



Université d'Oran 2
Faculté des sciences de la Terre et de l'Univers

MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de Master
Département : Géographie et aménagement du territoire
Spécialité : Hydrologie et climatologie de territoire

Thème :

Ressources naturelles et énergie renouvelable en Algérie - par la simulation du bilan d'énergie par la méthode de Bird

Présentée par :

M^{elle}. ADDA BOUHADDA Halima Nihed

Devant le jury composé de :

M ^r . N.ALLAL	UNIV ORAN 2	Président
M ^{me} . F.GOURINE	UNIV ORAN 2	Examineur
M ^r . N.BELMAHI	UNIV ORAN 2	Encadrant
M ^r . O.HADJ SAHRAOUI	CENTRE TECHNIQUE SPACIAL	Co-Encadrant

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

Dédicace

Avant tout, je remercie Allah le tout puissant de m'avoir aidé à réaliser ce modeste travail que je dédie :

✚ A mes très chers parents ABDELKADER et RAZIKA.

Je n'oublierai jamais tous leurs sacrifices et leur soutien indéfectible durant toutes mes années de formation, et d'avoir cru en moi.

✚ À mes chères sœurs « IBTISSEM, NARIMEN, KAMILA » et leurs enfants

✚ A mon cher petit frère « ISLEM ».

✚ Aux Ami(e)s proches et à tous ceux qui m'ont soutenu.

✚ Dans le contexte épidémique actuel, une grosse pensée pour tous ceux qui font face avec courage au COVID-19.

Nihed Halima Adda Bouhadda

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je veux dédier mes premiers remerciements à mes parents, sans qui je n'aurais jamais atteint la situation dans laquelle je me trouve actuellement, et je prie Dieu de leur prêter longue vie et une bonne santé.

Ensuite, je tiens à remercier mon encadrant, Monsieur **N.Belmahi**, enseignant à l'université d'Oran 2 pour m'avoir proposé ce sujet à la fois passionnant et enrichissant. Et pour m'avoir laissé une part d'autonomie dans ce travail tout en m'aiguillant sur des pistes de réflexion intéressantes.

Je présente également mes remerciements à tous les membres du jury pour l'intérêt qu'ils porteront à cette étude : au président, **Mr N.Allal** à l'examinatrice, Madame **F.Gourine**. Leurs interventions et conseils me permettront sans équivoque d'avoir un regard neuf sur mon travail et améliorer ainsi considérablement ma vision de projets futurs.

Merci à l'Université Mohamed Ben Ahmed d'Oran 2, A madame la chef département **Madame F.Gourine**, et l'ensemble du corps professoral qui m'ont permis de parachever mes études a la faculté de science de la terre et de l'univers Département : Géographie et aménagement du territoire Spécialité Hydrologie et climatologie de territoire.

Et toute ma gratitude à ceux qui à un moment donné, m'ont accompagné tout au long de mon cursus. En particulier au personnel de la bibliothèque, et au personnel administratif et technique.

Merci aussi à ceux que j'ai sollicité à maintes reprises durant cette étude et qui ont eu l'amabilité de répondre à mes questions.

Je ne saurais débiter ce mémoire sans exprimer ma profonde gratitude au Centre des Techniques Spatiales d'Arzew pour m'avoir permis d'effectuer un stage sur le traitement des images satellitaires dans de bonnes conditions. En particulier **Mr O.Hadj Sahraoui** pour les enseignements qu'il m'a prodigué dans le domaine de l'imagerie satellitaire.

Introduction

0.1. INTRODUCTION	3
-------------------	---

Chapitre

LES MICROSATELLITE

I.1. définition des énergies renouvelables	8
I.2. Les différents types des énergies renouvelables	9
I.2.1. L'énergie solaire	9
I.2.2. L'énergie éolienne	9
I.2.3. L'énergie hydraulique	9
I.2.4. Biomasse	10
I.2.5. L'énergie géothermique	10
I.2.6. L'énergie aérothermique	11
2.1. La récupération des eaux de pluie	11
2.2. Le déploiement des énergies renouvelables	11
2.3. Leur place dans le mix énergétique global	12
2.4. Avantages et inconvénients des énergies renouvelables	12
2.4.1. LES ENERGIES RENOUVELABLES ET LES EMISSIONS DE CO2	12
2.5. L'impact des énergies renouvelables dans la société	13
2.5.1. Energie renouvelables, efficacité énergétique, intermittence et stockage	14
2.6. En Algérie	14

Chapitre

GEOMETRIE SOLAIRE

RESUME	15
1. INTRODUCTION	16
2. Echelle de temps	17
3. Procédure	18
3.1. Calcule le jour, le siècle et le millénaire des éphémérides Juliens	18
3.2. Calcule la longitude, la latitude et le rayon héliocentrique de la terre	19
3.3. Calcule la longitude et la latitude géocentrique	21
3.4. Calcule la nutation en longitude et en obliquité	21
3.5. Calcule la véritable obliquité de l'écliptique	22
3.6. Calcule la correction d'aberration ΔT	22
3.7. Calcule la longitude apparente du soleil λ	23
3.8. Calcule le temps sidéral apparent à Greenwich à un instant donné	23
3.9. Calcule l'ascension droite géocentrique du soleil	23
3.10. Calcule la déclinaison géocentrique du soleil	23
3.11. Calcule l'angle horaire local de l'observateur	24
3.12. Calcule l'ascension droite du soleil topocentrique	25
3.13. Calcule l'angle horaire local topocentrique	26
3.14. Calcule l'angle zénithal topocentrique	26
3.15. Calcule l'angle d'azimut topocentrique	27
3.16. Calcule l'angle d'incidence pour une surface orienté dans n'importe quelle direction	27
4. Evaluation et conclusion du APS	28
A.1. Equation du temps	30
A.2. Lever du soleil, transit du soleil et coucher de soleil	30
A.3. Calcul de la date du calendrier à partir du jour Julien	33
A.4. Les tables	34

III.1. INTRODUCTION :	43
III.2. NOTIONS ASTRONOMIQUES :	43
III.2.1. La déclinaison solaire :	43
III.2.2. L'équation du temps :	44
III.2.3. La hauteur solaire :	44
III.3. QUELQUES DEFINITIONS DES PROPRIETES DES ONDES ELECTROMAGNETIQUES :	45
III.3.1. L'émission :	45
III.3.2. L'absorption :	45
III.3.3. La réflexion :	45
III.3.4. La transmission :	45
III.3.5. La diffusion :	46
III.4. ATMOSPHERE TERRESTRE :	46
III.4.1. La structure de l'atmosphère :	46
III.4.2. La masse atmosphérique :	46
III.4.3. Les constituants de l'atmosphère :	47
III.4.3.1 Le gaz :	47
III.4.3.2. Les aérosols :	47
III.4.3.3. Les nuages :	47
III.4.4. L'atténuation atmosphérique :	47
III.4.4.1 Les transmittances spectrales dues aux absorptions atmosphériques :	48
4.4.1.1. La transmittance spectrale due à l'absorption par la vapeur d'eau :	48
4.4.1.2. La transmittance spectrale due à l'absorption par l'ozone :	48
4.4.1.3 La transmittance due à l'absorption par molécules :	48
III.4.4.2. la transmittances dues aux diffusions atmosphériques :	48
4.4.2.1. La transmittance spectrale due à la diffusion par molécules :	48
4.4.2.2 La transmittance spectrale due à la diffusion par les aérosols :	49
III.4.4.3. La transmittance totale	49
III.5. EVALUATION DU RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL :	50
III.5.1. Le rayonnement spectral direct :	50
III.5.2. Le rayonnement spectral diffus horizontal :	50
III.5.3. Le rayonnement spectral diffus de Rayleigh :	51
III.5.4. Le rayonnement spectral diffus par les aérosols :	52
III.5.5. Le rayonnement spectral diffus dû aux réflexions multiples :	52
III.5.6. le rayonnement spectral global au sol :	52
III.6. ETUDE DU RAYONNEMENT SOL - ATMOSPHERE - SATELLITE :	53
III.6.1. La simulation du rayonnement atteignant le satellite :	53
III.6.1.1. La radiation réfléchie par le sol vers le satellite :	53
III.6.1.2 La radiation diffusée par l'atmosphère :	54
III.6.1.3. La radiation totale parvenant au satellite :	55
Conclusion :	55

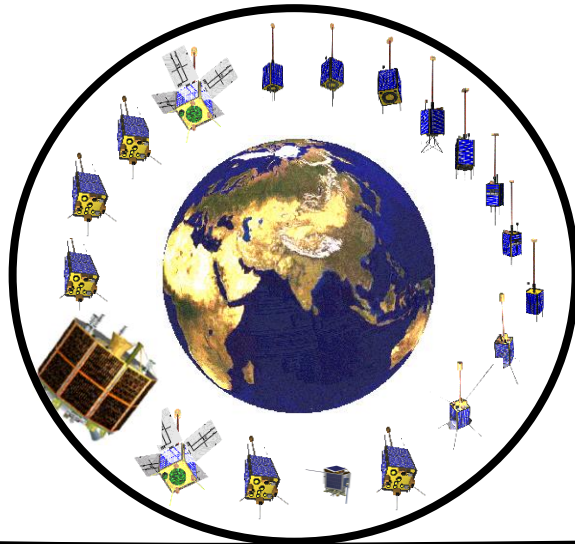
IV.1. Preamble	57
IV.2 PRESENTATION DES RESULTATS	57
IV.2.1. Indices de clarté instanes Kt	57
IV.2.2. Estimation de la radiance instantanée	63

IV.2.3. ESTIMATION DE LA RADIANCE JOURNALIERE MOYENNE	67
IV.2.4. ESTIMATION DE L'IRRADIANCE HORAIRE ET JOURNALIERE	67
IV.3. VALIDATION DE LA METHODE	72
IV.3.1. COMPARAISON DES VALEURS ESTIMEES AUX VALEURS MESUREES AU SOL	73
IV.4. Discussion	78

Conclusion

Conclusion	80
------------	----

Bibliographie



Introduction

Depuis quelques années les programmes d'observation de la terre font appel à des satellites de plus en plus lourds embarquant de nombreux instruments pour satisfaire des missions variées. Cependant le problème de financement que rencontrent les projets spatiaux actuellement conduit les activités spatiales vers l'utilisation des petits satellites devenus possibles grâce aux progrès de la technologie et de la miniaturisation des composants électroniques et leurs faibles consommations en puissance. Ces satellites de taille réduite et dont les coûts de développement et de lancement sont plus faibles, sont mieux à même de garantir des missions expérimentales de durée de vie plus courte et à compléter certaines applications des gros satellites.

Les microsatsellites, de taille encore plus réduite et de masse variant entre 10 et 100kg, ont connu, ces dernières années, un succès qui les a rendus populaires grâce à leur faible coût, leurs délais de développement et la variété des applications qu'ils accomplissent. Leur succès est dû à celui de la série UoSAT (University of Surrey SATellite) développé par l'université de Surrey (Angleterre). Les microsatsellites UoSAT ont fait leur preuve en vol et leur durée de vie a dépassé de loin celle prévue. Des missions expérimentales dans le domaine de l'observation de la terre ont montré que les images obtenues dans certaines applications sont comparables à celles des gros satellites.

L'observation de la terre et le contrôle de l'environnement prennent une importance accrue depuis que l'on prend conscience des dégradations de notre planète provoquées par les activités humaines.

La première mission que l'on doit confier à un satellite d'observation de la terre est de détecter toutes ces anomalies pour tenter de les réduire et mieux les contrôler. Par ailleurs, l'observation de l'atmosphère, des océans et de la surface des continents permet une meilleure maîtrise du système climatique et ses interactions avec la biosphère.

La seconde mission permet de s'intéresser aux richesses de notre planète en inventoriant les ressources naturelles grâce à la télédétection des diverses classes de végétations

La réalisation de ces deux missions conduit donc à observer la terre et l'atmosphère de façon fréquente et répétitive en développant des instruments d'observations de la terre fiables, qui résistent aux contraintes de l'espace, qui ne soient ni trop coûteux ni trop complexes et embarquant sur des petits satellites de façon à encourager des missions innovantes et aussi pour assurer les besoins permanents des utilisateurs.

L'ensemble constitué du capteur satellitaire et des prétraitements associés effectués sur les images au sol peut être considéré comme un variable système de mesure des phénomènes terrestres de surface. Les problèmes associés à la compréhension et à l'exploitation de tels systèmes de mesure peuvent être classés en deux grandes catégories de questions :

- A quel point de la surface terrestre la mesure correspond-elle ?
- Quelle est la valeur de la mesure en ce point ?

La réponse à la première catégorie des questions relève de la mécanique spatiale et de la stabilisation. La mécanique spatiale sert à déterminer les paramètres orbitaux qui nous permettent d'avoir :

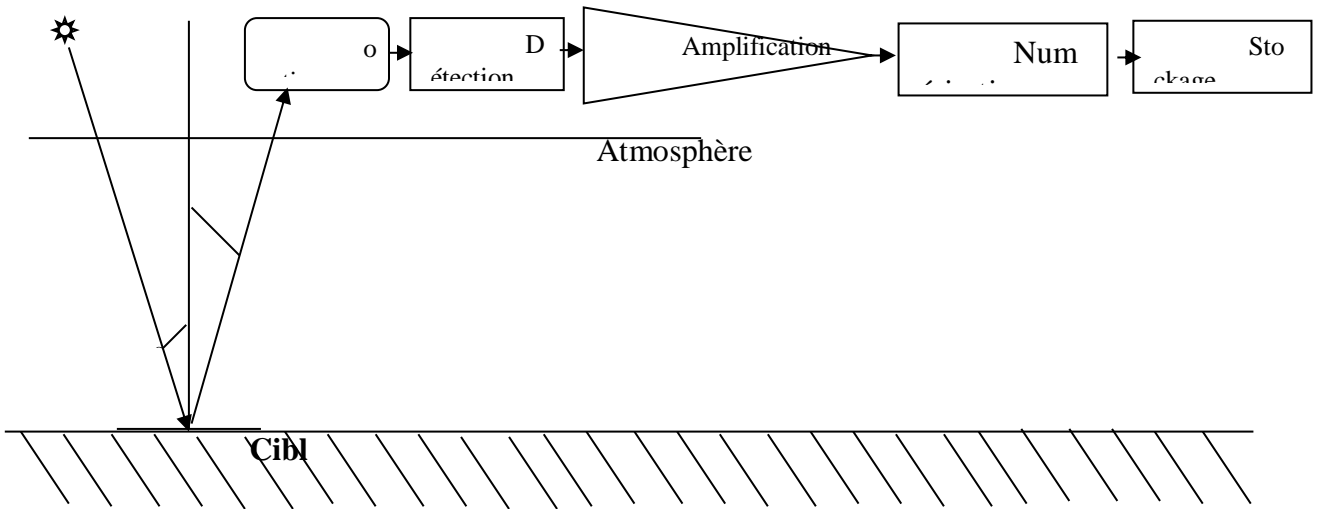
- L'évolution de l'orbite du satellite et sa position, à chaque instant, sur cette orbite.
- La trace au sol du satellite, qui elle nous donne les points de la surface de la terre balayée par la caméra.

La stabilisation, quant à elle, va nous permettre, en tenant compte des perturbations gravitationnelles et non gravitationnelles, de :

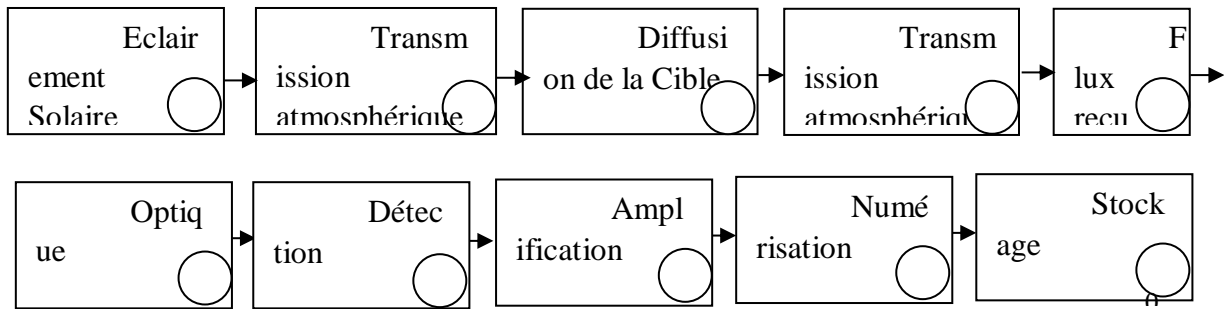
- Avoir l'attitude du satellite et donc l'orientation de la caméra ce qui conduit à identifier la zone prise en vue autour d'un point de la trace.
- Corriger les défauts d'attitude du satellite qui dégradent la résolution et la géométrie de l'image.
- Répondre à la deuxième catégorie de question correspond à :
- Evaluer la quantité d'énergie qui arrive au capteur en fonction de :
 1. l'énergie qui arrive au sol et les différentes atténuations qu'elle subit lors de sa traversée de l'atmosphère.
 2. la partie de cette énergie diffusée par le sol vers le satellite et qui contient l'information sur la nature de ce sol.
 3. les atténuations atmosphériques qui affectent l'énergie diffusée par la cible vers le satellite et celle diffusée par l'atmosphère dans cette même direction.
- Traduire cette énergie en mesure électrique et traiter l'information contenue dans le signal obtenu : c'est la fonction de l'instrument d'observation de la terre.

Objectif du projet :

Le but de ce projet consiste à contribuer au projet spatial IMAGSAT (Imagerie satellitaires) dont l'objectif est de réaliser un logiciel permettant le dimensionnement d'une chaîne image. Cet objectif repose sur la modélisation de cette dernière et donc sur la modélisation des différents modules la constituant et qui sont représentés sur la figure 0.1.

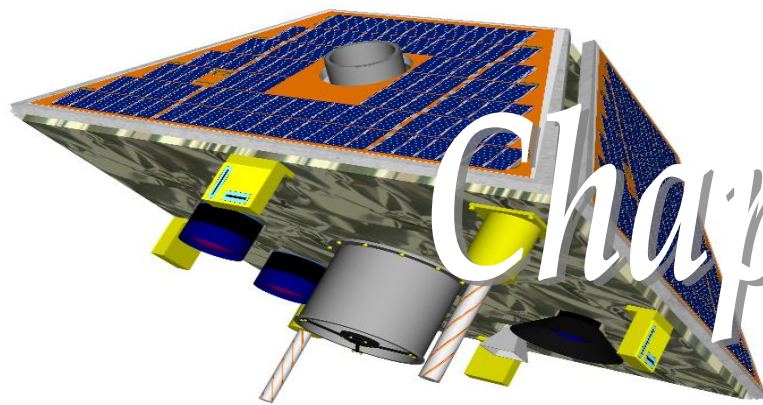


(a) Architecture de la Chaîne



(b) Schéma bloc de la chaîne

Figure 0.1. La chaîne image



Chapitre

I

Généralité sur l'énergie renouvelable

1.1 Définition des énergies renouvelables



Une énergie est dite renouvelable lorsqu'elle est produite par une source que la nature renouvelle en permanence, contrairement à une énergie dépendant de sources qui s'épuisent.

Le programme consacré à l'énergie renouvelable accorde une importance particulière à l'énergie solaire, car le potentiel en vent, en biomasse, en géothermie et en sources d'hydroélectricité reste relativement faible. L'objectif est d'atteindre un niveau de 37 % de la production nationale d'électricité à partir du solaire d'ici à 2030, 3 % provenant des centrales éoliennes. On vise à une production de 22 000 MW à partir de sources d'énergie renouvelable d'ici 2030, dont 10 000 MW destinés à l'exportation avec une préférence pour les marchés européens.

- Les énergies renouvelables sont des énergies qui peuvent être renouvelées ou régénérées naturellement. Elles peuvent donc être utilisées sans limite dans le temps tandis que les énergies fossiles proviennent de réserves qui s'épuisent. Il y a cinq familles principales d'énergies renouvelables. Dans l'ordre d'importance de leur exploitation actuelle, ce sont :
- L'énergie solaire
- L'énergie éolienne
- L'énergie hydraulique (hydroélectricité)
- La biomasse (avec le bois de chauffage, ainsi que biogaz...)
- La géothermie

Les énergies renouvelables sont très diverses mais elles proviennent toutes de deux sources naturelles principales :

- le Soleil : il émet des rayonnements transformables en électricité ou en chaleur, il génère des zones de températures et de pression inégales à l'origine des vents, il engendre le cycle de l'eau, il permet la croissance des plantes et la génération de la biomasse ;
- la Terre, dont la chaleur interne peut être récupérée à la surface.

Le caractère renouvelable de ces énergies, leur faible émission de déchets, de rejets polluants et de gaz à effet de serre sont des avantages. Mais leur pouvoir énergétique, relativement disséminé, est beaucoup plus faible que celui des énergies non renouvelables fortement concentrées. Elles peuvent être - dans le cas du solaire et de l'éolien - « intermittentes » et difficilement stockables car immédiatement transformées en électricité, nécessitant alors l'apport ponctuel d'autres énergies. Leur mise en œuvre suppose aussi des investissements lourds, même si avec le temps elles deviennent de plus en plus compétitives face aux énergies fossiles.

1.2 Les différents types des énergies renouvelables

1.2.1 L'énergie solaire :

Le soleil est la première et la principale source d'énergie renouvelable. Ces rayons sont retenus par des capteurs thermiques vitrés et sont transformés pour produire de l'énergie électrique ou pour réchauffer de l'eau destinée à un usage sanitaire.

Pour pouvoir exploiter l'énergie solaire, on peut se servir soit de panneaux solaires photovoltaïques, soit de panneaux solaires thermiques.

Les panneaux solaires photovoltaïques sont placés sur les toits des bâtiments ou à tout autre endroit où ils pourraient être en contact direct avec les rayons solaires. Ils sont composés de capteurs qui retiennent la lumière du soleil grâce au silicium présent dans chacune des cellules des panneaux et qui relâche des électrons pour créer de l'électricité.

Celle-ci peut être transformée en courant alternatif à l'aide d'un onduleur et utilisée immédiatement (utilisation individuelle) ou stockée en batteries ou encore injectée dans le réseau.

Les panneaux solaires thermiques quant à eux, ne captent pas les rayons du soleil, mais emmagasinent plutôt la chaleur qui en est issue et la transmettent au ballon d'eau chaude pour réchauffer l'eau qui s'y trouve à travers un circuit fermé. Cette eau peut alors être distribuée dans toute la maison. On peut utiliser ce système pour chauffer les locaux, les piscines, sécher les récoltes ou encore faire cuire des aliments (fours thermiques).

1.2.2 L'énergie éolienne :

Auparavant, il était question de moulins à vent avec des pales en forme de voile, qui utilisaient l'énergie mécanique pour actionner des équipements tels que des pompes. Aujourd'hui, on ne parle plus de moulins à vent, mais d'éoliennes. Sous la force du vent, elles produisent des forces mécaniques ou électriques qui sont utilisées pour générer de l'électricité qui va être injectée sur l'installation électrique d'une habitation (consommation directe) ou dans un réseau de distribution (consommation indirecte). Étant donné qu'elles prennent trop d'espace, elles sont le plus souvent placées en mer. Mais pour un usage domestique, il en existe des modèles réduits.

1.2.3 L'énergie hydraulique :

À l'instar de l'énergie éolienne, les énergies hydrauliques (à l'exception de l'énergie marémotrice) ont leur origine principale dans les phénomènes météorologiques et donc l'énergie solaire. Le soleil provoque l'évaporation de l'eau, principalement dans les océans et en libère une partie sur les continents à des altitudes variables.

On parle du cycle de l'eau pour 15 décrire ces mouvements.

L'eau (en fait, la vapeur d'eau) possède, en altitude, une énergie potentielle de pesanteur ; cette énergie peut être captée et transformée dans des barrages hydroélectriques, lors du retour de l'eau vers les océans.

Avant l'avènement de l'électricité, les moulins à eau permettaient de capter cette énergie mécanique pour entraîner des machines ou des outils (machines à tisser, moulins à moulin le blé, etc.).

Depuis l'invention de l'électricité cette énergie mécanique est transformée en énergie électrique ; l'hydroélectricité est après la biomasse, la deuxième énergie renouvelable : selon l'Agence internationale de l'énergie, elle fournit 2,4 % de l'énergie primaire produite dans le monde en 2014 (contre 1,8 % en 1973), sur un total de 14,1 % d'énergies renouvelables (12,4 % en 1973).

1.2.4 Biomasse :

Depuis la nuit des temps, la biomasse solide a toujours été utilisée comme énergie renouvelable. Dans certaines régions du globe, elle est la source d'énergie principale pour cuisiner et se chauffer. Cette biomasse qui comprend tous les produits obtenus à partir de plantes ou de résidus de plantes, secs ou déshydratés comme le bois, la paille, les grignons d'olives, la bagasse de la canne à sucre, est exploitée par combustion ou métabolisation. Mais pour être une réelle énergie renouvelable, les quantités brûlées ne doivent pas excéder les quantités produites.

En fonction des besoins, elle permet une production de chaleur ou d'électricité en constance. De ce fait, sa participation à la production d'énergie mondiale est énorme par rapport aux autres énergies.

1.2.5 L'énergie géothermique :

La géothermie consiste à exploiter la chaleur présente dans le sol et l'utiliser sous forme de chauffage ou la transformer en électricité, à l'aide de pompes et de turbines. Nous avons donc sous nos pieds, une source de chaleur disponible en permanence et qui ne dépend pas des éléments atmosphériques, mais de la radioactivité naturelle des roches du noyau et de la croûte terrestre. Selon la température des différentes couches du sol, on qualifie la géothermie de « haute énergie » (150 °C), « moyenne énergie » (entre 90 et 150 °C), « basse énergie » (entre 30 et 90 °C) et de « très basse énergie » (moins de 30 °C). Ainsi, plus on s'enfonce dans la terre, plus la température y est élevée et on pourra en faire des usages différents.

1.2.6 L'énergie aérothermique :

Contrairement à la géothermie où la chaleur est puisée dans le sol, l'aérotherme comme son nom l'indique, consiste à puiser la chaleur dans l'air.

En effet, les rayons du soleil chauffent continuellement l'air qui se charge de calories. C'est cette chaleur qui sera récupérée par une pompe aérothermique (une espèce de gros ventilateur) qui débouche sur un échange d'air. La pompe puise donc l'air extérieur, qu'elle réchauffe pour diffuser de la chaleur à l'intérieur du bâtiment, à travers un plancher chauffant ou des radiateurs à accumulation douce.

On parle 16 dans ce cas d'un système Air/Air. L'air extérieur peut aussi être récupéré puis transformé en eau chaude grâce à l'installation d'un circuit hydraulique. On parle alors d'un système Air/Eau. L'utilisation de cette énergie permet de réaliser de très grandes économies.

2.1 La récupération des eaux de pluie :

Les études montrent que 38 % de notre consommation en eau est affectée à l'arrosage et au sanitaire et 62 % à des fins domestiques. Récupérer l'eau de pluie va donc permettre de réduire l'exploitation des eaux souterraines en utilisant une ressource naturelle.

Le mécanisme est simple : l'eau de pluie est recueillie par les gouttières qui sont reliées à une cuve et un récupérateur d'eau pluviale se charge du filtre pour la débarrasser des déchets comme les insectes, les brindilles et les feuilles qui pourraient s'y trouver. Ce filtre permet également d'éviter l'altération de l'eau ainsi que la formation de vase. Grâce à une pompe électrique, l'eau est acheminée de la cuve vers la maison où elle pourra être utilisée pour les besoins courants de toute la famille et l'entretien du domicile (cuisine, sanitaires, boisson, arrosage, lave-linge...).

Votre portefeuille ne s'en portera que mieux surtout avec la suppression des coûts de pompage, de distribution, de traitement des eaux et la diminution du montant de la facture.

Pour aller plus loin : il existe des infrastructures permettant de faire un geste pour la planète en alliant design et économies d'énergie :

La pergola bioclimatique permet en effet de créer une ventilation naturelle et de pallier à l'effet de serre, tout en régulant la température.

2.2 Le déploiement des énergies renouvelables

Toutes les énergies renouvelables font l'objet de développements, mais ne sont pas toutes au même stade de maturité.

- L'essor du photovoltaïque dans le monde, rendu possible par la forte baisse du coût de production du kWh, est l'événement le plus spectaculaire des dix dernières années. L'Allemagne a longtemps mené la course mais les plus fortes capacités installées le sont aujourd'hui par la Chine et les États-Unis.

L'avenir de l'éolien est également assuré, même si le coût de l'électricité produite reste encore élevé, tout particulièrement pour les installations offshore. Des techniques géothermiques nouvelles sont également apparues.

D'autres en sont encore au stade d'expérimentation ou de recherches, comme les biocarburants de troisième génération fabriqués à partir des micro-algues ou les applications de l'hydrogène en tant que vecteur énergétique. Une possible « révolution de l'hydrogène » devient objet de débats mais ne sera possible que si l'on parvient à produire de l'hydrogène en grande quantité autrement qu'à partir des hydrocarbures.

À un niveau symbolique, le défi de l'avion solaire Solar Impulse 2 se poursuit année après année.

- **Électricité :** Actuellement plus de 99 % de la production d'électricité d'Algérie proviennent de sources de combustibles fossiles. Loin des objectifs affichés par le gouvernement, l'Algérie a généré 42,8 milliards de kilowattheures (kWh) d'électricité en 2010. Moins de 1 % provenaient de l'hydroélectricité. Comme le montre la Commission de régulation de l'électricité et du gaz (Creg), le système national d'électricité consiste dans un réseau interconnecté qui assure la distribution aux parties nord et sud du pays. Quelque 99 % de la population algérienne sont connectés au réseau national.

L'énergie solaire : Afin d'entrer dans l'arène de l'écologie, le gouvernement algérien avait pour objectif d'atteindre d'ici 2015 un niveau de 5 % d'électricité à partir de sources écologiques. Solar Power Plant One (SPP1), joint-venture par accord conclu en 2006 entre la société algérienne Neal (Sonatrach, Sonelgaz et le groupe privé Sim) et la société espagnole Abener, a construit à Hassi R'Mel la première usine hybride du pays et la première de son type dans le monde ; celle-ci a été inaugurée le 15 juillet 2011, le montage du projet s'articulant autour d'un contrat de vente et d'achat d'électricité entre SPP1 et la Sonatrach. La centrale, fonctionnant au gaz naturel et à l'énergie solaire, est hybride ; elle produit 150 MW avec un apport solaire de 20 % de la puissance nominale, soit 30 MW ; elle est composée de deux parties, le champ solaire et le champ combiné.

2.3 Leur place dans le mix énergétique global

Si l'on excepte l'énergie hydraulique, produite depuis très longtemps et qui assure la production de quantités importantes d'électricité, les énergies renouvelables représentent aujourd'hui une très faible part du mix électrique mondial : moins de 5 %, l'hydraulique intervenant pour plus de 16 % et les fossiles pour plus des deux tiers.

Leur progression est forte mais il faudra encore beaucoup de temps pour qu'elles rivalisent en quantité avec les énergies traditionnelles, notamment fossiles. (Voir l'infographie de l'évolution du mix énergétique dans le temps).

2.4 Avantages et inconvénients des énergies renouvelables

2.4.1 Les énergies renouvelables et les émissions de CO2

L'exploitation des énergies renouvelables génère théoriquement peu de polluants : notamment, l'électricité d'origine renouvelable émet très peu de CO₂ notamment lorsqu'on la compare aux énergies fossiles comme le charbon. Pour cette raison, les EnR sont notamment un vecteur privilégié de la lutte contre le réchauffement climatique. Elles sont aussi considérées comme un facteur de résilience car elles permettent des productions décarbonnées et décentralisées.

Pour mesurer les émissions de CO₂ des énergies renouvelables, on utilise l'outil d'ACV (Analyse de Cycle de Vie) qui permet de connaître les émissions de CO₂ par kWh d'électricité produite, en intégrant les émissions de CO₂ issues de la fabrication des infrastructures, de l'extraction des ressources et de la fin de vie. D'après le rapport du GIEC (Groupe Intergouvernemental d'Étude du Climat), les énergies renouvelables bénéficient d'ACV favorables par rapport à beaucoup d'énergies.

Voici la liste des énergies en fonction de leurs émissions de CO₂ d'après le rapport du GIEC, Annexe 3 (de la moins polluante à la plus polluante, en valeurs médianes) :

- Éolien terrestre : 11 gCO₂eq/kWh
- Nucléaire : 12 gCO₂eq/kWh
- Hydroélectricité : 24 gCO₂eq/kWh
- Solaire thermodynamique : 27 gCO₂eq/kWh
- Géothermique 38 gCO₂eq/kWh
- Solaire photovoltaïque : 41-48 gCO₂eq/kWh
- Biomasse : 230 gCO₂eq/kWh
- Gaz naturel : 490 gCO₂eq/kWh
- Charbon : 820 gCO₂eq/kWh

Toutefois, ces calculs n'intègrent pas les émissions de CO₂ liées à l'infrastructure électrique, notamment le stockage.

2.5 L'impact des énergies renouvelables dans la société

En permettant des productions plus décentralisées, au niveau des territoires et même de chaque foyer, en combinaison avec les progrès du numérique, les énergies renouvelables sont susceptibles d'apporter progressivement de profonds changements dans la société.

Car l'énergie est partout dans la vie quotidienne et des gestes simples permettent de l'économiser.

Les enjeux de la transition automobile avec les véhicules hybrides et électriques, y compris ceux utilisant l'hydrogène, mais aussi les nouveaux usages de la voiture, sont considérables.

L'irruption du digital dans la domotique et les réseaux permet de gérer plus efficacement la production délocalisée et la distribution de l'électricité, en tenant mieux compte des besoins des consommateurs.

2.5.1 Energie renouvelables, efficacité énergétique, intermittence et stockage

En effet, les énergies renouvelables sont parfois critiquées pour leur plus faible efficacité énergétique par rapport aux énergies fossiles. Les coûts de production sont également souvent considérés comme plus élevés à court terme. Mais surtout, elles sont caractérisées par une disponibilité plus aléatoire : par exemple, le solaire et l'éolien ne produisent pas en permanence de l'électricité. On appelle ce phénomène l'intermittence : Une éolienne ne produit que par intermittence, quand il y a du vent.

De ce fait, pour être utilisables à grande échelle, les énergies renouvelables intermittentes doivent être accompagnées d'une infrastructure de stockage d'électricité. Autrement dit, il faut être capable de stocker l'énergie que l'on produit en surplus pendant les périodes propices (quand il y a beaucoup de soleil et de vent) afin de la redistribuer pendant les périodes creuses, où la production est basse.

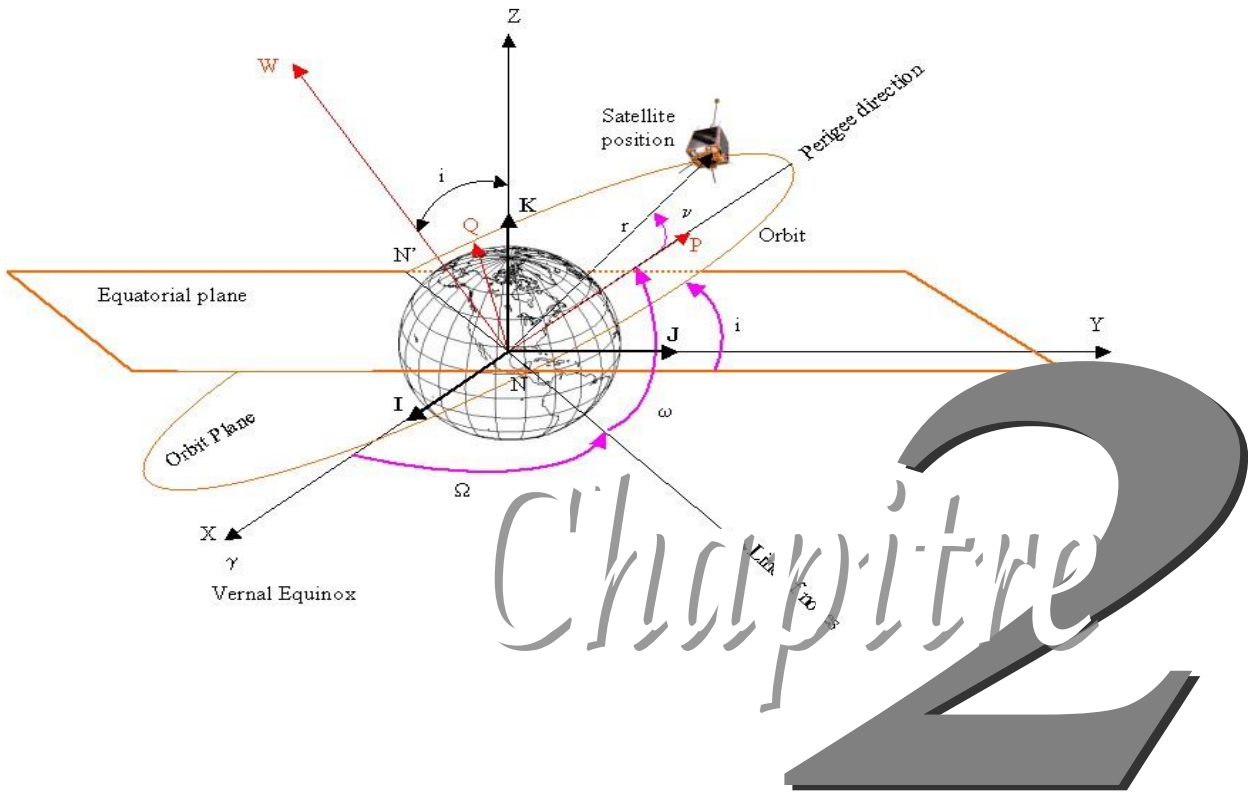
Cela implique donc de construire des batteries ou des systèmes de stockage complexes qui nécessitent de nombreuses ressources naturelles et augmentent la pollution liée aux énergies renouvelables.

2.6 En l'Algérie :

L'Algérie a lancé, le 3 février 2011 [17], son Programme national de développement des énergies renouvelables et de l'efficacité énergétique [18]. Ce programme, qui s'étale sur la période allant de 2011 à 2013, ambitionnait de produire 22 000 MW d'électricité à partir du solaire et de l'éolien dont 10 000 MW destinés à l'exportation [19]. Le gouvernement algérien a adopté fin février 2015 son programme de développement des énergies renouvelables 2015-2030. Une première phase du programme, démarrée en 2011, avait permis la réalisation de projets pilotes et d'études sur le potentiel national. Le nouveau programme précise les objectifs d'installations d'ici à 2030 :

- 13 575 MWc de solaire photovoltaïque,
- 5 010 MW d'éolien,
- 2 000 MW de solaire thermodynamique (CSP),
- 1 000 MW de biomasse (valorisation des déchets),
- 400 MW de cogénération,

- 15 MW de géothermie. Le total s'élève ainsi à 22 GW, dont plus de 4,5 GW doivent être réalisés d'ici à 2020



Géométrie Solaire

RESUME

Il y a eu de nombreux articles publiés décrivant des algorithmes de position solaire pour des applications de rayonnement solaire. La meilleure incertitude obtenue dans la plupart de ces articles est supérieure à $\pm 0,01^\circ$ dans le calcul des angles solaires zénithal et azimutal. Pour certains, l'algorithme est valable pour un nombre limité d'années variant de 15 ans à cent ans. Ce rapport est une procédure étape par étape pour la mise en œuvre d'un algorithme pour calculer les angles solaires zénithal et azimutal dans la période allant de -2000 à 6000, avec des incertitudes de $\pm 0,0003^\circ$. L'algorithme est décrit par Jean Meeus [3]. Ce rapport est écrit dans un format étape par étape pour simplifier les étapes compliquées décrites dans le livre, en mettant l'accent sur le soleil au lieu des planètes et des étoiles en général. Il introduit également quelques changements pour s'adapter aux applications de rayonnement solaire. Les changements incluent le changement de la direction de mesure des angles d'azimut à mesurer du nord et de l'est au lieu d'être mesurés du sud et de l'est, et la direction de mesure de la longitude géographique de l'observateur à mesurer comme positive vers l'est à partir du méridien de Greenwich au lieu de négative.

Ce rapport comprend également le calcul de l'angle d'incidence pour une surface inclinée à n'importe quel angle horizontal et vertical, comme décrit par Iqbal [4].

1. INTRODUCTION

Avec les progrès technologiques continus dans les applications du rayonnement solaire, il y aura toujours une demande pour une plus petite incertitude dans le calcul de la position solaire. De nombreuses méthodes de calcul de la position solaire ont été publiées dans la littérature sur le rayonnement solaire, néanmoins, leurs incertitudes ont été supérieures à $\pm 0,01^\circ$ dans les calculs du zénith solaire et de l'angle d'azimut, et certaines ne sont valables que pour un nombre spécifique d'années [1]. Par exemple, les calculs de Michalsky sont limités à la période de 1950 à 2050 avec une incertitude supérieure à $\pm 0,01^\circ$ [2], et les calculs de Blanco-Muriel et al. sont limités à la période de 1999 à 2015 avec une incertitude supérieure que $> \pm 0,01^\circ$ [1].

Un exemple soulignant l'importance de réduire l'incertitude du calcul de la position solaire à moins de $\pm 0,01^\circ$, est l'étalonnage des pyranomètres qui mesurent l'irradiance solaire globale. Lors de l'étalonnage, la sensibilité du pyranomètre est calculée aux angles zénithaux de 0° à 90° en divisant sa tension de sortie par l'éclairement solaire global de référence (G), qui est fonction du cosinus de l'angle zénithal (\cos^2). La figure 1 montre l'ampleur des erreurs que l'incertitude de $0,01^\circ$ en 2 peut contribuer au calcul de \cos^2 , et par conséquent G qui est utilisé pour calculer la réactivité. La figure 1 montre que l'incertitude de \cos^2 augmente de façon exponentielle lorsque 2 atteint 90° (par exemple, à 2 égal à 87° , l'incertitude de \cos^2 est de $0,7\%$, ce qui peut entraîner une incertitude de $0,35\%$ dans le calcul de G ; car à une telle grands angles zénithaux, l'irradiance d'incidence normale est approximativement égale à la moitié de la valeur de G). D'où la nécessité d'utiliser un algorithme de position solaire avec une incertitude plus faible pour les utilisateurs qui souhaitent mesurer l'irradiance solaire globale avec des incertitudes plus faibles dans toute la plage d'angle zénithal de 0° à 90° .

Dans ce rapport, nous décrivons une procédure pour un algorithme de position solaire (APS) pour calculer le zénith solaire et l'angle d'azimut avec des incertitudes égales à $\pm 0,0003^\circ$ dans la période allant de -2000 à 6000 . La figure 1 montre que l'incertitude de la irradiance solaire globale, résultant de $\pm 0,0003^\circ$ dans le calcul de l'angle zénithal solaire dans la plage de 0° à 90° est négligeable. La procédure est reprise de The Astronomical Algorithms [3], qui s'appuie sur la Théorie des Variations Séculeaires des Orbites Planétaires (VSOP87) développée par P. Bretagnon en 1982 puis modifiée en 1987 par Bretagnon et Francou [3]. Dans ce rapport, nous résumons les éléments complexes de l'algorithme dispersés dans le livre pour calculer la position solaire et introduisons quelques modifications à l'algorithme pour s'adapter aux applications du rayonnement solaire. Par exemple, dans The Astronomical Algorithms [3], l'angle d'azimut est mesuré vers l'ouest depuis le sud, mais pour les applications de rayonnement solaire, il est mesuré vers l'est depuis le nord. Aussi, l'observateur

La longitude géographique est considérée comme positive à l'ouest ou négative à l'est de Greenwich, tandis que pour les applications de rayonnement solaire, elle est considérée comme négative à l'ouest ou positive à l'est de Greenwich.

Nous commençons ce chapitre par :

- 1- Décrire les échelles de temps en raison de l'importance d'utiliser la bonne heure dans le APS.
- 2- Fournir une procédure étape par étape pour calculer la position solaire et l'angle d'incidence solaire pour une orientation de surface arbitraire en utilisant les méthodes décrites dans An Introduction 1 to Solar Radiation [4]
- 3- Évaluation de l'ASP par rapport aux données de l'almanach astronomique (AA) pour les années 1994, 1995, 1996 et 2004.

En raison de la complexité de l'algorithme, nous avons inclus quelques exemples, dans l'annexe, pour donner aux utilisateurs confiance dans leurs calculs étape par étape. Nous avons également inclus dans l'annexe une explication sur la façon de calculer l'équation du temps, le transit du soleil (midi solaire), le lever et le coucher du soleil et comment changer le jour julien en date calendaire. Les utilisateurs peuvent intégrer ce module dans leur propre code en incluant le fichier d'en-tête, en déclarant la structure APS, en remplissant les paramètres d'entrée requis dans la structure, puis en appelant la fonction de calcul APS. Cette fonction calculera toutes les valeurs de sortie et remplira la structure APS pour l'utilisateur.

Ce chapitre est utilisé pour calculer la position solaire pour les applications de rayonnement solaire uniquement, et qu'il est purement mathématique et ne vise pas à enseigner l'astronomie ou à décrire la rotation de la Terre. Pour une description plus détaillée de la nomenclature astronomique utilisée tout au long du mémoire, l'utilisateur est encouragé à consulter les définitions des almanachs astronomiques ou d'autres références astronomiques.

2. ÉCHELLE DE TEMPS

Voici les échelles de temps internationalement reconnues :

- 1- Le Temps Universel (TU), ou temps civil de Greenwich, est basé sur la rotation de la Terre et compté de 0 heure à minuit ; l'unité est le jour solaire moyen [3]. UT est le temps utilisé pour calculer la position solaire dans l'algorithme décrit. Il est parfois appelé UT1.
- 2- Le Temps Atomique International (TAI) est la durée du Système International Second (SI-second) et basé sur un grand nombre d'horloges atomiques [5].
- 3- Le Temps Universel Coordonné (UTC) est la base de la plupart des signaux horaires radio et des systèmes horaires légaux. Elle est maintenue à 0,9 seconde près de UT1 (UT) en introduisant des pas d'une seconde à sa valeur (seconde intercalaire) ; à ce jour les étapes sont toujours positives.

4- Le Temps Terrestre Dynamique ou Terrestre (TDT ou TT) est l'échelle de temps des éphémérides pour les observations depuis la surface de la Terre.

Les équations suivantes décrivent la relation entre les échelles de temps ci-dessus (en secondes) :

$$TT = TAI + 32.184 \quad (1)$$

$$UT = TT - \Delta T \quad (2)$$

Où ΔT est la différence entre le temps de rotation de la Terre et le temps terrestre (TT).

Elle est dérivée d'observations uniquement et rapportée chaque année dans l'Almanach astronomique [5].

$$UT = UT1 = UTC + \Delta UT1 \quad (3)$$

Où $\Delta UT1$ est une fraction de seconde, valeur positive ou négative, qui est ajoutée à l'UTC pour ajuster le taux de rotation irrégulier de la Terre. Elle est dérivée de l'observation, mais les valeurs prédites sont transmises en code dans certains signaux temporels, par ex. hebdomadaire par l'U.S. Naval Observatory (USNO) [6].

3. PROCEDURE

3.1. CALCULEZ LE JOUR, LE SIECLE ET LE MILLENAIRE DES EPHEMERIDES JULIENS :

La date julienne commence le 1^{er} janvier de l'année - 4712 à 12 :00 :00 UT. Le jour julien (JD) est calculé en utilisant UT et le jour julien des éphémérides (JDE) est calculé en utilisant TT. Dans les étapes suivantes, notez qu'il y a un écart de 10 jours entre le calendrier julien et grégorien où le calendrier julien se termine le 4 octobre 1582 (JD = 2299160), et après 10 jours le calendrier grégorien commence le 15 octobre 1582.

3.1.1 Calculer le Jour Julien (JD),

Où,

$$JD = INT(365.25*(Y + 4716)) + INT(30.6001*(M + 1)) + D + B - 1524.5 \quad (4)$$

- **INT** est l'entier des termes calculés (par exemple $8,7 = 8$, $8,2 = 8$ et $-8,7 = -8$..etc.).
- **Y** est l'année (par exemple 2001, 2002, ..etc.).
- **M** est le mois de l'année (par exemple 1 pour janvier, ..etc.).

Note :

Si **M** > 2 alors (**Y et M ne sont pas modifiés**),

Si **M** = 1 ou 2 alors (**Y = Y-1 et M = M + 12**).

- **D** est le jour du mois avec l'heure décimale (par exemple pour le deuxième jour du mois à 12 :30 :30 TU, D = 2.521180556).

- **B** est égal à 0, pour le calendrier julien {i.e. en utilisant $B = 0$ dans l'équation 4, $JD < 2299160$ }, et égal à $(2 - A + \text{INT}(A/4))$ pour le calendrier grégorien {i.e. en utilisant $B = 0$ dans l'équation 4, $JD > 2299160$ }, où $A = \text{INT}(Y/100)$.

Pour les utilisateurs qui souhaitent utiliser leur heure locale au lieu de UT, changez le fuseau horaire en une fraction de jour (en le divisant par 24), puis soustrayez le résultat de JD. Notez que la fraction est soustraite de JD calculé avant le test pour $B < 2299160$ pour maintenir les périodes julienne et grégorienne.

Le tableau A4.1 montre des exemples pour tester tout programme implémenté utilisé pour calculer le JD.

3.1.2. Calculer le jour julienne des éphémérides (JDE),

$$JDE = JD + \frac{\Delta T}{86400} \quad (5)$$

3.1.3. Calculer le siècle julien (JC) et le siècle julien des éphémérides (JCE) pour l'époque standard 2000,

$$JC = \frac{JD - 2451545}{36525} \quad (6)$$

$$JCE = \frac{JDE - 2451545}{36525} \quad (7)$$

3.1.4. Calculer le Julian Ephemeris Millennium (JME) pour l'époque standard 2000,

$$JME = \frac{JCE}{10} \quad (8)$$

3.2. CALCULEZ LA LONGITUDE, LA LATITUDE ET LE RAYON HELIOCENTRIQUES DE LA TERRE (L, B ET R) :

« Héliocentrique » signifie que la position de la Terre est calculée par rapport au centre du soleil.

3.2.1. Pour chaque ligne du tableau A4.2, calculez le terme $L0_i$ (en radians),

$$L0_i = A_i * \cos(B_i + C_i * JME) \quad (9)$$

Où,

- i est la $i^{\text{ème}}$ ligne du terme $L0$ dans le tableau A4.2.
- A_i , B_i et C_i sont les valeurs de la $i^{\text{ème}}$ ligne et des colonnes A, B et C du tableau A4.2, pour le terme $L0$ (en radians).

3.2.2. Calculer le terme $L0$ (en radians),

$$L0 = \sum_{i=0}^n L0_i \quad (10)$$

Où n est le nombre de lignes pour le terme $L0$ dans le tableau A4.2.

3.2.3. Calculez les termes L1, L2, L3, L4 et L5 en utilisant les équations 9 et 10 et en changeant le 0 en 1, 2, 3, 4 et 5, et en utilisant leurs valeurs correspondantes dans les colonnes A, B et C dans Tableau A4.2 (en radians).

3.2.4. Calculer la longitude héliocentrique de la Terre, L (en radians),

Un point à la surface de la terre est repéré par deux coordonnées angulaires : la latitude et la longitude. C'est la mesure de l'angle entre le méridien du lieu et le méridien origine des longitudes (Greenwich en Angleterre). Les lieux qui sont situés à l'Est sont comptés avec le signe +. Le grand arc de cercle qui joint le pôle Nord, Greenwich et le pôle Sud s'appelle méridien origine. Il y a 23 méridiens séparés de 15° donnant naissance aux 24 fuseaux horaires. On a décidé de fixer la ligne de changement de date sur le méridien n° 12 au beau milieu du Pacifique. Quand il est midi le jour J à Greenwich, il est minuit du même jour sur la bordure Ouest de la ligne de changement de date et minuit du jour J-1 sur sa bordure Est. Pour le comprendre, il suffit de déployer mentalement la projection cylindrique de la sphère terrestre. Par convention, bien que le méridien de Greenwich passe par Mostaganem en Algérie.

$$L = \frac{L0 + L1 * JME + L2 * JME^2 + L3 * JME^3 + L4 * JME^4 + L5 * JME^5}{10^8} \quad (11)$$

3.2.5. Calculer L en degrés,

$$L \text{ (in Degrees)} = \frac{L \text{ (in Radians)} * 180}{\pi} \quad (12)$$

Où est approximativement égal à 3,1415926535898.

3.2.6. Limitez L à la plage de 0° à 360°. Cela peut être accompli en divisant L par 360 et en enregistrant la fraction décimale de la division comme F.

Si L est positif, **alors** le L limité = 360 * F.

Si L est négatif, **alors** le L limité = 360 - 360 * F.

3.2.7. Calculez la latitude héliocentrique de la Terre, B (en degrés),

La latitude B permet de repérer la distance angulaire d'un point quelconque par rapport à l'équateur. Elle varie de 0° à l'équateur à 90 ° au pôle Nord.

En utilisant le tableau A4.2 et les étapes 3.2.1 à 3.2.5 et en remplaçant tous les Ls par les Bs dans toutes les équations.

Notez qu'il n'y a pas de B2 à B5, par conséquent, remplacez-les par zéro aux étapes 3.2.3 et 3.2.4.

3.2.8. Calculez le vecteur de rayon de la Terre, R (en unités astronomiques, AU), en répétant l'étape 3.2.7 et en remplaçant tous les Ls par Rs dans toutes les équations.

Notez qu'il n'y a pas de R5, par conséquent, remplacez-le par zéro aux étapes 3.2.3 et 3.2.4.

3.3. CALCULEZ LA LONGITUDE ET LA LATITUDE GEOCENTRIQUES (Θ et β) :

« Géocentrique » signifie que la position du soleil est calculée par rapport au centre de la Terre.

3.3.1. Calculer la longitude géocentrique, Θ (en degrés),

$$\Theta = L + 180 \quad . \quad (13)$$

3.3.2. Limitez Θ à la plage de 0° à 360° comme décrit à l'étape 3.2.6.

3.3.3. Calculer la latitude géocentrique, β (en degrés),

$$\beta = -B \quad . \quad (14)$$

3.4. CALCULER LA NUTATION EN LONGITUDE ET EN OBLIQUE ($\Delta\Psi$ et $\Delta\varepsilon$) :

3.4.1. Calculer l'allongement moyen de la lune par rapport au soleil, X_0 (en degrés),

$$X_0 = 297.85036 + 445267.111480 * JCE - \quad (15)$$

$$0.0019142 * JCE^2 + \frac{JCE^3}{189474} \quad .$$

3.4.2. Calculer l'anomalie moyenne du soleil (Terre), X_1 (en degrés),

$$X_1 = 357.52772 + 35999.050340 * JCE - \quad (16)$$

$$0.0001603 * JCE^2 - \frac{JCE^3}{300000} \quad .$$

3.4.3. Calculer l'anomalie moyenne de la lune, X_2 (en degrés),

$$X_2 = 134.96298 + 477198.867398 * JCE + \quad (17)$$

$$0.0086972 * JCE^2 + \frac{JCE^3}{56250} \quad .$$

3.4.4. Calculer l'argument de latitude de la lune, X_3 (en degrés),

$$X_3 = 93.27191 + 483202.017538 * JCE - \quad (18)$$

$$0.0036825 * JCE^2 + \frac{JCE^3}{327270} \quad .$$

3.4.5. Calculer la longitude du nœud ascendant de l'orbite moyenne de la lune sur l'écliptique, mesurée à partir de l'équinoxe moyen de la date, X_4 (en degrés),

$$X_4 = 125.04452 - 1934.136261 * JCE + \quad (19)$$

$$0.0020708 * JCE^2 + \frac{JCE^3}{450000} \quad .$$

3.4.6. Pour chaque ligne du tableau A4.3, calculez les termes $\Delta\Psi$ et $\Delta\varepsilon$ (en 0,0001 de secondes d'arc),

$$\Delta \psi_i = (a_i + b_i * JCE) * \sin \left(\sum_{j=0}^4 X_j * Y_{i,j} \right) , \quad (20)$$

$$\Delta \varepsilon_i = (c_i + d_i * JCE) * \cos \left(\sum_{j=0}^4 X_j * Y_{i,j} \right) , \quad (21)$$

Où,

- a_i, b_i, c_i et d_i sont les valeurs répertoriées dans la $i^{\text{ème}}$ ligne et les colonnes a, b, c et d du tableau A4.3.
- X_j est le $j^{\text{ème}}$ X calculé en utilisant les équations 15 à 19.
- $Y_{i,j}$ est la valeur indiquée dans la $i^{\text{ème}}$ ligne et la $j^{\text{ème}}$ colonne Y du tableau A4.3.

3.4.7. Calculer la nutation en longitude, $\Delta\Psi$ (en degrés),

$$\Delta \Psi = \frac{\sum_{i=0}^n \Delta \psi_i}{36000000} , \quad (22)$$

Où n est le nombre de lignes dans le tableau A4.3 (n est égal à 63 lignes dans le tableau).

3.4.8. Calculer la nutation en obliquité, ε (en degrés),

$$\Delta \varepsilon = \frac{\sum_{i=0}^n \Delta \varepsilon_i}{36000000} . \quad (23)$$

3.5. CALCULEZ LA VERITABLE OBLIQUITE DE L'ECLIPTIQUE, ε (EN DEGRES) :

3.5.1. Calculer l'obliquité moyenne de l'écliptique, ε_0 (en secondes d'arc),

$$\begin{aligned} \varepsilon_0 = & 84381.448 - 4680.93U - 1.55U^2 + 1999.25U^3 - \\ & 51.38U^4 - 249.67U^5 - 39.05U^6 + 7.12U^7 + \\ & 27.87U^8 + 5.79U^9 + 2.45U^{10} , \end{aligned} \quad (24)$$

Où $U = JME/10$.

3.5.2. Calculer l'obliquité vraie de l'écliptique, ε (en degrés),

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon_0}{3600} + \Delta \varepsilon . \quad (25)$$

3.6. CALCULER LA CORRECTION D'ABERRATION, ΔT (EN DEGRES) :

$$\Delta \tau = - \frac{20.4898}{3600 * R} . \quad (26)$$

3.7. CALCULEZ LA LONGITUDE APPARENTE DU SOLEIL, λ (EN DEGRES):

$$\lambda = \Theta + \Delta \psi + \Delta \tau \quad . \quad (27)$$

3.8. CALCULER LE TEMPS SIDERAL APPARENT A GREENWICH A UN INSTANT DONNE, V (EN DEGRES) :

3.8.1. Calculer le temps sidéral moyen à Greenwich, V_0 (en degrés),

$$v_0 = 280.46061837 + 360.98564736629 * (JD - 2451545) + 0.000387933 * JC^2 - \frac{JC^3}{38710000} \quad . \quad (28)$$

3.8.2. Limitez V_0 à la plage de 0° à 360° comme décrit à l'étape 3.2.6.

3.8.3. Calculer le temps sidéral apparent à Greenwich, V (en degrés),

$$v = v_0 + \Delta \psi * \cos(\varepsilon) \quad . \quad (29)$$

3.9. CALCULER L'ASCENSION DROITE GEOCENTRIQUE DU SOLEIL, α (EN DEGRES):

3.9.1. Calculer l'ascension droite du soleil, α (en radians),

$$\alpha = \text{Arctan2} \left(\frac{\sin \lambda * \cos \varepsilon - \tan \beta * \sin \varepsilon}{\cos \lambda} \right) \quad , \quad (30)$$

Où Arctan2 est une fonction arctangente qui est appliquée au numérateur et au dénominateur (au lieu de la division réelle) pour maintenir le quadrant correct du α où α est dans la rage de $-\pi$ à π .

3.9.2. Calculez α en degrés à l'aide de l'équation 12, puis limitez-la à la plage de 0° à 360° en utilisant la technique décrite à l'étape 3.2.6.

3.10. CALCULEZ LA DECLINAISON GEOCENTRIQUE DU SOLEIL, δ (EN DEGRES):

La déclinaison solaire δ est l'angle formé par la direction du soleil et le plan équatorial terrestre. Cet angle varie au cours des saisons. La Figure 13 en donne les valeurs remarquables.

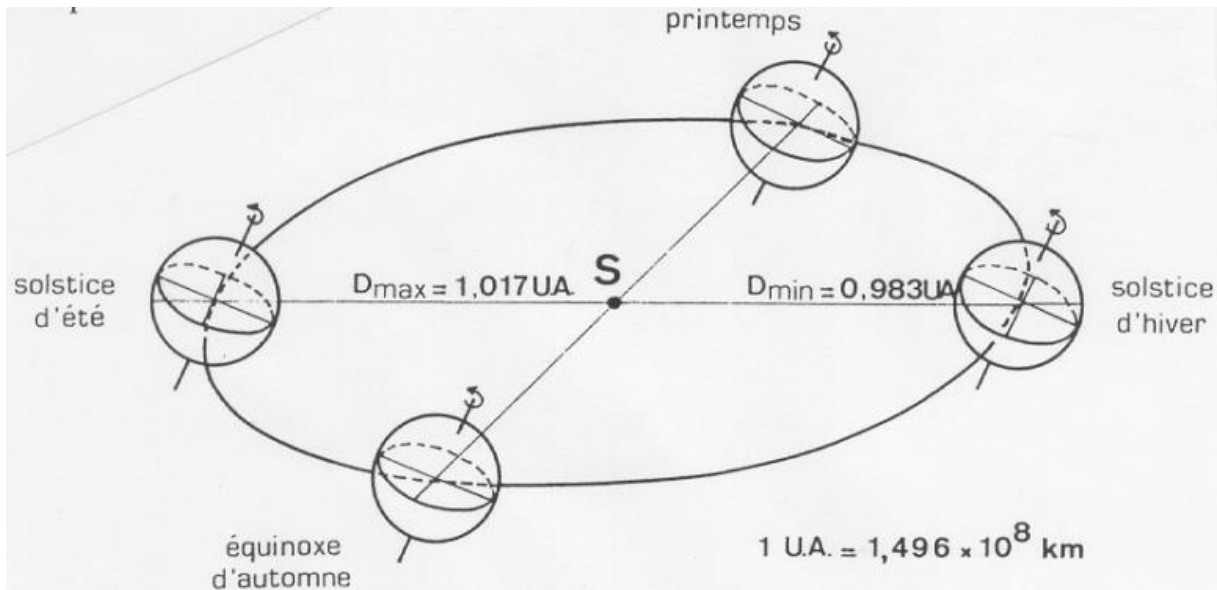


Figure : Mouvement de rotation de la Terre

- Equinoxe de printemps* : 21 Mars $\delta = 0$
- Solstice d'été* : 22 Juin $\delta = + 23^{\circ} 27'$
- Equinoxe d'automne* : 23 Septembre $\delta = 0$
- Solstice d'hiver* : 22 Décembre $\delta = - 23^{\circ} 27'$

Approche maximale : Périhélie 2 Janvier

Approche minimale : Aphélie 2 Juillet

Entre ces 4 points remarquables, δ prend toutes les valeurs intermédiaires qui peuvent se calculer par la relation :

$$\delta = \text{Arc sin}(\sin \beta * \cos \varepsilon + \cos \beta * \sin \varepsilon * \sin \lambda) \quad , \quad (31)$$

Où δ est positif ou négatif si le soleil est respectivement au nord ou au sud de l'équateur céleste. Puis changez δ en degrés à l'aide de l'équation 12.

3.11. CALCULEZ L'ANGLE HORAIRE LOCAL DE L'OBSERVATEUR, H (EN DEGRES) :

L'angle horaire H (encore noté ω) du soleil est déterminé par la rotation diurne de la terre autour de son axe. C'est la mesure de l'arc de trajectoire solaire compris entre le soleil et le plan méridien du lieu.

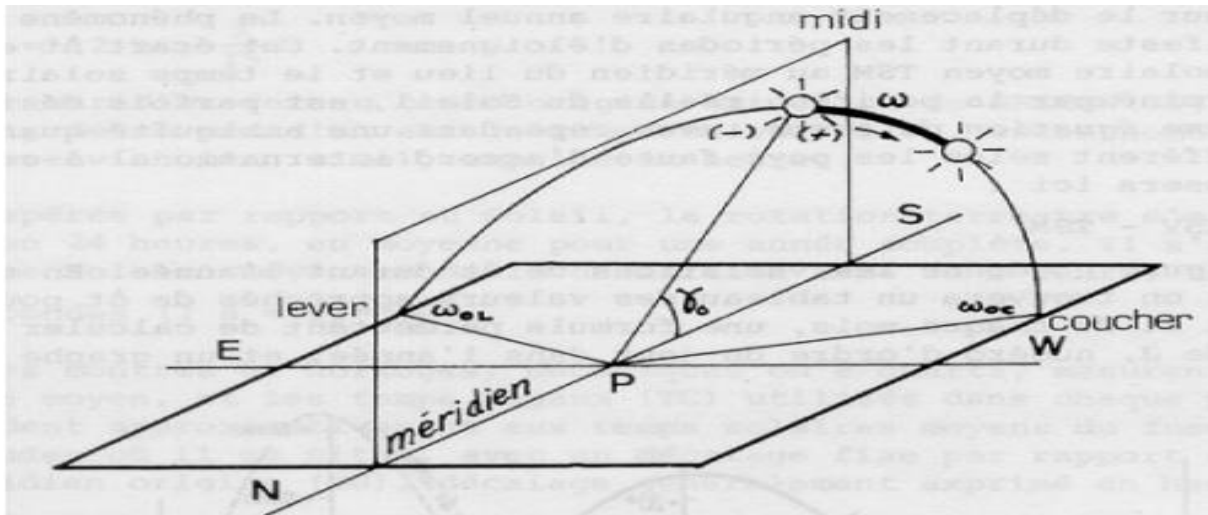


Figure : angle horaire ω du soleil

$$H = \nu + \sigma - \alpha \quad , \quad (32)$$

Où σ est la longitude géographique de l'observateur, positive ou négative pour l'est ou l'ouest de Greenwich, respectivement.

Limitez H à la plage de 0° à 360° à l'aide de l'étape 3.2.6 et notez qu'il est mesuré vers l'ouest depuis le sud dans cet algorithme.

3.12. CALCULER L'ASCENSION DROITE DU SOLEIL TOPOCENTRIQUE α' (EN DEGRES):

« Topocentrique » signifie que la position du soleil est calculée par rapport à la position locale de l'observateur à la surface de la Terre.

3.12.1. Calculer la parallaxe horizontale équatoriale du soleil, ξ (en degrés),

$$\xi = \frac{8.794}{3600 * R} \quad , \quad (33)$$

Où R est calculé à l'étape 3.2.8.

3.12.2. Calculer le terme u (en radians),

$$u = \text{Arc tan} (0.99664719 * \tan \varphi) \quad , \quad (34)$$

Où φ est la latitude géographique de l'observateur, positive ou négative si au nord ou au sud de l'équateur, respectivement.

Notez que le nombre 0.99664719 est égal à $(1 - f)$, où f est l'aplatissement de la Terre.

3.12.3. Calculer le terme x,

$$x = \cos u + \frac{E}{6378140} * \cos \varphi \quad , \quad (35)$$

Où E est l'altitude de l'observateur (en mètres).

Avec: $x = \rho * \cos \varphi'$.

Où ρ est la distance de l'observateur au centre de la Terre, et φ' est la latitude géocentrique de l'observateur.

3.12.4. Calculer le terme y ,

$$y = 0.99664719 * \sin u + \frac{E}{6378140} * \sin \varphi \quad , \quad (36)$$

Notez que $y = \rho * \sin \varphi'$,

3.12.5. Calculer la parallaxe dans l'ascension droite du soleil, $\Delta \alpha$ (en degrés),

$$\Delta \alpha = \text{Arctan2} \left(\frac{-x * \sin \xi * \sin H}{\cos \delta - x * \sin \xi * \cos H} \right) \quad . \quad (37)$$

Puis changez $\Delta \alpha$ en degrés à l'aide de l'équation 12.

3.12.6. Calculer l'ascension droite du soleil topocentrique α' (en degrés),

$$\alpha' = \alpha + \Delta \alpha \quad . \quad (38)$$

3.12.7. Calculer la déclinaison topocentrique du soleil, δ' (en degrés),

$$\delta' = \text{Arctan2} \left(\frac{(\sin \delta - y * \sin \xi) * \cos \Delta \alpha}{\cos \delta - x * \sin \xi * \cos H} \right) \quad . \quad (39)$$

3.13. CALCULER L'ANGLE HORAIRE LOCAL TOPOCENTRIQUE, H' (EN DEGRES),

$$H' = H - \Delta \alpha \quad . \quad (40)$$

3.14. CALCULEZ L'ANGLE ZENITHAL TOPOCENTRIQUE, θ (EN DEGRES) :

3.14.1. Calculer l'angle d'élévation topocentrique sans correction de la réfraction atmosphérique, e_0 (en degrés),

$$e_0 = \text{Arc sin} (\sin \varphi * \sin \delta' + \cos \varphi * \cos \delta' * \cos H') \quad . \quad (41)$$

Puis changez e_0 en degrés en utilisant l'équation 12.

3.14.2. Calculer la correction de réfraction atmosphérique, Δe (en degrés),

$$\Delta e = \frac{P}{1010} * \frac{283}{273 + T} * \frac{1.02}{60 * \tan \left(e_0 + \frac{10.3}{e_0 + 5.11} \right)} \quad , \quad (42)$$

Notez que $e=0$ lorsque le soleil est sous l'horizon.

Où,

- P est la pression locale moyenne annuelle (en millibars).
- T est la température locale moyenne annuelle (en °C).
- e_0 est en degrés. Calculez l'argument tangent en degrés, puis convertissez-le en radians.

3.14.3. Calculer l'angle d'élévation topocentrique, e (en degrés),

$$e = e_0 + \Delta e \quad . \quad (43)$$

3.14.4. Calculer l'angle zénithal topocentrique, θ (en degrés),

$$\theta = 90 - e \quad . \quad (44)$$

3.15. CALCULEZ L'ANGLE D'AZIMUT TOPOCENTRIQUE, ϕ (EN DEGRES) :

3.15.1. Calculer l'angle d'azimut des astronomes topocentriques, Γ (en degrés),

$$\Gamma = \text{Arc tan 2} \left(\frac{\sin H'}{\cos H' * \sin \varphi - \tan \delta' * \cos \varphi} \right) \quad , \quad (45)$$

Changez Γ en degrés à l'aide de l'équation 12, puis limitez-le à la plage de 0° à 360° à l'aide de l'étape 3.2.6.

Note : Γ est mesuré vers l'ouest depuis le sud.

3.15.2. Calculer l'angle d'azimut topocentrique, ϕ pour les navigateurs et les utilisateurs de rayonnement solaire (en degrés),

$$\Phi = \Gamma + 180 \quad , \quad (46)$$

Limitez ϕ à la plage de 0° à 360° à l'aide de l'étape 3.2.6.

Note : ϕ est mesuré vers l'est depuis le nord.

3.16. Calculer l'angle d'incidence pour une surface orientée dans n'importe quelle direction, I (en degrés) :

$$I = \text{Arc cos}(\cos \theta * \cos \omega + \sin \omega * \sin \theta * \cos (\Gamma - \gamma)) \quad , \quad (47)$$

Où,

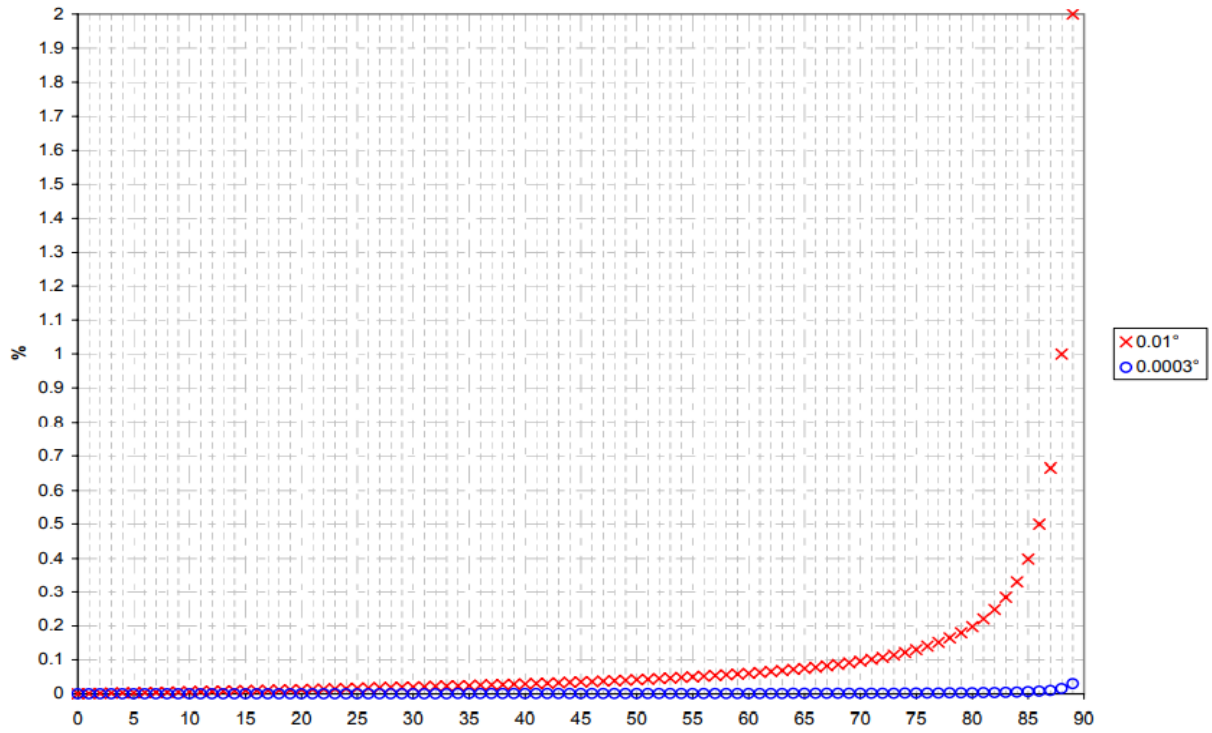
- ω est la pente de la surface mesurée à partir du plan horizontal.

- γ est l'angle de rotation de l'azimut à la surface, mesuré du sud à la projection de la normale à la surface sur le plan horizontal, positif ou négatif s'il est orienté à l'ouest ou à l'est depuis le sud, respectivement.

4. ÉVALUATION ET CONCLUSION DU APS

Étant donné que le zénith, l'azimut et les angles d'incidence solaires ne sont pas indiqués dans l'Almanach astronomique (AA), les paramètres solaires suivants sont utilisés pour l'évaluation : Les paramètres principaux (longitude et latitude écliptiques pour l'équinoxe moyen de la date, ascension droite apparente, déclinaison apparente), et les paramètres de correction (nutation en longitude, nutation en obliquité, obliquité de l'écliptique et distance géométrique vraie). Des fonctions trigonométriques exactes sont utilisées avec les paramètres solaires rapportés par l'AA pour calculer les angles solaires zénithal et azimutal, il est donc adéquat d'évaluer l'incertitude APS à l'aide de ces paramètres. Pour évaluer l'incertitude de la APS, nous avons choisi le deuxième jour de chaque mois, pour chacune des années 1994, 1995, 1996 et 2004, à 0 heure du temps terrestre (TT). La figure 2 montre que la différence maximale entre les paramètres principaux AA et APS est de $-0,00015^\circ$. La figure 3 montre que la différence maximale entre l'AA et la APS pour le calcul de l'angle zénithal ou azimutal est de $0,00003^\circ$ et $0,0008^\circ$, respectivement.

Cela implique que le APS se situe bien dans l'incertitude indiquée de $\pm 0,0003^\circ$.



Angle zénithal solaire

Figure 1. Incertitude du cosinus de l'angle zénithal solaire résultant de l'incertitude de 0,01° et 0,0003° dans le calcul de l'angle.

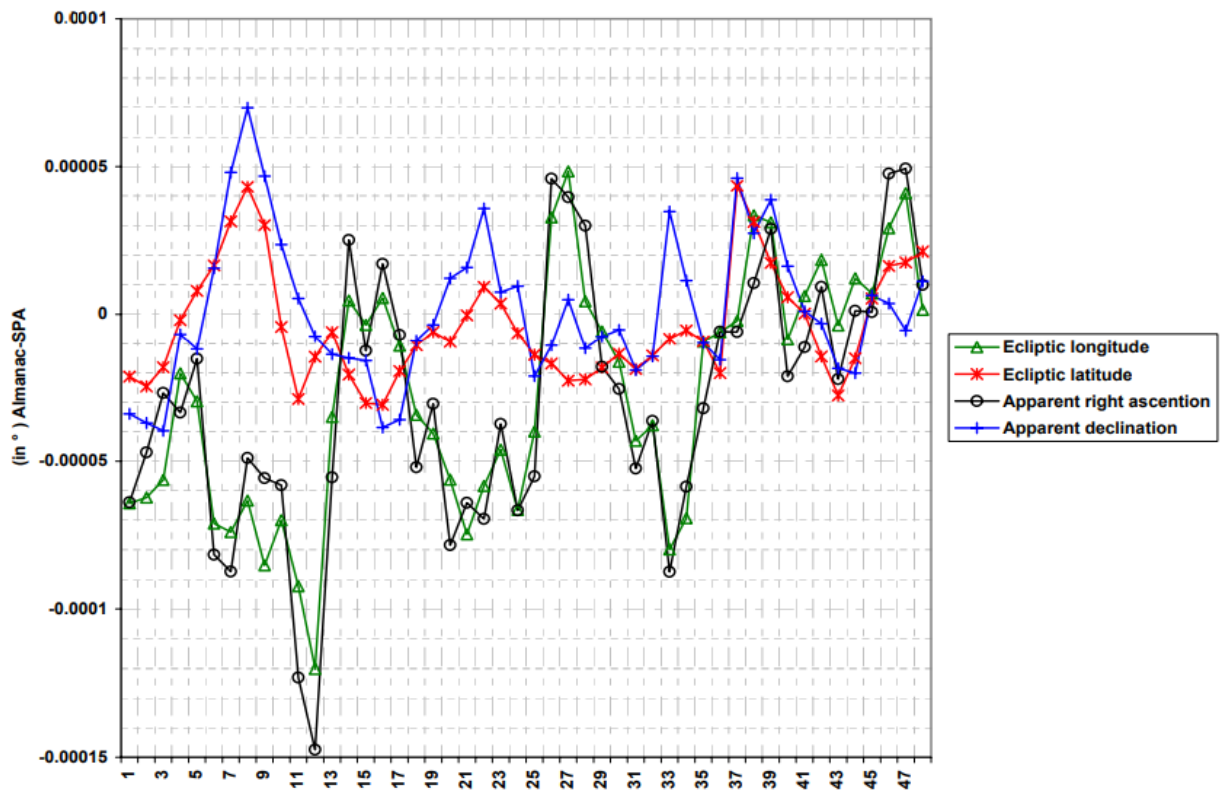


Figure 2. Différence entre l'almanach et l'APS pour la longitude écliptique, la latitude écliptique, l'ascension droite apparente et la déclinaison apparente dans le deuxième jour de chaque mois à 0-TT pour les années 1994, 1995, 1996 et 2004

A.1. ÉQUATION DU TEMPS

L'équation du temps, E , est la différence entre le temps solaire apparent et le temps moyen. Utilisez l'équation suivante pour calculer E (en degrés),

$$E = M - 0.0057183 - \alpha + \Delta\psi * \cos \varepsilon \quad , \quad (A1)$$

Où,

- M est la longitude moyenne du soleil (en degrés),

$$M = 280.4664567 + 360007.6982779 * JME + 0.03032028 * JME^2 + \frac{JME^3}{49931} - \frac{JME^4}{15300} - \frac{JME^5}{2000000} \quad , \quad (A2)$$

Où JME est le Julian Ephemeris Millennium calculé à partir de l'équation 8, et M est limité à la plage de 0° à 360° à l'aide de l'étape **3.2.6**.

- α est l'ascension géocentrique à droite, à partir de l'équation 30 (en degrés).
- $\Delta\psi$ est la nutation en longitude, d'après l'équation 22 (en degrés).
- ε est l'obliquité de l'écliptique, d'après l'équation 25 (en degrés).

Multipliez E par 4 pour changer son unité de degrés en minutes de temps. Limiter E si sa valeur absolue est supérieure à 20 minutes, en ajoutant ou en soustrayant 1440.

A.2. LEVER DU SOLEIL, TRANSIT DU SOLEIL ET COUCHER DE SOLEIL

La valeur de $0,5667^\circ$ est généralement adoptée pour la réfraction atmosphérique aux heures du lever et du coucher du soleil. Ainsi pour le rayon du soleil de $0,26667^\circ$, la valeur $-0,8333^\circ$ de l'élévation du soleil (h'_0) est choisie pour calculer les heures du lever et du coucher du soleil. D'autre part, le transit solaire est le moment où le centre du soleil atteint le méridien local.

A.2.1. Calculez le temps sidéral apparent à Greenwich à 0 UT, V (en degrés), en utilisant l'équation 29.

A.2.2. Calculer l'ascension droite et la déclinaison géocentriques à 0 TT, à l'aide des équations 30 et 31, pour la veille du jour d'intérêt (D_{-1}), le jour d'intérêt (D_0), puis le lendemain (D_{+1}). Notons les valeurs sous la forme suivante, en degrés :

$$\begin{matrix} \alpha_{-1} & \delta_{-1} \\ \alpha_0 & \delta_0 \\ \alpha_{+1} & \delta_{+1} \end{matrix}$$

A.2.3. Calculer le temps de transit approximatif du soleil, m_0 , en fraction de jour,

$$m_0 = \frac{\alpha_0 - \sigma - \nu}{360} \quad , \quad (A3)$$

Où F est la longitude géographique de l'observateur, en degrés, positive à l'est de Greenwich.

A.2.4. Calculer l'angle horaire local correspondant à l'élévation du soleil H_0 ,

$$H_0 = \text{Arc cos} \left(\frac{\sin h'_0 - \sin \varphi * \sin \delta_0}{\cos \varphi * \cos \delta_0} \right) \quad , \quad (A4)$$

Où,

- h'_0 est égal à -0.8333° .
- φ est la latitude géographique de l'observateur, en degrés, au nord positif de l'équateur.

Alors que, si l'argument de l'ArcCosinus n'est pas compris entre -1 et 1, cela signifie que le soleil est toujours au-dessus ou au-dessous de l'horizon pour ce jour-là.

Modifiez H_0 en degrés en utilisant l'équation 12, puis limitez-le à la plage de 0° à 180° en utilisant l'étape 3.2.6 et en remplaçant 360 par 180.

A.2.5. Calculer l'heure approximative du lever du soleil, m_1 , en fraction de jour,

$$m_1 = m_0 - \frac{H_0}{360} \quad . \quad (A5)$$

A.2.6. Calculez l'heure approximative du coucher du soleil, en m_2 , en fraction de jour,

$$m_2 = m_0 + \frac{H_0}{360} \quad . \quad (A6)$$

A.2.7. Limitez les valeurs de m_0 , m_1 et m_2 à une valeur comprise entre 0 et 1 fraction de jour en utilisant l'étape 3.2.6 et en remplaçant 360 par 1.

A.2.8. Calculer le temps sidéral à Greenwich, en degrés, pour le transit du soleil, le lever et le coucher du soleil, V_i

$$V_i = \nu + 360.985647 * m_i \quad , \quad (A7)$$

Où i est égal à 0, 1 et 2 pour le transit du soleil, le lever et le coucher du soleil, respectivement.

A.2.9. Calculer les termes n_i ,

$$n_i = m_i + \frac{\Delta T}{86400} \quad , \quad (A8)$$

A.2.10. Calculer les valeurs α'_i et δ'_i , en degrés, où i est égal à 0, 1 et 2,

Où,

$$\alpha'_i = \alpha_0 + \frac{n_i(a + b + c * n_i)}{2} \quad , \quad (A9)$$

Et,

$$\delta'_i = \delta_0 + \frac{n_i(a' + b' + c' * n_i)}{2} \quad , \quad (A10)$$

Où,

- a et a' égaux ($\alpha_0 - \alpha_{-1}$) et ($\delta_0 - \delta_{-1}$), respectivement.
- b et b' égaux ($\alpha_{+1} - \alpha_0$) et ($\delta_{+1} - \delta_0$), respectivement.
- c et c' égaux à (b - a) et (b' - a'), respectivement.

Si la valeur absolue de a, a', b ou b' est supérieure à 2, limitez sa valeur entre 0 et 1 comme indiqué à l'étape **A.2.7**.

A.2.11. Calculer l'angle horaire local pour le passage du soleil, le lever et le coucher du soleil, H'_i (en degrés),

$$H'_i = v_i + \sigma - \alpha'_i \quad . \quad (A11)$$

H'_i dans ce cas est mesuré comme positif vers l'ouest à partir du méridien et négatif vers l'est à partir du méridien. Limitez donc H'_i entre -180° et 180° . Pour préserver le signe du quadrant de H'_i , limitez-le d'abord à $\pm 360^\circ$, puis si H'_i est inférieur ou égal à -180° , ajoutez 360° pour forcer sa valeur à être comprise entre 0° et 180° . Et si H'_i est supérieur ou égal à 180° , alors ajoutez -360° pour forcer sa valeur à être comprise entre 0° et -180° .

A.2.12. Calculer l'altitude du soleil pour le transit du soleil, le lever et le coucher du soleil, h_i (en degrés),

$$h_i = \text{Arc sin} (\sin \varphi * \sin \delta'_i + \cos \varphi * \cos \delta'_i * \cos H'_i) \quad . \quad (A12)$$

A.2.13. Calculer le transit solaire, T (en fraction de jour),

$$T = m_0 - \frac{H'_0}{360} \quad . \quad (A13)$$

A.2.14. Calculer le lever du soleil, R (en fraction de jour),

$$R = m_1 + \frac{h_1 - h'_0}{360 * \cos \delta'_1 * \cos \varphi * \sin H'_1} \quad (A14)$$

A.2.15. Calculez le coucher du soleil, S (en fraction de jour), en utilisant l'équation A14 et en remplaçant R par S, et en remplaçant le suffixe numéro 1 par 2.

La fraction de la valeur du jour est changée en UT en multipliant la valeur par 24.

Pour évaluer l'incertitude de la APS, nous avons choisi le deuxième jour de chaque mois, pour chacune des années 1994, 1995, 1996 et 2004, à 0 heure du temps terrestre (TT). La figure A2.1 montre que la différence maximale entre le temps de transit du soleil AA et APS est de -0,23 seconde.

Étant donné que le lever et le coucher du soleil sont enregistrés dans l'AA à une résolution d'une minute, nous avons comparé les calculs APS à seulement trois points de données au méridien de Greenwich à 0-UT. Le résultat de la comparaison dans le tableau A2.1 montre que la différence maximale entre AA et APS est de 15,4 secondes (0,26 minute), ce qui est bien dans la résolution AA d'une minute.

Bien sûr que UT peut être changé en heure locale en ajoutant le fuseau horaire comme une fraction de jour (le fuseau horaire est divisé par 24) et en limitant le résultat à la plage de 0 à 1.

Tableau A2.1. Les résultats AA et SPA pour le lever et le coucher du soleil au méridien de Greenwich à 0-UT

Date	Latitude de l'Observateur	Lever de soleil		Coucher de soleil	
		AA	ASP	AA	ASP
02/02/1994	35°	7 :08	7 :08 :12.8	17 :00	16 :59 :55.9
05/07/1996	-35°	7 :08	7 :08 :15.4	17 :00	17 :01 :04.5
04/12/2004	-35°	4 :39	4 :38 :57.1	19 :02	19 :02 :2.5

A.3. CALCUL DE LA DATE DU CALENDRIER A PARTIR DU JOUR JULIEN

A.3.1. Ajoutez 0,5 au jour julien (JD), puis enregistrez l'entier du résultat sous la forme Z et la fraction décimale sous la forme F.

A.3.2. Si Z est inférieur à 2299161 alors

L'enregistrement A est égal à Z.

Sinon, calculez le terme B,

$$B = INT \left(\frac{Z - 1867216.25}{36524.25} \right) \quad (A15)$$

Calculer ensuite le terme A,

$$A = Z + 1 + B - INT\left(\frac{B}{4}\right) \quad (A16)$$

A.3.3. Calculer le terme C,

$$C = A + 1524 \quad (A17)$$

A.3.4. Calculer le terme D,

$$D = INT\left(\frac{C - 122.1}{365.25}\right) \quad (A18)$$

A.3.5. Calculer le terme G,

$$G = INT(365.25 * D) \quad (A19)$$

A.3.6. Calculer le terme I,

$$I = INT\left(\frac{C - G}{30.6001}\right) \quad (A20)$$

A.3.7. Calculer le numéro du jour du mois avec des décimales, d,

$$d = C - G - INT(30.6001 * I) + F \quad (A21)$$

A.3.8. Calculer le numéro du mois, m,

$$\begin{aligned} m &= I - 1, & \text{IF } I < 14 &, \\ m &= I - 13, & \text{IF } I \geq 14 &. \end{aligned} \quad (A22)$$

A.3.9. Calculer l'année, y,

$$\begin{aligned} y &= D - 4716, & \text{IF } m > 2 &, \\ y &= D - 4715, & \text{IF } m \leq 2 &. \end{aligned} \quad (A23)$$

Maintenant, si l'heure locale est utilisée pour calculer le JD, alors le fuseau horaire local est ajouté au JD à l'étape A.3.1 pour calculer la date calendaire locale.

A.4. Les tables

Tableau A4.1. Résultat de quelques testes de calcul du jour julien

Date	UT	JD	Date	UT	JD
<i>1 janvier 2000</i>	12:00:00	2451545.0	<i>31 décembre 1600</i>	00:00:00	2305812.5
<i>1 janvier 1999</i>	00:00:00	2451179.5	<i>10 avril 837</i>	07:12:00	2026871.8

<i>27 Janvier 1987</i>	00:00:00	2446822.5	<i>31 Décembre -123</i>	00:00:00	1676496.5
<i>19 juin 1987</i>	12:00:00	2446966.0	<i>1 janvier -122</i>	00:00:00	1676497.5
<i>27 Janvier 1988</i>	00:00:00	2447187.5	<i>12 juillet -1000</i>	12:00:00	1356001.0
<i>June 19, 1988</i>	12:00:00	2447332.0	<i>29 février -1000</i>	00:00:00	1355866.5
<i>1 Janvier 1900</i>	00:00:00	2415020.5	<i>17 aout -1001</i>	21:36:00	1355671.4
<i>1 janvier 1600</i>	00:00:00	2305447.5	<i>1 Janvier -4712</i>	12:00:00	0.0

Tableau A4.2. Termes périodiques de la Terre

Terme	Numéro de la Colonne	A	B	C
<i>L0</i>	0	175347046	0	0
	1	3341656	4.6692568	6283.07585
	2	34894	4.6261	12566.1517
	3	3497	2.7441	5753.3849
	4	3418	2.8289	3.5231
	5	3136	3.6277	77713.7715
	6	2676	4.4181	7860.4194
	7	2343	6.1352	3930.2097
	8	1324	0.7425	11506.7698
	9	1273	2.0371	529.691
	10	1199	1.1096	1577.3435
	11	990	5.233	5884.927
	12	902	2.045	26.298
	13	857	3.508	398.149
	14	780	1.179	5223.694
	15	753	2.533	5507.553
	16	505	4.583	18849.228
	17	492	4.205	775.523
	18	357	2.92	0.067
	19	317	5.849	11790.629
	20	284	1.899	796.298
	21	271	0.315	10977.079
	22	243	0.345	5486.778
	23	206	4.806	2544.314
	24	205	1.869	5573.143
	25	202	2.458	6069.777
	26	156	0.833	213.299
	27	132	3.411	2942.463
	28	126	1.083	20.775
	29	115	0.645	0.98
30	103	0.636	4694.003	

	31	102	0.976	15720.839
	32	102	4.267	7.114
	33	99	6.21	2146.17
	34	98	0.68	155.42
	35	86	5.98	161000.69
	36	85	1.3	6275.96
	37	85	3.67	71430.7
	38	80	1.81	17260.15
	39	79	3.04	12036.46
	40	75	1.76	5088.63
	41	74	3.5	3154.69
	42	74	4.68	801.82
	43	70	0.83	9437.76
	44	62	3.98	8827.39
	45	61	1.82	7084.9
	46	57	2.78	6286.6
	47	56	4.39	14143.5
	48	56	3.47	6279.55
	49	52	0.19	12139.55
	50	52	1.33	1748.02
	51	51	0.28	5856.48
	52	49	0.49	1194.45
	53	41	5.37	8429.24
	54	41	2.4	19651.05
	55	39	6.17	10447.39
	56	37	6.04	10213.29
	57	37	2.57	1059.38
	58	36	1.71	2352.87
	59	36	1.78	6812.77
	60	33	0.59	17789.85
	61	30	0.44	83996.85
	62	30	2.74	1349.87
	63	25	3.16	4690.48
<i>LI</i>	0	6283319667	0	0
	1	206059	2.678235	6283.07585
	2	4303	2.6351	12566.1517
	3	425	1.59	3.523
	4	119	5.796	26.298
	5	109	2.966	1577.344
	6	93	2.59	18849.23
	7	72	1.14	529.69
	8	68	1.87	398.15
	9	67	4.41	5507.55
	10	59	2.89	5223.69
	11	56	2.17	155.42
	12	45	0.4	796.3
	13	36	0.47	775.52
	14	29	2.65	7.11

L2	15	21	5.34	0.98
	16	19	1.85	5486.78
	17	19	4.97	213.3
	18	17	2.99	6275.96
	19	16	0.03	2544.31
	20	16	1.43	2146.17
	21	15	1.21	10977.08
	22	12	2.83	1748.02
	23	12	3.26	5088.63
	24	12	5.27	1194.45
	25	12	2.08	4694
	26	11	0.77	553.57
	27	10	1.3	6286.6
	28	10	4.24	1349.87
	29	9	2.7	242.73
	30	9	5.64	951.72
	31	8	5.3	2352.87
	32	6	2.65	9437.76
	33	6	4.67	4690.48
	0	52919	0	0
	1	8720	1.0721	6283.0758
	2	309	0.867	12566.152
	3	27	0.05	3.52
	4	16	5.19	26.3
	5	16	3.68	155.42
	6	10	0.76	18849.23
	7	9	2.06	77713.77
	8	7	0.83	775.52
	9	5	4.66	1577.34
	10	4	1.03	7.11
	11	4	3.44	5573.14
	12	3	5.14	796.3
	13	3	6.05	5507.55
14	3	1.19	242.73	
15	3	6.12	529.69	
16	3	0.31	398.15	
17	3	2.28	553.57	
18	2	4.38	5223.69	
19	2	3.75	0.98	
L3	0	289	5.844	6283.076
	1	35	0	0
	2	17	5.49	12566.15
	3	3	5.2	155.42
	4	1	4.72	3.52
	5	1	5.3	18849.23
	6	1	5.97	242.73
L4	0	114	3.142	0
	1	8	4.13	6283.08

L5	2	1	3.84	12566.15
	0	1	3.14	0
B0	0	280	3.199	84334.662
	1	102	5.422	5507.553
B1	2	80	3.88	5223.69
	3	44	3.7	2352.87
	4	32	4	1577.34
	0	9	3.9	5507.55
R0	1	6	1.73	5223.69
	0	100013989	0	0
	1	1670700	3.0984635	6283.07585
	2	13956	3.05525	12566.1517
	3	3084	5.1985	77713.7715
	4	1628	1.1739	5753.3849
	5	1576	2.8469	7860.4194
	6	925	5.453	11506.77
	7	542	4.564	3930.21
	8	472	3.661	5884.927
	9	346	0.964	5507.553
	10	329	5.9	5223.694
	11	307	0.299	5573.143
	12	243	4.273	11790.629
	13	212	5.847	1577.344
	14	186	5.022	10977.079
	15	175	3.012	18849.228
	16	110	5.055	5486.778
	17	98	0.89	6069.78
	18	86	5.69	15720.84
	19	86	1.27	161000.69
	20	65	0.27	17260.15
	21	63	0.92	529.69
	22	57	2.01	83996.85
	23	56	5.24	71430.7
	24	49	3.25	2544.31
	25	47	2.58	775.52
	26	45	5.54	9437.76
	27	43	6.01	6275.96
	28	39	5.36	4694
	29	38	2.39	8827.39
	30	37	0.83	19651.05
	31	37	4.9	12139.55
	32	36	1.67	12036.46
	33	35	1.84	2942.46
	34	33	0.24	7084.9
	35	32	0.18	5088.63
	36	32	1.78	398.15
37	28	1.21	6286.6	
38	28	1.9	6279.55	

R1	39	26	4.59	10447.39
	0	103019	1.10749	6283.07585
	1	1721	1.0644	12566.1517
	2	702	3.142	0
	3	32	1.02	18849.23
	4	31	2.84	5507.55
	5	25	1.32	5223.69
	6	18	1.42	1577.34
	7	10	5.91	10977.08
	8	9	1.42	6275.96
R2	9	9	0.27	5486.78
	0	4359	5.7846	6283.0758
	1	124	5.579	12566.152
	2	12	3.14	0
	3	9	3.63	77713.77
	4	6	1.87	5573.14
R3	5	3	5.47	18849.23
	0	145	4.273	6283.076
	1	7	3.92	12566.15
R4	0	4	2.56	6283.08

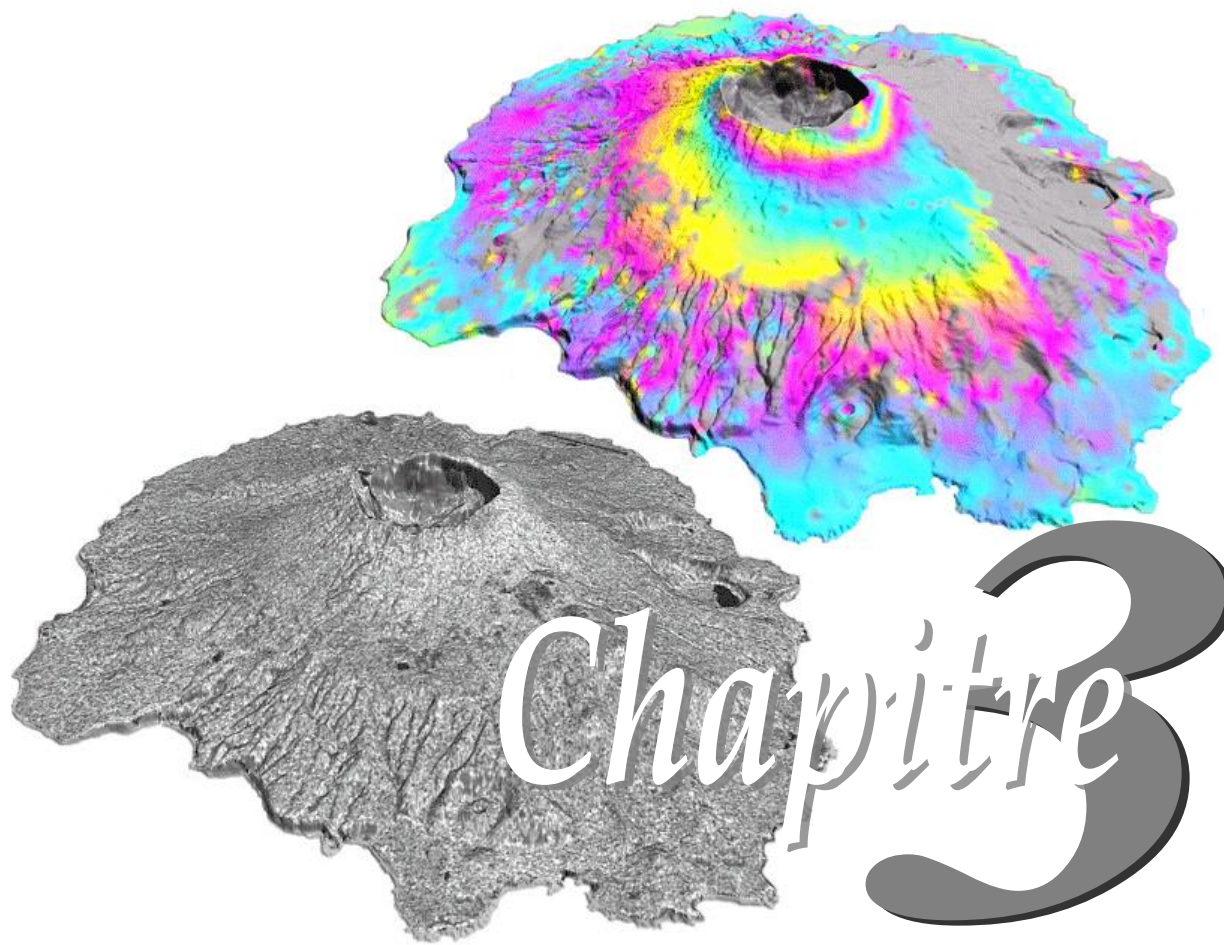
Tableau A4.3. Termes périodiques pour la nutation en longitude et en obliquité

Coefficients pour les termes Sin					Coefficients $\Delta\Psi$		Coefficients $\Delta\varepsilon$	
Y0	Y1	Y2	Y3	Y4	a	b	c	d
0	0	0	0	1	-171996	-174.2	92025	8.9
-2	0	0	2	2	-13187	-1.6	5736	-3.1
0	0	0	2	2	-2274	-0.2	977	-0.5
0	0	0	0	2	2062	0.2	-895	0.5
0	1	0	0	0	1426	-3.4	54	-0.1
0	0	1	0	0	712	0.1	-7	
-2	1	0	2	2	-517	1.2	224	-0.6
0	0	0	2	1	-386	-0.4	200	
0	0	1	2	2	-301		129	-0.1
-2	-1	0	2	2	217	-0.5	-95	0.3
-2	0	1	0	0	-158			
-2	0	0	2	1	129	0.1	-70	
0	0	-1	2	2	123		-53	
2	0	0	0	0	63			
0	0	1	0	1	63	0.1	-33	
2	0	-1	2	2	-59		26	
0	0	-1	0	1	-58	-0.1	32	

0	0	1	2	1	-51		27	
-2	0	2	0	0	48			
0	0	-2	2	1	46		-24	
2	0	0	2	2	-38		16	
0	0	2	2	2	-31		13	
0	0	2	0	0	29			
-2	0	1	2	2	29		-12	
0	0	0	2	0	26			
-2	0	0	2	0	-22			
0	0	-1	2	1	21		-10	
0	2	0	0	0	17	-0.1		
2	0	-1	0	1	16		-8	
-2	2	0	2	2	-16	0.1	7	
0	1	0	0	1	-15		9	
-2	0	1	0	1	-13		7	
0	-1	0	0	1	-12		6	
0	0	2	-2	0	11			
2	0	-1	2	1	-10		5	
2	0	1	2	2	-8		3	
0	1	0	2	2	7		-3	
-2	1	1	0	0	-7			
0	-1	0	2	2	-7		3	
2	0	0	2	1	-7		3	
2	0	1	0	0	6			
-2	0	2	2	2	6		-3	
-2	0	1	2	1	6		-3	
2	0	-2	0	1	-6		3	
2	0	0	0	1	-6		3	
0	-1	1	0	0	5			
-2	-1	0	2	1	-5		3	
-2	0	0	0	1	-5		3	
0	0	2	2	1	-5		3	
-2	0	2	0	1	4			
-2	1	0	2	1	4			
0	0	1	-2	0	4			
-1	0	1	0	0	-4			
-2	1	0	0	0	-4			
1	0	0	0	0	-4			
0	0	1	2	0	3			
0	0	-2	2	2	-3			
-1	-1	1	0	0	-3			
0	1	1	0	0	-3			
0	-1	1	2	2	-3			
2	-1	-1	2	2	-3			

0	0	3	2	2	-3			
2	-1	0	2	2	-3			

JD		2452930.312847	
L0	172067561.526586	L1	628332010650.051147
L2	61368.682493	L3	-26.902819
L4	-121.279536	L5	-0.999999
L		24.0182616917°	
B0	-176.502688	B1	3.067582
B		-0.0001011219°	
R0	99653849.037796	R1	100378.567146
R2	-1140.953507	R3	-141.115419
R4	1.232361		
R		0.9965422974 AU	
Θ	204.0182616917°	β	0.0001011219°
ΔΨ	-0.00399840°	Δε	0.00166657°
ε	23.440465°	λ	204.0085519281°
α	202.22741°	δ	-9.31434°
H	11.105900°	H'	11.10629°
α'	202.22704°	δ'	9.316179°
θ	50.11162°	φ	194.34024°
I	25.18700°	M	205.8971722516°
E	14.641503 minutes	Transit	18:46:04.97 UT
Sunrise	13:12:43.46 UT	Sunset	00:20:19.19 UT



Bilan d'*E*nergie

III.1. INTRODUCTION :

Le chapitre précédent nous a permis grâce à la position du satellite sur son orbite de déterminer la trace au sol de la caméra. Cette dernière est exprimée en latitude et longitude du lieu survolé par le satellite. Ces données vont nous servir à évaluer l'énergie qui parvient au satellite. L'objectif de cette partie est d'estimer cette énergie en :

- Évaluant le rayonnement diffusé par la cible, après son interaction avec l'atmosphère, ce qui consiste à exprimer les différentes atténuations atmosphériques et leurs effets sur l'éclairement solaire.
- Simulant la partie du rayonnement, diffusé dans la direction du satellite, qui atteint le cône de visée de la caméra.

Il existe différents modèles d'estimation du gisement solaire au sol, tels que les modèles statistiques qui se basent sur une série de données météorologiques des différentes stations solaires et des modèles physiques qui utilisent les images numériques satellitaires.

Le modèle spectral est un modèle qui se base sur des informations physiques dépendant de la fréquence du phénomène. Dans notre étude, nous utilisons ce modèle pour évaluer l'énergie, et nous choisissons le modèle spectral de R.Bird dans la bande spectrale du visible [0.4-1.0]µm.

Pour commencer, nous verrons tout d'abord quelques notions d'astronomie utiles au développement de ce chapitre.

III.2. NOTIONS ASTRONOMIQUES :

III.2.1. La déclinaison solaire :

Le plan de révolution de la Terre autour du soleil est appelé le plan écliptique. La Terre elle-même tourne autour d'un axe appelé axe polaire, qui est incliné approximativement de 23.5°(degrés) de la normale au plan écliptique.

La rotation de la terre autour de son axe entraîne des changements diurne et nocturne ; la position de cet axe polaire est relative au soleil indique les saisons.

L'angle entre l'axe polaire et la normale au plan écliptique reste inchangé, de même pour l'angle entre le plan équatorial de la terre et le plan écliptique.

Cependant, l'angle entre une ligne joignant les centres du soleil et de la terre au plan équatoriale change chaque jour, et à chaque instant. Cet angle est appelé la déclinaison solaire δ , dont la formulation mathématique proposée par Cooper est :

$$\delta = 23.45^\circ \sin[0.986 (qj + 284)] \quad (III.1)$$

Où :

qj : Quantième jour de l'année. (qj = 1, le 1^{er} janvier).

- Pour les équinoxes de printemps et d'automne la déclinaison est 0°.
- Pour les solstices d'été et d'hivers la déclinaison est respectivement de +23.27° et -23.27°.

III.2.2. L'équation du temps :

Le temps solaire est basé sur la rotation de la terre autour de l'axe des pôles et sur sa rotation autour de soleil ; la durée du jour varie au cours de l'année ceci est dû principalement au fait que la terre balaye des surfaces inégales sur le plan écliptique lors de sa rotation autour du soleil ; c'est-à-dire que si un observateur à l'équateur voit le soleil à midi au méridien local, un mois plus tard le soleil n'apparaîtra pas exactement au méridien local.

Des écarts allant jusqu'à 16 minutes se produisent ; cette différence s'appelle équation du temps et est donnée par :

$$ET = 9.9 \sin[2(0.986 qj + 100)] - 7.7 \sin(0.986 qj - 2) \quad (III.2)$$

III.2.3. La hauteur solaire :

C'est l'angle qui définit la position du soleil, relativement à un endroit sur la terre (figure III.1). Pour déterminer cette hauteur, nous aurons besoin de certains paramètres tels que la position du lieu survolé par le satellite exprimée en latitude et longitude, la déclinaison solaire du jour considéré, ainsi que la correction du temps et l'heure.

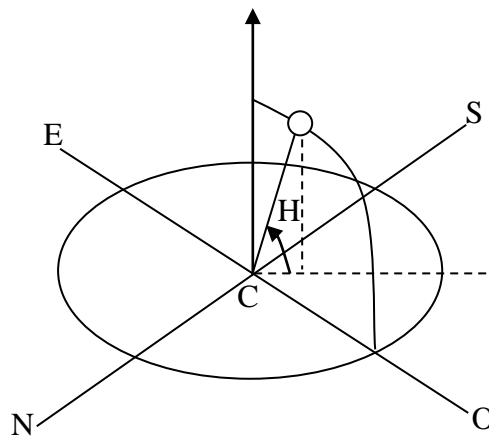


Figure III.1 Repérage du soleil

L'équation donnant la hauteur solaire est :

$$\sin(H) = \sin(l) \sin(\delta) + \cos(l) \cos(\delta) \cos(w) \quad (III.3)$$

Où:

H : hauteur solaire.

l : Latitude du lieu.

δ : Déclinaison solaire.

w : Angle horaire.

$$w = 15 (TSV - 12) \quad (III.4)$$

tel que :

$$TSV = TU + \text{long}/15 + ET \quad (III.5)$$

Avec :

TSV : Temps solaire vrai.

TU : Temps universel.

ET : Equation du temps.

long : longitude du lieu.

On définit l'angle horizontal solaire θ_z , angle formé entre la position du satellite et la verticale, en fonction de H, comme suit :

$$\theta_z = 90^\circ - H \quad (\text{III.6})$$

III.3. QUELQUES DEFINITIONS DES PROPRIETES DES ONDES ELECTROMAGNETIQUES :

III.3.1. L'émission :

Tout corps dont la température thermodynamique est supérieure à 0K (-273°) émet un rayonnement électromagnétique.

III.3.2. L'absorption :

Tout corps dont la surface reçoit un rayonnement électromagnétique peut en absorber une partie. le rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie reçue (incidente) est appelé coefficient d'absorption, ou absorptance α . ($0 < \alpha < 1$)

III.3.3. La réflexion :

Tout corps recevant une quantité d'énergie rayonnante d'une source extérieure peut réfléchir une partie. Le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie incidente est appelé coefficient de réflexion, ou réflectance ρ ($0 < \rho < 1$).

Quand l'énergie reçue est l'énergie solaire et que les surfaces irradiées sont des surfaces terrestres, la réflectance est appelée albédo.

3.3.1 Albédo :

Nom masculin originaire du bas latin "albédo", blancheur; c'est la fraction d'un rayonnement incident diffusée ou réfléchie par un obstacle. Ce terme étant généralement réservé au sol ou aux nuages, c'est une valeur moyenne de leur réflectance pour le rayonnement considéré et pour tous les angles d'incidences possibles. Par définition, le corps noir possède un albédo nul. Comme le montre la Figure 12, l'albédo de certaines masses nuageuses brillantes (cumulus et cumulonimbus) peut être très important de sorte que l'éclairement au sol dépasse 1 400 W /m². De même, il faudra tenir compte de l'albédo du sol pour le dimensionnement d'installations solaires installées sur une surface enneigée (refuges de montagne), sur l'eau (bouées de navigation), dans les zones désertiques, ou même sur les toitures des immeubles. La valeur de l'albédo du sol α habituellement retenue est de 0,2 pour les sols cultivés, 0,3 à 0,4 pour le sable, 0,6 à 0,8 pour la neige. L'influence de l'albédo du sol est notable, par ciel clair, dans le cas de surfaces réceptrices inclinées, et surtout verticales. La réflectance d'un toit, d'une rue, d'un champ, d'une paroi, etc... doit être déterminée et précisée dans chaque cas particulier. La valeur de l'albédo est également sensible, surtout par ciel couvert, pour l'appréciation du rayonnement diffus du ciel. A l'échelle des estimations dans un rayon de plusieurs kilomètres, c'est-à-dire au plan des climats locaux, des évaluations raisonnables doivent pouvoir être effectuées statistiquement. Des variations de l'albédo entre 0,15 et 0,30 peuvent en général être négligées. C'est dans ce sens que, en régions tempérées, de même que

sur mer ou dans les déserts, les variations d'albédo liées à l'évolution saisonnière de la couverture végétale ou à la hauteur du Soleil ne sont que grossièrement évaluées. Par contre, et ceci surtout pour les hautes latitudes ou en montagne, la couverture neigeuse du sol peut entraîner un albédo moyen de l'ordre de 0,6 (neige ancienne, glaciers) à 0,8 (neige fraîche), qui influe sensiblement sur le rayonnement diffus du ciel, surtout par ciel couvert. Dans le cas d'un revêtement neigeux (à fort albédo), celui-ci intervient de manière sensible sur le rayonnement reçu par une paroi verticale. L'existence (ou l'absence) de neige dans un rayon de 50 ou 100 m devant la paroi en question ne préjuge en rien de la couverture de neige existante ou non au sol dans un rayon de 10 à 15 km, seule à prendre en compte pour la modification du rayonnement diffus du ciel.

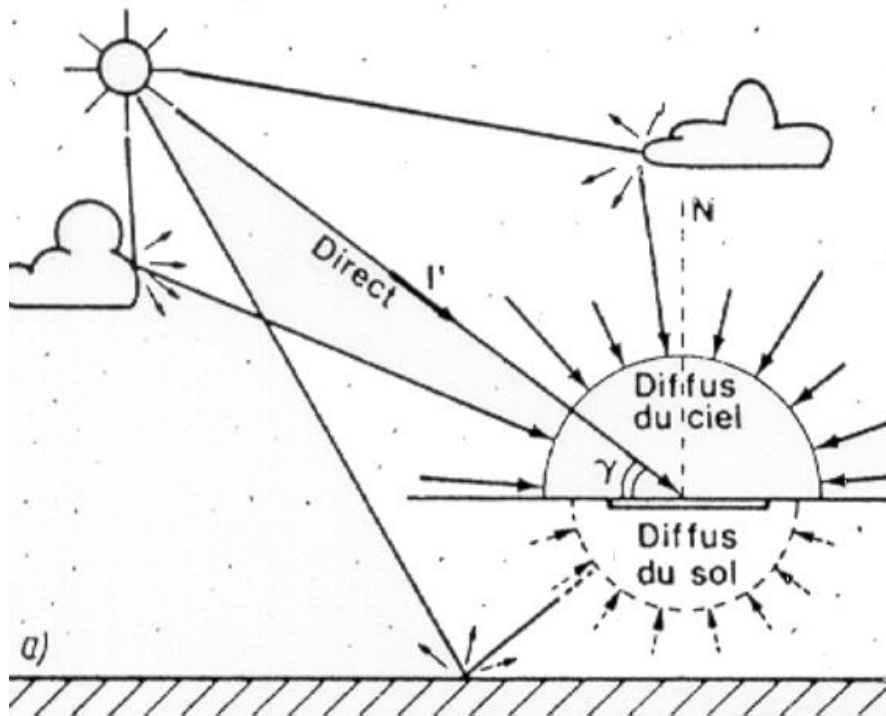


Figure III.2.1 : Composantes de l'éclairage global d'une surface horizontale

III.3.4. La transmission :

Tout corps recevant une quantité d'énergie rayonnante peut transmettre une partie. Le rapport entre l'énergie émise ou réfractée et l'énergie incidente est appelé coefficient de transmission, ou transmittance τ ($0 < \tau < 1$).

La relation entre l'absorption, la réflexion et la transmission est donnée par la figure IV.2.2.

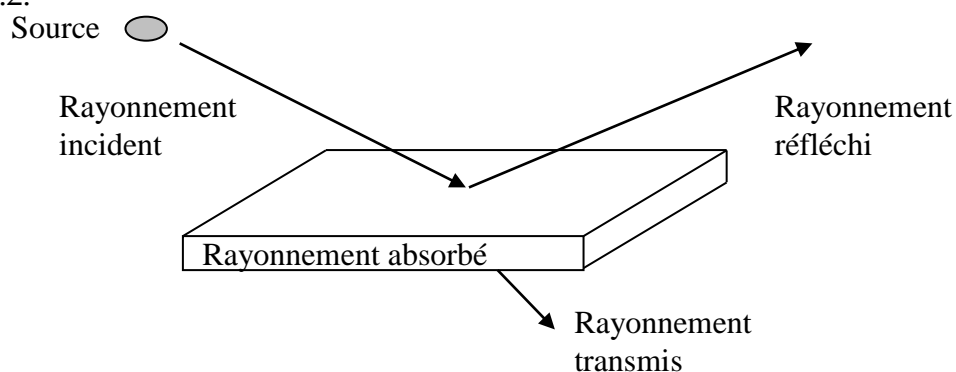


Figure III.2.2 Absorption, Réflexion, Transmission

III.3.5. La diffusion :

L'existence de particules microscopiques dans un milieu de transmission, comme l'atmosphère par exemple, provoquent une diffusion dans toutes les directions de la partie de l'énergie émise par la source. Si le rayonnement diffus est de même fréquence que le rayonnement incident, la diffusion est élastique. Si la fréquence du rayonnement diffus est inférieure à celle du rayonnement incident, il y a absorption d'énergie par le milieu et la diffusion est inélastique. On distingue :

- La diffusion élastique de Mie, concernant les particules dont les dimensions sont du même ordre que la longueur d'onde. L'intensité du rayonnement diffusé est en λ^{-n} , avec n l'ordre de 1 à 2.
- La diffusion élastique de Rayleigh, s'appliquant aux particules de dimensions très inférieures à la longueur d'onde. L'intensité du rayonnement diffusé est fonction de λ^{-4} .

III.4. ATMOSPHERE TERRESTRE :

L'atmosphère terrestre est une enveloppe très mince par rapport au rayon de la terre. C'est à son entrée que le rayonnement électromagnétique émis par le soleil commence à s'atténuer.

III.4.1. La structure de l'atmosphère :

L'atmosphère s'étend jusqu'à 100 km ; ses différentes couches sont respectivement :

- La troposphère : elle s'étend de la surface terrestre à une altitude de 10 km.
- La stratosphère : elle s'étend de 10 à 50 km.
- L'ionosphère : elle s'étend de 50 à 100 km.

III.4.2. La masse atmosphérique :

- Une masse atmosphérique unité correspond au trajet d'un rayon solaire selon la verticalité du lieu.
- La masse atmosphérique relative M_r est définie comme le rapport entre le chemin optique sur une trajectoire oblique et le chemin selon la direction du zénith soit :

$$M_r = 1 / [\cos(\theta_z) + 0.15 (93.885 - \theta_z)^{-1.259}] \quad (III.7)$$

La formule (III.7), proposée par Kasten, n'est pas valable que pour une pression standard de 1013.25 mb (millibar) au niveau de la mer; D'où la masse d'air traversée est donnée par :

$$M = M_r(P/1013.25) \quad (III.8)$$

Où :

M : Masse atmosphérique en mètre.

P : Pression atmosphérique du lieu en mb (millibar).

III.4.3. Les constituants de l'atmosphère :

Trois grandes catégories de constituants provoquent l'atténuation du rayonnement solaire, soit par diffusion ou par absorption.

III.4.3.1 Le gaz :

L'atténuation est due principalement à quatre constituants de l'atmosphère : Oxygène, dioxyde de carbone, ozone et vapeur d'eau.

- Oxygène et dioxyde de carbone sont présents en quantité variable. L'absorption qui en résulte est indépendante du lieu et du temps.
- Ozone est créé par la décomposition de l'oxygène sous l'effet des rayons UV (Ultra Violet) et sa recombinaison avec une molécule d'oxygène. Il est localisé dans la stratosphère. L'épaisseur réduite d'ozone varie entre 2 à 5 mm cette variation est fonction de la latitude et de la date.
- La vapeur d'eau présente dans l'atmosphère est caractérisée par la hauteur d'eau condensable, notée W : c'est la hauteur d'eau liquide obtenue au sol par condensation de la vapeur d'eau d'une colonne verticale d'atmosphère.

III.4.3.2. Les aérosols :

Ce sont des particules, solides ou liquides, en suspension dans l'atmosphère. Leurs tailles varient de 10^{-3} à 10^2 μm . Leur origine est diverse : mer, sable, poussières, volcans, pollutions industrielles,..etc. Ils ont un effet de diffusion important sur le rayonnement selon leur taille.

III.4.3.3. Les nuages :

Les nuages sont des ensembles de fines particules d'eau voisines les unes des autres. Ces particules sont soit des gouttelettes, surfondues ou non, soit des particules de glaces. La teneur en eau condensée d'un nuage est de l'ordre de 10^{-3} kg/m^3 . D'où ils ont un effet d'atténuation très importante sur le rayonnement, surtout par absorption.

III.4.4. L'atténuation atmosphérique :

Nous avons souligné que le rayonnement extra-terrestre commence son atténuation à l'entrée de l'atmosphère terrestre. Les principaux effets d'atténuations sont :

- L'absorption par la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère, l'ozone, les molécules des gaz mixtes.
- La diffusion par les aérosols et les molécules des gaz mixtes. Ces atténuations sont traduites par des transmittances.

III.4.4.1 Les transmittances spectrales dues aux absorptions atmosphérique :

4.4.1.1. La transmittance spectrale due à l'absorption par la vapeur d'eau :

Une version modifiée de l'expression de la transmittance de la vapeur d'eau développée par Leckner est proposée par Bird.

$$\tau_{w\lambda} = \exp \left[-0.3285 a_{w\lambda} \frac{(W + (1.42 - W) 0.5)}{(1.0 + 20.07 a_{w\lambda} Mr)^{0.45}} Mr \right] \quad (\text{III.9})$$

Où :

$a_{w\lambda}$: Coefficient d'absorption de la vapeur

W : Hauteur d'eau condensable exprimée en centimètre.

4.4.1.2. La transmittance spectrale due à l'absorption par l'ozone :

L'ozone absorbe dans l'ultraviolet (UV), le visible (V), et l'infrarouge (IR). Pour cette absorption, les résultats des travaux de Vigroux ont abouti à l'établissement d'une table de coefficients d'absorption pour l'ozone. Quant à l'expression de la transmittance, elle est donnée par Leckner :

$$\tau_{o\lambda} = \exp(-a_{o\lambda} \cdot I_{o\lambda} \cdot M_o) \quad (\text{III.10})$$

Où :

$a_{o\lambda}$: Coefficient d'absorption de l'ozone.

$I_{o\lambda}$: Taux d'ozone en cm (centimètre). Ce taux varie entre 0.3cm et 2 cm. La valeur prise par Leckner est 0.3cm.

M_o : Masse d'air de l'ozone dont l'expression développée par Paltridge & Platt.

$$M_o = 35 / [1224 \cdot \cos^2(\theta_z) + 1]^{0.5} \quad (\text{III.11})$$

4.4.1.3 La transmittance due à l'absorption par molécules :

Cette transmittance est due à l'absorption par les molécules (CO_2 , O_2 , CH_4 , ...), appelées mélange uniforme de gaz ou gaz mixtes et est formulée par Leckner comme suit :

$$\tau_{\lambda} = \exp \left[\frac{-1.41 \cdot a_{g\lambda} \cdot M}{(1 + 118.93 \cdot a_{g\lambda} M)^{0.45}} \right] \quad (\text{III.12})$$

Où :

$a_{g\lambda}$: Coefficient d'absorption des molécules.

M : Masse atmosphérique.

III.4.4.2. la transmittances dues aux diffusions atmosphériques :

4.4.2.1. La transmittance spectrale due à la diffusion par molécules :

L'expression du coefficient d'extinction $K_{r\lambda}$, de la diffusion moléculaire est extraite du modèle atmosphérique de calcul Laowtran-5, dont les résultats sont en accord avec ceux obtenus par les formulations théoriques de Pendorf, qui est donnée par :

$$K_{r\lambda} = \frac{1}{\left[\lambda^4 \left(115.6406 - \frac{1.335}{\lambda^2} \right) \right]} \quad (\text{III.13})$$

En combinant les équations (III.8) et (III.13), la transmittance de la diffusion moléculaire se déduit par :

$$\tau_{r\lambda} = \exp(-M \cdot K_{r\lambda}) \quad (\text{III.14})$$

4.4.2.2 La transmittance spectrale due à la diffusion par les aérosols :

Dans l'atmosphère, les aérosols sont le facteur principal de la diffusion de l'énergie solaire. Angström a proposé une formulation simple connue sous le nom de « formule de trouble d'Angström » qui s'écrit sous la forme :

$$K_{r\lambda} = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (\text{III.15})$$

$K_{r\lambda}$: Coefficient d'extinction.

α : Coefficient qui dépend du type et de la taille des particules. Il varie entre 0 (grosses particules) et 4 (molécules). A la suite de nombreuses mesures, Angström a proposé $\alpha = 1.3$.

λ : Longueur d'onde.

β : Coefficient de trouble (il est lié à la visibilité du ciel).

Avec :

- Atmosphère très limpide $\rightarrow \beta = 0.10$.
- Atmosphère trouble $\rightarrow \beta = 0.20$.
- Atmosphère très polluée $\rightarrow \beta = 0.40$.

L'expression de la transmittance due à la diffusion par les aérosols est :

$$\tau_{a\lambda} = \exp(-K_{a\lambda} \cdot Mr) \quad (\text{III.16})$$

III.4.4.3. La transmittance totale

Nous venons d'exprimer les transmittances qui traduisent les différentes atténuations dues aux composantes de l'atmosphère. La transmittance totale s'écrit :

$$\tau_{\lambda} = \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \cdot \tau_{a\lambda} \cdot \tau_{r\lambda} \quad (\text{III.17})$$

τ_{λ} : Transmittance spectrale totale.

$\tau_{o\lambda}$: Transmittance spectrale due à l'absorption par l'ozone.

$\tau_{w\lambda}$: Transmittance spectrale due à l'absorption par la vapeur d'eau.

$\tau_{g\lambda}$: Transmittance spectrale due à l'absorption par les molécules.

$\tau_{a\lambda}$: Transmittance spectrale due à l'absorption par les aérosols.

$\tau_{r\lambda}$: Transmittance spectrale due à l'absorption par les molécules.

III.5. ÉVALUATION DU RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL :

Le rayonnement solaire global au sol, après la traversée de l'atmosphère, est la somme de deux composantes : rayonnements direct et diffus.

Les valeurs des transmittances obtenues par les relations précédentes interviennent dans le calcul du *diffus* horizontal et du *direct* au sol.

Le diffus est décomposé du :

- Rayonnement diffus dû à la diffusion Rayleigh.
- Rayonnement diffus dû à la diffusion par les aérosols.
- Rayonnement diffus dû aux réflexions multiples entre le sol et l'atmosphère.

III.5.1. Le rayonnement spectral direct :

Le rayonnement spectral incident, au niveau du sol, sur une surface normale à la direction du soleil est :

$$I_{n\lambda} = I_{o\lambda} \cdot \tau_{\lambda} \quad (\text{III.18})$$

$I_{n\lambda}$: Rayonnement spectral direct sur une surface perpendiculaire aux rayons solaires.

$I_{o\lambda}$: Rayonnement spectral hors atmosphère.

τ_{λ} : Transmittance spectrale totale.

Pour une surface horizontale et donc inclinée par rapport aux rayons solaires, le rayonnement s'écrit :

$$I_{\lambda} = I_{n\lambda} \cdot \cos(\theta_z) \quad (\text{III.19})$$

$$I_{\lambda} = I_{o\lambda} \cdot \tau_{\lambda} \cdot \cos(\theta_z) \quad (\text{III.20})$$

III.5.2. Le rayonnement spectral diffus horizontal :

Le rayonnement diffus spectral est très difficile à mettre en termes simple, d'où l'impossibilité de le calculer aussi rigoureusement que la composante du direct.

L'évaluation du diffus nécessite des formulations très complexes, et en général pour simplifier son évaluation on se limite à quelques composantes du diffus. La méthode de calcul du rayonnement diffus est celle proposée par R.Bird, basée sur les travaux de Brine & Iqbal ainsi que de Hayes & Davies, excepté pour le facteur de correction C_{λ} du diffus ajouté par R.Bird.

Le rayonnement diffus sur une surface horizontale est donnée par :

$$I_{d\lambda} = (I_{r\lambda} + I_{a\lambda}) \cdot C_{\lambda} + I_{g\lambda} \quad (\text{III.21})$$

$I_{d\lambda}$: Rayonnement spectral diffus sur surface horizontale.

$I_{r\lambda}$: Rayonnement spectral diffus de Rayleigh sur surface horizontale.

$I_{a\lambda}$: Rayonnement spectral diffus des aérosols sur surface horizontale.

$I_{g\lambda}$: Rayonnement spectral diffus dû aux réflexions multiples entre le sol et l'atmosphère sur une surface horizontale.

C_{λ} : Facteur de correction dépendant de λ et de l'angle zénithal solaire θ_z .

III.5.3. Le rayonnement spectral diffus de Rayleigh :

Une atmosphère de Rayleigh soumise à une radiation monochromatique subit une diffusion primaire donnée par :

$$1 - \tau_{r\lambda} \quad (\text{III.22})$$

La quantité diffusée est alors :

$$(1 - \tau_{r\lambda}) \cdot \tau_{a\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \quad (\text{III.23})$$

L'expression du rayonnement diffus du type Rayleigh, dû à un éclaircissement $I_{o\lambda} \cdot \cos(\theta_z)$ sur une surface horizontale aux abords de l'atmosphère est :

$$I_{o\lambda} \cdot \cos(\theta_z) \cdot (1 - \tau_{r\lambda}) \cdot \tau_{a\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \quad (\text{III.24})$$

Sachant que la moitié de cette radiation est diffusée vers l'espace, la quantité atteignant le sol après un premier passage à travers l'atmosphère est :

$$I_{r\lambda} = I_{o\lambda} \cdot \cos(\theta z) \cdot 0.5 \cdot (1 - \tau_{r\lambda}) \cdot \tau_{a\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \quad (\text{III.25})$$

III.5.4. Le rayonnement spectral diffus par les aérosols :

Considérons une atmosphère ne contenant que des particules de matières (aérosols), l'atténuation du rayonnement sera :

$$1 - \tau_{a\lambda} \quad (\text{III.26})$$

Cependant la quantité diffusée est confondue avec celle absorbée. Seul l'albédo de diffusion simple W_o des aérosols permet d'évaluer l'énergie diffusée comme :

$$W_o \cdot (1 - \tau_{a\lambda}) \quad (\text{III.27})$$

Aussi, toute l'énergie diffusée ne se dirige pas vers le sol, on définit alors un autre facteur F_c comme le rapport de l'énergie diffusée vers le sol à l'énergie totale diffusée. D'où la diffusion par le rayonnement spectral diffus des aérosols est donnée par:

$$I_{a\lambda} = I_{o\lambda} \cdot \cos(\theta z) \cdot (1 - \tau_{a\lambda}) \cdot \tau_{r\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \cdot W_o \cdot F_c \quad (\text{III.28})$$

Avec :

$$F_c = [1 + \cos(\theta)] \cdot 0.5 \quad (\text{III.29})$$

$\cos(\theta)$: facteur d'asymétrie des aérosols.

III.5.5. Le rayonnement spectral diffus dû aux réflexions multiples :

Ce rayonnement est défini par les réflexions du rayonnement incident entre le sol et l'atmosphère. Ce qui fait intervenir l'albédo du sol et celui de l'atmosphère. Le rayonnement incident au sol lors de son passage par l'atmosphère est :

$$R_\lambda = (I_{r\lambda} + I_{a\lambda}) \cdot C_\lambda \cdot I_{n\lambda} \cdot \cos(\theta z) \quad (\text{III.30})$$

Par suite, les réflexions multiples entre le sol et l'atmosphère font apparaître un rayonnement diffus $I_{g\lambda}$ tel que :

$$I_{g\lambda} = R_\lambda \left[\frac{\zeta_{s\lambda} \cdot \zeta_{a\lambda}}{(1 - \zeta_{s\lambda} \cdot \zeta_{a\lambda})} \right] \quad (\text{III.31})$$

Où :

$\zeta_{s\lambda}$: Albédo spectral du sol.

$\zeta_{a\lambda}$: Albédo spectral de l'atmosphère.

$$\zeta_{a\lambda} = \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \cdot [\tau_{a\lambda} \cdot (1 - \tau_{r\lambda}) \cdot 0.5 + (1 + \tau_{a\lambda}) \cdot W_o \cdot (1 - F_c) \cdot \tau_{r\lambda}] \quad (\text{III.32})$$

L'expression générale du diffus au sol est donc :

$$I_{d\lambda} = (I_{r\lambda} + I_{a\lambda}) \cdot C_\lambda + I_{g\lambda}$$

$$I_{d\lambda} = (I_{r\lambda} + I_{a\lambda}) \cdot C_\lambda \cdot \left[\frac{1}{(1 - \zeta_{s\lambda} \cdot \zeta_{a\lambda})} \right] + I_{n\lambda} \cdot \cos(\theta z) \left[\frac{\zeta_{s\lambda} \cdot \zeta_{a\lambda}}{(1 - \zeta_{s\lambda} \cdot \zeta_{a\lambda})} \right] \quad (\text{III.33})$$

III.5.6. le rayonnement spectral global au sol :

Le rayonnement global au sol est la somme, des rayonnements direct et diffus horizontal. Il se traduit à partir des équations (III.19),(III.20) et (III.33) :

$$G_{\lambda} = I_{n\lambda} \cdot \cos(\theta_z) + I_{d\lambda} \quad (\text{III.34})$$

III.6. ETUDE DU RAYONNEMENT SOL - ATMOSPHERE - SATELLITE :

Nous venons de voir comment le rayonnement solaire est influencé par l'atmosphère sur le trajet soleil – soleil ; la deuxième partie du modèle (sol – satellite) que nous allons développer, consiste à évaluer le rayonnement qui parvient au satellite dans le cône de visé de la caméra. Ce rayonnement est la résultante du rayonnement réfléchi par le sol et de celui diffusé par l'atmosphère.

III.6.1. La simulation du rayonnement atteignant le satellite :

III.6.1.1. La radiation réfléchié par le sol vers le satellite :

Le rayonnement atteignant la surface terrestre, va être réfléchi vers le capteur du satellite ; la quantité réfléchié dépend de la nature du sol, et donc de sa réflectance.

Le rayonnement réfléchi par la surface terrestre traversera l'atmosphère, subira de nouveau différentes atténuations traduites par les transmittances. Ces transmittances seront calculées en fonction de l'angle zénithal satellitaire donné par :

$$\theta_{\text{sat}} = (1.826 \cdot X - 0.274) / \sqrt{3.14 - X} \quad (\text{III.35})$$

Avec :

$$X = \cos(l) \cdot \cos(\text{long}) \quad (\text{III.36})$$

Où :

l : Latitude du lieu au sol.

long : Longitude du lieu au sol.

Le rayonnement parvenant au satellite sera alors :

$$G_{\lambda(\theta_{\text{sat}})} = G_{\lambda} \cdot \zeta_{s\lambda} \cdot \tau_{\lambda(\theta_{\text{sat}})} \quad (\text{III.37})$$

G_{λ} : Rayonnement spectral global au sol.

$\zeta_{s\lambda}$: Albédo spectral (réflectance)

$\tau_{\lambda(\theta_{\text{sat}})}$: Transmittance spectrale totale en fonction de l'angle zénithal du satellite (θ_{sat}).

où :

$$\tau_{\lambda(\theta_{\text{sat}})} = \tau_{a\lambda} \cdot \tau_{r\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \quad (\text{III.38})$$

La figure (III.3) donne la variation de la radiation réfléchié par de l'eau et qui atteint le satellite. La courbe est le résultat du logiciel.



Figure III.3 Radiation réfléchi par de l'eau et atteignant le satellite

III.6.1.2 La radiation diffusée par l'atmosphère :

La radiation diffusée par l'atmosphère est en majeure partie due aux molécules des gaz mixtes. En effet 80% du rayonnement diffusé par les aérosols se fait vers le sol. La partie diffusée vers l'espace est très faible.

Tandis que la diffusion Rayleigh (diffusion par les molécules) se fait à 50% vers le sol et 50% vers l'espace. La radiation perçue par le satellite est :

$$E_{\lambda} = I_{0\lambda} \cdot 0.5 \cdot (1 - \tau_{r\lambda}) \cdot F \cdot (1 + \cos^2(\psi)) \quad (\text{III.39})$$

Où :

F : Rapport de l'énergie diffusée vers le satellite à l'énergie totale diffusée.

ψ : Angle formé par la direction du soleil et celle du satellite.

E_{λ} : Représente à peu près 10% de la radiation issue du sol.

La figure (III.4) représente la radiation diffusée par l'atmosphère. C'est le résultat obtenu par IMAG-Al-Sat 1.0.

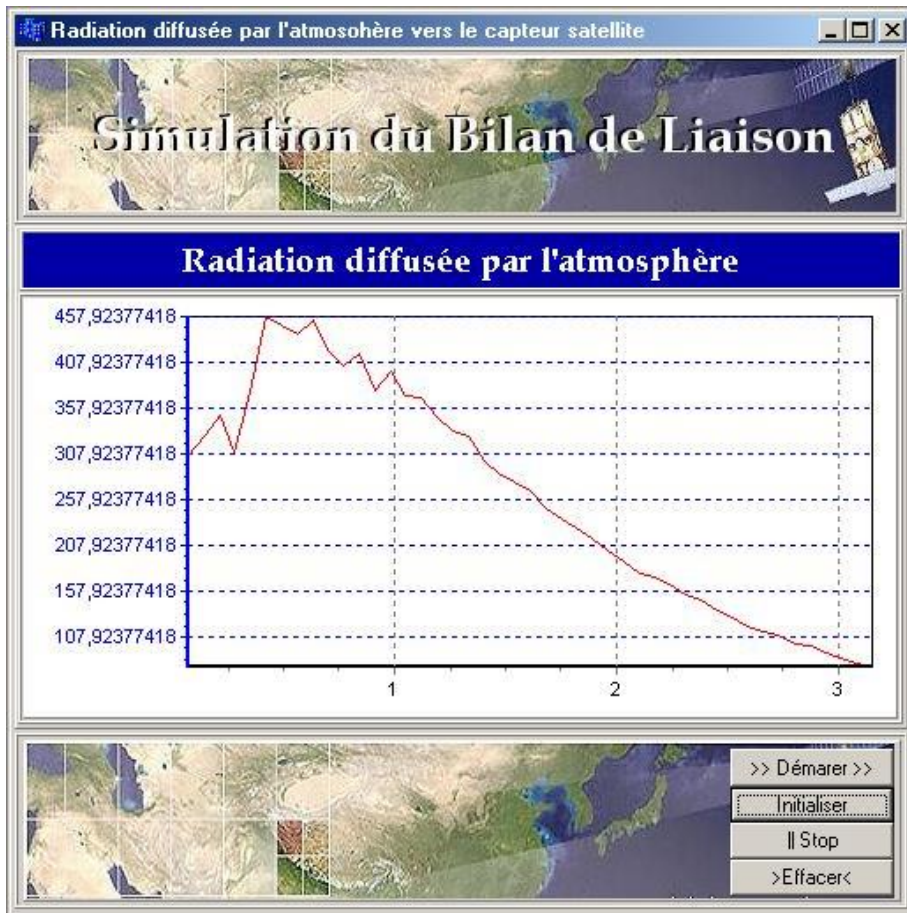


Figure III.4 Radiation diffusée par l'atmosphère

III.6.1.3. La radiation totale parvenant au satellite :

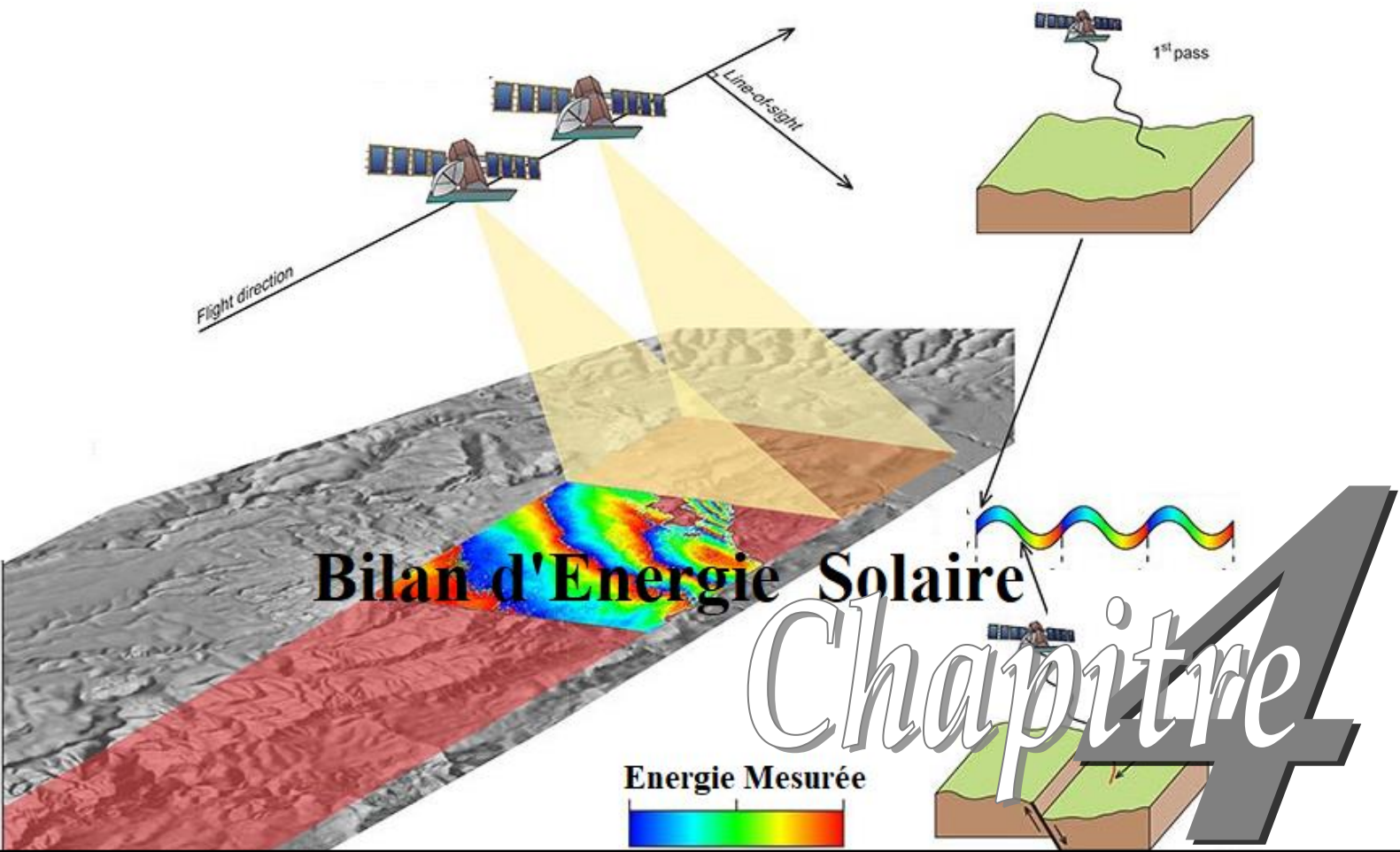
La quantité d'énergie qui atteindra le capteur du satellite est la somme de celle issue du sol et celle diffusée par l'atmosphère :

$$R_{\lambda} = G_{\lambda} \cdot \rho_{\lambda} \cdot \tau_{\lambda}(\theta_{sat}) + E_{\lambda} \tag{III.40}$$

Conclusion :

L'étude de l'interaction du rayonnement électromagnétique avec l'atmosphère est d'une importance capitale, elle nous permet d'expliquer et d'analyser le comportement du rayonnement vis-à-vis de l'atmosphère et donc de quantifier la part du rayonnement diffusé, ou absorbé par les molécules et les poussières. Ceci permet d'évaluer, la quantité du rayonnement qui parvient à la cible et ensuite d'estimer le rayonnement capté par le satellite.

Un organigramme traduisant la simulation de ce rayonnement est donné au chapitre V.



Résultats & Discussion

IV.1 PREAMBULE

Dans ce chapitre, nous présenterons les résultats de l'estimation du rayonnement solaire obtenus par notre application. A partir des données prises stations au sols, et en se basant sur le modèle de BIRD, nous avons pu reconstituer l'évolution du rayonnement solaire horaire et journalier pour quelques sites en Algérie. Pour apprécier la précision de notre méthode, nous avons fait une étude comparative, qui consiste à comparer les valeurs estimées et les valeurs mesurées.

IV.2 PRESENTATION DES RESULTATS

IV.2.1 INDICES DE CLARTE INSTANTANES K_t

L'indice de clarté qui est le rapport entre le rayonnement global arrivant à la surface terrestre et le rayonnement global par ciel clair, permet de distinguer les différents états par lesquels peut passer le ciel.

Pour déterminer ces indices, nous avons appliqué notre méthode à une série d'échantillons acquises tous les quarts d'heures durant le mois de Février 2011. Notre principe consiste à calculer à chaque instant de prise, les coefficients de réflexion pour les sites considérés, puis nous les avons comparés aux deux seuils caractérisant le ciel clair et le ciel nuageux en utilisant les relations (IV.b.1 à IV.b.3). Cette comparaison nous a permis de calculer les indices pour chaque pixel et pour chacun des moments d'acquisition des images et de voir les différents états de ciel observés pendant une journée. Les tableaux ci-dessous illustrent les valeurs de l'indice de clarté et les états du ciel pour les quatre sites de la journée du 8 Février 2011.

a) Détermination de l'indice de clarté

L'indice de clarté est le rapport de la valeur horaire du flux global d'irradiation solaire

$G_i(x, y, j, h)$ par sa valeur maximum $G_c(x, y, j, h)$, il est donné par l'équation suivante :

$$K_t = \frac{G_i(x, y, j, h)}{G_c(x, y, j, h)} \quad \text{(IV.a.1)}$$

b) Comparaison des coefficients de réflexion (Image MSG):

Les images de référence sont celles de coefficient de réflexion correspondant au ciel clair et celle représentant le ciel couvert.

L'image de coefficient de réflexion en ciel clair R_C est construite en calculant la valeur minimale de ce coefficient de chaque pixel dans une séquence d'images prise à la même heure pendant une durée suffisamment longue dans le canal visible. Et celle du coefficient de réflexion en ciel nuageux R_N est déterminée en suivant la même procédure mais en attribuant à chaque pixel la valeur maximale du coefficient de réflexion.

Cette étape consiste à comparer les coefficients de réflexion décrivant chaque image de la base de données, pixel par pixel et heure par heure de chaque image aux deux images de référence pour les classer dans l'un des trois états du ciel :

Cette comparaison se fait comme suit :

- **Ciel clair** : $Rib \leq R_c$: $k_t = 1$ (IV.b.1)
- **Ciel partiellement couvert** : $R_c < Rib < R_N$: $k_t = 1 - (1 - K_o)(Rib - R_c)/(R_N - R_c)$ (IV.b.2)
- **Ciel totalement couvert** : $Rib \geq R_N$: $k_t = K_o$ (IV.b.3)

c) Irradiation horaire globale G_i

On obtient l'irradiation solaire globale pour chaque pixel à partir de l'équation (IV.c.1) :

$$G_i(x, y, j, h) = K_t \cdot G_c(x, y, j, h) \quad \text{(IV.c.1)}$$

Heures	L'état du ciel	Kt	Radiance (W/m ²) DNI	Radiance (W/m ²) DIFS
8h00	partiellement couvert	0.3298	42.20	25.59
8h15	partiellement couvert	0.5946	111.27	88.71
8h30	partiellement couvert	0.7329	182.38	160.83
8h45	partiellement couvert	0.8120	252.83	232.03
9h00	partiellement couvert	0.8743	326.52	300.32
9h15	partiellement couvert	0.9081	394.40	339.32
9h30	partiellement couvert	0.9388	463.03	433.85
9h45	partiellement couvert	0.9533	523.94	494.73
10h00	partiellement couvert	0.9654	582.11	582.12
10h15	partiellement couvert	0.9784	638.90	614.38
10h30	partiellement couvert	0.9838	688.02	669.68
10h45	partiellement couvert	0.9881	732.88	740.95
11h00	Ciel clair	1	799.90	799.90
11h15	partiellement couvert	0.9843	800.88	813.70
11h30	partiellement couvert	0.9859	831.06	809.37
11h45	partiellement couvert	0.9756	846.32	841.64
12h00	partiellement couvert	0.9756	865.60	859.05
12h15	partiellement couvert	0.9703	875.39	863.71
12h30	partiellement couvert	0.9599	875.55	871.38
12h45	partiellement couvert	0.9569	877.54	868.39
13h00	partiellement couvert	0.9486	869.84	863.79
13h15	partiellement couvert	0.9473	863.90	855.30
13h30	partiellement couvert	0.9511	857.84	845.21
13h45	partiellement couvert	0.9582	849.85	840.40
14h00	partiellement couvert	0.9445	818.99	825.13
14h15	partiellement couvert	0.9267	780.68	806.29
14h30	partiellement couvert	0.9650	787.70	786.38
14h45	partiellement couvert	0.9737	758.77	729.40
15h00	partiellement couvert	0.9437	699.29	719.33
15h15	partiellement couvert	0.9777	682.94	677.36
15h30	Ciel clair	1	652.13	652.13
15h45	Ciel clair	1	602.04	602.04
16h00	partiellement couvert	0.9522	522.38	486.26
16h15	Ciel clair	1	492.17	492.17
16h30	partiellement couvert	0.9064	392.70	391.80
16h45	partiellement couvert	0.7287	271.32	325.59
17h00	partiellement couvert	0.9016	279.69	255.01

Tableau.IV.1 Les états de ciel correspondants à chaque valeur de l'indice de clarté et les radiances estimées pour le site de Tamanrasset le 08/02/2011.

Heures	L'état du ciel	Kt	Radiancie (W/m ²) DNI	Radiancie (W/m ²) DIFS
9h00	partiellement couvert	0.6577	112.75	69.52
9h15	partiellement couvert	0.7754	167.28	127.01
9h30	partiellement couvert	0.8476	220.61	182.38
9h45	partiellement couvert	0.8787	267.20	241.20
10h00	partiellement couvert	0.9129	316.39	290.41
10h15	partiellement couvert	0.9376	363.07	340.86
10h30	partiellement couvert	0.8328	354.39	394.01
10h45	partiellement couvert	0.8144	375.55	461.05
11h00	partiellement couvert	0.8483	418.89	472.76
11h15	partiellement couvert	0.7197	376.52	509.09
11h30	partiellement couvert	0.3859	211.87	524.74
11h45	partiellement couvert	0.6566	375.11	550.05
12h00	partiellement couvert	0.6160	363.33	570.63
12h15	partiellement couvert	0.8616	520.73	569.63
12h30	partiellement couvert	0.8933	549.29	587.18
12h45	partiellement couvert	0.7576	470.79	571.05
13h00	partiellement couvert	0.6247	389.74	578.00
13h15	partiellement couvert	0.7933	494.61	574.86
13h30	partiellement couvert	0.8519	525.18	580.60
13h45	partiellement couvert	0.8251	500.51	566.84
14h00	partiellement couvert	0.8133	482.15	557.37
14h15	partiellement couvert	0.7974	458.57	334.74
14h30	partiellement couvert	0.8608	476.43	533.11
14h45	ciel clair	1	528.26	528.26
15h00	partiellement couvert	0.9964	497.73	485.95
15h15	partiellement couvert	0.8524	398.49	444.61
15h30	partiellement couvert	0.8777	379.52	414.05
15h45	partiellement couvert	0.4810	189.77	366.53
16h00	partiellement couvert	0.3848	136.35	290.83
16h15	partiellement couvert	0.6529	203.81	268.26
16h30	partiellement couvert	0.7596	203.97	219.24
16h45	partiellement couvert	0.9386	210.33	161.63
17h00	partiellement couvert	0.8583	154.17	111.09

Tableau.IV.2 Les états de ciel correspondants à chaque valeur de l'indice de clarté et les radiances estimées pour le site d'Alger le 08/02/2011.

Heures	L'état du ciel	Kt	Radiance (W/m ²) DNI	Radiance (W/m ²) DIFS
9h00	totalemment couvert	0.20	30.28	30.28
9h15	totalemment couvert	0.20	40.22	40.22
9h30	totalemment couvert	0.20	50.41	50.41
9h45	totalemment couvert	0.20	60.59	60.59
10h00	totalemment couvert	0.20	70.60	70.60
10h15	totalemment couvert	0.20	80.31	80.31
10h30	totalemment couvert	0.20	89.58	89.58
10h45	partiellemment couvert	0.3062	150.58	297.21
11h00	partiellemment couvert	0.9545	508.31	167.43
11h15	partiellemment couvert	0.5528	315.17	173.80
11h30	partiellemment couvert	0.6386	385.74	172.94
11h45	partiellemment couvert	0.7035	446.23	210.77
12h00	partiellemment couvert	0.5767	380.90	317.05
12h15	partiellemment couvert	0.5424	370.24	176.77
12h30	partiellemment couvert	0.6227	436.24	245.10
12h45	partiellemment couvert	0.5549	396.24	142.82
13h00	partiellemment couvert	0.5961	431.12	218.63
13h15	partiellemment couvert	0.5238	381.33	249.06
13h30	partiellemment couvert	0.6205	451.88	360.89
13h45	partiellemment couvert	0.8550	619.02	427.91
14h00	partiellemment couvert	0.7592	543.04	419.07
14h15	partiellemment couvert	0.6101	428.46	539.19
14h30	Ciel clair	1	684.82	684.82
14h45	Ciel clair	1	663.15	663.15
15h00	partiellemment couvert	0.8848	563.92	637.38
15h15	Ciel clair	1	607.58	607.58
15h30	Ciel clair	1	574.00	574.00
15h45	partiellemment couvert	0.3830	205.63	607.58
16h00	totalemment couvert	0.20	99.27	99.27
16h15	Ciel clair	1	452.86	452.86
16h30	Ciel clair	1	406.73	406.73
16h45	partiellemment couvert	0.7735	277.24	71.69
17h00	partiellemment couvert	0.2908	89.72	61.70

Tableau.IV.3 Les états de ciel correspondants à chaque valeur de l'indice de clarté et les radiances estimées pour le site de Béchar le 08/02/2011.

Heures	L'état du ciel	Kt	Radiance (W/m ²) DNI	Radiance (W/m ²) DIFS
9h00	partiellement couvert	0.4851	71.29	79.63
9h15	partiellement couvert	0.6393	124.28	137.10
9h30	partiellement couvert	0.7484	181.58	192.22
9h45	partiellement couvert	0.8261	240.05	248.27
10h00	partiellement couvert	0.8850	298.63	302.27
10h15	partiellement couvert	0.9022	345.26	353.52
10h30	partiellement couvert	0.9058	385.61	403.51
10h45	partiellement couvert	0.8751	407.96	468.44
11h00	partiellement couvert	0.9157	461.24	490.98
11h15	partiellement couvert	0.9805	527.50	527.46
11h30	partiellement couvert	0.9846	560.12	560.66
11h45	partiellement couvert	0.9911	590.75	590.15
12h00	partiellement couvert	0.9892	612.72	607.22
12h15	partiellement couvert	0.9898	632.28	628.44
12h30	partiellement couvert	0.9877	646.03	634.63
12h45	partiellement couvert	0.9829	653.88	644.50
13h00	partiellement couvert	0.9826	660.48	641.16
13h15	partiellement couvert	0.9891	667.46	645.52
13h30	partiellement couvert	0.9833	661.94	660.02
13h45	partiellement couvert	0.9818	655.17	669.87
14h00	partiellement couvert	0.9751	640.79	659.81
14h15	partiellement couvert	0.9652	620.48	645.61
14h30	partiellement couvert	0.9569	597.55	627.39
14h45	partiellement couvert	0.9371	564.14	605.26
15h00	partiellement couvert	0.9151	526.83	579.40
15h15	partiellement couvert	0.9575	522.53	550.00
15h30	partiellement couvert	0.9739	498.90	517.26
15h45	partiellement couvert	0.9797	465.84	481.45
16h00	partiellement couvert	0.9396	409.36	421.61
16h15	partiellement couvert	0.9648	379.40	389.39
16h30	partiellement couvert	0.9339	325.46	336.76
16h45	partiellement couvert	0.9066	237.77	283.36
17h00	partiellement couvert	0.8667	220.33	227.75

Tableau.IV.4 Les états de ciel correspondants à chaque valeur de l'indice de clarté et les radiances estimées pour le site d'Oran le 08/02/2011.

IV.2.2 ESTIMATION DE LA RADIANCE INSTANTANEE

Les résultats calculés représentent l'intensité de la radiation solaire exprimée en W/m^2 ou se qu'on appelle la radiance solaire. Cette radiance est déterminée par une relation qui lie l'indice de clarté au rayonnement global par ciel clair calculé par la méthode de BIRD (l'équation IV.c.1). Après la détermination des indices de clarté correspondant aux données prises respectivement de 8 h à 17 h pour le site de Tamanrasset, et de 9h à 17 h pour les sites d'Alger, Oran et Béchar, et après le calcul du rayonnement global arrivant au sol sur plan horizontal par ciel clair aux mêmes instants de prise de ces données, nous avons estimé la radiance globale pour les quatre sites. Les résultats de l'estimation obtenus dans les deux types d'irradiations sont illustrés par les figure IV.1 et figure IV.2.

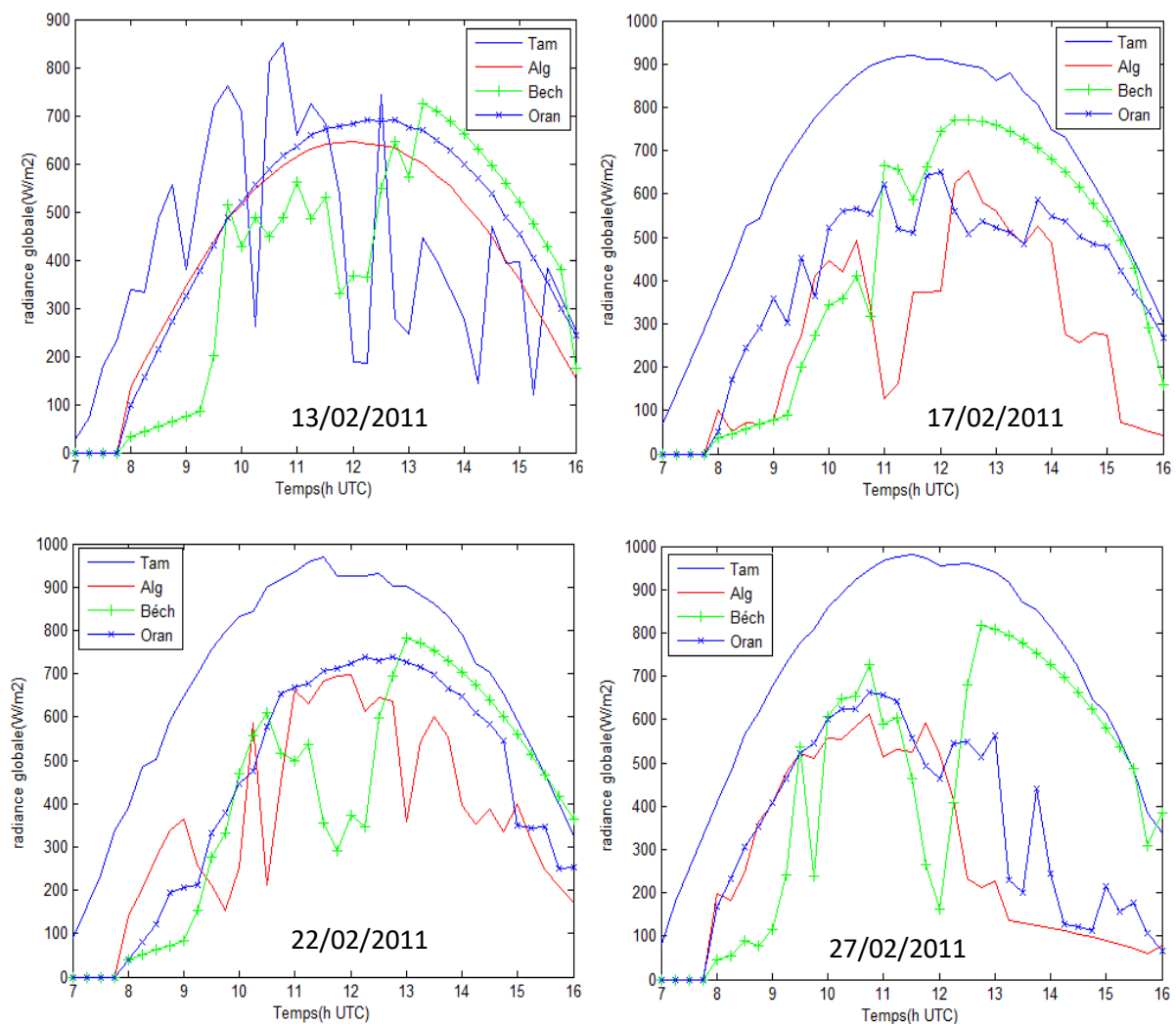


Figure IV.1 La radiance solaire estimée pour quatre sites le 13, le 17, le 22 et le 27 Février 2011 dans le canal visible DNI

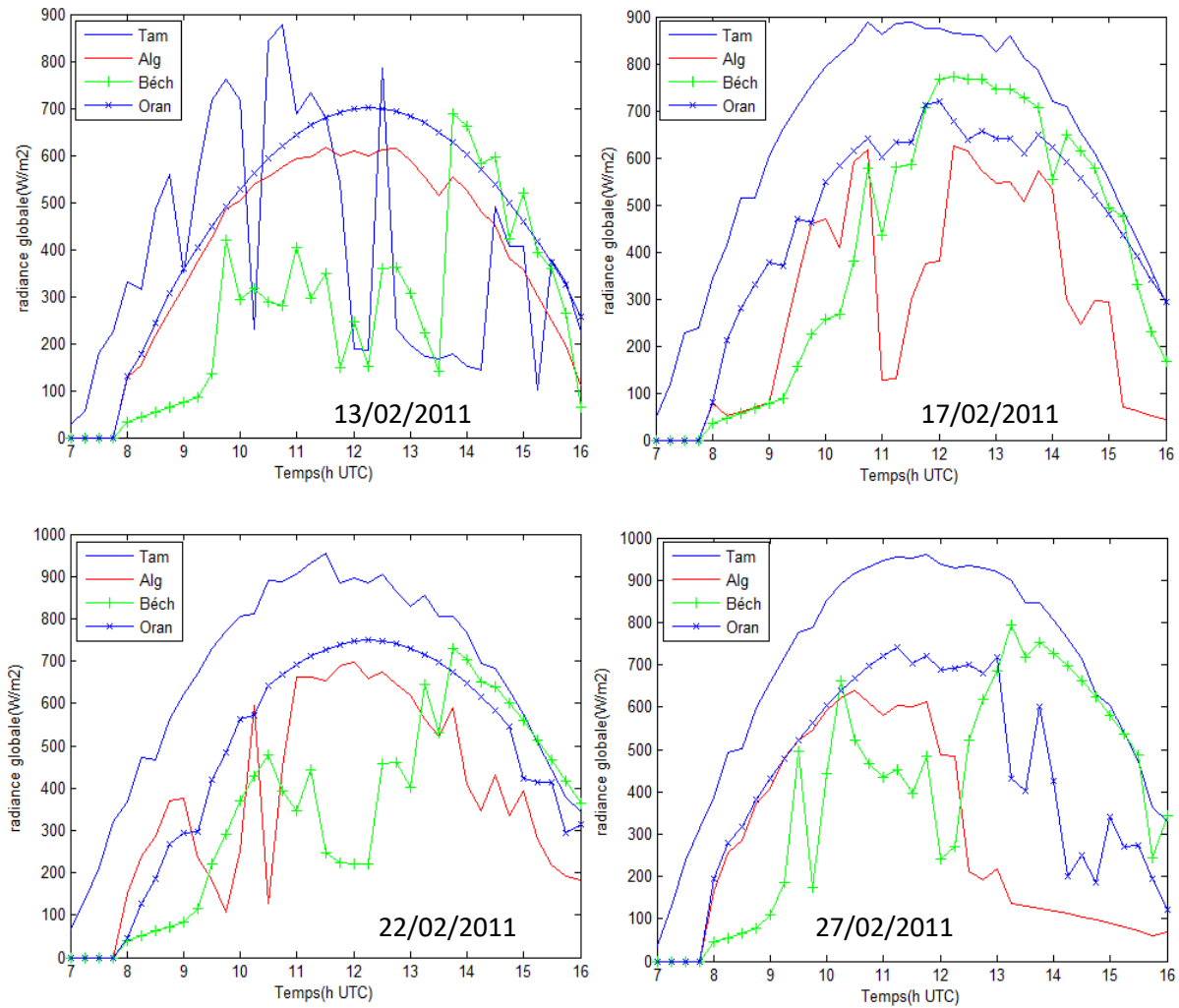


Figure IV.2 La radiance solaire estimée pour quatre sites le 13, le 17, le 22 et le 27 Février 2011 dans le canal visible DIFS

D'après les figures ci-dessus, nous remarquons que la radiance solaire varie au cours de la journée. Elle est faible au voisinage du lever et du coucher du soleil et elle atteint le maximum au milieu de la journée si le ciel garde le même état pendant une journée. Par contre, si le ciel passe d'un état à un autre, des fluctuations importantes se produisent sur la radiance. Ces fluctuations sont dues essentiellement à la présence des nuages.

Les variations du rayonnement solaire sont proportionnelles aux variations de l'indice de clarté qui caractérise l'état du ciel :

$K_t = 1$, le ciel est clair

$K_t = 0.2$, le ciel est totalement couvert par des nuages opaques

$0.2 < Kt < 1$, dans cet intervalle, le ciel garde toujours le même état c'est-à-dire partiellement couvert, mais des variations de l'indice de clarté ainsi que la radiance sont observées (voir figure IV.3). Ces changements sont dus au type des nuages, leur épaisseur et leur altitude.

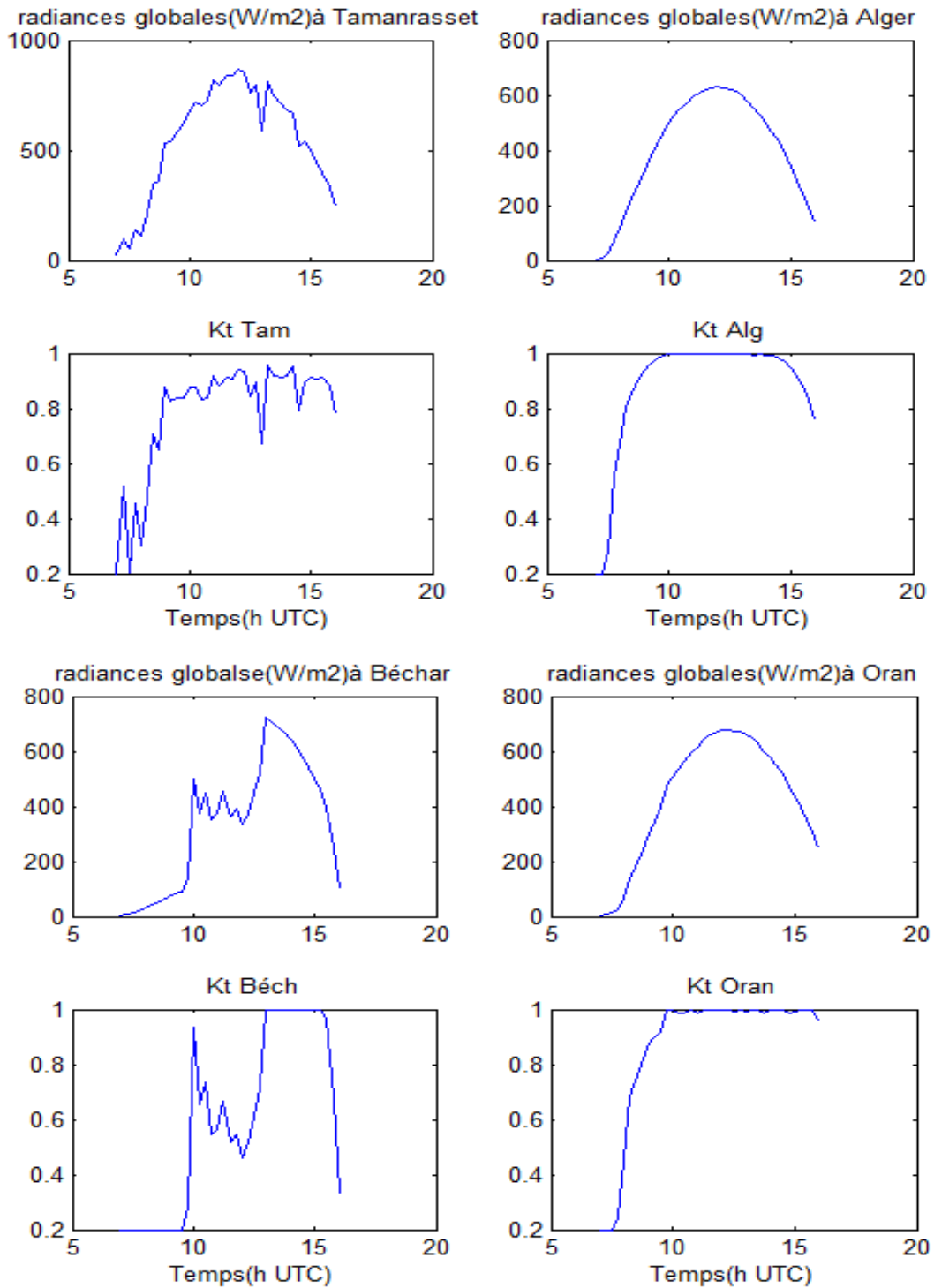


Figure IV.3 Variation des radiances globales et l'indice de clarté au cours de la journée de 09/02/2011 pour le DNI

IV.2.3 ESTIMATION DE LA RADIANCE JOURNALIERE MOYENNE

La figure ci-dessous montre l'évolution de la moyenne journalière de la radiance au cours du mois de Février 2011.

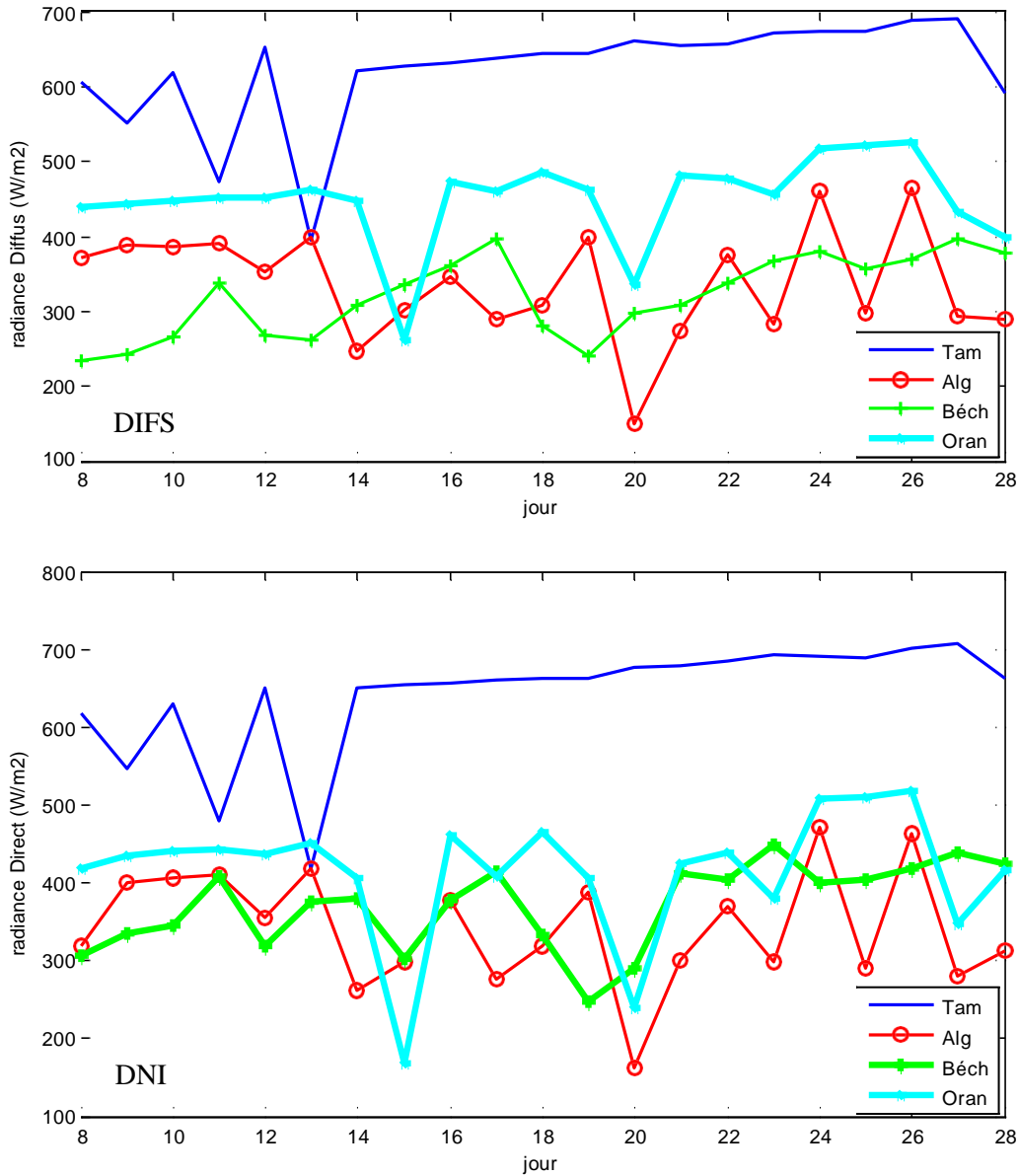


Figure IV.4 Evolution de la radiance journalière moyenne au cours du mois de Février 2011.

IV.2.4 ESTIMATION DE L'IRRADIANCE HORAIRE ET JOURNALIERE

Maintenant, nous avons les informations sur l'état de l'atmosphère et l'énergie reçue au sol (différents types d'irradiations par la méthode de BIRD) à des instants précis correspondant au moment de prise de vue des images, mais, nous ne pouvons pas savoir ce qui se passe entre deux images successives ni d'avoir l'irradiance solaire dans ce laps de temps.

Pour connaître l'irradiance horaire (Wh/m^2), il faut intégrer la radiance sur un intervalle de temps d'une heure (entre deux heures successives t et $t+1$).

$$G_h(t, t + 1) = \int_t^{t+1} G_t(t) dt \tag{IV.1}$$

Où G_h est l'irradiance horaire et G_t , la radiance à l'instant t .

Entre chaque deux heures successives, nous avons quatre intervalles égaux (15 mn chacun) dont nous connaissons la radiance solaire des bornes de chaque intervalle. Pour appliquer l'intégration sur une heure, nous avons utilisé une interpolation polynômiale de Lagrange. Cette méthode permet d'approximer une fonction connue seulement en certains points dans un intervalle donné par une fonction qui passe par tous les points de cet intervalle. Cette méthode est donnée par l'équation suivante

$$\int_t^{t+1} G_t(t) dt = \int_t^{t+1} \sum_{i=0}^n G_t(t_i) Li(t) dt \tag{IV.2}$$

Où Li est le polynôme de Lagrange qui est donné par :

$$Li(t) = \prod_{j=0, j \neq i}^n \frac{t - t_j}{t_i - t_j} \tag{IV.3}$$

L'interpolation Lagrangienne permet d'avoir l'irradiance horaire. La somme de ces irradiances au cours d'une journée donne l'irradiance journalière. La figure ci-dessous illustre l'irradiance solaire journalière pour le mois de Février 2011.

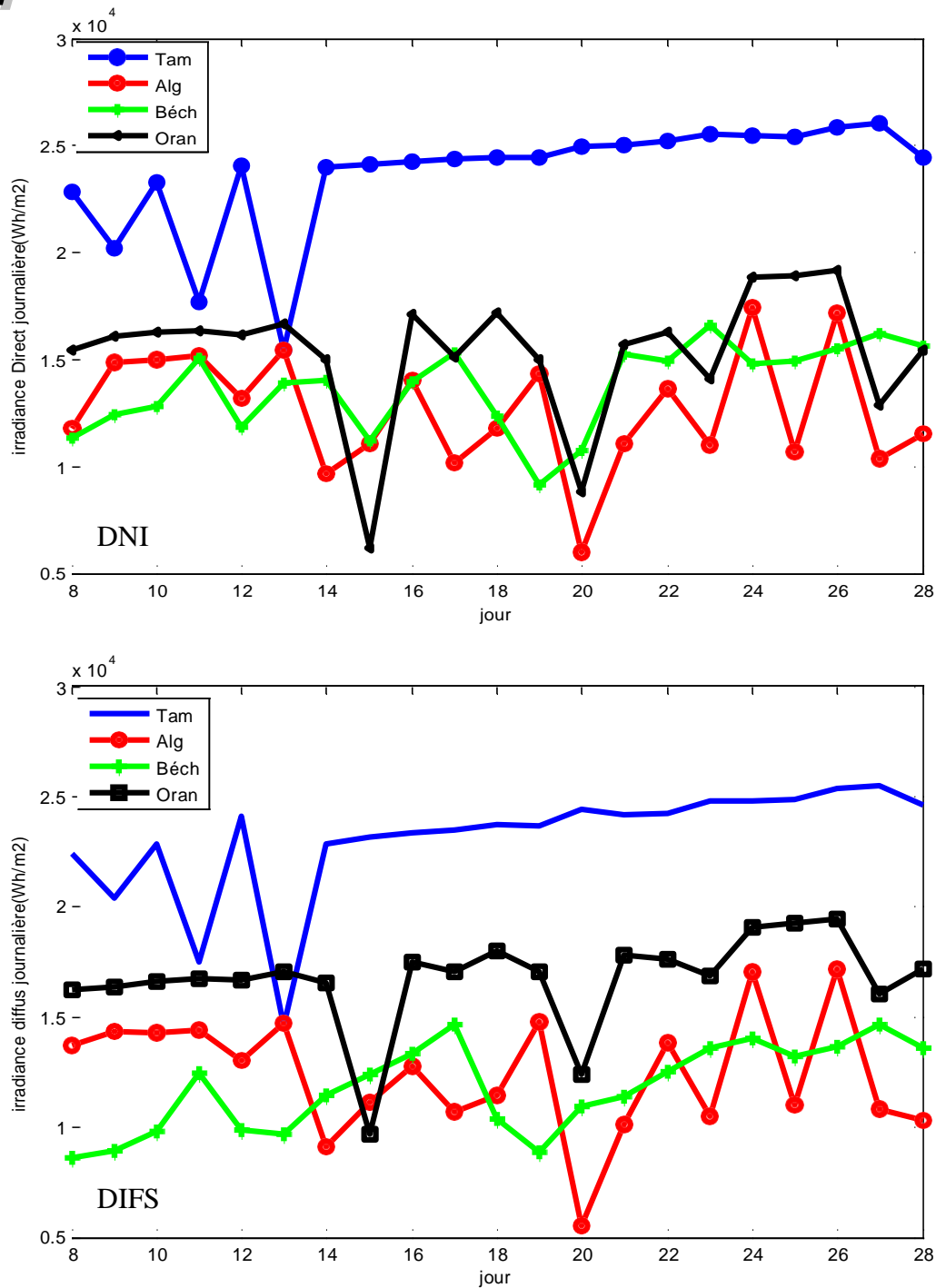
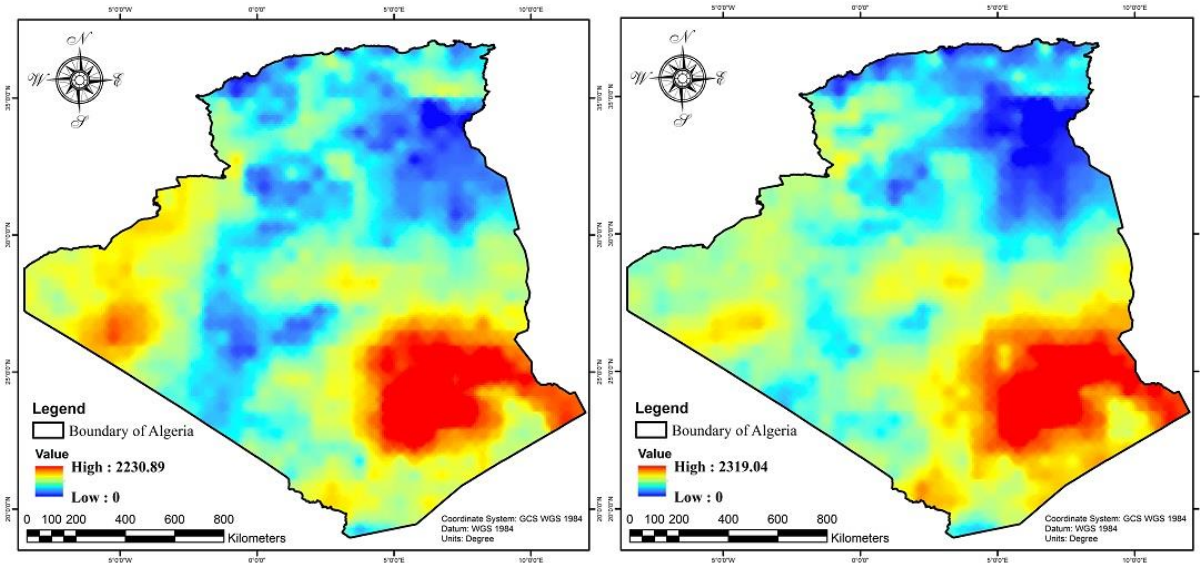


Figure IV.5 Irradiances globales journalières estimées dans les canaux DNI et DIFS durant le mois de Février 2011.

La figure suivante montre les cartes d'irradiation directe sur un plan horizontal à ciel claire (Max=2319.04Watt/m²) et la seconde avec la correction du ciel couvert (max = 2230,89Watt/m²). La différence entre les deux résultats de la **Figure IV.6** est illustrée sur la **Figure IV.7**, qui montre une variation d'un point à un autre selon l'effet de la couverture du ciel, qui s'étend jusqu'à (299,012 Watt/m²).



Radiation Directe avec correction du Ciel couvert

Radiation Directe

Figure IV.6: radiation Directe

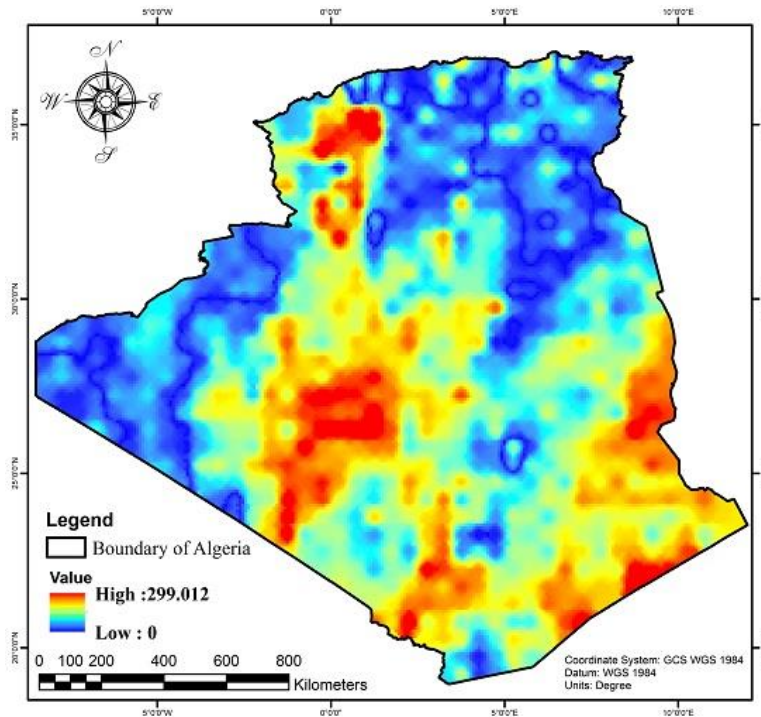


Figure IV.7 : Différence entre le rayonnement direct et le rayonnement direct avec correction de la couverture du ciel.

La figure IV.8 montre les cartes d'irradiation diffuse a ciel couvert (max = 4475.7Watt/m²) et la seconde sur un plan d'un ciel claire (Max=4614.03Watt/m²), dont La différence entre les deux résultats de la figure IV.8 est illustrée sur la figure IV.9, qui montre une variation d'un point à un autre selon l'effet de l'ombre, qui s'étend jusqu'à (547,86 Watt/m²).

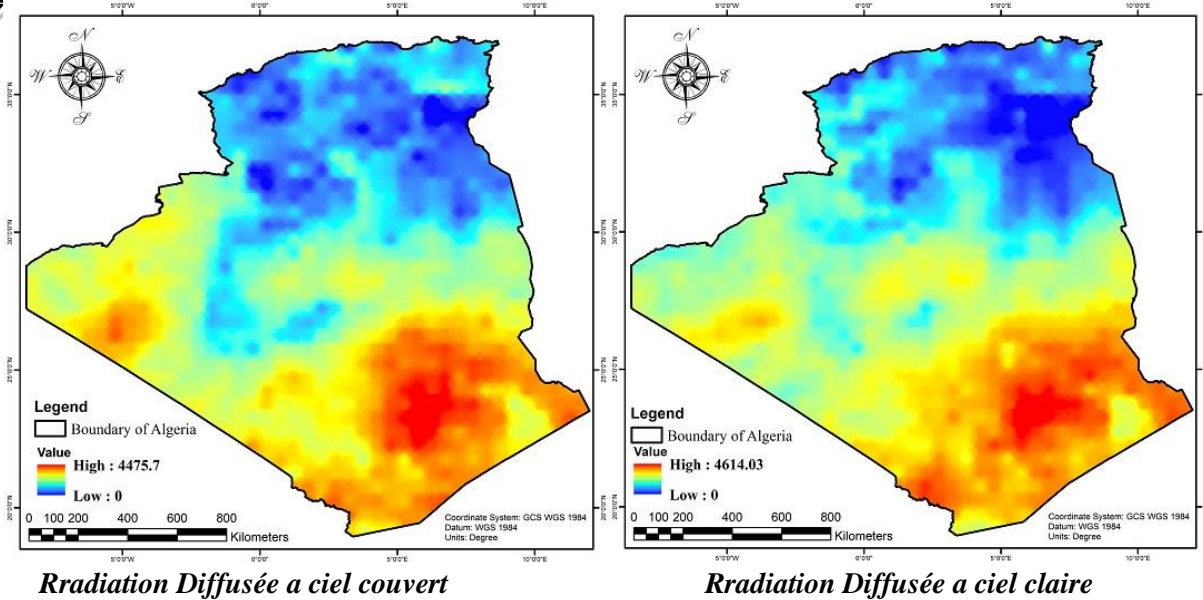


Figure IV.8: Diffuse radiation

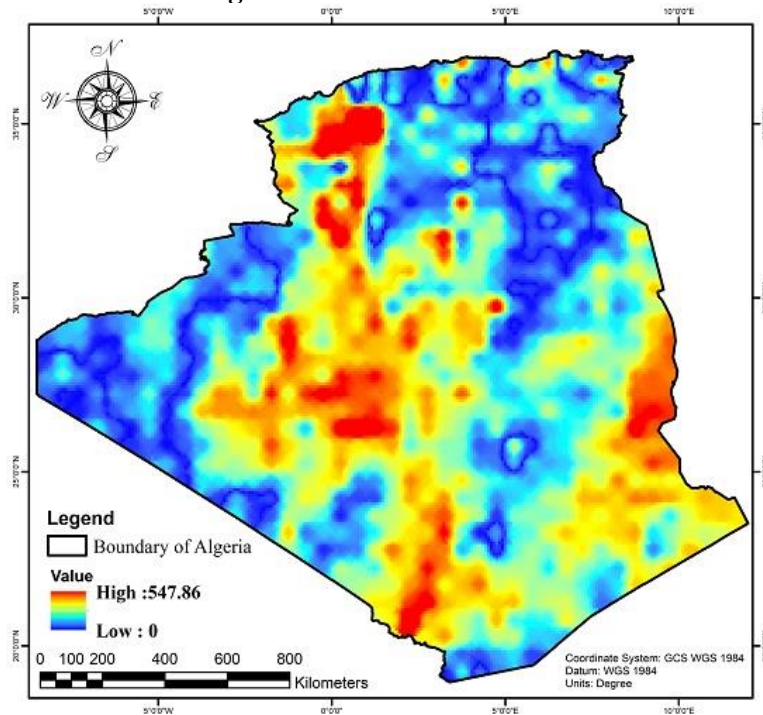
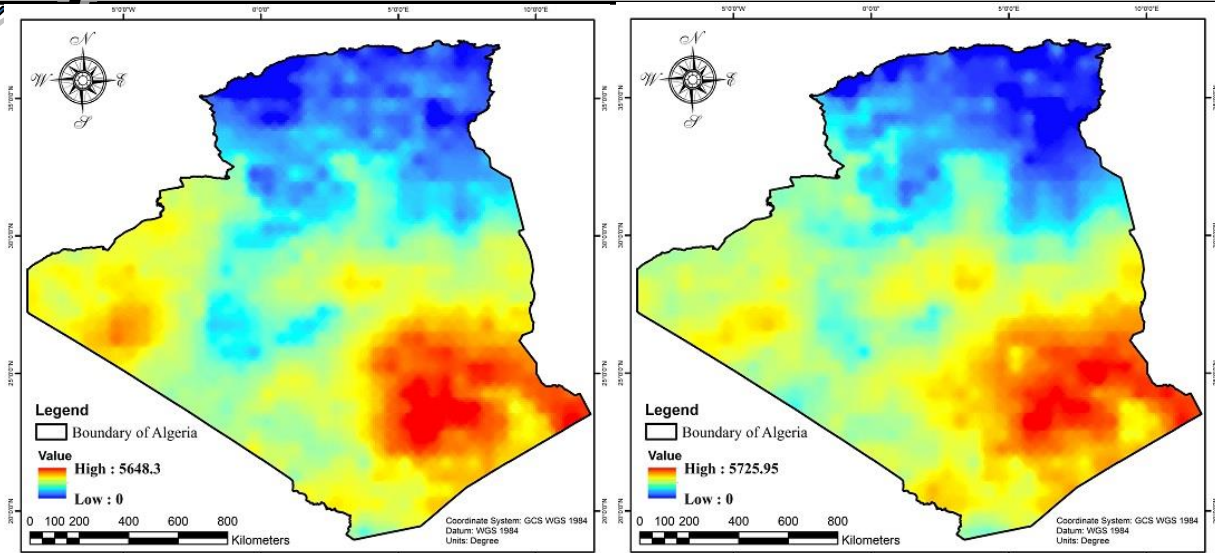


Figure IV.9 : Différence entre rayonnement diffus et rayonnement diffus avec correction du ciel couvert.

La figure IV.10 montre les cartes d'irradiation globale sur un plan d'un ciel couvert (max = 5684.3Watt/m²) et la seconde a ciel claire (Max=5725.95Watt/m²). La différence entre les deux résultats de la figure IV.10 est illustrée sur la figure IV.11, qui montre une variation d'un point à un autre selon l'effet de l'ombre, qui s'étend jusqu'au (875,695 Watt/m²).



Radiation Globale a Ciel couvert

Radiation Globale a Ciel claire

Figure IV.10: radiation globale

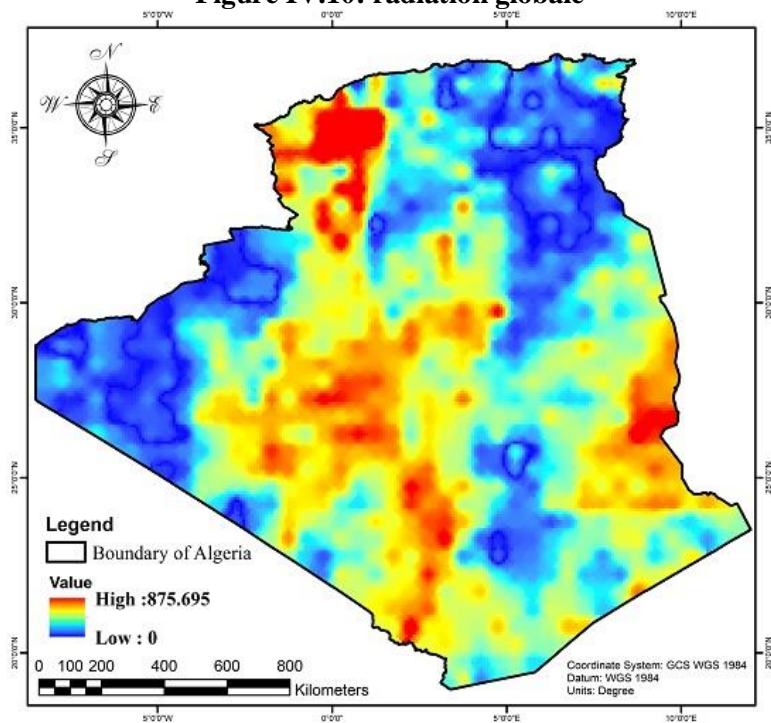


Figure IV.11 : Différence entre le rayonnement global a ciel claire et a ciel couvert

IV.3 VALIDATION DE LA METHODE

Pour valider nos résultats, d'un côté, nous avons effectué une petite comparaison, qui consiste à comparer nos résultats aux mesures fournies par des pyranomètres au sol.

Et d'autres part, Pour valider les résultats de notre algorithme, nous avons sélectionné 5 points aléatoires sur la surface de l'Algérie mentionnés dans la figure IV.14. Et nous avons extrait les résultats des différentes composantes (Direct, Diffuse, Global) pour l'analyse et pour prouver la robustesse de l'algorithme utilisé. Les 5 points illustrés sur le tableau IV.6.

Une comparaison entre les valeurs estimées et celles mesurées au sol permet de confirmer la validité du modèle. Les mesures effectuées au sol par un pyranomètre sont des irradiances (Wh/m^2), car ces mesures résultent de l'intégration de la radiance sur un intervalle de temps d'une heure. Pour cela, nous avons comparé les irradiances horaires et journalières estimées aux mesures in-situ collectées au site de Tamanrasset. Pour les autres sites, nous n'avons pas pu faire la comparaison suite à la non disponibilité des mesures au sol. L'analyse comparative est effectuée à base du coefficient de corrélation. Les résultats de cette comparaison sont résumés par le tableau.IV.5 et les figures figure IV.12 et figure IV.13.

Date	08/02	09/02	10/02	11/02	12/02	13/02	14/02
R(DNI)	0.73	0.71	0.7	0.58	0.76	0.58	0.80
R(DIFS)	0.72	0.73	0.77	0.56	0.75	0.65	0.80
Date	15/02	16/02	17/02	18/02	19/02	20/02	21/02
R(DNI)	0.74	0.75	0.76	0.79	0.78	0.75	0.79
R(DIFS)	0.74	0.75	0.76	0.79	0.78	0.74	0.80
Date	22/02	23/02	24/02	25/02	26/02	27/02	28/02
R(DNI)	0.77	0.75	0.76	0.77	0.77	0.75	0.81
R(DIFS)	0.76	0.75	0.76	0.76	0.76	0.75	0.78

Tableau.IV.5 Coefficients de corrélations obtenus par la comparaison des irradiances horaires estimées et les mesures au sol

Les coefficients de corrélation liant les estimations horaires aux mesures au sol sont satisfaisants car ils varient de 71% à 81%. Le coefficient de corrélation qui est de l'ordre de 58% observé dans les journées où le ciel était couvert ou partiellement couvert caractérisé par un indice de clarté variable.

Les figures ci-dessous représentent le nuage de points formé par les couples de valeurs mesurées au sol et estimées par l'application de notre méthode.

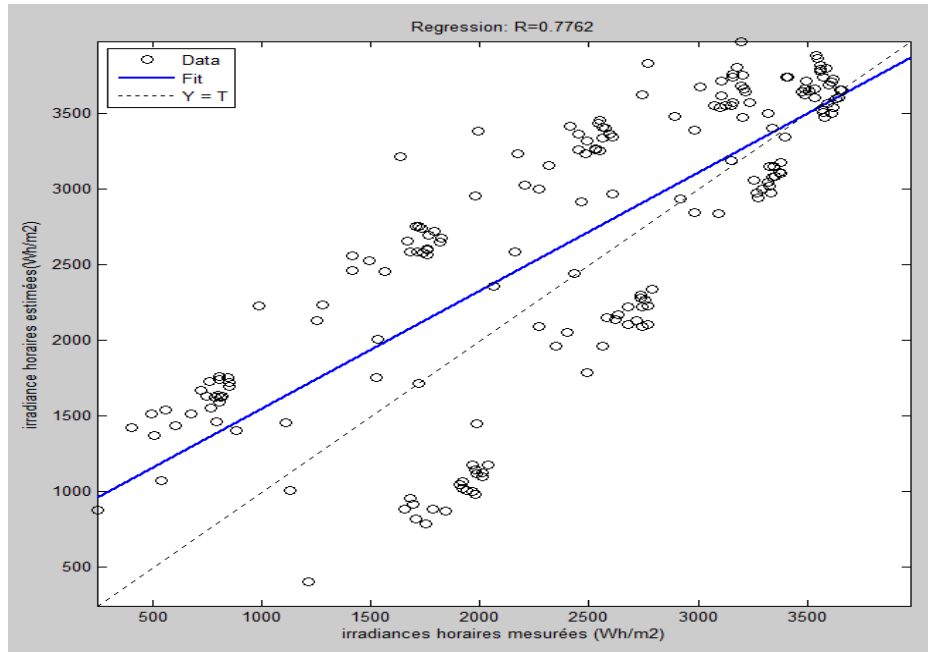


Figure IV.12 Comparaison des irradiances horaires estimées et mesurées au sol durant le mois de Février 2011.

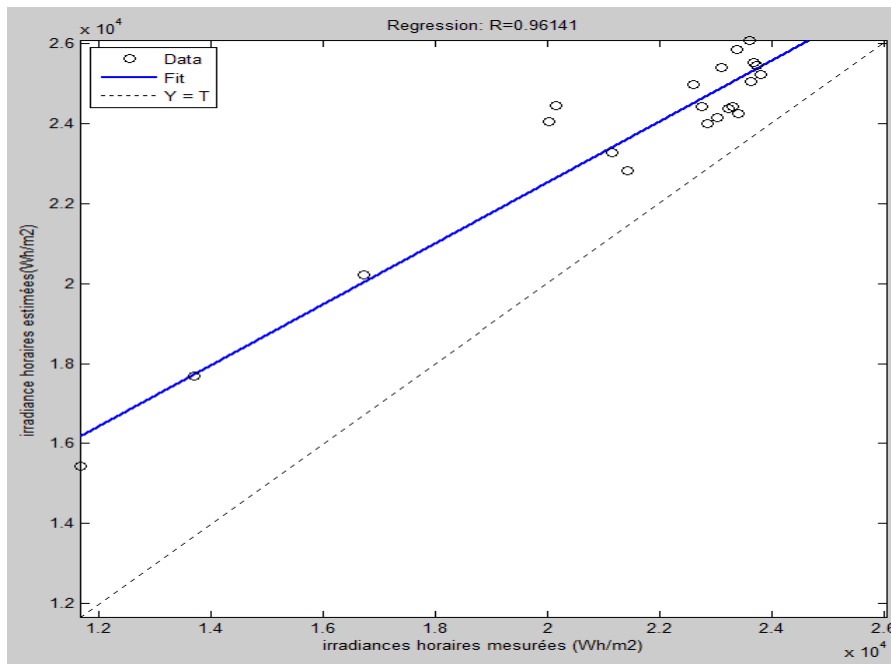


Figure IV.13 Comparaison des irradiances journalières estimées et mesurées au sol durant le mois de Février 2011.

En analysant les résultats figurants dans ces figures, nous constatons une bonne concentration des points autour de la droite de régression idéale pour le cas d'un ciel clair.

Lorsque le ciel est nuageux, nous remarquons une dispersion non négligeable autour de la droite de régression. Le coefficient de corrélation obtenu par la comparaison des irradiances horaires estimées et mesurées est de 0.77. Alors que celui liant les valeurs journalières est plus élevé et est de 0.96.

Maintenant pour valider les résultats obtenus sur les différentes cartes du DNI, DIFS et le GHI, on passe à l'extraction de 5 points aléatoires en Algérie et on commence une petite étude de comparaison :

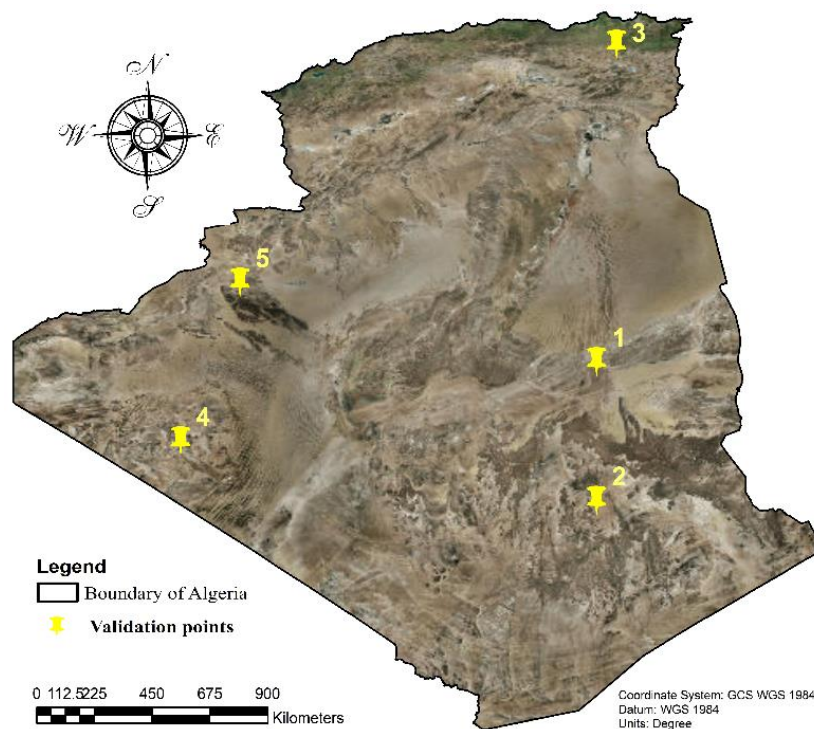


Figure IV.14 : la sélection de 5 points aléatoires à la surface de l'Algérie pour la validation des résultats.

	Ciel Claire	Ciel couvert		Longitude	Latitude
P1	3668,180071	3442,766777	Diffuse	6,25	28,25
	1625,387337	1502,090162	Direct		
	4494,798612	4176,582265	Global		
P2	4272,588034	4143,925671	Diffuse	6,25	24,75
	2049,395888	1932,513822	Direct		
	5398,851398	5120,612264	Global		
P3	3128,689006	3128,613617	Diffuse	6,75	36,25
	1424,765313	1422,605655	Direct		
	3154,785191	3083,32719	Global		
P4	3915,427897	3870,776444	Diffuse	-4,25	26,25
	1731,899578	1738,160973	Direct		
	4686,937173	4695,08481	Global		
P5	3523,025023	3632,173707	Diffuse	-2,75	30,25
	1593,273982	1646,494099	Direct		
	4234,265222	4348,45375	Global		

Tableau IV.6 : présentation des 5 points sur les trois composantes (Direct, Diffuse, Global) sur un ciel clair et son évaluation avec correction du ciel couvert.

Les figures (de IV.6 au IV.11) montrent la différence entre le rayonnement sur un plan a ciel claire et son évaluation sur n'importe quel plan a ciel couvert, selon une période d'intégration entre t-dt et t d'un même jour par l'utilisation des données satellitaires réelles comme entrée au système de calcul de notre méthode de BIRD.

Les figures (IV.7,IV.9 et IV.11) montrent la différence apportée par la correction des effets de la couverture du ciel pour l'irradiation estimée sur un plan a ciel clair corrigés, où les résultats trouvés sont très satisfaisants, dont les graphe de la figure (IV.15 au IV.20) montrent une très bonne corrélation entre les trois composantes (Direct, Diffuse, Global) de l'irradiation solaire avec un ciel clair et son évaluation sur la couverture nuageuse, estimée à (R2 =0,9141 en rayonnement global avec tous les points et R2=0,9998 pour chaque point séparément.).

Ces figures montrent que le nuage est un facteur majeur influençant la variabilité spatiale de l'irradiation solaire de la même manière dans les figures (IV.7, IV.9 et IV.11) sur les trois composantes (Directe, Diffuse et Globale).

L'estimation de la tendance pour tous les points présentés dans la figure IV.14 a donné un bon résultat de R2=0,9141 dans la figure IV.15 pour la composante de rayonnement globale estimée.

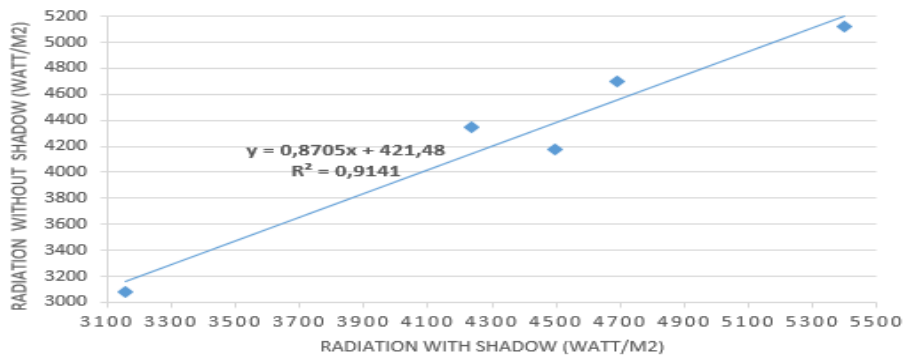


Figure IV.15 : Résultats de validation de l'irradiation globale estimée du modèle dans des conditions du ciel claire et corrigé des effets de nuage sur les différentes composantes du rayonnement.

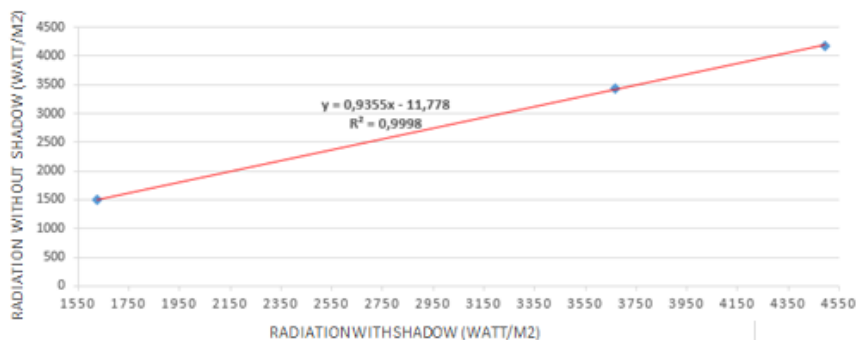


Figure IV.16 : graphique de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Direct, Diffuse, Global) pour le 1er Point

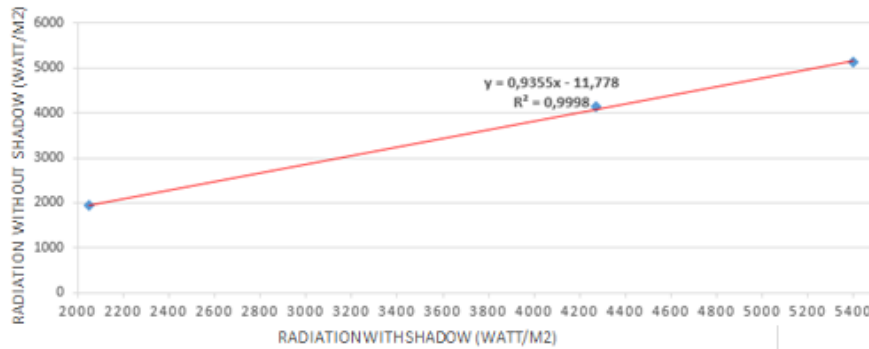


Figure IV.17 : graphique de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Direct, Diffuse, Global) pour le 2ème Point.

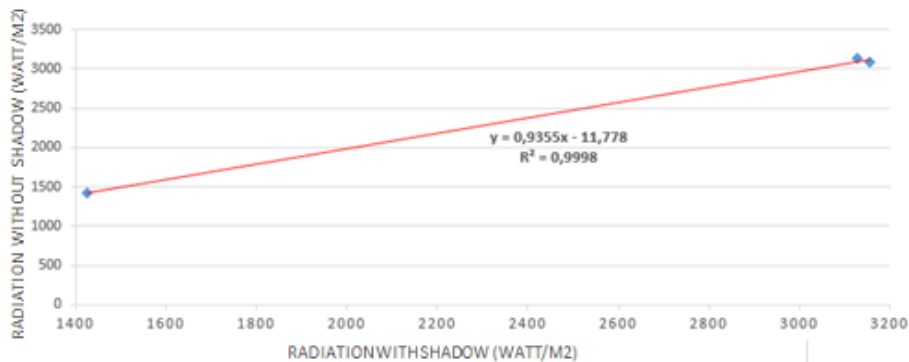


Figure IV.18 : graphique de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Direct, Diffuse, Global) pour le 3ème Point.

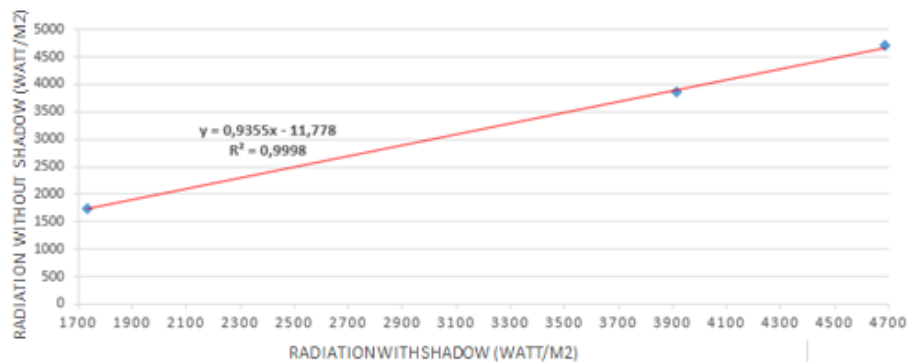


Figure IV.19 : graphique de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Direct, Diffuse, Global) pour le 3ème Point.

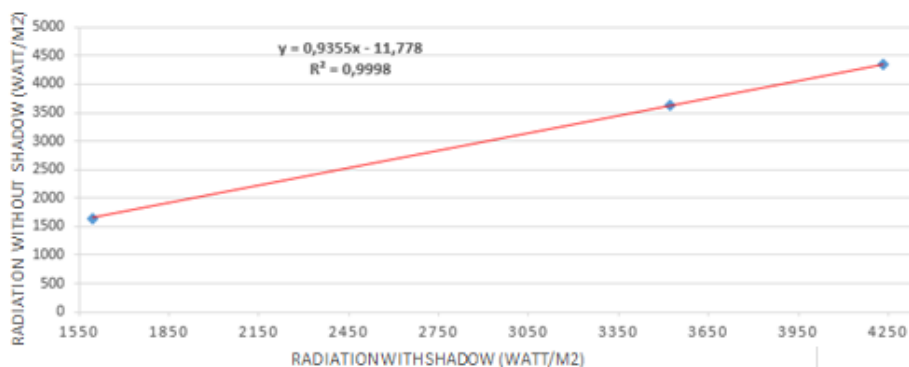


Figure IV.20: graphique de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Direct, Diffuse, Global) pour le 3ème Point.

d'irradiation (Direct, Diffuse, Global) pour le 3ème Point.

IV.4 DISCUSSION

L'intégration du modèle de l'indice de clarté K_t au modèle BIRD a amélioré sensiblement les résultats de l'estimation du gisement solaire arrivant au sol. Suite à une comparaison entre les valeurs estimées à partir de notre méthode et les mesures au sol pour le site de Tamanrasset, nous avons obtenu un coefficient de corrélation de l'ordre de **77%** en moyenne pour l'irradiance horaire et d'environ **96%** pour l'irradiance journalière, ce qui signifie que les valeurs estimées sont proches de celles mesurées par des pyranomètres. On peut conclure alors que notre méthode peut fournir des résultats précis sur l'évolution du rayonnement solaire.

L'exploitation des images MSG pour l'estimation du gisement solaire a l'avantage de pouvoir évaluer l'irradiation solaire par la méthode de BIRD en tout point et de mieux suivre son évolution.



onclusion

L'étude présentée dans ce mémoire fait partie du projet du Bilan d'Energie développé au Centre des Techniques Spatiales d'Arzew (CTS). Ce projet lui-même est un sous projet de celui intitulé ' le cadastre solaire'. L'objectif de ce dernier est l'élaboration d'un logiciel capable de dimensionner l'énergie solaire quel que soit sa dimension.

Le travail présenté ici est une plate-forme pour le cadastre Solaire car il lui fournit tous les éléments nécessaires pour le dimensionnement d'un algorithme fiable de calcul de l'énergie solaire dans n'importe quel point terrestre. Nous avons vu comment déterminer, à partir des éléments de la géométrie solaire, élément primordial pour un le calcul du bilan d'énergie. A cet élément, on lui adjoint les paramètres d'attitude qui eux nous fournissent la position exacte de la scène prise en vue. Tous ces éléments entrent dans l'évaluation de la quantité d'énergie qui arrive et réfléchi par cette scène dans ses différents composants Direct, diffus et global.

La complexité des problèmes rencontrés dans notre contribution dans ce projet se résume à la résolution de plusieurs systèmes d'équations différentielles non linéaires liées au domaine des techniques spatiales qui jusque là nous était inconnu.

Enfin, nous espérons que notre travail sera apprécié par les experts de l'université Mohamed Ben Ahmed, les experts du Centre des Techniques Spatiales, en particulier les experts de la division Observation de la Terre.