projet financé par l'Agence Française de la Maîtrise de l'Energie (A.F.M.E.). Le but de ce projet était d'estimer quotidiennement l'irradiation solaire globale pour n'importe quel site français, en traitant, en temps quasiment réel, des images visibles prises par le satellite Météosat, plutôt que de procéder en répartissant des pyranomètres à grande échelle sur toute la France.

3.2. Présentation du modèle GISTEL

Ce modèle est basé sur une relation quasi linéaire entre l'indice d'ennuagelement extrait des images Météosat et l'indice de clarté mesuré au sol. Cette relation qui est indépendante du temps, a été établie en utilisant deux seuils qui permettent de distinguer trois états de l'atmosphère correspondant respectivement à un ciel clair, un ciel partiellement couvert et un ciel complètement couvert par des nuages.

Mis au point initialement en utilisant des images Météosat de type B2, GISTEL a été testé sur des images Wefax, collectées de Mars à Juin 1990, à raison de quatre images par jour. Puis, il a permis de reconstituer les valeurs journalières du flux global d'irradiation solaire pour au moins dix stations du réseau de Météo - France avec un écart quadratique moyen de près de 25 % [21-22]. Pour cela, le Centre Radiométrique de Carpentras a été équipé d'un dispositif de réception de telles images en Octobre 1989. Ce système comportant essentiellement une station S.D.U.S. (Secondary Data User Station), permet d'acquérir, jour par jour, neuf images Wefax de format C03 dans le canal visible de Météosat. Ces images composées de 800 x 800 pixels, ont d'abord été re-formatées pour ne garder qu'un pixel sur quatre, puis ensuite découpées en plusieurs imagerie pour ne conserver que la zone d'étude. Après un tel traitement, l'imagerie représentative de cette zone, est formée de 240 x 340 pixels et ses limites au sud et à l'ouest demeurent inchangées alors que celles au nord et à l'est sont modifiées. Cette imagerie couvre alors la France et une partie de l'Europe à l'est. Comme elle s'étend jusqu'à 36° de latitude, elle inclue aussi le nord de l'Algérie et de la Tunisie.

En l'appliquant à des images Wefax et des images Météosat du format B2, GISTEL a également été validé en considérant diverses stations météorologiques du réseau tunisien [37-38]. Les données solaires qui ont été obtenues dans ce cas, sont entachées d'une erreur d'estimation qui vaut 16 % à 27 %, en moyenne quadratique,

Pour établir le modèle GISTEL, certaines hypothèses simplificatrices ont été faites. Ce sont:

- *La représentation de la brillance observée par une somme de deux composantes :* L'une est la composante de base résultant de la contribution du sol, des nuages ou de la portion de sol à travers une couche nuageuse interceptés par le cône de visée du satellite. L'autre est la composante atmosphérique due essentiellement à la diffusion de Rayleigh par les molécules.
- *L'effet négligeable de la réflectivité de l'eau calme devant celle du sol, c'est-à-dire qu'on assimile la brillance observée par ciel clair sur des pixels marins, à celle de la composante atmosphérique.*
- *Le caractère essentiellement diffus du rayonnement solaire traversant une couche nuageuse opaque, puis atteignant le sol :* A partir d'un seuil caractéristique du coefficient de réflexion, ce rayonnement vaut, en moyenne, 20 % de la valeur qu'il aurait eu par ciel clair au même endroit et au même instant

Pour traiter les images Météosat, GISTEL comporte les étapes suivantes [21] :

- Détermination du format des images brutes.
- Correction atmosphérique des images brutes : Elle consiste à soustraire de la brillance des pixels considérés, le terme dû à la diffusion de Rayleigh.
- Calcul du coefficient de réflexion de chaque pixel de l'image : Cette transformation équivaut à une normalisation des brillances en termes de coefficient de réflexion. Ce dernier est supposé ne dépendre, en première approximation, que de l'état de l'atmosphère en un point donné. Par conséquent, il faut vérifier qu'à chaque instant, le coefficient de réflexion demeure constant par ciel clair, car dans ce cas, le coefficient de réflexion de la surface terrestre ne varie que si la nature de cette surface et sa texture ont changé.
- Détermination de l'image de référence où la valeur attribuée à chaque pixel est celle du coefficient de réflexion par ciel clair. Elle est obtenue en calculant la valeur minimum du coefficient de réflexion qui apparaît au moins deux fois sur le pixel

considéré pendant une séquence de journées successives qui s'étend sur une période suffisamment longue, d'un mois en général.

- Détermination du coefficient de réflexion d'opacité où la valeur attribuée à chaque pixel est celle du coefficient de réflexion par ciel complètement couvert.
- Comparaison, pixel par pixel et heure par heure, du coefficient de réflexion décrivant l'image de référence et du coefficient de réflexion d'opacité qui fournit les valeurs de l'irradiation solaire.

3.3. Formulation du modèle GISTEL

D'après les hypothèses précédentes, le coefficient de réflexion caractérisant les surfaces observées par le satellite, joue un rôle fondamental pour la mise en œuvre du modèle GISTEL. Concrètement, le coefficient de réflexion $\rho(x,y,h)$ est déterminé suivant une procédure de normalisation et de calibration de la valeur numérique de la brillance détectée sur un pixel de coordonnées (x,y) par le capteur visible du satellite Météosat à l'heure (h) de prise de vue de l'image. La valeur de cette brillance dépend des conditions atmosphériques, de la nature du pixel et de sa position par rapport au Soleil et au satellite. Sa décomposition en deux termes donne :

$$B(x,y,h) = B_a(x,y,h) + B_b(x,y,h) \quad (3 - 1)$$

où B_a et B_b désignent respectivement la composante atmosphérique et la composante de base.

L'évolution de la distribution des brillances observées par ciel clair, pour des pixels qui représentent la mer dans des images Météosat à haute résolution (HR), montre que la valeur de la brillance atmosphérique B_a varie entre 14 et 22 selon l'heure de prise de vue et que la valeur la plus fréquente obtenue à 12 h UTC, est égale à 16.

Si la base est assimilée à une surface lambertienne, c'est-à-dire une surface rayonnant comme un corps noir, la brillance B_b s'écrit :

$$B_b(x,y,h) = K G_{ic} T_{ic} \rho(x,y,h) \quad (3 - 2)$$

Dans cette expression, K est un facteur numérique qui tient compte du coefficient de calibration du détecteur du canal visible de Météosat, les facteurs G_{ic} et T_{ic} représentent respectivement le flux global d'irradiation solaire obtenu en ciel clair et le coefficient de transmission du flux direct d'irradiation solaire entre la base et le capteur du satellite Météosat. Remarquons que la composante G_{ic} est une fonction du facteur de Linke traduisant le trouble

atmosphérique [66]. Elle est calculée grâce à un modèle synthétique adopté par l'Organisation Mondiale de la Météorologie [68]. A cet effet, les expressions donnant G_{ic} et T_{ic} sont présentées dans l'annexe D. On en déduit que le coefficient de réflexion de la base est:

$$\rho(x, y, h) = \frac{B(x, y, h) - B_a(x, y, h)}{K G_{ic} T_{ic}} \quad (3 - 3)$$

Dans le cas d'un ciel clair, la base se réduit à la surface terrestre et le coefficient de réflexion du sol (ρ_{cc}) est choisi comme étant la valeur minimale du coefficient de réflexion $\rho(x, y, h)$ qui apparaît au moins une fois dans une séquence d'images prises à la même heure. Supposons qu'un élément de surface terrestre n'est pas masqué par des nuages au moins une fois pendant la séquence considérée (de durée égale à un mois). Soit $g(h)$, la valeur horaire du flux global d'irradiation solaire et $g_M(h)$, sa valeur maximum. L'indice de clarté obtenu à l'échelle horaire, est par définition :

$$k_t = g / g_M \quad (3 - 4)$$

Bien qu'elle se réfère à la valeur maximum de la composante globale de l'irradiation solaire arrivant à la surface terrestre et non à sa valeur hors – atmosphère, cette définition de k_t est équivalente à celle donnée par l'expression (2 – 13), tout en présentant un caractère plus pratique pour le traitement des images satellitaires.

Appelons ρ_m , le coefficient de réflexion observé en ciel clair et ρ_M , le coefficient de réflexion obtenu lorsque le ciel est complètement couvert par des nuages opaques. En pratique, ρ_M est déterminé en considérant le cas où le nuage ne laisse plus passer le flux direct d'irradiation solaire et où seul le rayonnement diffus arrive au sol. Dans le modèle GISTEL, ρ_m et ρ_M jouent le rôle de deux seuils qui permettent une classification des états de l'atmosphère en trois classes. Ensuite, l'indice de clarté est estimé grâce à un système de trois équations qui forment le modèle GISTEL. Soit:

- Ciel clair ($\rho \leq \rho_m$) : $k_t = 1$ (3 - 5)

- Ciel partiellement couvert ($\rho_m < \rho < \rho_M$) : $k_t = 1 - (1 - K_O) \frac{(\rho - \rho_m)}{(\rho_M - \rho_m)}$ (3 - 6)

- Ciel complètement couvert ($\rho \geq \rho_M$) : $k_t = K_O$ (3 - 7)

K_O représente la fraction d'éclairement reçu par ciel complètement couvert où seul le rayonnement diffus atteint le sol. Dans ce cas, on a : $K_O = 0,20$ [21]

La valeur journalière de l'irradiation solaire est alors obtenue en effectuant la somme pondérée des fractions d'éclairements extraites des images traitées au cours de la journée.

3.5. Application de GISTEL à l'estimation du flux global d'irradiation solaire

En se basant sur les hypothèses du modèle GISTEL, nous avons estimé le flux global d'irradiation solaire pour l'Algérie en utilisant la base de données définie au paragraphe 1.10. A cet effet, la période 1994/95 a été considérée. Puis, les images brutes à haute résolution (HR) et les images Wefax qui constituent cette base de données, ont respectivement été traitées à l'aide de l'algorithme décrit au paragraphe 3.4. Le traitement a été effectué, pixel par pixel, à chacune des heures d'acquisition (soit 09 images acquises chaque jour, entre 8 h et 16 h UTC) de façon à aboutir à deux images caractérisant respectivement le ciel clair et le ciel complètement couvert pour chacun des mois de l'année, c'est-à-dire à trouver les deux seuils ρ_m et ρ_M . Les figs. 34 et 35 illustrent les résultats obtenus respectivement avec des images HR et des images Wefax pour le mois de juin 1995. Elles représentent des images en ciel clair dont chaque pixel correspond au coefficient de réflexion de chaque point de la surface terrestre observée par Météosat.

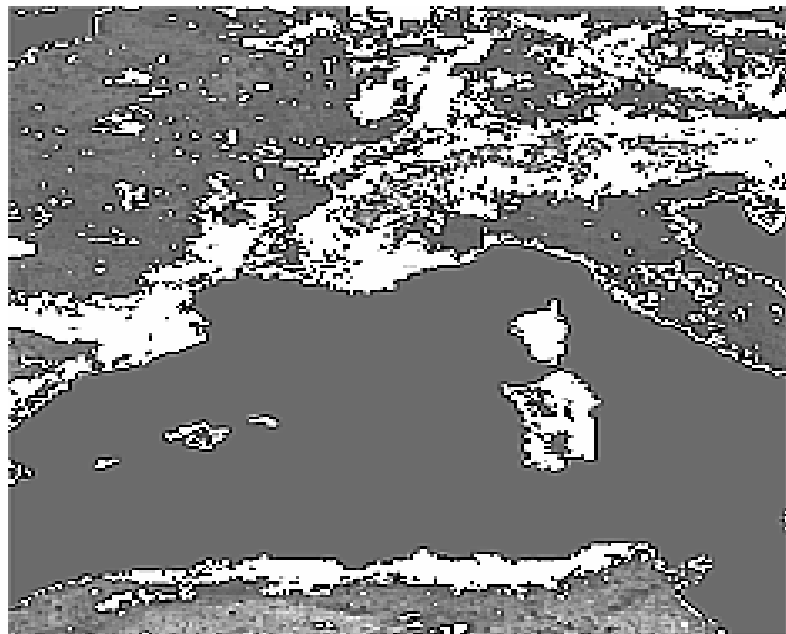


Fig.34. Coefficient de réflexion de la surface terrestre obtenu à l'aide de GISTEL pour des images HR prises par Météosat en juin 1995.

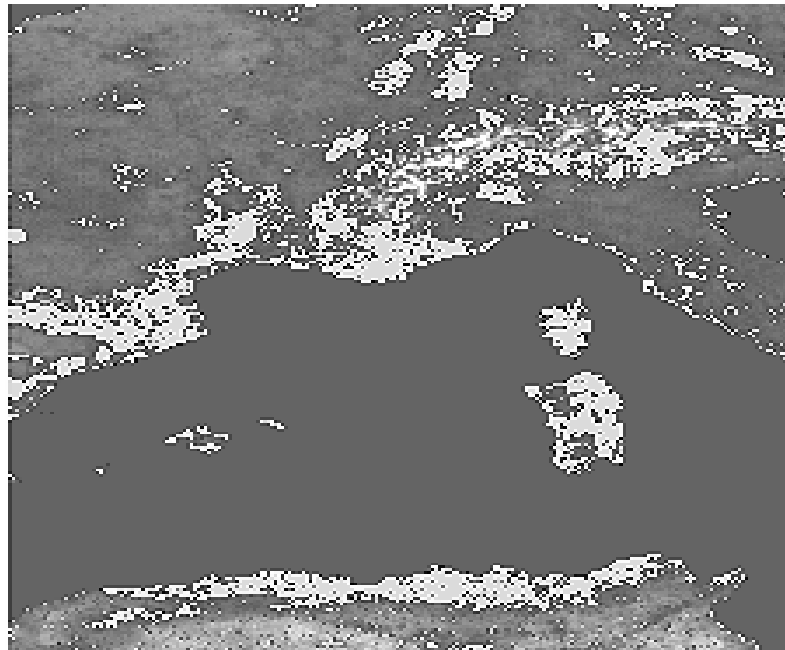


Fig.35. Coefficient de réflexion de la surface terrestre obtenu à l'aide de GISTEL pour des images Wefax prises par Météosat en juin 1995.

De telles images sont prises comme référence pour la suite du traitement. Remarquons que les images HR ont été préalablement découpées de façon à les ramener au même format que les images Wefax et à les rendre représentatives de la zone d'étude.

Considérons une séquence d'images donnée. En application des équations (3 -5), (3 - 6) et (3 - 7), les valeurs horaires des fractions d'irradiation solaire sont déterminées en comparant les images étudiées, traduites sous forme de coefficients de réflexion, aux deux images caractéristiques d'un ciel clair et d'un ciel complètement couvert respectivement.

Pour apprécier la précision de la méthode à l'échelle journalière, nous avons comparé les valeurs journalières d'irradiation solaire estimées à l'aide de GISTEL à celles mesurées par les 25 stations météorologiques du réseau français couvertes par les images Météosat (voir table II). Cette comparaison a été faite, mois par mois, avec 6930 couples de données résultant des mesures effectuées durant la période 1994/95 et des estimations obtenues par traitement des images HR. Elle a consisté à calculer le coefficient de corrélation (C) entre les estimations et les mesures, l'erreur relative en moyenne quadratique RMSE et l'erreur de biais BE, tels que définis par les expressions (2 - 18), (2 - 19) et (2 - 20). Les résultats obtenus sont donnés par la table VI. Ils montrent que les variations saisonnières de RMSE sont fortes en hiver et faibles en été.

Critères de comparaison	1994						1995			
	Juil	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Fev.	Mars	Mai	Juin
(a) RMSE (%)										
(HR)	9,8	11,2	21,5	23,8	30,8	24,1	26,6	17,9	11,5	10,9
(WEFAX)	12,5	13,4	17,9	20,3	30,7	28,8	24,4	17,2	11,6	11,2
(b) C										
(HR)	0,90	0,94	0,83	0,81	0,89	0,93	0,88	0,91	0,93	0,95
(WEFAX)	0,90	0,91	0,92	0,91	0,88	0,93	0,91	0,93	0,93	0,93
(c) BE (%)										
(HR)	-5	-6	-14,6	-6,7	-9,1	-15,1	-15,8	-10,2	-6,1	-3,6
(WEFAX)	1	3	-7	-11	-18	-14	-14	-8	-2	-0,5

Table VI. Ecart quadratique moyen (RMSE), biais (BE) et coefficient de corrélation obtenus pour les données journalières d'irradiation solaire en traitant des images HR et Wefax à l'aide de GISTEL .

Globalement, les écarts quadratiques sont les plus élevés en Novembre, soit près de 30 %, et les plus faibles (entre 10 % et 12 %) aux mois de Juillet 1994 et Juin 1995.

En analysant la distribution des erreurs relatives par type de temps, on trouve que dans le cas des journées de ciel clair, ces erreurs sont inférieures à 20 %. [29]. Par contre, les écarts les plus élevés sont observés dans le cas d'un ciel partiellement couvert caractérisé par une nébulosité variable et fréquente en saison hivernale. Dans ce cas, la somme des valeurs discrètes et instantanées résultant de l'estimation à l'aide de GISTEL, ne coïncident pas toujours avec les mesures faites sans interruption par un pyranomètre.

D'après la table VI, le coefficient de corrélation liant les estimations aux mesures est élevé car il varie entre 80 % et 95 % selon le mois et l'erreur de biais varie aussi sensiblement en fonction des saisons. Les figs. 36 et 37 représentent les nuages de points construits en considérant les couples de valeurs mesurées au sol et estimées par traitement des images HR collectées au cours des mois de Juillet et Décembre 1994 respectivement. Sur ces diagrammes, nous avons aussi tracé la droite idéale de pente égale à l'unité, c'est-à-dire la droite pour laquelle les estimations coïncident exactement avec les mesures. On constate une répartition relativement équitable du nuage de points de part et d'autre de cette droite dans le cas d'un ciel clair. Lorsque le ciel est nuageux, on note une dispersion non négligeable autour de la droite idéale avec l'apparition d'un biais dans le cas d'un ciel complètement

couvert. D'après les hypothèses du modèle GISTEL, cette situation correspond à l'état de ciel complètement couvert car la fraction d'irradiation solaire associée au pixel considéré est constante quelle que soit la position du Soleil.

L'une des caractéristiques des systèmes de conversion d'énergie solaire est l'existence de seuils au delà desquels le système ne fonctionne plus. Dans ce cas, leur conception à partir de données journalières d'irradiation solaire, se traduit par d'importantes erreurs qui altèrent le fonctionnement de ces systèmes. Par contre, en analysant la distribution de la composante globale de l'irradiation solaire à l'échelle horaire, il est possible d'identifier les moments et jours pour lesquels le seuil de fonctionnement est dépassé. Ces effets de seuils s'observent généralement au lever et au coucher du Soleil (faibles hauteurs du soleil) et également dans le courant de la journée quand il y a des passages nuageux entraînant des fluctuations de l'irradiation solaire. Lorsqu'elles sont importantes et situées autour de la valeur du seuil de fonctionnement du système, elles l'empêchent de fonctionner en permanence. D'où, nous avons étudié les limites de la précision du modèle GISTEL lorsque ce dernier produit des données solaires à l'échelle horaire.

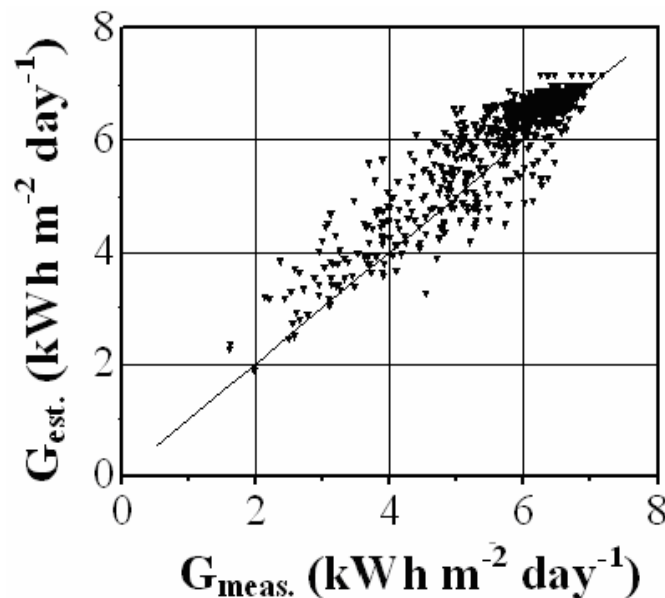


Fig 36. Nuage de points obtenu à partir des valeurs journalières d'irradiation solaire estimées (G_{est}) par traitement des images HR à l'aide de GISTEL et des mesures (G_{mes}) effectuées, jour par jour, au cours du mois de Juillet 1994 dans les 25 stations françaises considérées.

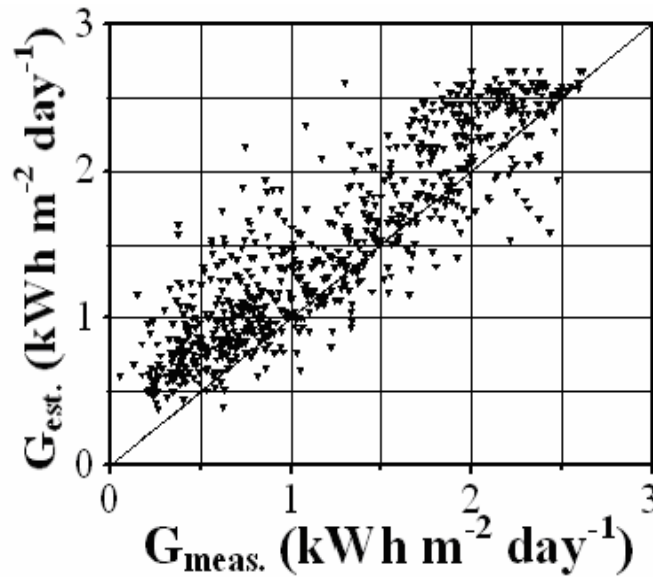


Fig 37. Nuage de points obtenu à partir des valeurs journalières d'irradiation solaire estimées (G_{est}) par traitement des images HR à l'aide de GISTEL et des mesures (G_{mes}) effectuées, jour par jour, au cours du mois de Décembre 1994 dans les 25 stations françaises considérées.

En pratique, nous avons constitué les couples de valeurs de l'indice de clarté horaire obtenues à partir des mesures au sol et extraites des images HR par estimation à l'aide des relations (3 – 5), (3 – 6) et (3 – 7). Puis, nous avons classé ces couples en fonction de la hauteur du Soleil (h_s). Pour ce faire, nous avons partagé l'échelle des angles d'élévation solaire en six classes. Ces dernières sont :

$$\begin{aligned}
 &10^\circ \leq h_s < 20^\circ \quad , \quad 20^\circ \leq h_s < 30^\circ \quad , \quad 30^\circ \leq h_s < 40^\circ \quad , \\
 &40^\circ \leq h_s < 50^\circ \quad , \quad 50^\circ \leq h_s < 60^\circ \quad , \quad 60^\circ \leq h_s < 90^\circ .
 \end{aligned}$$

La fig. 38 décrit l'évolution des valeurs horaires de l'indice de clarté k_t en fonction de la valeur moyenne de la hauteur du Soleil de chaque classe, lorsque ces valeurs sont obtenues respectivement à partir des mesures au sol et par traitement des images HR à l'aide de GISTEL. D'après les deux diagrammes de la fig. 38, un écart non négligeable est observé entre les mesures et les estimations surtout dans le cas des faibles valeurs de la hauteur du Soleil. Aussi, afin d'apprécier l'importance de cet écart, nous avons calculé l'écart quadratique moyen (RMSE) pour chacune des six classes de hauteur du Soleil. La fig. 39 montre que l'erreur RMSE dépasse 40 % pour des hauteurs faibles, puis décroît très rapidement avec h_s .

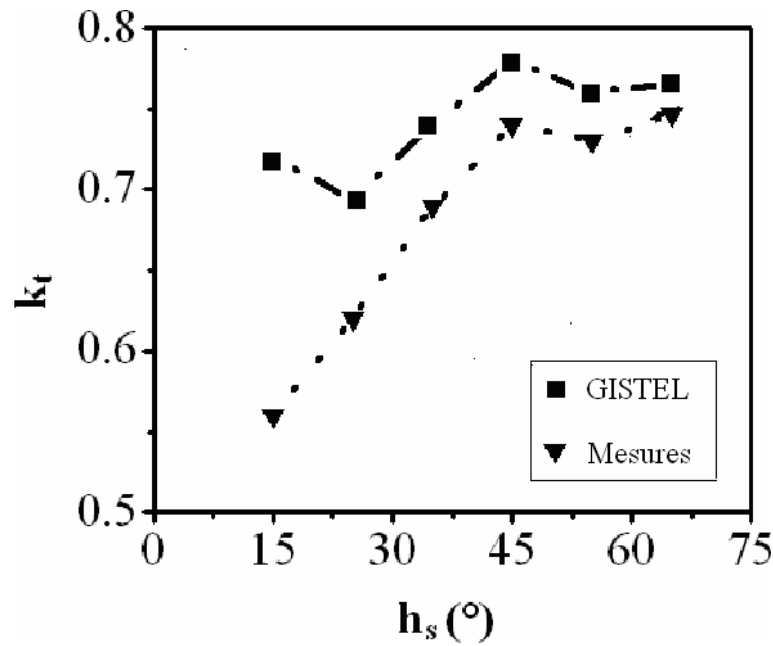


Fig 38. Valeurs horaires de l'indice de clarté (k_t) obtenues au sol et estimées par traitement d'images HR à l'aide de GISTEL et leurs variations avec la hauteur du Soleil (h_s).

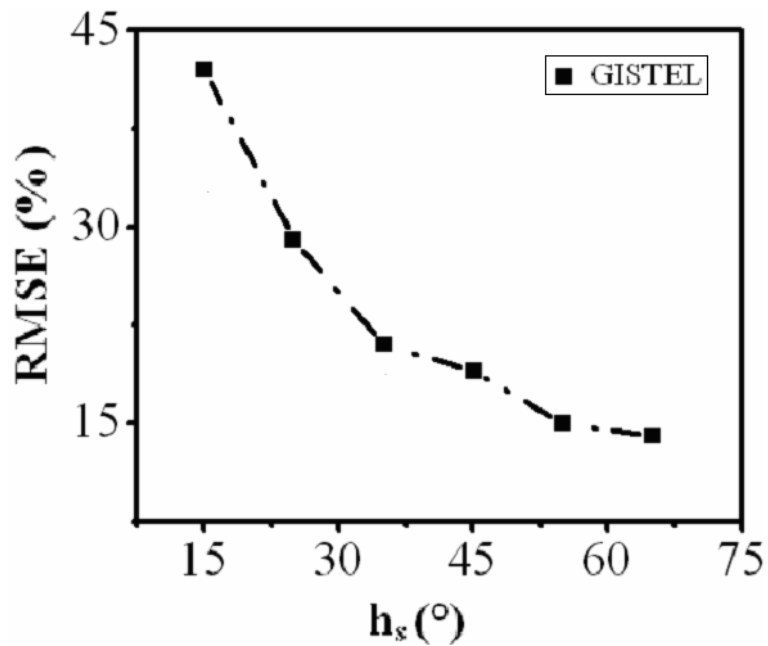


Fig 39. Ecart quadratique moyen (RMSE) pour différentes hauteurs du Soleil, dans le cas d'images HR traitées à l'aide de GISTEL.

3.6. Discussion

Comme nous venons de voir dans ce chapitre, GISTEL est un modèle basé sur la classification de chaque pixel de chaque image dans une catégorie à laquelle est attribué un coefficient de réflexion caractérisant la composante globale du rayonnement solaire. Ce

modèle qui est simple et robuste, peut être pris comme référence car il a montré son efficacité lors de son application à divers sites en France, en Tunisie et en Algérie. De façon générale, la précision de ce modèle à l'échelle journalière est suffisante pour assurer le suivi des systèmes de conversion d'énergie solaire. Cependant, les principaux paramètres qui régissent ce modèle sont invariants avec le temps, limitent sa précision à l'échelle horaire et peuvent induire certaines erreurs lors de la conception de ces systèmes. D'où, il est important de tenir compte de la variabilité horaire lors de la génération de séquences de données solaires. Aussi, le prochain chapitre portera sur la présentation d'un modèle que nous avons spécialement conçu pour produire des données horaires d'irradiation solaire en traitant les images prises dans le visible par le satellite Meteosat.

CHAPITRE 4 : APPROCHE SATELLITAIRE : ELABORATION DU MODELE SICIC

4.1. Principe

Dans ce chapitre, nous présentons le modèle d'estimation du rayonnement solaire que nous avons élaboré en traitant des images visibles collectées par le satellite Météosat. L'ayant baptisé SICIC (Solar Irradiation from Cloud Image Classification), ce modèle est spécialement conçu de façon à tenir compte de la variabilité horaire de ce rayonnement. Pour atteindre cet objectif, l'approche que nous avons adoptée, repose fondamentalement sur la corrélation existant entre l'indice de clarté mesuré au sol et l'indice d'ennuagement extrait des images satellitaires pour différentes hauteurs du Soleil. Très brièvement, l'algorithme formant SICIC débute par une répartition des angles d'élévation solaire en plusieurs classes représentatives dont le nombre a été choisi de manière adéquate. Puis, pour chaque site de mesure et chaque classe de hauteur du Soleil, l'indice de clarté est évalué à partir des données solaires collectées au sol et les niveaux de gris des pixels composant les images Météosat, sont convertis en indices d'ennuagement. Ensuite, deux seuils de classification des nuages sont choisis de façon à diviser l'ensemble des valeurs de l'indice d'ennuagement en trois sous-ensembles correspondant respectivement aux états de ciel clair, de ciel partiellement couvert et de ciel complètement couvert. A la différence de ceux employés dans le modèle GISTEL, ces deux seuils sont ajustés en fonction de la hauteur du Soleil. Par conséquent, ce sont des paramètres dépendant du temps. Ils ont été déterminés en analysant les histogrammes des niveaux de gris à l'aide d'une technique d'optimisation qui permet de distinguer les trois états de l'atmosphère en fonction de l'indice d'ennuagement. Finalement, trois équations de régression reliant les indices de clarté aux indices d'ennuagement, sont obtenues pour les trois catégories de ciel. Comme nous le verrons dans les prochains paragraphes, SICIC a été mis au point en exploitant les mesures du flux global d'irradiation solaire collectées au sol, heure par heure, pendant près de six mois de la période 1994/95 par les 25 stations françaises répertoriées dans la table II et une série d'images visibles à haute résolution (HR) prises par Météosat toutes les demi heures au cours de la même période. Par la suite, ce modèle qui a été appliqué à des images Météosat de format Wefax et B2, a été étendu à d'autres sites de la France et de l'Algérie.

4.2. Présentation du modèle SICIC

Comme nous l'avions expliqué précédemment, ce modèle consiste à analyser la relation existant entre l'indice de clarté (k_t) mesuré au sol et l'indice d'ennuagement (n) déduit des images satellitaires [21]. Soit x et y les coordonnées de chaque pixel de l'image et a , le coefficient de réflexion de la surface observée par le satellite à l'heure (h). L'indice d'ennuagement est par définition :

$$n(x, y, h) = (a - a_m) / ((a_M - a_m)) \quad (4 - 1)$$

Dans cette expression, a_M et a_m sont les valeurs minimum et maximum du coefficient de réflexion, c'est-à-dire l'albédo de la surface terrestre observé respectivement en ciel clair et pour une atmosphère complètement couverte par des nuages opaques. Une analyse préliminaire des images Météosat de notre base de données fait apparaître trois types d'atmosphère analogues à ceux considérés dans GISTEL, à savoir, le ciel clair, le ciel partiellement couvert et le ciel complètement couvert. Cependant, pour tenir compte de la variabilité horaire du rayonnement solaire, ces trois catégories d'atmosphère sont identifiées en divisant l'ensemble des indices d'ennuagement en trois classes grâce à deux seuils (n_c) et (n_o) qui sont ajustés en fonction de la hauteur du Soleil (h_s). Trois relations de régression forment alors le modèle SICIC. Ce sont :

- Ciel clair ($n \leq n_c$):

$$k_t(h_s, n) = 1 - b_c(h_s) n(h_s) \quad (4 - 2)$$

- Ciel partiellement couvert ($n_c < n < n_o$):

$$k_t(h_s, n) = 1 - [b_c(h_s) + b_{pc}(h_s)] n_c(h_s) + b_{pc}(h_s) n(h_s) \quad (4 - 3)$$

- Ciel complètement couvert ($n \geq n_o$):

$$k_t(h_s, n) = 1 - [b_c(h_s) + b_{pc}(h_s)] n_c(h_s) + [(b_{pc}(h_s) + b_o(h_s))n_o(h_s) - b_o(h_s) n(h_s)] \quad (4 - 4)$$

Dans ces équations, b_c , b_{pc} et b_o sont les paramètres de régression obtenus par ajustement linéaire des couples de données (k_t , n). En fait, chaque équation peut être déduite de la combinaison linéaire de $[1 - b_c n]$, $b_{pc} [n - n_c]$ et $b_o [n_o - n]$ selon les limites de chacune des trois classes de ciel. En pratique, le modèle SICIC comporte les étapes suivantes :

- Détermination du format des images brutes.
- Correction atmosphérique des images brutes.
- Calcul du coefficient de réflexion pour chaque pixel.

- Détermination des valeurs minimum et maximum du coefficient de réflexion.
- Calcul de l'indice d'ennuagement en fonction des valeurs du coefficient de réflexion.
- Calcul de l'indice de clarté horaire à partir des mesures au sol.
- Optimisation de la taille de la fenêtre d'analyse.
- Répartition des angles d'élévation solaire en classes caractéristiques
- Classification des indices d'ennuagement et des indices de clarté selon la hauteur du Soleil.
- Ajustement des deux seuils donnant les limites des classes de ciel clair et de ciel couvert et expression de ces seuils en fonction de la hauteur du Soleil.
- Expression analytique de l'indice de clarté en fonction de l'indice d'ennuagement, des deux seuils et de la hauteur du Soleil.
- Evaluation du flux global d'irradiation solaire aux échelles horaire et journalière.

4.3. Calcul des paramètres du modèle SICIC

En pratique, les images brutes considérées dans notre étude, ont fait l'objet d'un traitement consistant à calculer l'indice d'ennuagement (n) pixel par pixel. Parallèlement, les mesures horaires de flux global d'irradiation solaire collectées aux mêmes instants dans chacune des 25 stations françaises ont été transformées en indice de clarté (k_t), connaissant la valeur horaire $g(h)$ du flux global d'irradiation solaire et sa valeur maximum $g_M(h)$. Ces deux sortes de données sont de nature différentes. En effet, les données solaires collectées par un pyranomètre, sont des mesures effectuées en permanence, en un lieu donné de la surface terrestre. Comme ces mesures sont intégrées dans le temps, un réseau de pyranomètres fournira, heure par heure, des données d'irradiation solaire exprimées en Wh/m^2 en chaque point de ce réseau. Par contre, les images prises par un satellite météorologique, résultent de l'observation de grandes surfaces à des instants précis fixés en fonction de la cadence d'acquisition des images qui est d'une image toutes les demi heures pour les images Météosat à haute résolution. Aussi, les données solaires extraites de ces images, représentent les valeurs de l'intensité de radiation solaire exprimées en W/m^2 , obtenues au même instant pour chaque pixel représentant chacun des points de la surface observée. Autrement dit, nous disposons de la répartition des données au sol au cours du temps en chaque point de mesure du réseau météorologique alors que nous connaissons la distribution des données satellitaires sur toute la surface observée à chaque instant de la cadence de prise de vue des images. Pour pouvoir comparer les données solaires extraites des images aux mesures au sol et ensuite, les utiliser

lors d'applications solaires, il est indispensable de traduire les intensités de radiation en flux d'irradiation solaire. Compte tenu du nombre élevé des couples de données à traiter, nous pouvons exploiter les propriétés d'ergodicité du rayonnement solaire pour réaliser une telle transformation. En effet, Les indices k_t et n peuvent être considérés comme étant des processus aléatoire variant dans l'espace de la même façon que dans le temps à condition de respecter les conditions imposées par la loi des grands nombre. Par conséquent, il suffit de choisir la taille de la fenêtre d'analyse des pixels de l'image de façon que les échantillons de données soient suffisamment nombreux et que leur moyenne dans le temps devienne égale à celle calculée dans l'espace. Dans ce cas, on obtient l'indice d'ennuagement qui caractérise, en moyenne, l'obscurcissement de cette maille par des nuages pendant l'intervalle de temps séparant deux images successives [19,45].

Dans une première étape, nous avons calculé la moyenne de l'indice d'ennuagement dans une fenêtre carrée centrée sur chacun des pixels des images HR à traiter. Cette fenêtre est de taille $n = 2d + 1$, où d est la distance séparant un pixel donné du pixel représentatif de l'une des 25 stations de mesure. Notons que la résolution de chacune de ces images au dessus de la région étudiée, est pratiquement de $2,5 \times 4 \text{ km}^2$. On trouve que la corrélation entre l'indice d'ennuagement et l'indice de clarté devient maximum pour $d = 5$, c'est-à-dire avec une fenêtre carrée de 11×11 pixels. Dans une seconde étape, le traitement est effectué à l'aide d'une fenêtre rectangulaire de 9×13 pixels centrée autour du point de mesure. Dans ce cas, on obtient une nette augmentation de la corrélation entre les indices k_t et n . Cette analyse effectuée sur des images Wefax a donné des résultats similaires. La table VII illustre les résultats obtenus avec les deux sortes de fenêtre pour les deux types d'images.

Taille de la fenêtre d'analyse	Type d'images	Coefficient de corrélation (k_t , n) mois par mois					
		Juillet	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
11x11	HR	- 0,85	- 0,87	- 0,85	- 0,76	- 0,72	- 0,85
	Wefax	- 0,87	- 0,86	- 0,87	- 0,84	- 0,77	- 0,87
9x13	HR	- 0,85	- 0,89	- 0,88	- 0,81	- 0,78	- 0,84
	Wefax	- 0,87	- 0,88	- 0,89	- 0,89	- 0,81	- 0,88

Table VII. Coefficient de corrélation entre les indices (n) et (k_t), obtenu avec deux fenêtres d'analyse centrées sur chaque station de mesure et pour différents mois de l'année.

Après cette analyse, les nuages de points (k_t , n) ont été classés en fonction de la hauteur (h_s) du Soleil en considérant six classes qui sont :

$$\begin{aligned} 10^\circ \leq h_s < 20^\circ & \quad , \quad 20^\circ \leq h_s < 30^\circ & \quad , \quad 30^\circ \leq h_s < 40^\circ & \quad , \\ 40^\circ \leq h_s < 50^\circ & \quad , \quad 50^\circ \leq h_s < 60^\circ & \quad , \quad 60^\circ \leq h_s < 90^\circ . \end{aligned}$$

Notons que pour calculer les paramètres du modèle SICIC, nous avons utilisé plus de 36 000 couples de valeurs (k_t , n) extraits des données horaires collectées au sol par les 25 stations de Météo – France et des images HR prises chaque jour de 8h à 16 h UTC par M2téosat durant la période allant d’août à décembre 1994 (soit, neuf images par jour). Dans ce cas, nous avons obtenu les diagrammes de la fig. 40 qui donnent la répartition des points (k_t , n) en fonction de ces six classes et qui montrent l’existence d’une forte corrélation entre l’indice de clarté et l’indice d’ennuagement correspondant.

D’après ces diagrammes, l’indice de clarté croît, en moyenne, avec la hauteur du Soleil, ceci pour une valeur donnée de l’indice d’ennuagement. Une analyse grossière des nuages de points met en évidence deux états importants de l’atmosphère: le ciel clair et le ciel couvert. Par ciel clair, l’indice d’ennuagement est pratiquement nul alors que l’indice de clarté vaut pratiquement un. Mais, lorsque le ciel est complètement couvert, il devient proche de l’unité. Pour discriminer ces deux états, nous avons procédé par seuillage de l’histogramme des indices d’ennuagement. La méthode que nous avons utilisée, est celle initialement élaborée par Ostu en 1979 pour analyser l’histogramme des niveaux de gris dans le cas d’images de référence [63].

De façon générale, l’histogramme des indices d’ennuagement étant formé de N classes, le critère de séparation en deux classes distinctes pour une portion donnée de celui-ci, revient à maximiser la variance interclasse et à déterminer la valeur du seuil recherché. Dans notre cas, cet histogramme est composé de 1000 classes élémentaires ayant chacune une étendue égale à 0,001. En recherchant les valeurs de l’indice d’ennuagement où la variance interclasse devient maximum, on obtient alors deux seuils: un seuil bas (n_c) et un seuil haut (n_o). Dans ces conditions, ces deux seuils permettent de distinguer les trois états de l’atmosphère:

- Ciel clair si $n \leq n_c$,
- Ciel partiellement couvert si $n_c < n < n_o$,
- Ciel complètement couvert si $n \geq n_o$.

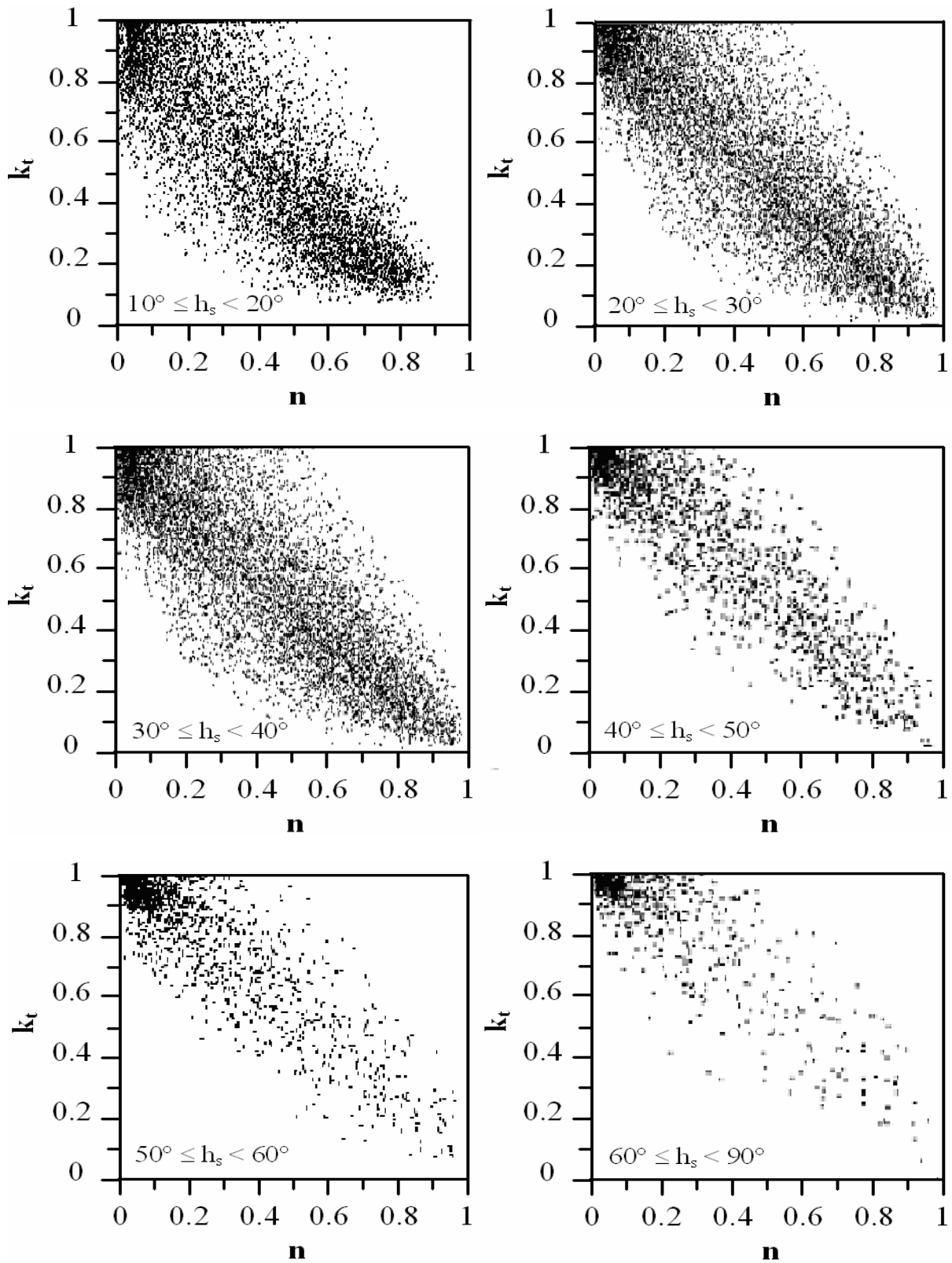


Fig. 40. Nuages de points (n, k_t) obtenus pour six classes de hauteur du Soleil en utilisant les données issues des images HR et des mesures effectuées dans 25 sites français.

Pour chacune des six classes de hauteur du Soleil, nous avons donc calculé la variance interclasse de la distribution de l'indice d'ennuagement au voisinage de zéro (ciel clair) et de l'unité (ciel complètement couvert) respectivement à l'aide de l'algorithme d'Ostu. La fig. 41 illustre la distribution des fréquences absolues des indices d'ennuagement évalués pour l'ensemble des images HR lorsque $10^\circ \leq h_s < 20^\circ$ et la fig. 42 décrit l'évolution de la variance interclasse (v_{in}) déduite de cette distribution.

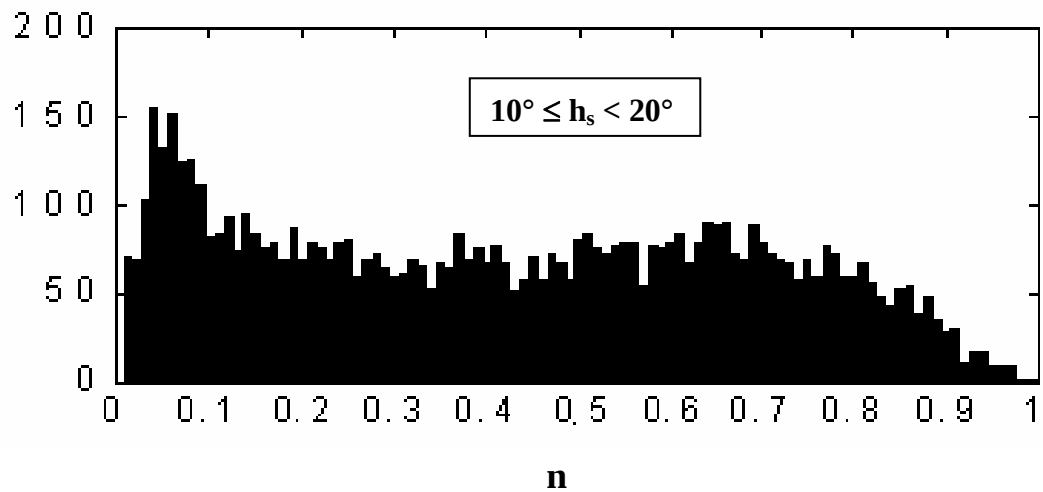


Fig. 41. Histogramme des indices d'ennuagement (n) pour les images HR.

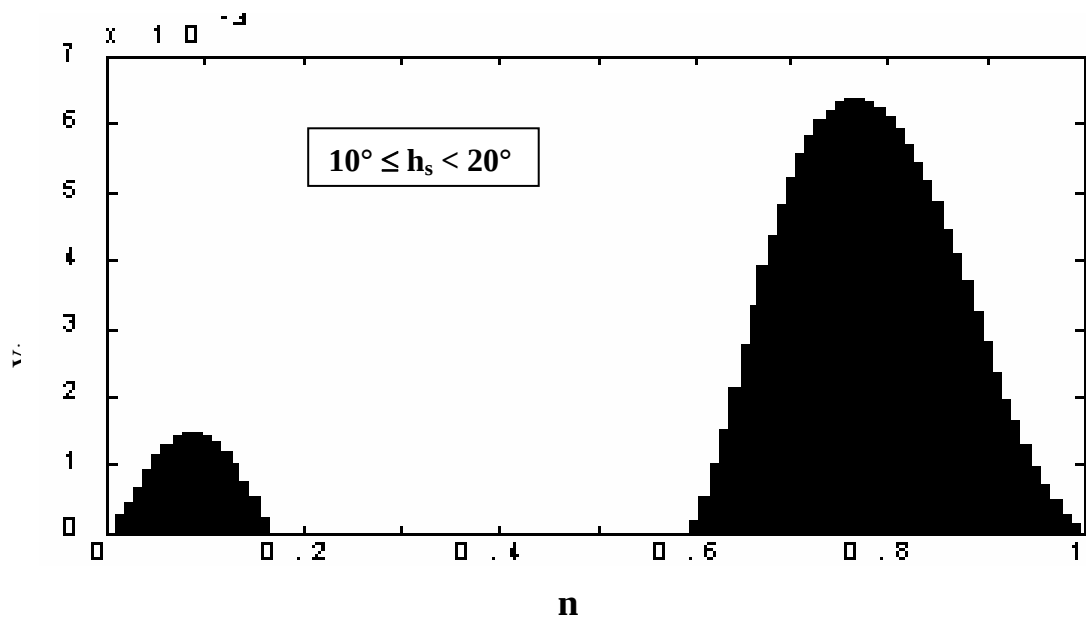


Fig. 42. Variance interclasse (v_{in}) en fonction de l'indice d'ennuagement pour les images HR.

Pour chacune des six classes de hauteur du Soleil considérées, on obtient deux maximums de la variance expliquée qui se produisent respectivement à deux valeurs caractéristiques de l'indice d'ennuagement. Comme nous l'avons expliqué précédemment, ces deux valeurs sont choisies pour jouer respectivement le rôle de seuil bas (n_c) et de seuil haut (n_o). La fig. 43 donne les courbes de variations de ces deux seuils en fonction de l'angle d'élévation solaire (h_s) obtenues en traitant les images HR.

Pour chaque classe de hauteur du Soleil, il en résulte que le nuage de points (k_t, n) est subdivisé en trois zones par les deux seuils n_c et n_o . Après ajustement linéaire des points appartenant à chacune de ces trois zones, on obtient les coefficients de régression b_c , b_{pc} et b_o et une relation entre l'indice de clarté et l'indice d'ennuagement. Dans le cas des images HR, on obtient les courbes de la fig. 44 qui décrivent les variations des coefficients b_c , b_{pc} et b_o avec la hauteur du Soleil.

Le lissage de ces courbes par des polynômes permet de trouver l'expression mathématique des trois coefficients de régression. Pour les images HR, le modèle SICIC s'écrit :

$$b_c = \exp [- 9.5 h_s^3 + 22 h_s^2 - 17 h_s + 4.3] \quad \text{si} \quad n \leq n_c \quad (4 - 5)$$

$$b_{pc} = - 1 + 0.06 h_s \quad \text{si} \quad n_c < n < n_o \quad (4 - 6)$$

$$b_o = 0.8 h_s^3 - 2.8 h_s^2 + 2.5 h_s - 0.05 \quad \text{si} \quad n \geq n_o \quad (4 - 7)$$

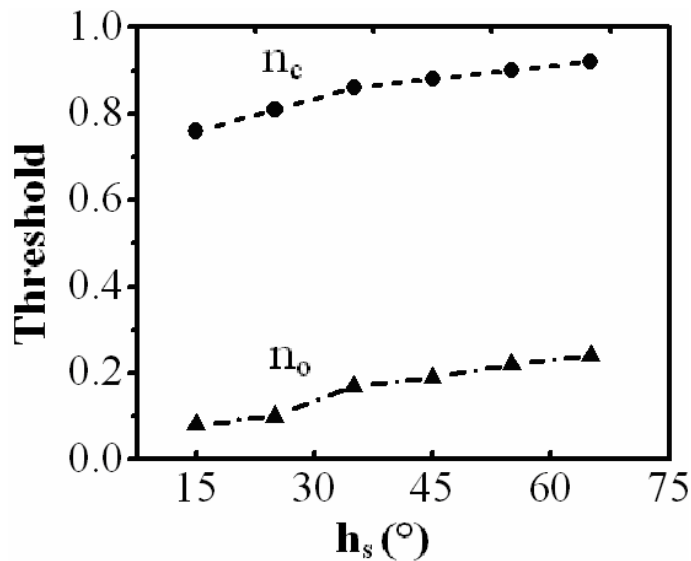


Fig. 43. Seuils n_c et n_o (sans dimensions) du modèle SICIC obtenus avec des images HR en fonction de la hauteur du Soleil h_s (°).

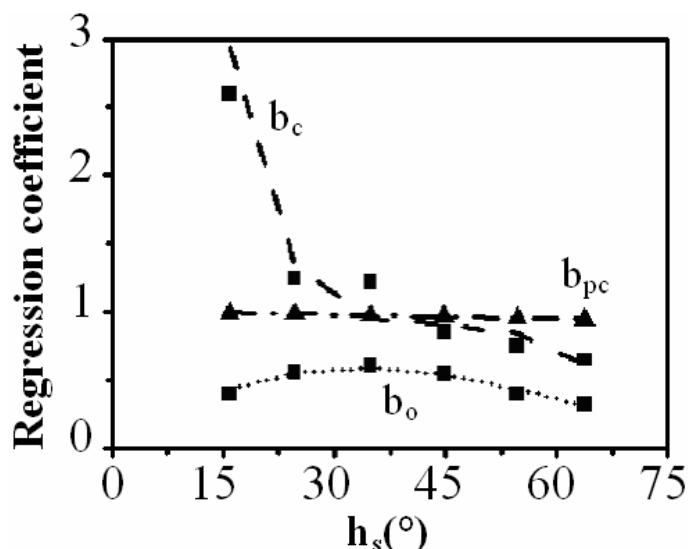


Fig. 44. Coefficients de régression b_c , b_{pc} , b_o (sans dimensions) du modèle SICIC obtenus avec des images HR en fonction de l'altitude du Soleil h_s ($^{\circ}$).

4.4. Estimation du flux global d'irradiation solaire

Pour tester la validité du modèle SICIC ainsi établi, nous avons traité un autre ensemble de données formé de près de 25 000 couples de valeurs (k_t , n) déduits des observations faites par les 25 stations françaises et par Météosat (soit 9 images HR/jour) pendant la période allant de février à juin 1995. Après avoir utilisé les équations allant de (4- 1) à (4 – 7), on obtient alors les diagrammes de la fig. 45 qui illustrent les variations de l'indice de clarté horaire k_t en fonction de l'angle d'élévation solaire h_s .

Ces diagrammes mettent en évidence une bonne concordance des mesures au sol du rayonnement solaire et des estimations résultant du traitement des images HR à l'aide du modèle SICIC.

Les expressions (2 – 18), (2 – 19) et (2 – 20) ont ensuite été employées pour calculer le coefficient de corrélation (C) entre les estimations et les mesures, l'écart quadratique RMSE et l'erreur de biais BE, tout aussi bien à l'échelle horaire qu'à l'échelle journalière. Les résultats obtenus à l'échelle horaire, sont illustrés par la courbe de la fig. 46 qui décrit les variations de RMSE avec la hauteur du Soleil. Cette courbe indique notamment qu'avec SICIC, RMSE décroît rapidement de 32 % à 11 % lorsque l'angle d'élévation solaire augmente de 15° à 75° .

A l'échelle journalière, les résultats du traitement des images HR au moyen de SICIC sont répertoriés dans la table VIII. Cette table montre notamment que l'écart RMSE varie 7 % à 23 % en fonction des mois composant la période 1994/95. Elle indique aussi que la

corrélation entre les mesures et les estimations est très forte car les valeurs du coefficient (C) dépassent 90 % dans la plupart des cas et que l'erreur de biais se situe entre 0,1 et 8 % traduisant ainsi une légère sous-estimation du flux global d'irradiation solaire.

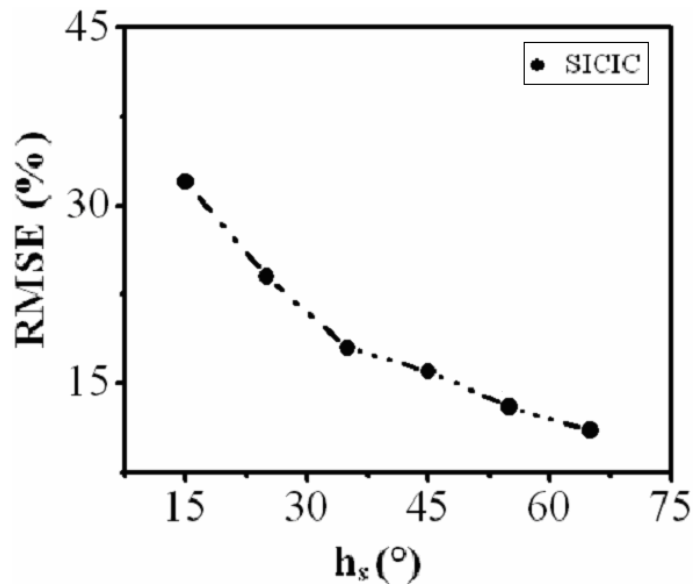


Fig 45. Valeurs horaires de l'indice de clarté (k_t) obtenues au sol et estimées par traitement d'images HR à l'aide de SICIC et leurs variations avec la hauteur du Soleil (h_s).

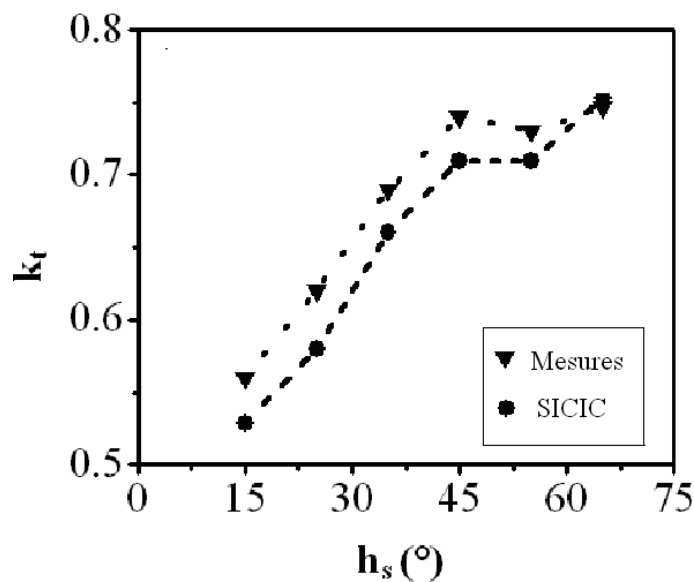


Fig. 46. Variations de l'écart en moyenne quadratique (RMSE) en fonction de la hauteur du Soleil, dans le cas d'images HR traitées avec SICIC.

Paramètres	1994						1995			
	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Fevr.	Mars	Mai	Juin
RMSE (%)	7,5	9	14,4	15,2	22,9	22,2	23,3	16,6	9,4	10.2
C	0,92	0,95	0,89	0,88	0,91	0,94	0,89	0,92	0,97	0,95
BE (%)	0,1	2,1	3	0,4	6,1	8	7	3,2	1,4	2

TableVIII. Ecart quadratique moyen (RMSE), coefficient de corrélation (C) et erreur de biais (BE) obtenus pour les données journalières d'irradiation solaire en traitant des images HR avec SICIC.

4.5. Discussion

Les résultats obtenus avec SICIC sur des images HR mettent en évidence une amélioration sensible de l'évaluation du flux global d'irradiation solaire arrivant sur une surface horizontale. Cette amélioration est exprimée, à la fois, par les fortes valeurs du coefficient de corrélation entre les mesures et les estimations et par la réduction de l'écart RMSE et de l'erreur de biais qui apparaît nettement tout aussi bien à l'échelle horaire qu'à l'échelle journalière.

De tels résultats sont essentiellement dus à la façon dont a été conçu le modèle SICIC pour prendre en compte de la variabilité horaire de la composante globale du rayonnement solaire.

Après que nous ayons prouvé la validité de SICIC grâce au traitement des images HR de la période 1994/95, il nous reste, d'une part, à apprécier la performance de ce modèle comparativement à celle de GISTEL et, d'autre part, à l'étendre au traitement d'autres types d'images satellitaires. Ce sont de telles préoccupations qui seront abordées dans le cinquième chapitre.

CHAPITRE 5 : ANALYSE DE LA PERFORMANCE DU MODELE SICIC

5.1. Etude comparative des modèles GISTEL ET SICIC

Maintenant, nous voulons savoir comment se positionne le modèle SICIC par rapport au modèle GISTEL pris comme référence. Pour résoudre cette question, nous avons comparé, dans une première étape, les résultats obtenus sur les images HR avec ces deux modèles.

Pour faciliter cette comparaison à l'échelle horaire, nous avons regroupé les résultats déjà présentés dans les figs. 38 et 45 en une seule figure. Cette dernière est la fig. 47 qui donne les valeurs de k_t déduites des mesures au sol et celles obtenues après traitement des données (k_t , n) à l'aide des modèles SICIC et GISTEL pour les différents angles d'élévation solaire. Elle indique globalement une bonne concordance entre les mesures de k_t au sol et les estimations faites SICIC, tandis que GISTEL conduit à d'importants écarts surtout aux faibles valeurs de l'élévation solaire. De plus, l'analyse de l'erreur d'estimation en moyenne quadratique (RMSE), de l'erreur de biais (BE) et du coefficient de corrélation (C) entre les valeurs mesurées et estimées de l'indice de clarté k_t confirme que le modèle SICIC présente de meilleures performances que le modèle GISTEL. Ainsi, RMSE varie de 11 à 32 % pour SICIC et de 14 à 42 % pour GISTEL quand l'angle d'élévation solaire décroît de 75 ° à 15 ° (voir figs. 39 et 46).

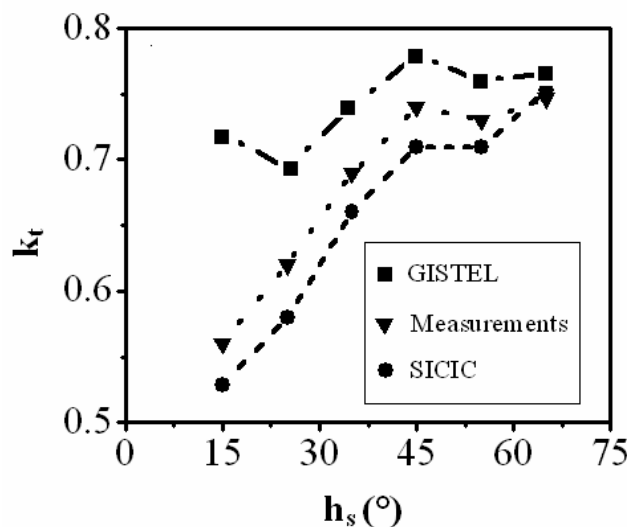


Fig. 47. Valeurs horaires de l'indice de clarté k_t (sans dimensions) en fonction de l'angle d'élévation solaire h_s (°) : Valeurs mesurées au sol ($\blacktriangledown$), valeurs estimées avec GISTEL ($\blacksquare$) et valeurs estimées avec SICIC ($\bullet$).

A l'échelle journalière, SICIC donne aussi de meilleurs résultats que GISTEL. En effet, en comparant les tables VI et VIII, on constate que l'erreur d'estimation se situe, en moyenne quadratique, entre 7 % et 23 % pour SICIC alors que pour GISTEL, elle est beaucoup plus élevée car elle varie de 9 % à 31 % en fonction des mois de la période 1994/95. Ces deux tables indiquent également que les valeurs du coefficient de corrélation (C) sont plus fortes pour SICIC car elles s'étendent de 88 % à 97 % tandis que pour GISTEL, elles vont de 81 % à 94 %. Avec SICIC, l'erreur de biais est d'amplitude beaucoup plus réduite, car elle va de 0,1 % à 8 % alors qu'avec GISTEL, cette erreur s'étend de - 15,8 % à - 3,6 %.

L'importance de la corrélation entre les valeurs estimées et mesurées et de l'effet de biais est mise en évidence par les diagrammes des figs. 48, 49, 50 et 51. Ces diagrammes illustrent les résultats obtenus en traitant les images HR avec SICIC et GISTEL respectivement. Ils donnent les valeurs ($G_{\text{est.}}$) estimées à l'aide de ces modèles, en fonction des mesures ($G_{\text{meas.}}$) de la composante globale du flux d'irradiation solaire obtenues, jour par jour, pour chacun des mois de la période 1994/95. Quel que soit le mois considéré, on observe sur ces diagrammes qu'avec GISTEL, les faibles valeurs du flux global d'irradiation solaire sont sur-estimées, qu'aucun couple de données ($G_{\text{est.}}$, $G_{\text{meas.}}$) n'apparaît au dessous de 0,5 kWh/m² par jour et que le nuage de points est fortement dispersé. Par contre, SICIC donne une meilleure distribution du nuage de points car ce dernier est beaucoup mieux réparti sur la droite idéale inclinée à 45° et il s'étend quasiment de 0,2 à 2,5 kWh/m² par jour.

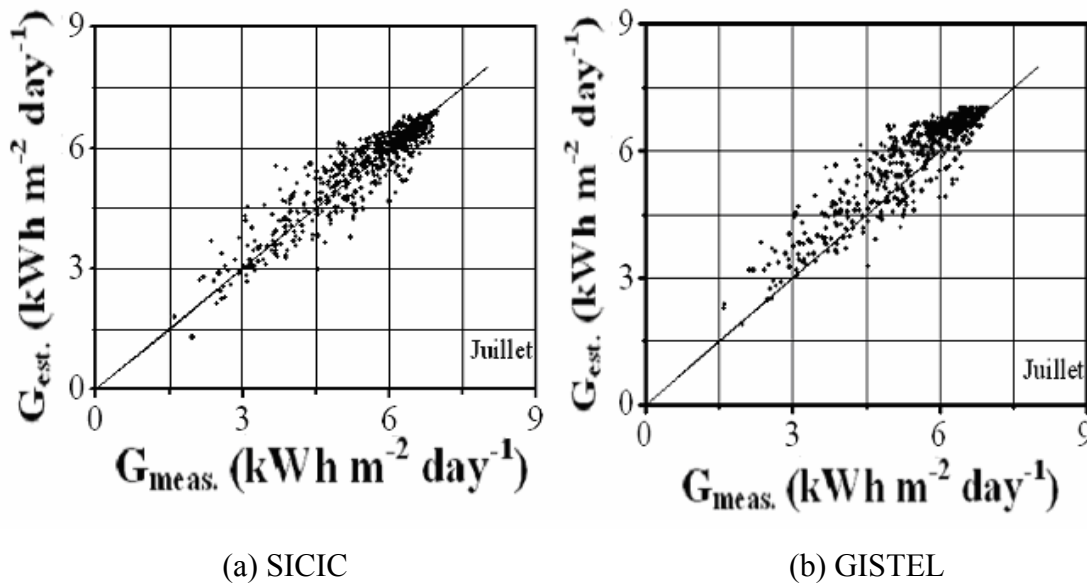


Fig. 48. Diagrammes des valeurs ($G_{\text{est.}}$) et ($G_{\text{meas.}}$) du flux global d'irradiation solaire, obtenus à l'échelle journalière en utilisant SICIC et GISTEL respectivement.

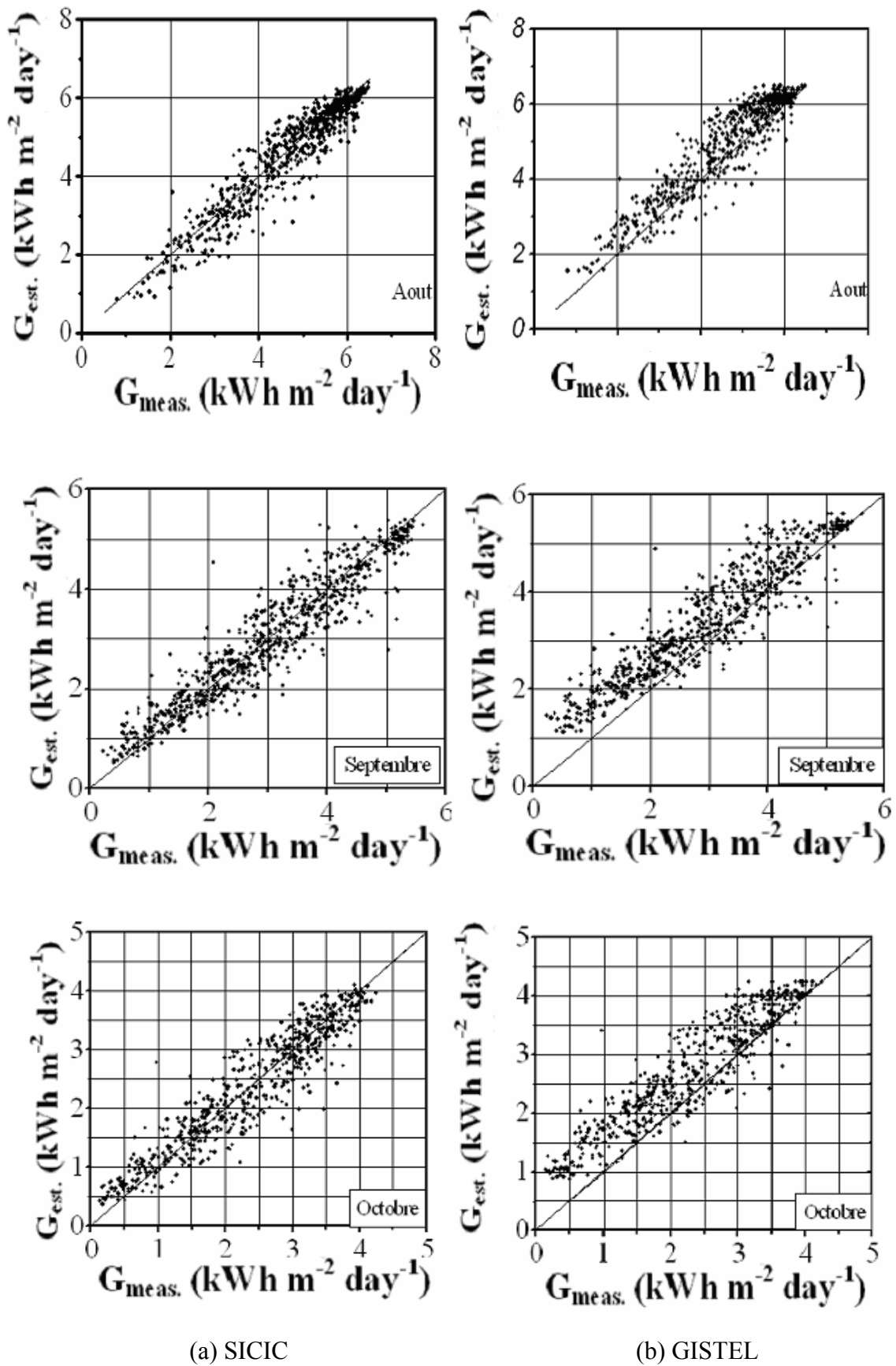


Fig. 49. Diagrammes des valeurs ($G_{\text{est.}}$) et ($G_{\text{meas.}}$) du flux global d'irradiation solaire, obtenus à l'échelle journalière en utilisant SICIC et GISTEL respectivement.

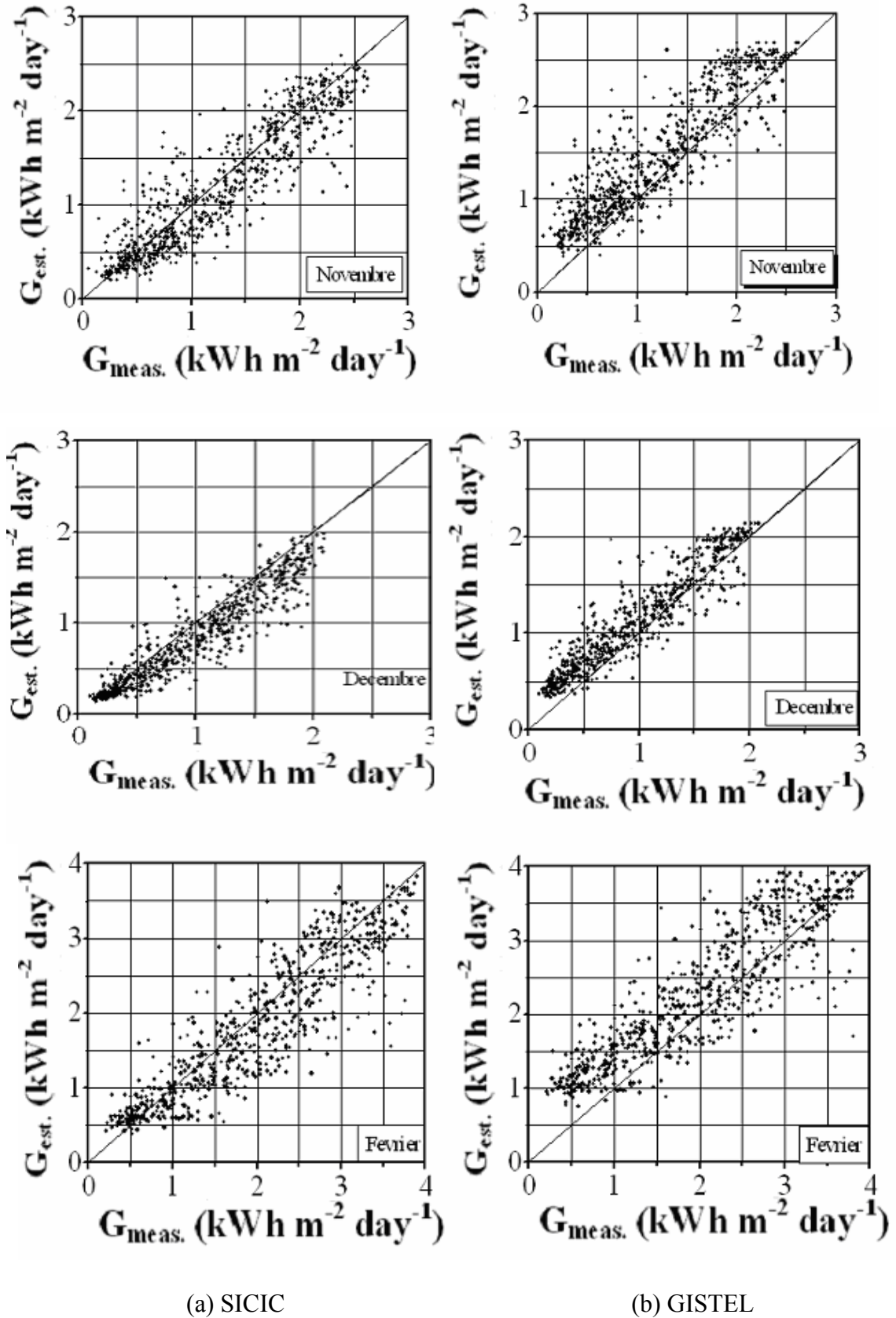


Fig. 50. Diagrammes des valeurs ($G_{\text{est.}}$) et ($G_{\text{meas.}}$) du flux global d'irradiation solaire, obtenus à l'échelle journalière en utilisant SICIC et GISTEL respectivement.

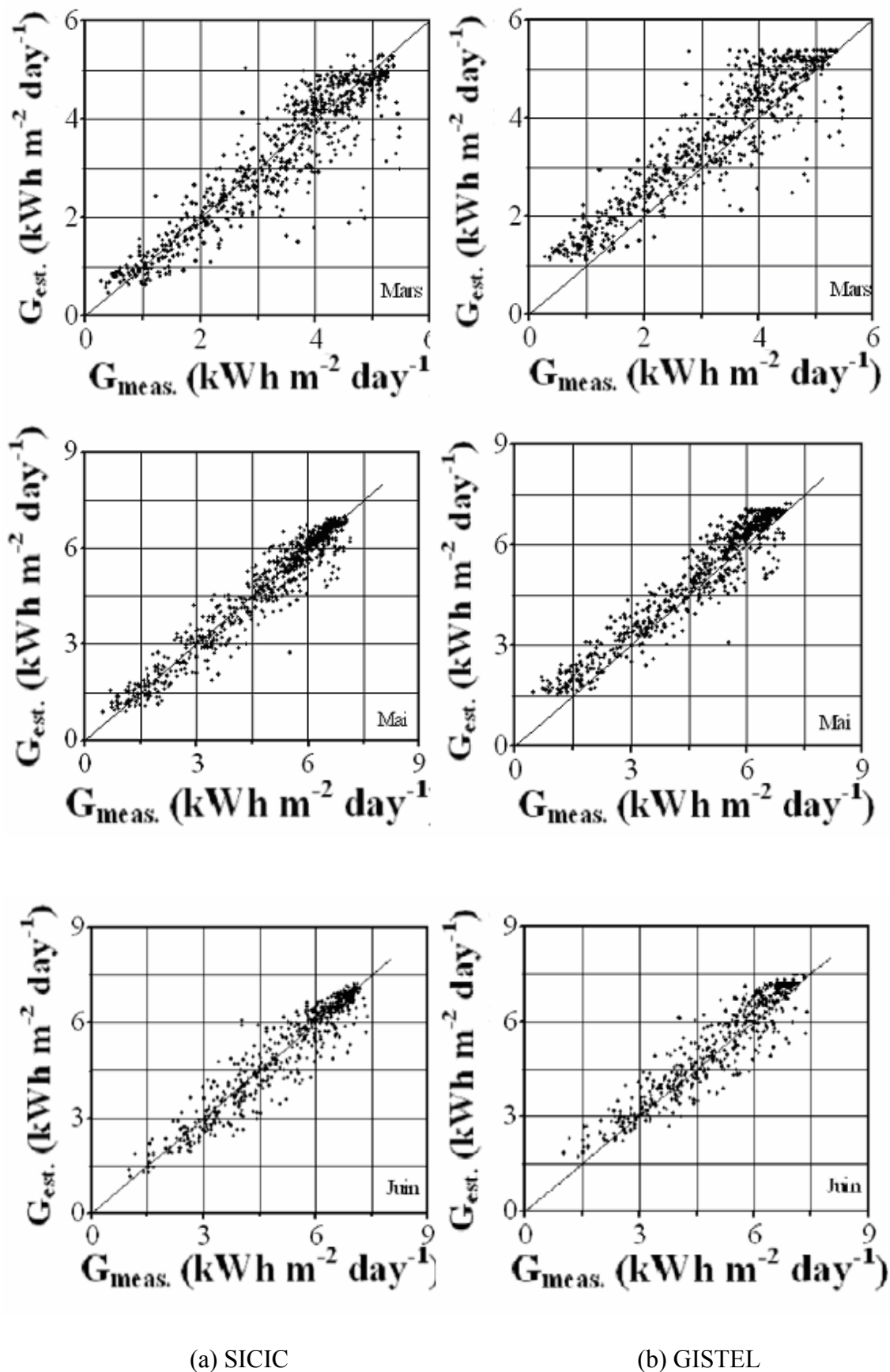


Fig. 51. Diagrammes des valeurs ($G_{\text{est.}}$) et ($G_{\text{meas.}}$) du flux global d'irradiation solaire, obtenus à l'échelle journalière en utilisant SICIC et GISTEL respectivement.

5.2 Application aux images Wefax

Les images Wefax collectées pendant la période 1994/95 par Météosat, ont subi un traitement similaire à celui des images HR, tel que décrit dans le chapitre 4. Cependant, lors du calcul des paramètres du modèle SICIC en utilisant ce type d'images, nous avons trouvé qu'il était indispensable de procéder à une transformation appropriée de la variable h_s pour obtenir les paramètres b_c , b_{pc} et b_o . Cette transformation consiste à remplacer la hauteur du Soleil h_s par un paramètre ($h_s^{(W)}$) dans les équations (4 - 2), (4 - 3), (4 - 4), (4 - 5), (4 - 6) et (4 - 7) décrivant le modèle SICIC. Selon le type d'atmosphère, ce paramètre s'écrit:

- Ciel clair ($n \leq n_c$) :
$$h_s^{(W)} = 1,06 h_s^{1.1} \quad (4 - 8)$$

- Ciel partiellement couvert ($n_c < n < n_o$) :
$$h_s^{(W)} = 3,5 h_s \quad (4 - 9)$$

- Ciel complètement couvert ($n \geq n_o$) :
$$h_s^{(W)} = 0,62 (h_s + 3.5)^{0.96} \quad (4 - 10)$$

Les valeurs numériques des paramètres du modèle SICIC sont données par la table IX pour les différentes classes de hauteur du Soleil et la fig. 52 permet de comparer les variations des paramètres résultant respectivement du traitement des images HR et Wefax à l'aide de ce modèle.

Hauteur du soleil	n_c	n_o	b_{cw}	b_{pcw}	b_{ow}
$10^\circ \leq h_s < 20^\circ$	0,05	0,70	4,6	0,95	0,45
$20^\circ \leq h_s < 30^\circ$	0,10	0,80	1,7	0,92	0,65
$30^\circ \leq h_s < 40^\circ$	0,15	0,85	1,07	0,90	0,98
$40^\circ \leq h_s < 50^\circ$	0,20	0,88	0,80	0,86	1,1
$50^\circ \leq h_s < 60^\circ$	0,22	0,90	0,54	0,76	1,8
$60^\circ \leq h_s < 90^\circ$	0,25	0,92	0,48	0,74	2,05

Table IX. Paramètres du modèle SICIC obtenus pour différentes hauteurs du Soleil par traitement des images Wefax.

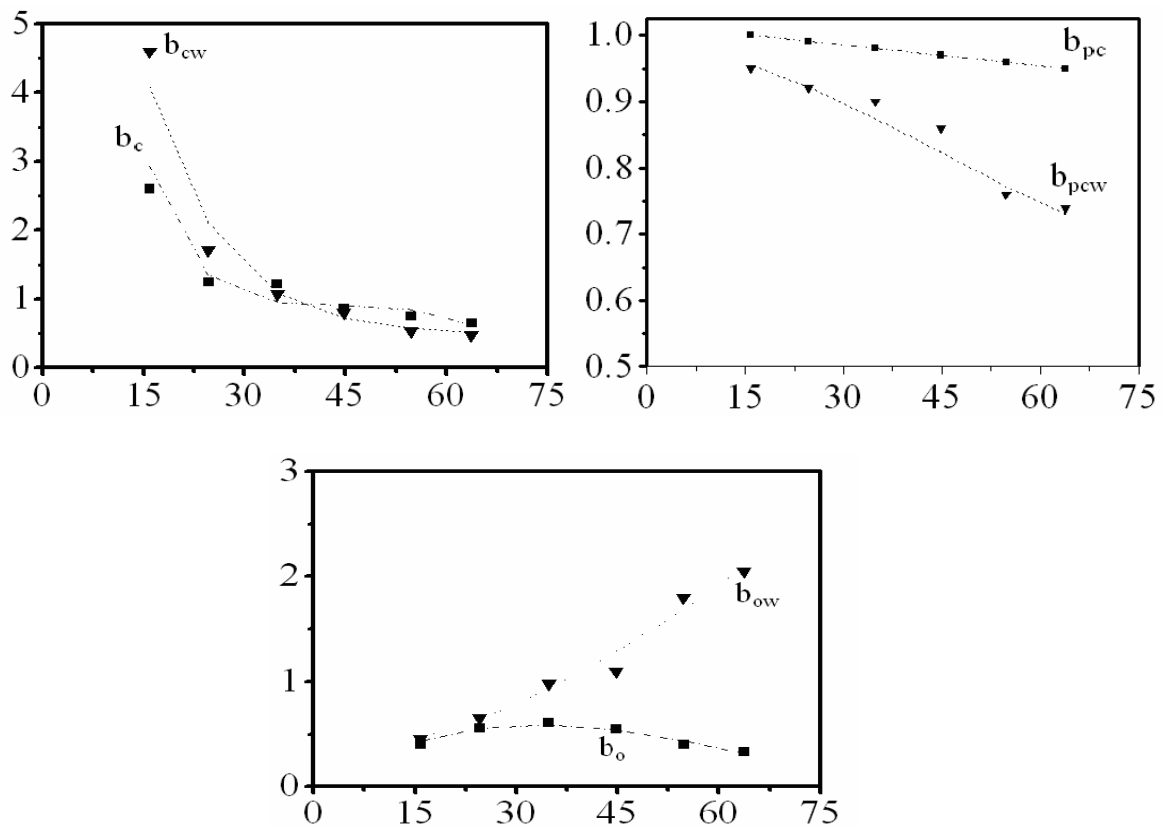


Fig. 52. Paramètres du modèle SICIC résultant respectivement du traitement des images HR et Wefax.

Ces diagrammes mettent en évidence qu'en période de ciel clair, les images Wefax et HR donnent quasiment la même information radiométrique. Mais, en périodes de ciel partiellement couvert et de ciel complètement couvert, les paramètres de régression diffèrent sensiblement entre les deux types d'image. Cette divergence qui marque la présence de nuages dans le ciel, s'explique par la différence des échelles de brillance entre les images Wefax et HR dans la zone des fortes valeurs. En effet, l'analyse de la distribution des brillances observées sur les deux types d'images acquises à des heures très proches, montre que l'échelle des brillances des images Wefax s'étale jusqu'à 255 alors que celle observée sur les images HR dépasse rarement 180.

Dans la table X, nous avons reporté les valeurs numériques de l'écart RMSE, de l'erreur BE) et du coefficient de corrélation C obtenues à l'échelle journalière pour chacun des mois de la période 1994/95 en traitant les images Wefax enregistrées pendant cette période. Puis, nous avons comparé ces valeurs à celles indiquées dans la table VI. On trouve que comme pour les images HR, l'application de SICIC aux images Wefax donne de meilleurs résultats qu'avec GISTEL.

Paramètres	1994						1995			
	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Fevr.	Mars	Mai	Juin
RMSE (%)	9,2	11,2	15,2	16,7	27,7	24,8	19,3	14,6	10,3	10,2
C	0,91	0,93	0,94	0,93	0,89	0,94	0,91	0,94	0,97	0,94
BE (%)	0,9	2	-0,2	5	12	19	2	4	0,6	2

Table X. Ecart quadratique moyen (RMSE), coefficient de corrélation (C) et erreur de biais (BE) obtenus pour les données journalières d'irradiation solaire en traitant des images Wefax avec SICIC.

En effet, avec SICIC, les valeurs du coefficient de corrélation (C) sont beaucoup plus fortes et dépassent presque toutes 90 % tandis que les écarts RMSE et BE sont beaucoup plus réduits. En outre, ce modèle accuse une légère sous – estimation des données d'irradiation solaire.

5.3. Application aux images Météosat de type B2.

Après l'avoir calibré grâce aux données solaires collectées par les 25 stations françaises indiquées dans la table II, le modèle SICIC a été appliqué à trois sites algériens, à savoir, Alger (Nord), Bechar (Sud) et Tamanrasset (extrême Sud). A cet effet, des images B2 collectées par Météosat pendant la période 89/90, ont été utilisées. Comme ces images sont extraites des images HR, elles ont été traitées en leur appliquant directement les équations qui vont de (4- 1) à (4 – 7) et qui représentent le modèle SICIC pour ce type d'image. En effet, rappelons que les images B2 ont été construites en décimant les pixels des images HR, six par six, le long des lignes et des colonnes, puis en ne gardant, à chaque fois, qu'un seul pixel parmi trente six. Les images B2 qui couvrent notre zone d'étude, se composent alors de 150x170 pixels.

Avec ces images, les résultats obtenus sont aussi satisfaisants car le flux global d'irradiation solaire a été généré à l'aide de notre modèle, à l'échelle journalière, avec une erreur (RMSE) qui est pratiquement de 19 % pour Alger, de 14 % pour Bechar et 11 % pour Tamanrasset. La fig. 53 représente les diagrammes des valeurs estimées au moyen de SICIC

en fonction des mesures journalières de la composante globale du flux d'irradiation solaire pour les sites de Bouzaréah (Alger) [36,80 N ; 3,02 E] et de Tamanrasset [22,60 N ; 6,13 E].

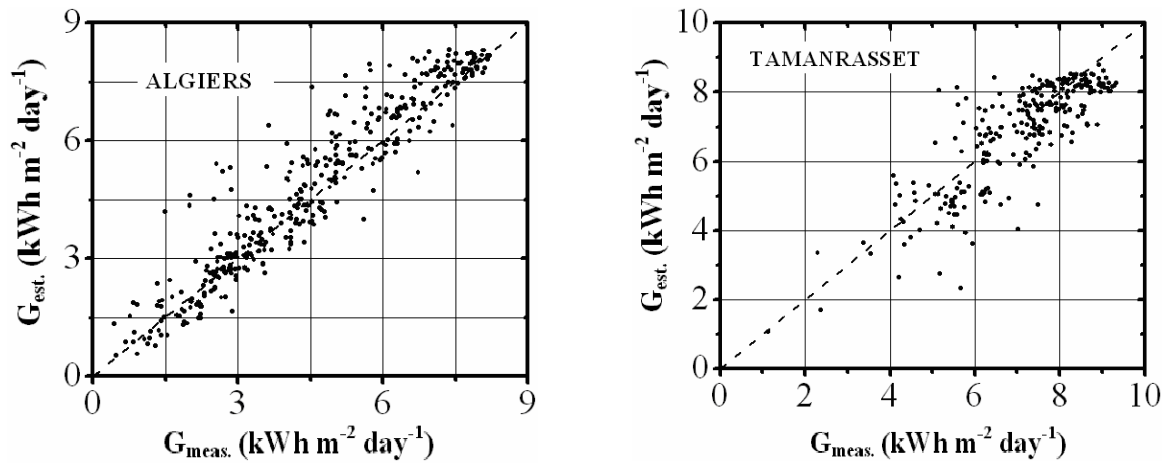


Fig. 53. Diagrammes des valeurs estimées ($G_{est.}$) et mesurées ($G_{meas.}$) du flux global d'irradiation solaire à l'échelle journalière, obtenus pour les sites d'Alger et de Tamanrasset en traitant des images B2 au moyen de SICIC.

Ces diagrammes mettent en évidence un bon accord entre les mesures et les estimations du flux global d'irradiation solaire effectuées avec SICIC. Les nuages de points sont concentrés autour de la droite à 45° et le coefficient de réflexion est supérieur à 80 %. En fait, ces deux diagrammes illustrent le type de climat qui prévaut dans les régions étudiées.

Pour Alger, les points ($G_{meas.}, G_{est.}$) sont presque tous uniformément distribués de 0,5 to 8,5 kWh/m² par jour le long de la droite idéale, exprimant ainsi la forte variabilité du rayonnement solaire causée par le climat Méditerranéen. Pour Tamanrasset, les données solaires sont beaucoup plus concentrées vers les grandes valeurs du rayonnement solaire, caractérisant alors le climat sub-tropical observé dans cette région.

CONCLUSION

Les deux approches que nous avons développées dans le cadre de notre travail, permettent d'estimer le flux global d'irradiation solaire en n'importe quel point de l'Algérie et de la France, à l'échelle de l'heure et de la journée, avec une précision satisfaisante. Ces approches qui sont complémentaires, tiennent compte de la variabilité horaire du rayonnement solaire. Elles se sont concrétisées par l'élaboration de deux modèles d'estimation du gisement solaire.

L'un de ces modèles est basé sur l'analyse des propriétés statistiques du rayonnement consistant à exploiter directement les données radiométriques et météorologiques collectées au sol. De façon générale, il permet de reproduire toutes les composantes du rayonnement solaire en un endroit donné de la surface terrestre pour diverses inclinaisons des capteurs solaires, à des échelles de temps courtes et sur de longues périodes. Bien que la méthodologie employée pour construire ce modèle, se contente de variables d'entrée acquises à des échelles de temps relativement grossières, elle aboutit à une évaluation précise des profils horaires de ce type de rayonnement. En effet, les variables d'entrée que nous avons utilisées, sont essentiellement les moyennes mensuelles des mesures journalières d'insolation publiées dans les bulletins de l'Office National de la Météorologie et les mesures des composantes du rayonnement solaire effectuées dans les stations radiométriques de Bouzareah (Alger), de Béchar et de Tamanrasset. Très brièvement, le modèle statistique ainsi élaboré, a consisté principalement à ajuster les données solaires par des distributions beta, à calculer les corrélations entre les composantes solaires et à appliquer l'analyse en composantes principales à l'ensemble des stations météorologiques du réseau national. D'où, ce modèle nous a permis de générer, heure par heure, la valeur moyenne du flux global d'irradiation solaire reçu sur divers plans inclinés en n'importe quel point de l'Algérie. Les profils horaires du flux global d'irradiation solaire qui en résultent, vont permettre la production de séquences synthétiques de données solaires très utiles à la conception des systèmes de conversion d'énergie solaire équipés de capteurs fixes et à leur implantation en tout point du territoire national. Grâce à ce type de données, l'installation de tels systèmes, à grande échelle, devient possible pour répondre notamment aux besoins des populations en énergie électrique ou thermique systèmes dans les zones désertiques ou dans les sites isolés de notre pays. Remarquons toutefois que ces données ne peuvent guère remplacer les mesures de

Conclusion

rayonnement solaire surtout dans certaines zones soumises à un micro – climat. De plus, elles ne sont pas applicables au dimensionnement des concentrateurs de rayonnement car les données requises dans ce cas, sont des mesures de la composantes directe du rayonnement solaire acquises minute par minute. Par la suite, il serait donc intéressant de poursuivre nos investigations pour adapter notre modèle à la génération de profils de flux direct d'irradiation solaire à l'échelle de la minute.

L'autre modèle que nous avons mis au point, est celui que nous avons appelé SICIC (Solar Irradiation from Cloud Image Classification). Ce modèle repose sur le traitement des images collectées dans le canal visible par le satellite Météosat. A la différence du modèle basé sur le traitement statistique des mesures au sol, l'approche satellitaire offre l'avantage de produire une distribution du rayonnement solaire avec une répartition régulière des points de mesure et une meilleure résolution spatiale. Mais, elle ne permet d'estimer la composante globale du rayonnement solaire que lorsque cette dernière est reçue sur une surface horizontale. Après, il faudrait opérer une transformation comme appliquée aux données au sol, pour obtenir des données solaires collectées sur plan incliné. Cependant, malgré cette contrainte, le modèle SICIC présente de très bonnes performances qui pourront aussi être utilement exploitées pour la conception des systèmes de conversion d'énergie solaire dotés de capteurs fixes. En effet, il donne de meilleurs résultats qu'un modèle standard tel que GISTEL dont l'efficacité a déjà été établie au moins dans une trentaine de l'Europe et de l'Afrique du Nord. Ainsi, après avoir prouvé sa validité lors du traitement des images Météosat à haute résolution, nous avons trouvé que SICIC réduisait l'erreur d'estimation de la composante globale du rayonnement solaire de façon significative. De façon générale, les résultats obtenus avec ce modèle permettent une évaluation précise du gisement solaire en n'importe quel endroit de l'Algérie et doit donc contribuer au développement de tels systèmes surtout dans les régions isolées du pays. Un autre avantage de ce modèle est son caractère universel car d'une part, il n'est pas influencé par le climat observé dans les différentes régions étudiées (climat océanique, continental ou méditerranéen France et méditerranéen, aride ou sub-tropical en Algérie) et d'autre part, son utilisation peut être facilement être généralisée à d'autres types d'images satellitaires. De plus, il permet de se substituer aux stations de mesure au sol et de couvrir toute région dépourvue de mesures solaires à condition de disposer d'images adéquates. A l'instar des autres modèles basés sur le traitement d'images satellitaires, le modèle SICIC donne une bonne estimation de l'intensité de radiation solaire, mais la finesse de l'évaluation du flux global d'irradiation solaire est limitée par la cadence d'acquisition des images. Pour exploiter ce modèle en temps réel et améliorer l'estimation de

Conclusion

l'irradiation solaire, des organismes tels que le C.D.E.R pourraient se doter d'un système de réception d'images Météosat. Ce système qui est relativement peu coûteux, permet maintenant l'acquisition d'images à haute résolution toutes les quinze minutes dans douze canaux différents. Aussi, l'utilisation du modèle SICIC pour traiter cette nouvelle génération d'images Météosat, rend possible la génération de données solaires à des échelles de temps plus courtes que l'heure ou la journée.

Quel que soit la méthode que nous avons adoptée, l'écart entre les valeurs estimées et les mesures au sol est satisfaisant pour la mise en œuvre d'applications solaires. Dans le cas de l'approche satellitaire, cet écart qui est globalement d'environ 10 % ou plus, pourrait être encore réduit si on procédait à une analyse multi- spectrale des images météorologiques. En effet, SICIC a été mis au point en traitant exclusivement des images visibles prises par Météosat. Or, une partie non négligeable du spectre du rayonnement solaire appartient à la gamme infrarouge. En outre, dans cette gamme, vient s'ajouter la contribution du rayonnement terrestre. D'où, il serait intéressant d'analyser globalement les caractéristiques du rayonnement capté par le satellite compte tenu de la présence éventuelle de nuages et par conséquent , de traiter les images prises dans les bandes visible et infrarouge par Météosat. Il s'agirait ensuite de rechercher des modifications de SICIC qui permettraient d'inclure l'information apportée par les images infrarouge et de réduire l'écart existant entre les mesures et les estimations.

Annexe A : Acquisition, transmission et exploitation des images Météosat

A1. Observation météorologique par satellite

La télédétection peut être définie comme étant l'ensemble des connaissances et des techniques permettant d'identifier les divers éléments de l'environnement terrestre à partir de l'observation de leurs caractéristiques spectrales. Ceci implique que le véhicule d'information soit le rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par les objets de la surface de la terre et de l'atmosphère. A cet effet, ce rayonnement est capté par un détecteur placé à bord d'un avion ou d'un satellite suivant un cône de visée d'angle solide Ω .

On parle de télédétection passive si le capteur ne fait que recevoir le rayonnement arrivant au satellite. Dans ce cas, les bandes spectrales détectées par ce type de capteur sont celles de l'optique, à savoir principalement le visible et l'infrarouge. Il existe aussi une télédétection active qui consiste à utiliser des sondeurs tels que les radars et les lidars. Brièvement, le principe de ces appareils est de produire des ondes électromagnétiques en espace libre dans les gammes microondes, infrarouge ou optique, puis de détecter celles-ci lorsqu'elles sont rétrodiffusées par les éléments de l'environnement terrestre.

A2. Les satellites d'observation météorologique

En fonction de leur orbite, on distingue deux sortes de satellites : les satellites à défilement et les satellites géostationnaires.

Les satellites à défilement tels que NOAA ou TIROS, gravitent à basses altitudes entre 100 et 1000 km. Comme ils parcourent leur orbite avec une vitesse de rotation plus grande que celle de la Terre, ils passent périodiquement au dessus d'une même région pendant la journée. Ainsi, le satellite NOAA passe toutes les 12 heures au dessus d'une même région.

Les satellites géostationnaires tels Météosat ou GOES gravitent tous à une altitude proche de 36 000 km. Lorsqu'ils se trouvent à cette orbite, leur vitesse de déplacement est la même que la vitesse de rotation de la Terre sur elle-même. Par suite, ils observent en permanence la même partie du globe terrestre. C'est pourquoi Météosat possède constamment une vision globale du disque terrestre comportant l'Afrique et l'Europe.

A3. Le satellite Météosat

La série des satellites Météosat est de deux sortes : les satellites de première génération lancés à partir de 1977 et ceux de seconde génération mis en orbite depuis l'année 2000.

Les satellites Meteosat font partie d'une couronne de cinq satellites géostationnaires mis en place pour observer tout le globe terrestre dans le cadre du programme GARP (Global Atmospheric Research Program) de l'OMM (Organisation Mondiale de la Météorologie). Ce sont le satellite européen Météosat, les deux satellites américains GOES, un satellite japonais GMS, et un satellite russe GOMS. Le programme Meteosat a été mis en place et financé par l'ESA (Agence Spatiale Européenne) pour répondre aux besoins de la Météorologie. Le premier satellite Météosat a été placé sur orbite en 1977. En fait, le calendrier de mise en service des satellites de première génération est : Météosat 1 de 1977 à 1988, Météosat 2 de 1982 à 1991, Météosat 3 de 1988 à 1995, Météosat 4 de 1989 à 1996, Météosat 5 de 1993 à 1997, Météosat 6 à partir de 1993 et Météosat 7 à partir de 1997.

Le satellite Météosat gravite à une altitude de 36 000 km et il est positionné à l'intersection du méridien de Greenwich et de l'Equateur (latitude = 0°, longitude = 0°). De par sa localisation géographique, il permet la couverture de la surface terrestre entre les latitudes Nord et Sud de 81° avec une faible inclinaison pour les régions situées en Afrique.

Pour l'ancienne génération, le principal élément de ce satellite est un radiomètre multi spectral opérant dans trois canaux différents :

- Un canal visible s'étalant de 0,4 à 1,1 μm , obtenu en juxtaposant deux bandes spectrales des gammes visible et proche infrarouge.
- Un canal infrarouge thermique allant de 10,5 à 12,5 μm .
- Un canal infrarouge s'étendant de 5,7 à 7,1 μm , incluant l'une des bandes d'absorption de la vapeur d'eau.

Le radiomètre se compose d'un télescope qui balaye le disque terrestre ligne par ligne. Le balayage d'une ligne est réalisé d'est en ouest par la rotation du satellite sur lui même. Puis, après chaque rotation, le télescope tourne dans la direction allant du nord au sud et balaye une nouvelle ligne située à 25 km au nord de la précédente. Le parcours complet du disque terrestre se fait alors en 2500 lignes et dure 25 minutes. A la fin de ce balayage, un temps de retour de 5 mn est prévu pour réajuster le télescope à sa position initiale.

L'acquisition d'une image de l'ensemble du disque terrestre dans chaque canal du radiomètre est donc réalisée toutes les demi heures : Ce qui donne un ensemble de 48 images

par jour. Notons que les caractéristiques de ces images sont bien adaptées à l'étude des phénomènes atmosphériques présentant des fluctuations importantes en fonction du temps tels que la caractérisation de la couverture nuageuse ou l'évolution spatio-temporelle du rayonnement solaire.

Les images brutes prises par Météosat sont transmises toutes les 30 mn au Centre Européen de Darmstadt où elles subissent divers traitements et sont archivées ou acheminées par voie hertzienne vers les utilisateurs équipés d'une station de réception Météosat. Trois sortes d'images sont fournies par le Centre de Darmstadt. Ce sont :

- Des images numériques à haute résolution (HR) produites toutes les demi heures. Chaque image visible est formée de 5000x5000 pixels et chaque image infrarouge, de 2500x2500 pixels.
- Des images B2 de 416x416 pixels fournies toutes les trois heures. Ce sont des images réduites du globe terrestre, obtenues en prenant un pixel sur 36 dans des images HR.
- Des images Wefax (Weather Fac Simile) acquises régulièrement par ce satellite dans le canal visible suivant le mode analogique. Le format de ces images est de 800x8000 pixels. La transmission des images Wefax est compatible avec le standard A.P.T (Automatique Picture Transmission) sous lequel sont reçues d'autres images satellitaires.

Les plateformes P.D.U.S (Primary Data User Station) permettent la réception des images HR et les plateformes S.D.U.S (Secondary Data User Station), celle des images Wefax. A titre indicatif, une plateforme P.D.U.S comporte essentiellement une antenne parabolique de 3 m de diamètre, un préamplificateur à 1,7 GHz, un convertisseur de fréquence 1,7 GHz / 137 MHz, un récepteur, un préprocesseur synchro primaire et un logiciel d'acquisition. Un micro ordinateur PC assure la réception, le choix des images et leur visualisation.

Le satellite Météosat de seconde génération (MSG) est devenu à peine opérationnel pour les stations météorologiques dotées d'un récepteur adéquat. C'est un satellite géostationnaire collectant toutes les quinze minutes les images du globe terrestre dans douze canaux différents, soit trois canaux visibles (0,56 à 0,71 μm , 0,56 à 0,71 μm , 0,74 à 0,88 μm), un canal du proche infrarouge (1,5 à 1,78 μm), un canal de l'infrarouge moyen (3,48 à 4,36 μm), deux canaux de l'infrarouge 'vapeur d'eau' (5,35 à 7,15 μm , 6,85 à 7,85 μm) et cinq canaux de l'infrarouge lointain (8,3 à 9,1 μm , 9,38 à 9,94 μm , 9,8 à 11,8 μm , 11 à 13 μm , 12,4 à 14,4 μm).

A3. Calcul des coordonnées géographiques

Lors du traitement des images brutes, le Centre de Darmstadt a prévu de leur superposer un tracé des continents et de repérer l'intersection des coordonnées géographiques. Cependant, une transformation s'avère nécessaire pour faire coïncider les points de l'image avec les latitudes et les longitudes des cartes terrestres.

Soit un point (P) de la Terre repéré par sa latitude et sa longitude et soit (Q), le pixel qui lui correspond sur l'image. Pour un type d'images donné, un ensemble d'algorithmes permet de calculer les coordonnées géographiques du point P correspondant au centre du pixel Q

Pour illustrer ce calcul, prenons l'exemple d'une image visible du globe obtenue à pleine résolution. Cette image apparaît donc comme un tableau de 5000 lignes et de 5000 colonnes. Soit (V), le centre de gravité du satellite, w, la distance du satellite au centre de la Terre (C) et r, le rayon terrestre mesuré à l'équateur.

Le centre de l'image, c'est-à-dire le pixel correspondant au point (A) sous le satellite, de 0° de latitude et de 0° de longitude, est choisi comme origine.

Dans un système de coordonnées à trois dimensions où les axes passent par le centre de la Terre (C), les axes CX et CZ se trouvent dans le plan du méridien d'origine, CX et CY, dans le plan équatorial et CZ le long de l'axe des pôles. D'après la fig. 1A, les coordonnées d'un point (P) de la Terre, de latitude la et de longitude lo sont :

$$Px = r \cos(la) \cos(lo) \quad (A - 1)$$

$$Py = r \cos(la) \sin(lo) \quad (A - 2)$$

$$Pz = r \sin(la) \quad (A - 3)$$

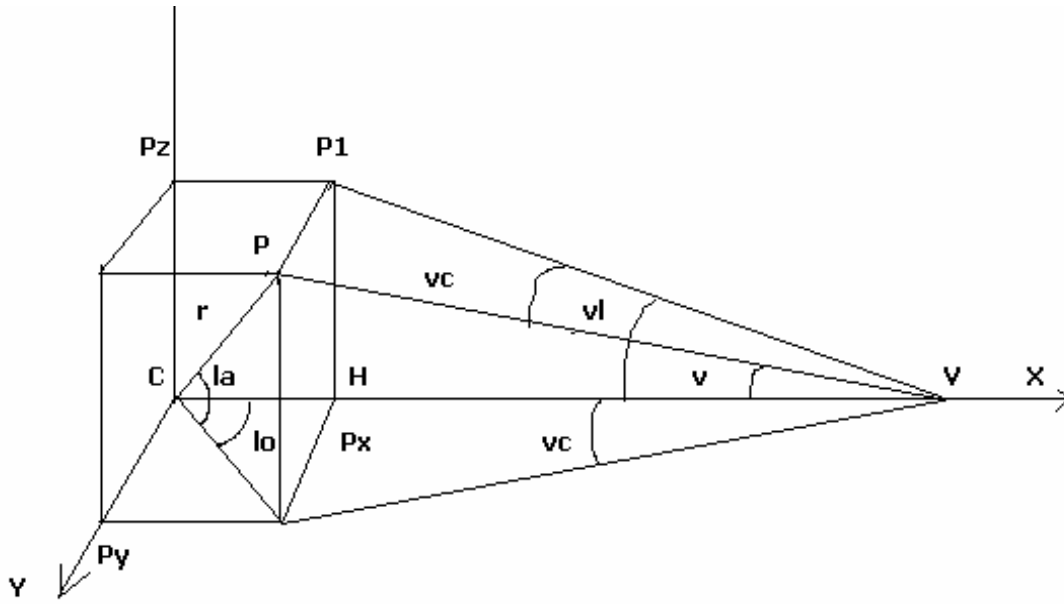


Fig. 1A. Observation d'un point (P) de la Terre par un satellite de centre de gravité (V).

Le satellite Météosat étant positionné au point (V) de coordonnées (w,0,0), la direction de visée VP fait l'angle v avec la direction VC lorsque le capteur du satellite reçoit la lumière réémise par le point P. La projection de VP sur le plan CXZ fait l'angle $v1$ avec VC tandis que la projection de VP sur le plan CXY fait l'angle vc avec CV. On peut donc écrire que:

$$\cos(v) = \cos(v1) \cos(vc). \quad (A - 4)$$

La projection de VP sur OV s'exprime comme étant :

$$VH = \{w - [w^2 - (w^2 - r^2) / \cos^2(sv)]^{1/2}\} \cos^2(v) \quad (A - 5)$$

Les coordonnées du point P deviennent:

$$Px = w - VH \quad (A - 6)$$

$$Py = VH \sin(vc) / \cos(v) \quad (A - 7)$$

$$Pz = VH \sin(v1) / \cos(v) \quad (A - 8)$$

En écrivant les coordonnées géographiques du point P en fonction de P_x , P_y et P_z , on obtient alors:

$$\text{tg}(\text{lo}) = P_y / P_x \quad (\text{A} - 9)$$

$$\sin(\text{la}) = P_z / r_p \quad (\text{A} - 10)$$

avec $r_p = r / (1 + 1/297) = 6256 \text{ km}$ (A - 11)

Notons que la relation (A - 11) tient compte de l'augmentation du rayon terrestre dans le plan équatorial. Les angles v_c et v_l sont liés aux coordonnées du point correspondant de l'image i_c et i_l . Pour une image visible à haute résolution, ces angles exprimés en degrés valent:

$$v_c = 18 i_c / 5000 \quad (\text{A} - 12)$$

et

$$v_l = 18 i_l / 5000. \quad (\text{A} - 13)$$

On voit donc qu'à chaque point de l'image $Q(i_l, i_c)$, il lui correspond un point géographique $P(\text{la}, \text{lg})$. L'inverse n'est évidemment pas vrai. Ainsi, pour un site où est implanté un système énergétique solaire, le pixel représentatif est celui dont le point géographique correspondant est le plus proche possible du site, ceci compte tenu des dimensions de l'AEV (aire élémentaire de visée) d'un pixel et des distances entre les centres des AEV.

Pour un point $Q(x, y)$ de l'image et de ses voisins situés à l'est $Q_e(x, y + 1)$ et au nord $Q_n(x + 1, y)$, on peut calculer les coordonnées géographiques correspondantes. Pour cela, on utilise les relations (A - 9), (A - 10) et (A - 11) pour déterminer : $\text{la}(P)$, $\text{lo}(P)$, $\text{la}(P_e)$, $\text{lo}(P_e)$, $\text{la}(P_n)$ et $\text{lo}(P_n)$. On trouve que la distance d_{Pe} entre les points P et P_e est :

$$d_{Pe} = r \{ [\text{la}(P) - \text{la}(P_e)]^2 + [\text{lo}(P) - \text{lo}(P_e)]^2 \}^{1/2} \quad (\text{A} - 14)$$

et la distance d_{Pn} entre les points P et P_n est :

$$d_{Pn} = r \{ [\text{la}(P) - \text{la}(P_n)]^2 + [\text{lo}(P) - \text{lo}(P_n)]^2 \}^{1/2} \quad (\text{A} - 15)$$

Annexe B : Test de Cramer - Von Mises

B.1. Description du test

De façon générale, le rôle de tout test statistique est de comparer les distributions de fréquence obtenues expérimentalement à des distributions de probabilité bien connues en statistiques afin d'identifier celles capables de représenter les mesures. En pratique, un test statistique opère par analyse des écarts entre les effectifs des grandeurs observées et ceux décrits théoriquement par la distribution statistique choisie [58, 68].

Le test le plus répandu, est celui basé la distribution de χ^2 à n degrés de libertés. Cependant, ce test requiert la subdivision des données expérimentales en échantillons formés d'éléments suffisamment nombreux pour que les conditions d'application du théorème central - limite soient respectées.

Un autre test couramment utilisé, est celui de Kolmogorov – Smirnov. A la différence du test de χ^2 , ce test ne nécessite pas la classification des données en échantillons qui satisfont à la loi des grands nombres. Il consiste à maximiser la valeur absolue de la différence observée entre les distributions de probabilité obtenues expérimentalement et théoriquement.

Le test de Cramer-Von Mises obéit aux mêmes principes généraux que ceux régissant le test de Kolmogorov – Smirnov. Soit une base de données formée de n échantillons de mesures $x_1, \dots, x_k, \dots, x_n$, $F_k^*(x)$, la distribution de fréquences du k^{ième} échantillon et $F(x)$, une distribution de probabilité pouvant s'ajuster à ces mesures. Très brièvement, ce test revient à calculer l'écart quadratique moyen existant entre les distributions $F_k^*(x)$ et $F(x)$. Il s'écrit alors:

$$n \omega_n^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} [F_n^*(x) - F(x)]^2 dF(x) = \frac{1}{12n} + \sum_{k=1}^n \left[\frac{(2k-1)}{2n} - F(x_k) \right]^2 \quad (B - 1)$$

Les valeurs numériques de la quantité $n\omega_n^2$ sont répertoriées dans la table I.B.

B.2. Application aux données solaires

Au paragraphe 2.3, nous avons montré que les variations journalières de l'insolation relative sont décrites par une distribution beta. Pour chacun des douze mois de l'année et pour les trente trois sites considérés, l'application du test de Cramer - Von Mises à 200 échantillons de ss, donne $n\omega_n^2 < 0,27$. Or, la table I.B indique que $n\omega_n^2 < 0,461$ pour un risque de se

tromper de 0,05. Par conséquent, toutes les distributions beta considérées dans ce paragraphe s'ajustent bien aux données expérimentales (ss).

Dans le paragraphe 2.4, les moyennes mensuelles $\langle ss \rangle$ ont été utilisées pour générer les distributions de probabilité des valeurs journalières d'insolation relative (ss) à l'aide de la distribution de Bendt *et al.*. A cet effet, ce calcul a été effectué en considérant 54 stations météorologiques et onze classes de hauteur du Soleil. L'application du test de Cramer - Von Mises aux résultats obtenus pour Alger, Béchar et Tamanrasset pris comme référence, a mis en évidence une bonne concordance entre les données expérimentales et celles résultant de l'estimation. En effet, le calcul des valeurs de $n\omega^2_n$ montre que ces dernières sont toujours inférieures à 0,19 tandis que la table I.B donne $n\omega^2_n < 0,461$ pour un risque d'erreur de 5 %.

Au paragraphe 2.6, les valeurs horaires de l'indice de clarté k_t ont été réparties dans huit classes de valeurs journalières de l'indice de clarté K_t de façon que chacune de ces classes se compose de plus de cinquante échantillons k_t . On trouve que les distributions beta des valeurs horaires de l'indice de clarté sont quasiment identiques aux distributions expérimentales de fréquences. En effet, d'après le test de Cramer – Von Mises, les valeurs de $n\omega^2_n$ obtenues pour chaque population statistique d'échantillons k_t sont toujours inférieures à 0,1 alors que la table B-I donne $n\omega^2_n < 0,461$ pour un risque d'erreur de 5 %.

FONCTION DE RÉPARTITION DE LA STATISTIQUE DE CRAMER-VON MISES

$$n\omega_n^2 = \frac{1}{12n} + \sum_{i=1}^n \left(\frac{2i-1}{2n} - F(y_i) \right)^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} (F_n^*(x) - F(x))^2 dF(x)$$

F_n^* est la fonction de répartition empirique de l'échantillon

F est la fonction de répartition de la variable échantillonnée

$y_1, y_2, \dots, y_n$ les valeurs de l'échantillon ordonné

Cette table donne les valeurs z telles que : $1 - \alpha = P(n\omega_n^2 < z)$.

n	$1 - \alpha$															
	0.99	0.975	0.95	0.90	0.85	0.80	0.75	0.50	0.25	0.20	0.15	0.10	0.05	0.025	0.01	
2	0.55052	0.48897	0.42482	0.34346	0.28853	0.24743	0.21521	0.12659	0.08145	0.07331	0.06554	0.05758	0.04963	0.04565	0.04326	
3	0.63976	0.53316	0.43938	0.33786	0.27963	0.24169	0.21339	0.12542	0.07683	0.06886	0.06092	0.05287	0.04335	0.03777	0.03324	
4	0.67017	0.54200	0.44199	0.34183	0.28337	0.24260	0.21173	0.12405	0.07494	0.06681	0.05895	0.05093	0.04147	0.03537	0.03013	
5	0.68352	0.55056	0.44697	0.34238	0.28305	0.24236	0.21165	0.12252	0.07427	0.06611	0.05799	0.04970	0.04035	0.03422	0.02876	
6	0.69443	0.55572	0.44911	0.34352	0.28331	0.24198	0.21110	0.12200	0.07352	0.06548	0.05747	0.04910	0.03960	0.03344	0.02794	
7	0.70154	0.55935	0.45100	0.34397	0.28345	0.24197	0.21087	0.12158	0.07297	0.06492	0.05697	0.04859	0.03914	0.03293	0.02738	
8	0.70912	0.56327	0.45285	0.34462	0.28358	0.24187	0.21066	0.12113	0.07254	0.06448	0.05650	0.04823	0.03876	0.03256	0.02706	
9	0.71283	0.56513	0.45377	0.34491	0.28364	0.24180	0.21052	0.12088	0.07228	0.06423	0.05625	0.04798	0.03850	0.03230	0.02679	
10	0.71582	0.56663	0.45450	0.34514	0.28368	0.24175	0.21041	0.12069	0.07208	0.06403	0.05605	0.04778	0.03830	0.03209	0.02657	
20	0.72948	0.57332	0.45788	0.34621	0.28387	0.24150	0.20990	0.11979	0.07117	0.06312	0.05515	0.04689	0.03742	0.03120	0.02564	
50	0.73784	0.57775	0.45996	0.34686	0.28398	0.24134	0.20960	0.11924	0.07062	0.06258	0.05462	0.04636	0.03690	0.03068	0.02512	
200	0.74205	0.57990	0.46101	0.34719	0.28404	0.24126	0.20944	0.11897	0.07035	0.06231	0.05435	0.04610	0.03665	0.03043	0.02488	
1,000	0.74318	0.58047	0.46129	0.34728	0.28406	0.24124	0.20940	0.11890	0.07027	0.06224	0.05428	0.04603	0.03658	0.03037	0.02481	
∞	0.74346	0.58061	0.46136	0.34730	0.28406	0.24124	0.20939	0.11888	0.07026	0.06222	0.05426	0.04501	0.03656	0.03035	0.02480	

Annexe C : Estimation du rayonnement solaire par approches satellitaires

C.1. Généralités

Les approches satellitaires permettant une estimation du gisement solaire, peuvent être classées en trois grandes familles [27]:

- Les modèles statistiques. Ce sont des modèles qui s'articulent surtout autour de concepts tels que la corrélation entre les données satellitaires et des grandeurs météorologiques représentatives du rayonnement solaire.
- Les modèles physiques. Ces modèles reposent essentiellement sur l'interaction du rayonnement solaire avec les phénomènes physiques prévalant dans l'atmosphère et au niveau de la surface terrestre. Ces phénomènes sont liés aux processus d'absorption, de diffusion et de réflexion observés dans de tels milieux et permettent d'établir le bilan des échanges radiatifs tant du point de vue spectral que global.
- Les modèles analytiques. Ces modèles sont aussi basés sur le transfert radiatif du rayonnement solaire dans le système atmosphère – Terre. Cependant, les échanges radiatifs dans ce système sont décrits analytiquement par des équations dans lesquelles les grandeurs physiques sont représentées par des paramètres universels répertoriés au niveau des banques de données d'organismes internationaux tels que l'Organisation Mondiale de la Météorologie ou générés par des logiciels spécifiques tels que le 5s.

En réalité, cette classification n'est pas stricte car les caractères statistiques, physiques et analytiques forment l'ossature de tous les modèles satellitaires, sauf que lorsque l'un des caractères devient prépondérant, le modèle est classé dans la famille de ce caractère.

Pour illustrer les approches satellitaires et leur caractère plus ou moins hybride, nous présentons ci-après trois modèles parmi ceux qui semblent être les plus utilisés dans le Monde. Ce sont le modèle de Tarpley, le modèle de Gautier *et al.* et le modèle de Cano *et al.*

C.2. Le modèle de Tarpley

Pour établir son modèle et estimer le flux global d'irradiation solaire aux échelles horaire et journalière, Tarpley a utilisé les images prises par le satellite Goes au dessus des grandes plaines des Etats-Unis [34]. Puis, il a divisé la zone d'étude en pavés de 50 X50 km² et a utilisé des mesures au sol collectées dans 22 stations météorologiques pendant une période de 27 jours et 07 images par jour pour ajuster les coefficients du modèle.

Le modèle de Tarpley peut être formulé de la façon suivante :

- Calcul de la brillance en ciel clair : $B_i = a + b \cos x + c \sin x \cos \phi + d \sin x \cos^2 \phi$
où B_i : est la brillance par ciel clair, x , la distance zénithale, ϕ , l'azimut et a, b, c, d , les coefficients de régression.
- Calcul des coefficients de régression pour chaque pavé, à partir d'une centaine d'observations effectuées pendant un mois par les 22 stations météorologiques
- Calcul de la nébulosité :

Pour chacun des pixels d'un pavé, on compare sa brillance (B) à celle (B_i) obtenue en ciel clair. Puis, on compte le nombre de pixels qui vérifient l'une des conditions suivantes :

Si $B < B_i + \Delta B_1$, le pixel n'est masqué par aucun nuage

Si $B_i + \Delta B_1 < B < B_0 + \Delta B_2$, le pixel est couvert de nuages à 50 %.

Si $B > B_0 + \Delta B_2$, le pixel est complètement couvert par des nuages.

Soit n_1, n_2 et n_3 , les nombres de pixels qui satisfont respectivement à chacune de ces trois inégalités. Par définition, la nébulosité du pavé considéré s'obtient en faisant:

$$n = (0,5 n_1 + n_2) / (n_1 + n_2 + n_3) \quad (C - 1)$$

- Calcul de brillance moyenne : Pour chaque pavé on détermine la brillance moyenne (B_m) pour tous les pixels et la brillance moyenne (B_c) des pixels complètement couverts par des nuages
- Détermination des valeurs horaires du flux global d'irradiation solaire ($g(h)$):
Des relations de régression sont établies entre les valeurs de brillance et de nébulosité extraites des images satellitaires et des données solaires collectées à l'échelle horaire par le réseau météorologique. Ces relations font aussi intervenir tension de vapeur d'eau mesurée au sol et pression atmosphérique. Selon le type de nébulosité du pavé, elles s'écrivent :

$$g(h) = a + b \cos x + c \tau + d n + e (B_m/B_i)^2 \quad \text{pour } n < 0,4 \quad (C - 2)$$

$$g(h) = a + b \cos x + c n (B_c + B_i)^2 \quad \text{pour } 0,4 < n < 1 \quad (C - 3)$$

$$g(h) = a + b \cos x + c (B_c + B_i)^2 \quad \text{pour } n = 1 \quad (C - 4)$$

où τ est le coefficient de transmission par ciel clair .

C.2. Le modèle de Gautier *et al.*

Le modèle de Gautier *et al.* a été élaboré à partir d'images visibles prises par le satellite Goes [27]. Il possède un caractère universel et se compose de deux équations décrivant les échanges radiatifs dans le système atmosphère - Terre dans le cas d'un ciel clair

et d'un ciel nuageux respectivement. Pour établir ces équations, les images à traiter ont été décomposées en pavés de $12 \times 12 \text{ km}^2$.

Dans le cas d'un ciel clair, l'énergie reçue par le satellite est la somme de deux termes. Comme le montre le schéma de la fig. 1.C, l'un est dû à la réflexion par l'atmosphère et l'autre, à la réflexion par la surface terrestre. Le second terme tient compte des processus d'absorption et de diffusion au cours des deux trajets : Soleil $\rightarrow$ surface terrestre, surface terrestre $\rightarrow$ satellite.

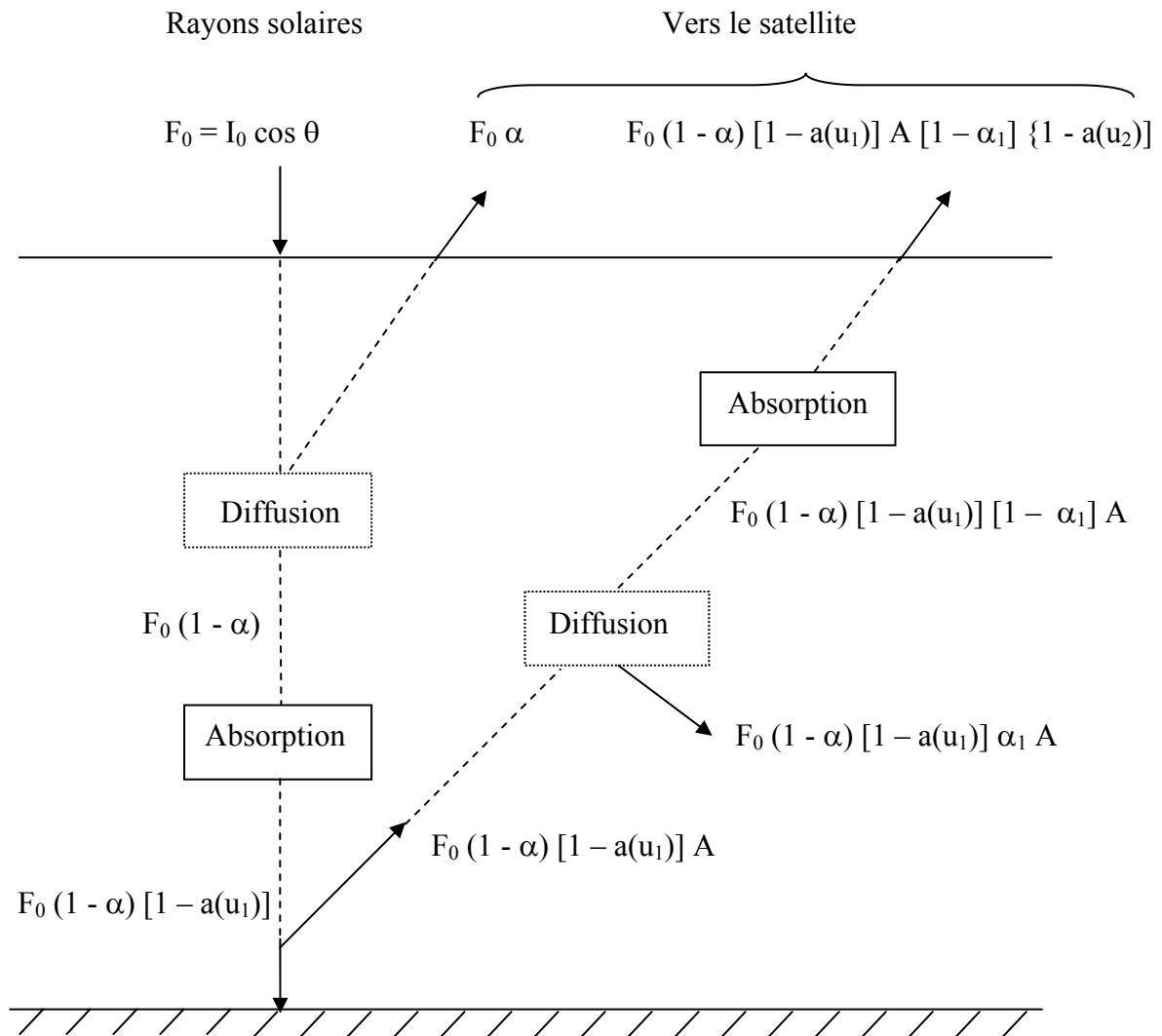


Fig. 1.C. Echanges radiatifs en ciel clair dans le système atmosphère - Terre.

En adoptant les notations de Gautier *et al.*, l'intensité de radiation atteignant le satellite s'écrit :

$$SW\uparrow = F_0 \alpha + F_0 (1 - \alpha) [1 - a(u_1)] [1 - a(u_2)] [1 - \alpha_1] A \quad (C - 5)$$

avec F_0 : Rayonnement solaire hors- atmosphère (soit $F_0 = I_0 \cos \theta$)

α : coefficient de réflexion du rayonnement direct

α_1 : coefficient de réflexion du rayonnement diffuse.

$a(u_1)$: Coefficient d'absorption de la vapeur d'eau pour l'angle (u_1) des rayons solaires avec la normale à la surface terrestre.

$a(u_2)$: Coefficient d'absorption de la vapeur d'eau pour l'angle (u_2) des rayons se dirigeant vers le satellite avec la normale à la surface terrestre.

θ : Angle zénithal ou angle complémentaire de l'angle d'élévation solaire.

A : Albédo de la surface terrestre.

L'albédo A peut être déduit de la valeur de $SW\uparrow$ obtenue par ciel clair. Puis, on calcule l'éclairement énergétique atteignant le sol en faisant:

$$SW\downarrow = F_0 (1 - \alpha) [1 - a(u_1)] [1 + A \alpha_1] \quad (C - 6)$$

Dans le cas d'un ciel nuageux, le calcul du rayonnement solaire incident est plus compliqué du fait de l'absorption et de la diffusion au dessus et au dessous de la couche nuageux.

L'absorption du nuage est déterminé à partir de la brillance en utilisant une relation linéaire allant d'un facteur 0 pour ciel clair à 0,2 pour des nuages très denses. L'équation permettant de calculer l'éclairement énergétique $SW\uparrow$ perçu par le satellite peut se scinder en trois parties correspondant respectivement au :

- ◆ rayonnement rétrodiffusé par l'atmosphère.
- ◆ rayonnement solaire réfléchi par les couches nuageuses.
- ◆ rayonnement traversant les nuages et réfléchi par le sol, puis qui retransverse la couche nuageuse.

L'expression du rayonnement reçu par le satellite s'écrit alors :

$$SW\uparrow = F_0 \alpha + F_0 (1 - \alpha) [1 - a(u_1)_t] [1 - \alpha_1] A_C [1 - a(u_2)_t] + F_0 (1 - \alpha) [1 - a(u_1)_t] (1 - A_C)^2 [1 - a(u_1)_b] A (1 - \alpha_1) [1 - a(u_2)_t] (1 - abs)^2 [1 - a(u_2)_b] \quad (C - 7)$$

avec $a(u_1)_t$: absorption de $SW\downarrow$ au dessus du nuage
 $a(u_1)_b$: absorption de $SW\downarrow$ au dessous du nuage
 $a(u_2)_t$: absorption de $SW\uparrow$ au dessus du nuage
 $a(u_2)_b$: absorption de $SW\uparrow$ au dessous du nuage
 abs : absorption par le nuage.
 A_C : albédo du nuage.

Le dernier terme est presque nul pour le cas des sols ayant un faible albédo et l'albédo des nuages se déduit de l'équation (C - 7) , si l'on connaît le rayonnement mesuré par le satellite, l'albédo du sol, ainsi que les paramètres atmosphériques.

$SW\downarrow$ est une fonction de l'ensemble des paramètres indiqués ci - dessus. Pour calculer le rayonnement solaire, il est nécessaire de déterminer si la brillance du pixel considéré représente une zone nuageuse ou un ciel clair. Pour cela, on utilise un seuil qui est déterminé à partir de l'albédo du pixel par ciel clair. Si la brillance observée est supérieure à ce seuil, on utilise le modèle nuageux. Sinon, $SW\downarrow$ est calculé à l'aide du modèle en ciel clair .
 L'équation permettant de calcul le rayonnement incident est :

$$SW\downarrow = F_0 (1 - \alpha) [1 - a(u_1)_t] (1 - A_C) (1 - abs) [1 - a(u_1)_b] \quad (C - 8)$$

C.3. Le Modèle de Cano *et al.*

C'est un modèle statistique permettant l'estimation du rayonnement solaire global en Europe, à partir des images du canal visible de Meteosat [18]. Soit ρ , l'albédo apparent observé par le satellite, ρ_c , l'albédo du sol et ρ_n , l'albédo moyen des nuages. L'albédo ρ_c du sol est déterminé en procédant par récurrence et l'indice d'ennuagement (n) est obtenu en faisant :

$$n = (\rho - \rho_c) (\rho_n - \rho_c) \quad (C - 9)$$

Le rayonnement solaire est évalué grâce à une relation linéaire établie entre l'indice d'ennuagement n et le taux de transmission global T . Cette relation s'écrit :

$$T = a + b n \quad (C - 10)$$

Les coefficients de régression a et b sont ajustés à partir des mesures au sol. Remarquons que le paramètre T introduit par Cano *et al.*, n'est autre que l'indice de clarté k_t .

ANNEXE D : LES PARAMETRES DU MODELE GISTEL

Soit h_s , la hauteur du Soleil, φ , la latitude du lieu considéré, δ , la déclinaison et $a(h)$, l'angle horaire exprimé en fonction de l'heure (h).. Etant une fonction de l'heure et du lieu considéré, la hauteur du Soleil est calculée en faisant :

$$\sin h_s = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos a(h) \quad (D - 1)$$

Soit C_d , le facteur de correction de la distance Terre - Soleil et T_L , le facteur de trouble de Linke qui caractérise la qualité du beau temps. Ce facteur représente, en fait, le rapport de l'extinction du flux direct de rayonnement solaire traversant une atmosphère sous une incidence donnée à celle du flux direct de rayonnement solaire traversant une atmosphère pure et sèche (absence de vapeur d'eau et d'aérosols) . Il s'obtient à partir des mesures pyréliométriques du rayonnement solaire direct. En l'absence de mesures, la valeur de référence relative à un ciel clair pur et sec vaut 2. Elle atteint la valeur 6 dans le cas d'un ciel pollué (présence d'aérosols) et humide (teneur en vapeur d'eau élevée).

L'éclairement global par ciel clair G_{ic} et l'éclairement direct sous incidence normale I_n , exprimés en W/m^2 , sont respectivement donnés par les relations suivantes établies par l'O.M.M. :

$$G_{ic} = C_d [1300 - 57 T_L] [\sin h_s]^{(36+T_L)/33} \quad (D - 2)$$

et

$$I_n = (1390 - 31 T_L) \exp \left[- \frac{T_L}{12,6 \sin(h_s + 2)} \right] \quad (D - 3)$$

Dans cette expression, T_{ic} est le coefficient de transmission du flux direct de rayonnement solaire. Il représente aussi le coefficient d'éclairement direct et vaut :

$$T_{ic} = I_n / I_0 \quad (D - 4)$$

où I_0 est la constante solaire.

REFERENCES

- [1] A. Ångström. Solar and terrestrial radiation, *Q. J. R. Met.*, **50**,121-125,1978.
- [2] M.Atwater and J.T. Ball. A numerical solar radiation model based on standard meteorological observations, *Solar Energy*, **21**, 163-170, 1978.
- [3] R. Bruno. A correlation procedure for separating direct and diffuse insolation on a horizontal surface, *Solar Energy*, **20**, 97-105, 1978.
- [4] B.Choudhury , A parameterized model for global insolation under partially cloudy skies, *Solar Energy*, **29**, 479-486, 1982.
- [5] C. Ertekin and O. Yaldiz. Comparison of some existing models for estimating global solar radiation for Antalia (Turkey), *Energy Conversion and Manag.*, **41**, 311-330, 2000.
- [6] K.T.G. Holland. A probability density function for the diffuse fraction, with applications. *Solar Energy*, **38**,237-247, 1987.
- [7] D.V. Hoyt. A model for the calculation of solar global insolation, *Solar Energy*, **21**, 21-37, 1978.
- [8] F. Kermel. *Estimation du rayonnement solaire au sol à partir de données météorologiques*, Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 1987.
- [9] B.Y.H. Liu and R.C.Jordan . The interrelationship and characteristic distribution of direct diffuse and total solar radiation, *Solar Energy*, **4**, 1-19, 1960.
- [10] A. Mefti , M.Y. Bouroubi and A. Adane. Generation of hourly solar radiation for inclined surfaces using monthly mean sunshine duration in Algeria, *Energy Conversion and Manag.*, **44** , 3125-3141, 2003.
- [11] A.Mefti , M.Y.Bouroubi and A. Khellaf . Analyse critique du modèle de l' Atlas Solaire de l'Algérie, *Rev. Ener. Renouvelables*, **2** , 69-85,1999.
- [12] J.A.Olseth and A.Skartveit. A probability density model for hourly total and beam irradiance on arbitrary oriented planes, *Solar Energy*, **39**, 37-41,1987.
- [13] J.A. Olseth and A. Skartveit. A model for the diffuse fraction of hourly global radiation. *Solar Energy*, **38**, 271-276,1987.
- [14] Ch.Perrin De Brichambaut. *Evaluation des ressources solaires utilisables*, I.G.C.A.M./Météorologie ,1987.

Références

- [15] A. Soler. Dependence on cloudiness of the relation between ratio of diffuse to global and the ratio of global to extraterrestrial radiation for average daily values, *Solar Energy*, **44**, 179-181, 1990.
- [16] F. Youcef Ettoumi, A. Mefti, A. Adane and M.Y. Bouroubi . Statistical analysis of solar measurements in Algeria using beta distributions, *Renewable Energy*, **26**, 47-67, 2002.
- [17] H.G. Beyer and L. Wald. Modification of the Heliosat procedure for irradiance estimates from satellite images, *Solar Energy*, **56**, 207-212 , 1996.
- [18] D. Cano, J.M. Monget, M. Albuissou, H. Guillard, N. Regas and L.Wald . A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data, *Solar Energy*, **37**, 31-39,1986.
- [19] R. Christele. *Vers un accès à une climatologie du rayonnement solaire à partir d'images satellitaires*. Thèse de Doctorat, Université de Nice, 2000.
- [20] C. Delorme et N. Gros. A propos de Gistel, discussion sur les methodes d'estimation du gisement solaire à l'aide des images numeriques de Meteosat, *Veille Climatique Satellitaire*, **18**, 24-30,1987.
- [21] C. Delorme, A. Gallo and J. Olivieri J. Quick use of Wefax images from Meteosat to determine daily solar radiation in France, *Solar Energy*, **49**, 191-197,1992.
- [22] C. Delorme , A. Mefti, S. Mevel et V. Quilichini. Utilisation quotidienne des images Wefax pour le suivi des systemes énergétiques, *Veille Climatique Satellitaire*, **58**, 90-96, 1996.
- [23] L. Diabate L, H.Demarq and R.Michaud. Estimating incident solar radiation at the surface from images of the earth transmitted by geostationary satellites: the Heliosat project, *Solar Energy*, **5**, 261-278,1988.
- [24] G. Dedieu, P.Y. Deschamps and Y. Kerr. Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to Meteosat data, *J. Clim. Appl. Meteorol*, **26**, 79-87, 1987.
- [25] E. Dribssa. A modification of the Heliosat method to improve its performance, *Solar Energy*, **65**, 369-377, 1999.
- [26] C. Gautier, G. Diak and S. Masse. A simple physical model to estimate incident solar radiation from GOES satellite data, *J. Applied Meteorology*, **19**, 1005-1112, 1980.
- [27] J.E. Hay. Satellite based estimates of solar irradiance at the earth's surface, Modelling approaches, *Renewable Energy*, **3**, 381-393, 1993.
- [28] M. Lefevre, L. Wald and L. Diabate. Using reduced data sets ISCCP-B2 from the Meteosat satellites to assess surface solar irradiance, *Solar Energy*, **81**, 240-253, 2007.

Références

- [29] A. Mefti, A. Adane and C. Delorme. Estimation of solar irradiance using Wefax and high resolution Meteosat images. *Proc. World Renew. Energy Congress VI*, **4**, 2539-2542, 2000.
- [30] A. Mefti A, Adane and M.Y. Bouroubi. A satellite approach based on the cloud cover classification: Estimation of hourly global solar radiation from Meteosat images, *Energy Conversion & Management* 2007 (In Press); On line: www.sciencedirect.com
- [31] A. Mokhnache. *Détermination des faibles atténuations du rayonnement au sol à partir de l'imagerie satellitaire*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Mentouri de Constantine, 2001.
- [32] D. Obrech. *Météorologie solaire et images satellitaires : détermination de l'albédo des sols . Evaluation de l'enneuagement et cartographie du rayonnement solaire*, Thèse de Doctorat, Université de Nice, 1990.
- [33] C. Pastre. Développement d'une méthode de détermination du rayonnement solaire à partir de données Meteosat, *La Météorologie*, **6**, 107-111, 1981.
- [34] J.D. Tarpley. Estimating incident solar radiation at the Earth's surface from geostationary satellite data, *J. Appl. Meteorol.*, **18**, 1172-1181, 1979.
- [35] A. Rimoczi and J. Kerenyi. Mapping daily and monthly radiation components using Meteosat data, *Advanced Space Research*, **24**, 967-970, 1999.
- [36] C. Rigollier, M.Lefevre and L. Wald. The method Heliosat-2 for deriving short wave solar radiation from satellite images, *Solar Energy*, **2**, 159-169, 2004.
- [37] M. Chaabane, and A. Kossentini. Use Meteosat images for the mapping of global solar irradiation, *Renewable Energy* , **25**, 139-151, 2002.
- [38] M. Chaabane, A. Bendjemaa and A. Kossentini, Daily and hourly global solar irradiances in Tunisia extracted from Meteosat Wefax images, *Solar Energy*, **57**, 449-457, 1996.
- [39] A. Adane, T. Ramdani and H. Mimouni. A stand-alone photovoltaic system with adaptive sinewave inverter in Bedjaia (Algeria). *Proc. Seventh World Renewable Energy Congress (WREC VII)*, Cologne, 29 June-5 July 2002.
- [40] A. Adane, F. Youcef Ettoumi and A. Mefti. Technico-economical aspects of solar energy conversion systems in Algeria. *Proc. Eighth World Renewable Energy Congress (WREC VIII)*, Denver, 28 August – 03 September 2004.
- [41] S. Coppelino. Validation of a very simple model for computing global solar radiation in the European, African, Asian and North American areas. *Solar and Wind Technol.*, **7**, 489-494, 1989.

Références

- [42] R.E. Bird. A simple solar spectral model for direct-normal and diffuse horizontal irradiance, *Solar Energy*, **32**, 461-471, 1984.
- [43] B. Leckner. The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface. Elements of model, *Solar energy*, **20**, 143-150, 1978.
- [44] B.Y.H. Liu and R.C. Jordan. Daily insolation on surfaces titled toward equator. *Ashrae Journal*, **3**, 53-59, 1961.
- [45] J.E. Hay. Calculation of monthly mean solar radiation for horizontal and inclined surfaces, *Solar Energy*, **23**, 301-307, 1979.
- [46] M.P. Thekaekara. Solar radiation measurement: techniques and instrumentations, *Solar Energy*, **8**, 309-325, 1976.
- [47] Ch. Perrin De Brichambaut et C. Vauge. *Le gisement Solaire. Evaluation de la ressource énergétique*, Tech. & Documentation, Paris, 1984.
- [48] A. Ångström. The parameters of atmospheric turbidity, *Tellus XVI*, **1**, 64-751, 1964.
- [49] J.E. Hay. Calculation Solar radiation for horizontal surfaces. Theoretically based approaches, *Renewable Energy*, **3**, 357-364, 1993.
- [50] C.R. Prasad. Computation of diffuse solar radiation, *Solar Energy*, **6**, 521-532, 1987.
- [51] Eumetsat technical documentation, *Meteosat Wefax Dissemination*, technical description, 2001.
- [52] J.P. Triplet et G. Roche. *Météorologie générale*, Ecole nationale de la Météorologie, Paris, 1977.
- [53] A. Mefti, M.Y. Bouroubi, F. Youcef Ettoumi et Adane. Caractérisation des données mensuelles d'insolation en Algérie, *Actes du Séminaire national en Génie Electrique*. Biskra, 11 Nov. 1999.
- [54] F. Youcef Ettoumi, A. Mefti and M.Y. Bouroubi. Fourier analysis of monthly mean solar insolation over Algeria, *Proc. World Renew. Energy Congress VI*, **4**, 2539-2542, Brighton, 2000.
- [55] R. C. Balling. Harmonic analysis of monthly insolation levels in the U.S., *Solar energy*, **31**, 293-298, 1983.
- [56] W.T. Phillips. Harmonic analysis of climatic data, *Solar energy*, **32**, 385-391, 1984.
- [57] P. Bendt, M. Collares-Pereira and A. Rabl. The frequency distribution of daily insolation values, *Solar Energy*, **27**, 1-5, 1981.
- [58] E.L. Lehmann. *Testing statistical hypotheses*, J. Wiley & sons, New York, 1959.

Références

- [59] A. Mefti. Modélisation des densités de probabilités des composantes globale, directe et diffuse de l'irradiation horaire pour différents sites Algériens, *Actes du Colloque sur l'héliothermie, l'environnement et la maîtrise des systèmes solaires*, 414-420, 2000.
- [60] R.C. Temps and K.L. Coulson. Solar radiation incident upon slopes of different orientations, *Solar Energy*, **19**, 179-184, 1977.
- [61] J.M. Bugler. The determination of hourly insolation on an inclined plane using diffuse irradiance model based on hourly measured global horizontal insolation, *Solar Energy*, **19**, 477-491, 1977.
- [62] T.M. Klücher. Evaluation of models to predict insolation on tilted surfaces. *Solar Energy*, **23**, 111-117, 1979.
- [63] R. Perez , R. Seals ,P. Ineichen and R. Stewart , A new simplified version of the Perez diffuse irradiation model for tilted surfaces. *Solar Energy*, **39**, 221-231, 1987.
- [64] C.J. Willmott and N.T. Vernon. Solar climates of the conterminous United States . A preliminary investigation, *Solar Energy*, **24**, 295-303, 1980.
- [65] B. Flyry. *Multivariate statistics, a practical approach*, Chapman & Hall, NewYork, 1979.
- [66] R. Dogniaux .Eclairement énergétique solaire direct ,diffus et global des surfaces orientées et inclinées. *Edition Institut Royal Meteorologique de Belgique* ,1984.
- [67] W.M.O. Meteorological aspects of the utilization of solar radiation as an energy source. *Technical Note*, W.M.O., **172**, 57-85, 1981.
- [68] G. Saporta. *Probabilités, analyse des données et statistique*, Technip, Paris, 1990.