

Remote Sensing for Spatio-temporal Mapping of Land surface temperature and Surface Energy Fluxes in the Bouregreg-Chaouia Region of Morocco

Abdelouhed Farah ¹, Ahmed Algouti ², Abdellah Algouti ³, Mohammed Ifkirne ⁴, Abdellatif Rafik ⁵

^{1,2,3,4}University of Cadi Ayyad, Faculty of Sciences Semlalia, Department of Geology, Geoscience Geotourism Natural Hazards and Remote Sensing Laboratory, BP 2390, 40000, Marrakech, Morocco

⁵International Water Research Institute (IWRI), Mohammed VI Polytechnic University, Ben Guerir 43150, Morocco

✉ **Corresponding Author:** Abdelouhed Farah, E-mail: farah6faragh@gmail.com

ARTICLE INFORMATION

Received: December 08, 2020

Accepted: February 14, 2021

Volume: 2

Issue: 1

DOI: 10.32996/jeas.2021.2.1.3

KEYWORDS

Land surface temperature, Albedo, NDVI, Landsat, remote sensing, GIS, Land use, Bouregreg-Chaouia Morocco

ABSTRACT

In recent decades, the Bouregreg Chaouia region has been subject to urban growth and a reduction in agricultural land in this region, which has changed its environmental variables and made it vulnerable to climate change. This work raises the spatiotemporal monitoring of land use and certain environmental parameters (vegetation cover, albedo, surface temperature from 1987 to 2015 by exploring intelligent spatial data in the region. The remote sensing products were computed from Landsat 5 TM, Landsat 7 ETM+ and Landsat 8 Oli/TIRS images obtained during the dry seasons 1987, 2000 and 2015. The results showed a reduction in NDVI vegetation index (~0.86 in 1987 to ~0.56 in 2000 to ~0.54 in 2015) and with an increase in surface albedo (0.51 in 1987 to 0.52 in 2000 to 0.69 in 2015), temperature (~67°C in 1987 to 54°C in 2000 to 40°C in 2015) and to understand the impact of urbanization on the variation of environmental parameters, the evolution of the built-up area has been followed as a determining factor. However, it recorded 3.27% surface area in 1987 to 7.45% in 2000 to 28.18% in 2015. Indeed, the contribution of new technologies (GIS and remote sensing) is essential for better management and monitoring of the impact of urban expansion on the state of the environment. The results obtained remain so promising and highlight the contribution and feasibility of intelligent spatial data to assess the evolution of the urban environment on a large scale.

1. Introduction

La région de Bouregreg Chaouia est l'une des principales régions qui favorise le développement économique du Maroc et de plus, elle est considérée comme la ville la plus peuplée du pays accompagnée d'un développement urbain important. Au cours des dernières décennies, elle a connu des perturbations environnementales et écologiques dues à un ensemble de facteurs détruisant la nature et le climat. De plus, L'urbanisation des paysages et la concentration urbaine produisent autant de problèmes climatologiques et météorologiques. Les changements de l'albédo de surface et du couvert végétal jouent un rôle clé dans la modification du climat près de la surface, les changements dans l'évapotranspiration et la formation du chauffage anthropique (Goodin et al, 2002 ; Taha,1997) En outre, ils contrôlent plusieurs paramètres qui influent directement sur le microclimat tel que la vitesse du vent, l'humidité, la température de l'air et les radiations transmises (Boukhabl et al ,2012).Par conséquent, les aspects socioéconomiques, les tendances et les résultats des politiques locales ont des impacts sur les écosystèmes locaux et mondiaux (Masek, 2000) Les régions côtières marocaines en pleine expansion n'échappent pas à ces règles et c'est pour ces raisons que notre étude vise à mettre en évidence l'apport et la faisabilité de données spatiales intelligentes pour évaluer l'évolution spatiotemporelle de ses paramètres en forte liaison avec le développement urbain et avec le changement climatique. La région d'étude couvrant une superficie de près de 600 km², cette unité est située entre Casablanca

et Mohammedia, à l'aval de la plaine de Berrechid. Elle est limitée À l'Est : par la ville de Mansouria ; Au Sud : par la commune de Fedalate, Moulaine El oued, Ennouasseur et une fraction de Mediouna ; À l'Ouest : par la ville de Bouskoura, Dar Bouaaza et Ouled Saleh ; Au Nord-Est et à Nord-Ouest par l'Océan Atlantique (Figure 1)

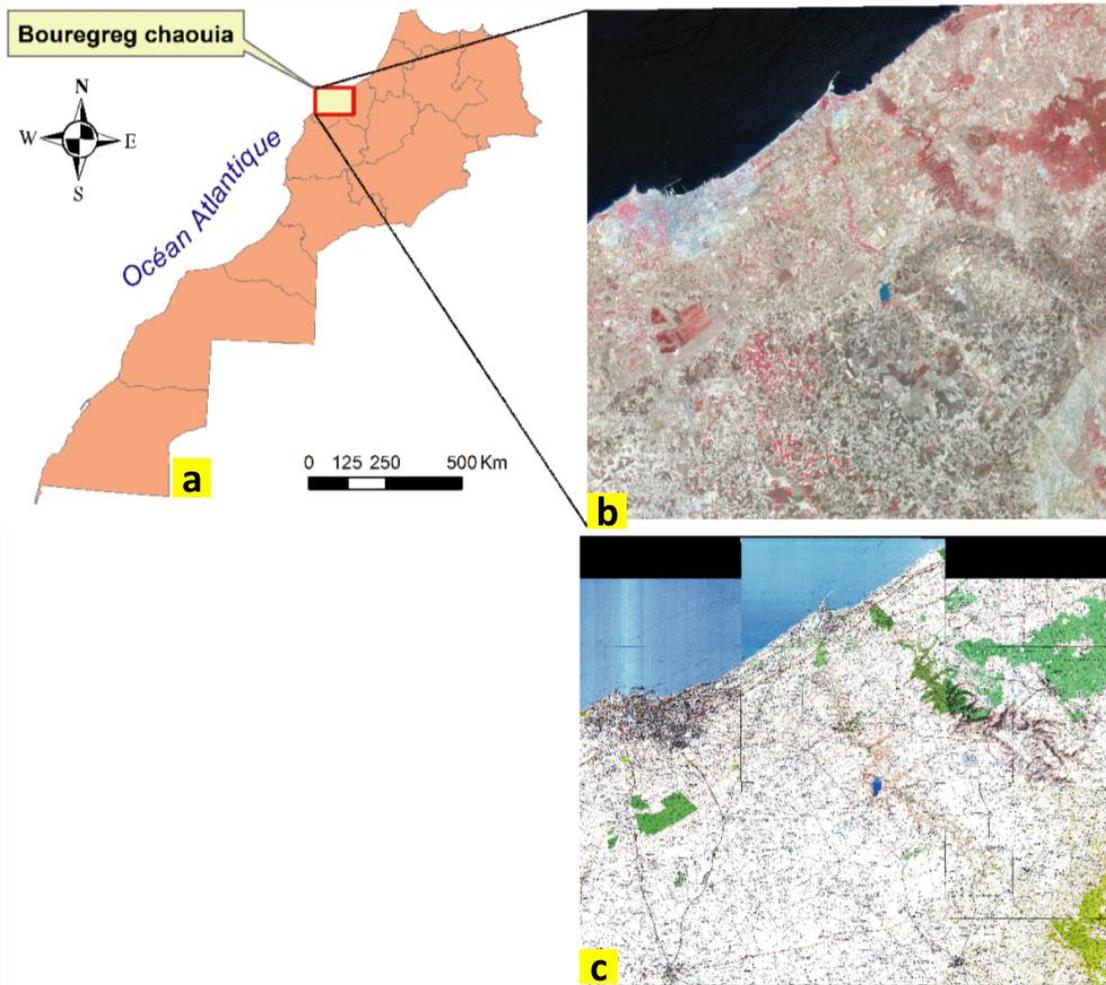


Figure 1 : Situation géographique de la zone d'étude, a : carte du Maroc, b : Composé coloré RVB en fausse couleur des bandes spectrales Landsat 8 couvrant la région d'étude et c : la mosaïque des cartes topographiques couvrant toute la zone de Bouregreg Chaouia.

La zone d'étude possède un climat méditerranéen à forte tendance océanique. Sa localisation en bordure d'Océan Atlantique lui confère des hivers doux et relativement humides, ainsi que des étés modérément chauds mais sans précipitations. La température moyenne annuelle y est de 18,88 C, et le cumul annuel des précipitations s'élève à 406mm. Pendant l'hiver, le gel est quasiment absent : la température la plus basse jamais enregistrée est de -2,7 C. L'été, les températures sont généralement agréables lorsque le vent souffle de la mer. En revanche, lors des épisodes de vent sableux (Chergui) la zone peut enregistrer des températures caniculaires pendant quelques jours. Ainsi, la température maximale enregistrée est de 40,5°C. Enfin, la zone enregistre de forts écarts de températures que l'on peut observer en été entre les zones de bord de mer (tempérés par l'océan), et les zones périphériques, plus chauds car moins exposés aux brises marines.

La pluviométrie est suivie par un réseau de pluviomètres qui relevé de plusieurs organismes étatiques tels que l'Agence du Bassin hydraulique, la Direction de la Météo Nationale, les eaux et forêts, les services du ministère de l'intérieur et de l'agriculture. Les objectifs et les équipements installés diffèrent d'un organisme à un autre. Pour les besoins de la présente étude le choix a porté sur les postes suivants

Tableau 1 : Les précipitations annuelles selon les stations pluviométriques (ABHBC, DMN-Casablanca)

				2015	2000	1987
station	Zone	Latitude	Longitude	Précipitations annuelles en mm		
FEDDAN TABA	Benslimane	33,56592	-7,191228	303,3	133,3	430,6
B_O_MALLEH	Mohammedia	33,5132	-7,338758	196,2	195,5	416,4
SKHIRAT	Skhirates	33,80272	-7,059421	261,2	262,3	487,4

La pluviométrie moyenne annuelle, des 40 dernières années (1978-2018) est de l'ordre de 407 mm. Elle est caractérisée par une irrégularité mensuelle et journalière, excepté l'année 1996, où la pluviométrie a atteint 1000mm pour la ville de Casablanca et 700 mm pour ses alentours, la pluie enregistrée annuellement oscille entre les 300 et 600mm. Les variations interannuelles des précipitations moyennes mensuelles sont présentées sur la figure suivante (Figure 2) :

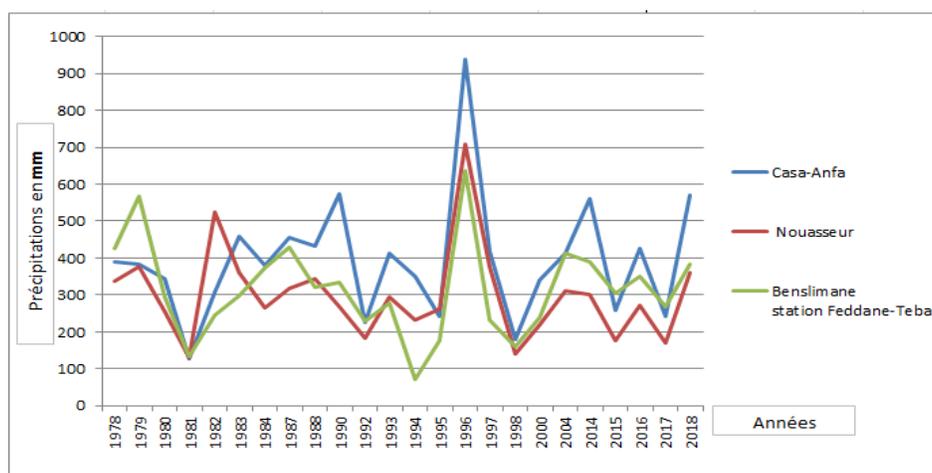


Figure 1 : Pluies annuelles enregistrées aux stations de Casa-Anfa, Nouasseur et Benslimane (1978– 2018) (source : ABHBC, DMN-Casablanca)

Au cours des 40 dernières années, la pluviométrie mensuelle a varié d'une année à l'autre, exceptée pour les mois de juin, juillet et août, caractérisés par une absence de pluie. Les pluies tombent régulièrement en automne et en hiver d'Octobre à Mars tandis qu'une longue saison sèche s'étend au printemps et en été d'Avril à Septembre. Les étés secs s'opposent donc aux saisons d'automne et d'hiver, relativement humides. Ces précipitations sont donc caractérisées par une variation mensuelle importante mais régulière. La figure ci-après (Figure 3) donne la variation des précipitations moyennes mensuelles :

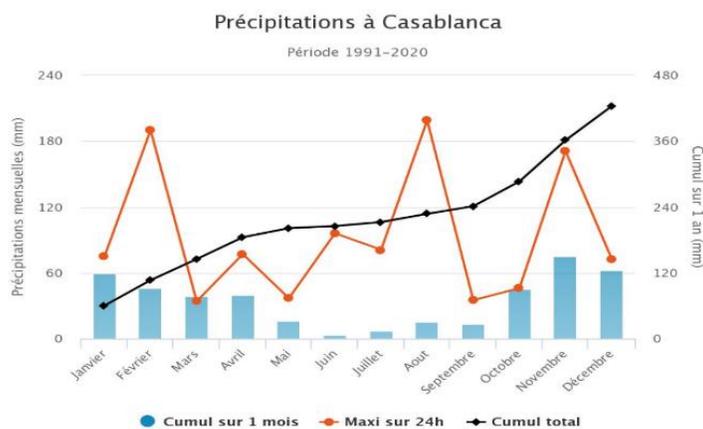


Figure 2 : Variations des précipitations moyennes mensuelles Station Casa-Anfa (source : DMN-Casablanca), les températures sont modérées dans les zones proches de la mer, et plus contrastées à l'intérieur

Le paramètre température présente une variabilité intra-annuelle, et demeure peu variable d'une année à l'autre.

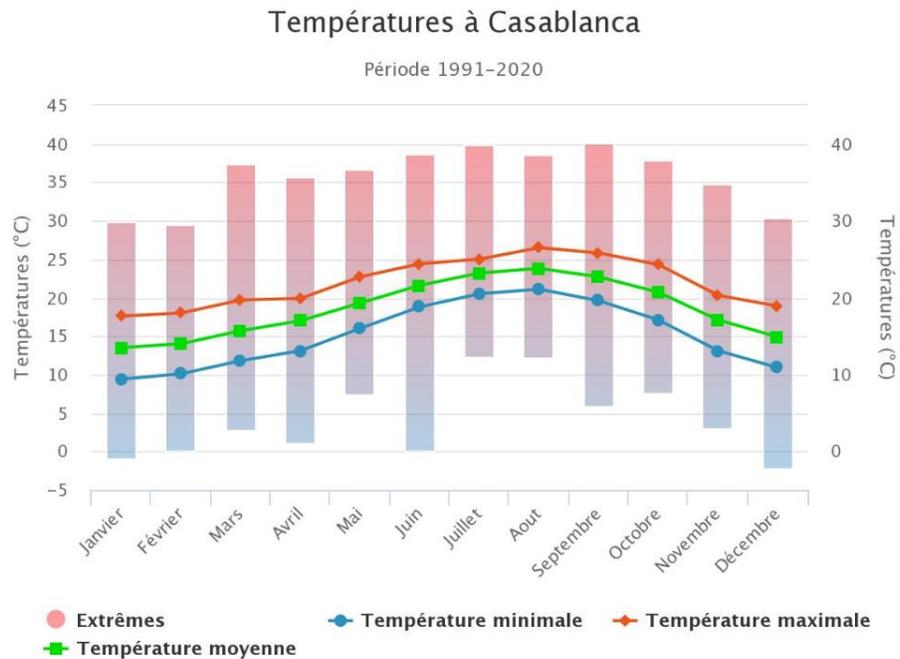


Figure 4 : Variations des températures moyennes mensuelles (1991-2020) de la station de Casa-Anfa (source : DMN-Casablanca)

Les températures moyennes annuelles calculées pour la période couvrant les 29 dernières années sont comprises entre 11,8 °C et 27,6 °C. Elles indiquent des hivers doux et des étés chauds. Sur ces 29 dernières années, elles sont relativement homogènes pour un mois donné.

2. Données et méthodologie

2.1 Données

Afin de mener cette recherche et d'étudier la variation spatio-temporelle des séries chronologiques des îlots de chaleur urbains de surface de trois images Landsat différentes, allant de 1987 à 2015, ont été utilisées qui sont Landsat (TM, ETM + et OLI / TIRS) et qui ont été téléchargées à partir du site de la NASA (USGS), et pendant les saisons sèches de 1987, 2000 et 2015 respectivement. Ces données brutes Landsat sont projetées sur Universal Mercator transverse (UTM) basé sur la géodésie mondiale, le système (WGS84) 1984 comme référence. La résolution spatiale de différentes bandes spectrales est de 30 m, sauf celle des bandes infrarouges thermiques qui sont définies sur des résolutions spatiales de 120, 60 et 100 m pour TM, ETM+ et OLI/TIRS respectivement et qui ont été rééchantillonnées à 30 m.

Les tableaux 3,4 et5 présentent les caractéristiques spécifiques (résolution spectrale et spatiale) de chaque capteur Landsat et la date d'acquisition (Tableau 2).

Tableau.2 : Représentation générale des données d'images utilisées dans l'étude.

Capteurs	Nombre bandes	Résolution/km	Date d'acquisition
TM	7	30 m	30-septembre-1987
ETM+	7	30 m	12-décembre-2000
OLI/TIRS	11	30 m	01-October-2015

Tableau.3 : Caractéristiques spécifiques du Capteur Landsat 5 TM

Landsat 5	Longueur onde	Résolution des bandes
	(nanomètre)	(mètre)
Band 1 - Blue	450-520	30
Band 2 - vert	520-600	30
Band 3 - Red	630-690	30
Band 4 - Proche infrarouge (PIR)	760-900	30
Band 5 -SWIR 1	1550-1750	30
Band 6 (Thermique)	10400-12500	120* (30)
Band 7-SWIR 2	2080-2350	30

Tableau.4 : Caractéristiques spécifiques du Capteur Landsat 7 ETM+

Landsat 7	Longueur onde	Résolution
	(micromètres)	(mètres)
Band 1- Blue	450-520	30
Band 2- vert	520-600	30
Band 3 - Red	630-690	30
Band 4 - Proche infrarouge (PIR)	760-900	30
Band 5 - SWIR	1550-1750	30
Band 6 (Thermique)	10400-12500	60 * (30)
Band 7	2090-2350	30
Band 8-Panchromatique	520-900	15

Tableau 5 : Caractéristiques spécifiques du Capteur Landsat 8 OLI/TIRS.

Landsat 8	Longueur onde	Résolution
	(micromètres)	(mètres)
Band 1 - Coastal aerosol	430 - 450	30
Band 2 - Blue	450 - 510	30
Band 3 - vert	530 - 590	30
Band 4 - Red	640 - 670	30
Band 5 - Proche infrarouge (PIR)	850 - 880	30
Band 6 - SWIR 1	1570 - 1650	30
Band 7 - SWIR 2	2110 - 2290	30
Band 8 - Panchromatique	500 - 680	15
Band 9 - Cirrus	1360 - 1380	30

Band 10 - Thermique (TIRS) 1	10600 - 11190	100
Band 11 - Thermique (TIRS) 2	11500 - 12510	100

2.2 Méthodologie

La méthodologie de notre recherche est présentée dans la figure ci-dessous :

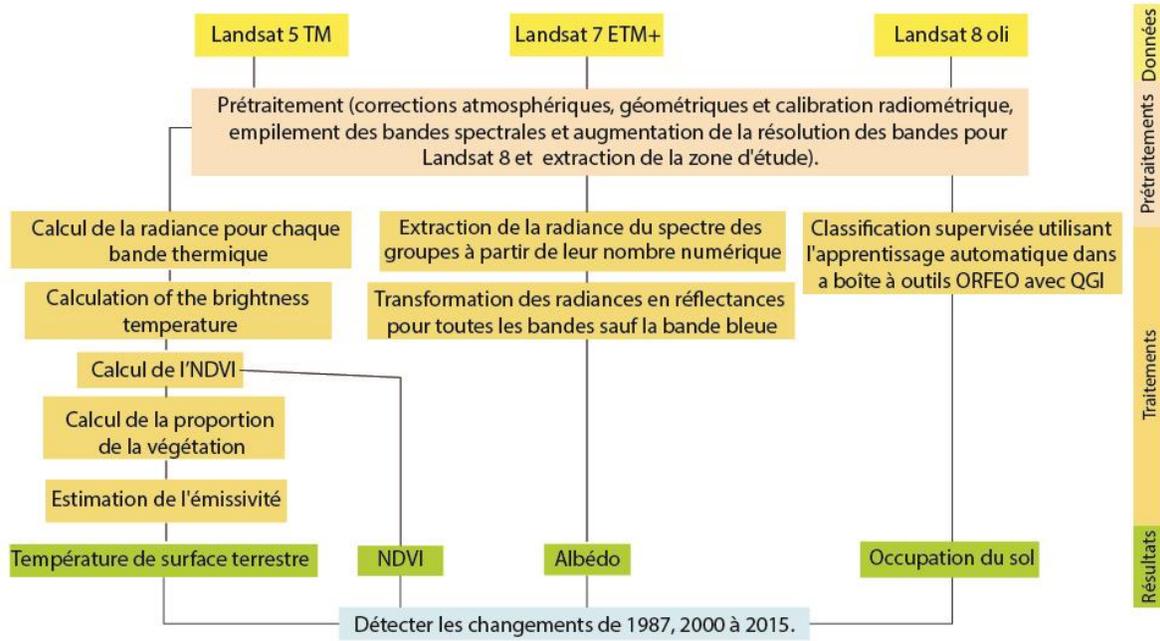


Figure 5 : Méthodologie de travail.

Le processus de récupération de la température de surface est très compliqué, d'où un ensemble d'étape et traitement à les suivre et sont présentés ci-dessous.

Prétraitement radiométrique

Le prétraitement radiométrique consiste à transformer les nombres numériques d'images satellite (codés sur 8 bits [0-255] et 16 bits [0 - 65535] selon les images) en haut de Valeurs de réflectance de l'atmosphère (TOA). Cette étape prend en tenir compte de plusieurs paramètres d'étalonnage associés au capteur et la date d'acquisition comme le gain/offset absolu coefficients d'étalonnage, l'angle zénithal solaire, soleil local angle d'élévation, rayonnement solaire, minimum et maximum rayonnement spectral, distance moyenne entre la terre et le Soleil...

Calcul de la température de luminosité

L'étalonnage radiométrique des bandes thermiques est complètement différent de celui des bandes réfléchissantes. Les bandes thermiques infrarouges peuvent être converties en température de luminosité effective au niveau du capteur en utilisant leur radiance spectrale et les constantes d'étalonnage avant lancement (tableau 1) comme données d'entrée. La température de luminosité est affectée par les différents effets atmosphériques (effets d'émission et d'absorption) et considère que la surface de la terre est un corps noir (Chander,2009). L'équation suivante (équation 1) permet de convertir la radiance spectrale des bandes infrarouges thermiques en température de luminosité du capteur : $T = K2 / \ln(K1 / L\lambda + 1)$, Où : T est la température de luminosité effective du capteur [K] ; K2 est la constante d'étalonnage 2 [K] ; K1 est la constante d'étalonnage 1 [W/(m²srμm)] ; Lλ est la radiance spectrale à l'ouverture du capteur [W/(m²srμm)] ; Ln est le logarithme naturel.

Estimation de l'émissivité de la surface terrestre

L'émissivité de la surface terrestre est définie comme la capacité d'un corps/surface pour émettre le rayonnement thermique. La surface terrestre La température est représentée par la lettre grecque ε et prend des valeurs allant de 0 à 1 sans unité. L'émissivité spectrale peut être calculée à partir du rapport entre la radiance spectrale émis par la surface à la température TS et le spectre rayonnement émis par un corps noir à la même température (Becker,1995). Afin de réduire la complexité de la

proposition méthodes dans la littérature (Sobrino et Raissouni ,2000). A proposé une méthode opérationnelle de seuil d'IVDN pour récupérer l'émissivité de la surface terrestre.

Estimation de la température de la surface terrestre (LST)

La télédétection thermique ne fournit que la mesure de la température radiante de surface principalement émise par le sol. Cette grandeur peut être convertie en température de luminosité, qui est affectée par différents effets atmosphériques et aussi par le fait que la surface de la terre n'est pas un corps noir parfait pour l'émission thermique (Ottle et al,1993 ; Wang,2015). Par conséquent, La recherche d'une LST précise devient plus compliquée car Il faut tenir compte à la fois de l'effet du sol et de l'atmosphère. Dans cette étape, nous expliquons les étapes du processus d'estimation de la température de surface.

Pour TM et ETM+ les étapes de calcul sont comme suivant :

La température de surface terrestre (LST) récupérées par les capteurs infrarouges thermiques des satellites (Price,1989 ; Watkins et Kolokotroni,2007). le processus de calcul en grosso modo est synthétisé en six étapes ci-dessous pour chaque capteur :

- a) Calcul de la Radiance spectrale TOA (Top of Atmospheric) à partir de DN ;

$$TOA (L) = ML * Qcal + AL (1)$$

D'où :

ML est le facteur de redimensionnement multiplicatif spécifique à la bande à partir des métadonnées (radiance_mult_band_x, où x est le numéro de la bande).

Qcal correspond à la bande 10, et AL le facteur de redimensionnement additif spécifique à la bande à partir des métadonnées (RADIANCE_ADD_BAND_x, où x est le numéro de bande).

- b) Conversion de la température TOA en luminosité (Température de brillance)

$$BT = (K2 / (\ln (K1 / L) + 1)) - 273,15 (2)$$

D'où :

K1 est la constante de conversion thermique spécifique à la bande à partir des métadonnées (K1_CONSTANT_BAND_x, où x est le numéro de la bande thermique).

K2 est la constante de conversion thermique spécifique à la bande à partir des métadonnées (K2_CONSTANT_BAND_x, où x est le numéro de la bande thermique).

L = TOA

Par conséquent, pour obtenir les résultats en degrés Celsius, la température de rayonnement est ajustée en ajoutant le zéro absolu (environ -273,15 ° C).

$$BT = (1321.0789 / \ln ((774.8853 / \ll \% TOA\% \gg) + 1)) - 273,15$$

- c) Calcul de l'NDVI

$$NDVI = (\text{bande 5} - \text{bande 4}) / (\text{bande 5} + \text{bande 4}) (3)$$

Notez que le calcul du NDVI est important car, par la suite, la proportion de végétation (Pv), qui est fortement liée à l'NDVI, et à l'émissivité (ε), pour la calculé.

$$NDVI = \text{Float} (\text{Band PIR} - \text{Band Red}) / \text{Float} (\text{Band PIR} + \text{Band Red})$$

- d) Calculez la proportion de végétation Pv

$$Pv = \text{Carré} ((NDVI - NDVI_{\min}) / (NDVI_{\max} - NDVI_{\min})) (4)$$

En règle générale, les valeurs minimale et maximale de l'image NDVI peuvent être affichées directement dans l'image (dans ArcGIS,). Sinon, vous devez ouvrir les propriétés du raster pour obtenir ces valeurs.

$$Pv = \text{Square} (("NDVI" - 0.216901) / (0.632267 - 0.216901))$$

e) Calculer l'émissivité ϵ

$$\epsilon = 0,004 * Pv + 0,986 \quad (5)$$

Appliquez simplement la formule dans la calculatrice raster, la valeur de 0,986 correspond à une valeur de correction de l'équation.

f) Calculer la température de surface terrestre

$$LST = (BT / (1 + (0,00115 * BT / 1,4388) * \ln(\epsilon))) \quad (6)$$

Albédo

a) Transformation des radiances en réflectance et réglage de l'angle solaire, angle = $\pi / 180 * (90 - 33,56) = 0,985$.

$$3.1416 * \text{"Radiance1.img"} * \text{power}(0.998,2) / (1970 * \text{Cos}(0.985)) \quad (7)$$

b) Calcule de l'Albédo

$$\alpha_{short} = \frac{0.356\rho_1 + 0.130\rho_3 + 0.373\rho_4 + 0.085\rho_5 + 0.072\rho_7 - 0.0018}{0.356 + 0.130 + 0.373 + 0.085 + 0.072} \quad (8)$$

D'où ;

ρ correspond aux réflectances des bandes spectrales.

Pour Landsat 8 OLI/TIRS :

a) Calcul de la radiance spectrale :

$$TOA(L) = ML * Qcal + AL \quad (1)$$

D'où ;

ML = facteur de redimensionnement multiplicatif spécifique à la bande à partir des métadonnées (RADIANCE_MULT_BAND_x, où x est le numéro de la bande).

Archivo MTL Radiance Multi Band Landsat 8 métadonnées

Qcal = correspond à la bande 10.

AL = facteur de redimensionnement additif spécifique à la bande à partir des métadonnées (RADIANCE_ADD_BAND_x, où x est le numéro de bande).

$$TOA = 0.0003342 * \text{"Bande 10"} + 0,1$$

b) Conversion de la température TOA en luminosité

$$BT = (K2 / (\ln(K1 / L) + 1)) - 273,15 \quad (2)$$

$$BT = (1321.0789 / \ln((774.8853 / \text{"%TOA%"} + 1)) - 273.15$$

c) Calculez le NDVI

$$NDVI = (\text{bande PIR} - \text{bande Red}) / (\text{bande PIR} + \text{bande Red})$$

Calculez la proportion de végétation Pv

$$Pv = \text{Carré}((NDVI - NDVI_{min}) / (NDVI_{max} - NDVI_{min})) \quad (3)$$

d) Combinaison de LSE de la Bande 10 et LSE de la Bande 11

La moyenne égale à $(E_{10} + E_{11}) / 2$
 la différence égale à $(E_{10} - E_{11})$

e) Calculer la température de la surface terrestre

$$LST = (BT / (1 + (0,00115 * BT / 1,4388) * \ln(\epsilon))) \quad (4)$$

Enfin, appliquez l'équation LST pour obtenir la carte de température de surface.

$$LTS = TB_{10} + C_1(TB_{10} - TB_{11}) + C_2(TB_{10} - TB_{11}) + C_0 + (C_3 + C_4W)(1 - mE) + (C_5 + C_6W) \Delta E \quad (5)$$

TB10 et TB11 correspond à la température de brillance des bandes 10 et 11.

E c'est Emissivité

C0-C9 : Correspond la Valeurs des coefficients Split-Window. (Tableau 6)

mE est Moyenne LSE

ΔE est Différence de LSE

W est le Contenne atmosphérique en vapeur d'eau (en g.cm-2) = 0.013

Table6 : les valeurs de coefficients Split-Window de l'image Landsat 8

Valeurs de coefficients		Split-Window
Constante		valeur
C ₀		-0,27
C ₁		1,38
C ₂		0,18
C ₃		54,30
C ₄		-2,24
C ₅		-129,20
C ₆		16,40

Calcule de l'Albédo :

La première étape c'est de transformer les DN des bandes spectrales 2, 3, 4, 5,6 et 7 en radiances et réflectances TOA (Figure 6) en utilisant les équations suivantes :

Conversion to TOA Reflectance

OLI band data can also be converted to TOA planetary reflectance using reflectance rescaling coefficients provided in the product metadata file (MTL file). The following equation is used to convert DN values to TOA reflectance for OLI data as follows:

$$\rho\lambda' = M_p Q_{cal} + A_p$$

where:

$\rho\lambda'$ = TOA planetary reflectance, without correction for solar angle. Note that $\rho\lambda'$ does not contain a correction for the sun angle.

M_p = Band-specific multiplicative rescaling factor from the metadata (REFLECTANCE_MULT_BAND_x, where x is the band number)

A_p = Band-specific additive rescaling factor from the metadata (REFLECTANCE_ADD_BAND_x, where x is the band number)

Q_{cal} = Quantized and calibrated standard product pixel values (DN)

TOA reflectance with a correction for the sun angle is then:

$$\rho\lambda = \frac{\rho\lambda'}{\cos(\theta_{SZ})} = \frac{\rho\lambda'}{\sin(\theta_{SE})}$$

where:

$\rho\lambda$ = TOA planetary reflectance

θ_{SE} = Local sun elevation angle. The scene center sun elevation angle in degrees is provided in the metadata (SUN_ELEVATION).

θ_{SZ} = Local solar zenith angle; $\theta_{SZ} = 90^\circ - \theta_{SE}$

For more accurate reflectance calculations, per pixel solar angles could be used instead of the scene center solar angle, but per pixel solar zenith angles are not currently provided with the Landsat 8 products.

Figure 6 : Equations de Conversion des DN en réflectances. (https://mgimond.github.io/ArcGIS_tutorials)

Après la valeur de l'albédo atmosphérique peut être obtenue par un modèle de transfert radiatif et, en général, se situe entre 0,025 et 0,040 [2]. La valeur de 0,03 était d'adoptée dans la présente étude. La détermination de l'albédo sans correction atmosphérique (α_{toa}) a été réalisée par combinaison linéaire de la réflectance monochromatique (ρ) des bandes réfléchissantes (de 2 à 7) de l'OLI - Landsat 8 (Equation. 1), selon l'équation suivante :

$$\alpha_{\text{tot}} = p_2 \times r_2 + p_3 \times r_3 + p_4 \times r_4 + p_5 \times r_5 + p_6 \times r_6 + p_7 \times r_7 \quad (1)$$

A recommandé de ne pas utiliser la méthodologie qui utilise le Lmin et Lmax, mais seules les réflectances et l'albédo (équation 1) avec les poids moyens représentés dans le tableau 6.

Tableau 7 : Coefficient de poids (wn) pour chaque bande spectrale de Landsat 8 OLI.

Bands	Bande 2	Bande 3	Bande 4	Bande 5	Bande 6	Bande 7
Wn	0,3	0,277	0,233	0,143	0,036	0,012

Occupation du sol

Le choix de la classification semi-automatique par machine learning plugin for QGIS (<http://www.qgis.org/>) a été développé par la 2.1 Activité du projet «Adapting to Climate Change in Coastal Dar es Salaam» (ACC Dar), le Semi-Le plugin de classification automatique permet la semi-classification automatique supervisée de images de télédétection, fournissant des outils pour accélérer le processus de classification. Le plugin a été bel et bien pour la cartographie de grands ensembles d'occupation des sols dans la zone d'étude et avec précision et les résultats sont présentés sous la forme de trois cartes selon les dates suivantes 1987, 20001 et 2015.

3. Résultats et discussion

Dans cette étude, des séries chronologiques de données spatiales intelligentes ont été utilisées pour évaluer l'évolution spatiotemporelle de la température de surface, de NDVI, d'Albédo et d'occupation du sol dans la région de Chaouia Ouardigha. L'albédo et la température de surface sont l'une des composantes les plus importantes du bilan radiatif de surface, ce qui explique la grande attention portée à sa surveillance, notamment dans les études sur les changements d'utilisation des sols (Bâti, couverture végétale et eau (Allen et al., 2002). Les cartes d'albédo obtenues avec des images Landsat pour les années 1989, 2000 et 2015 sont présentées dans les figures 7, 8, 9. Les résultats montrent une forte présence d'anomalies thermiques dans la région, dans les zones lointaines de la cote océanique vers l'Ouest avec un enregistrement des valeurs maximales de 67°C en 1987 et 40°C en 2015 passant par 51°C en 2000. L'indice de végétation et de l'Albédo ont connu une diminution de 1987 à 2000 et une augmentation de 2000 à 2015, pourtant l'Albédo a enregistré des valeurs maximales en 2015 allant jusqu'à 0,69 (Tableau 7). En gros modo, les zones à très faible albédo et de faible température de surface comprennent les masses d'eau (océan Atlantique, Barrage Oued el Maleh lits de rivières et ruisseaux). Les zones Urbains en général, ont un albédo et une température moyenne, bien qu'une augmentation forte de ces paramètres a été observée dans les zones de sol nu. Les parcelles irriguées présentaient un albédo tout aussi faible à moyenne. En effet, l'utilisation des terres dans cette région a une forte influence sur les flux d'énergie de surface, cependant, une augmentation des zones bâties et une diminution des zones agricoles et végétales entraînent une modification de l'énergie thermique des composantes de la surface terrestre de la zone d'étude.

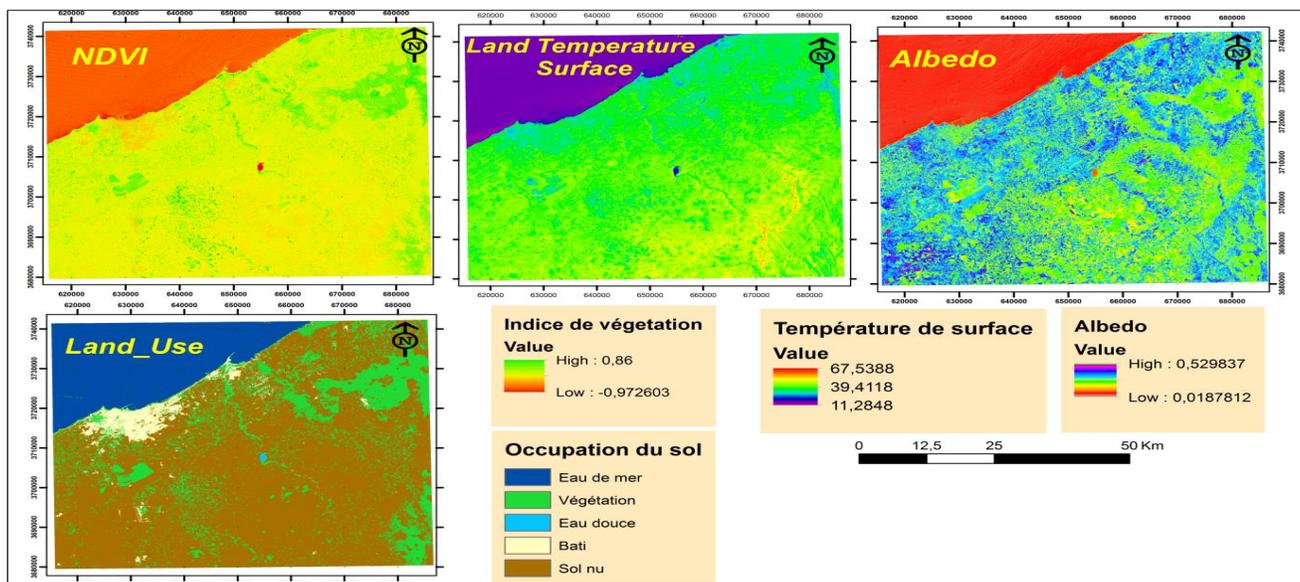


Figure 7 : Résultats de la cartographie des paramètres environnementaux et d'occupation du sol en 1987.

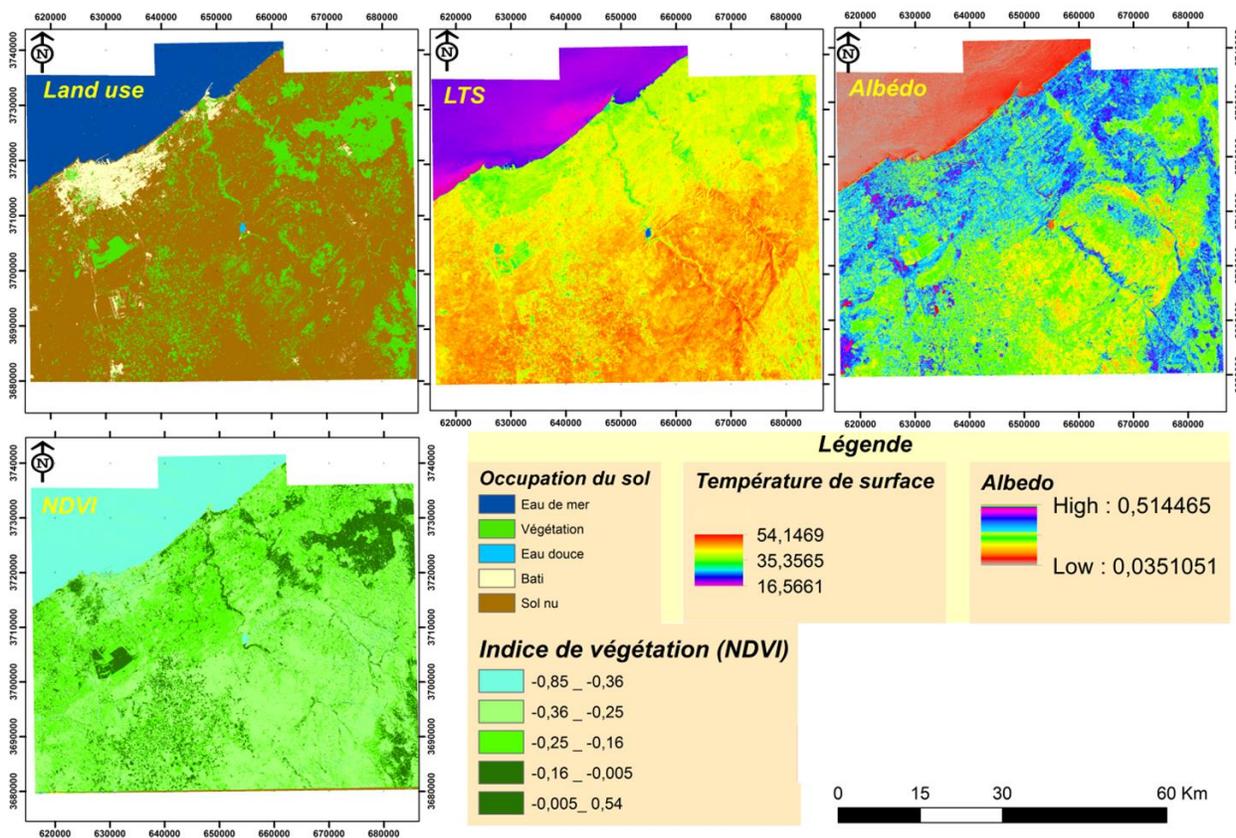


Figure 8 : Résultats de la cartographie des paramètres environnementaux et d'occupation du sol en 2000.

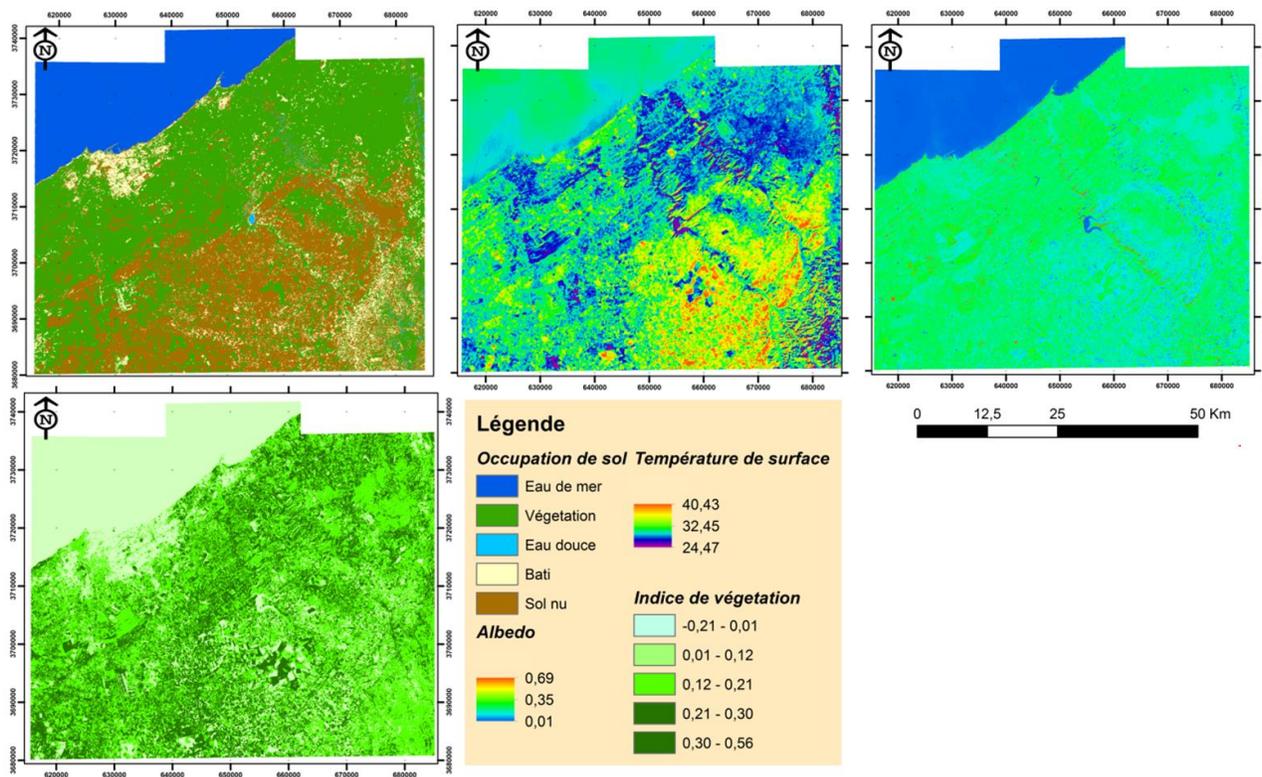


Figure 9 : Résultats de la cartographie des paramètres environnementaux et d'occupation du sol en 2015.

Tableau 8 : Représentation des superficies en hectares et en % des 5 classes d'occupation du sol en 1987, 2000 et 2015.

	Classes	Superficie (km ²)	Superficie (%)		Classes	Superficie (km ²)	Superficie(%)
	1987	Eau de mer	747,02		17,07	2000	Eau de mer
Végétation		734,04	16,77	Végétation	1872,00		46,95
Eau douce		4,32	0,10	Eau douce	19,00		0,48
Bâti		142,87	3,26	Bâti	170,00		28,18
Sol nu		2748,27	62,80	Sol nu	1200,00		30,10
2015	Classes	Superficie (km ²)	Superficie (%)	Calcul de la superficie de la différente occupation du sol dans la zone d'étude durant les trois dates			
	Eau de mer	582,00	10,37				
	Végétation	629,00	11,21				
	Eau douce	1582,00	3,03				
	Bâti	279	7,45				
	Sol nu	2650,00	47,21				

4. Conclusion

La température de la surface de la terre est un facteur important dans de nombreux domaines, tels que le changement climatique mondial, l'hydrologie, la géo-/biophysique et l'utilisation et la couverture des sols urbains. Cette étude présente l'application d'un calcul manuel d'un ensemble d'équations sous ArcGIS par l'outil Raster calculateur pour l'estimation de la température de surface et de l'albédo à partir de données Landsat 5 TM, 7 ETM et 8 Oli/TIRS. Cependant, des algorithmes ont récemment été développés pour la cartographie automatique de la température de surface des terres à partir des données LANDSAT 8. L'algorithme récupère avec succès la température de la surface terrestre et nous a aidés à étudier l'environnement thermique de la surface terrestre dans des études futures. D'autre part, l'application du plugin de classification semi-automatique par machine Learning plugin pour la cartographie spatio-temporelle de la couverture terrestre dans la région de Bouregreg Chaouia a été bien choisie, les résultats sont assez satisfaisants.

Funding: This research received no external funding

Acknowledgments The authors are very grateful to the anonymous reviewers for their valuable comments and suggestions and to the journal editor for a careful review of the article which helped to present work lucidly.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

- [1] Allen, R. G.; Trezza, R.; Tasumi, M. (2002). Surface energy balance algorithms for land. Advance training and user's manual, version 1.0. Kimberly: The Idaho Department of Water Resources.
- [2] Becker, F., Nerry, F., Ramanantsizehena, P., & Stoll, M. P. (1986). Mesures d'émissivité angulaire par réflexion dans l'infrarouge thermique—implications pour la télédétection. *International Journal of Remote Sensing*, 7(12), 1751-1762.
- [3] Becker, F., & Li, Z. L. (1995). Surface temperature and emissivity at various scales: Definition, measurement and related problems. *Remote Sensing Reviews*, 12(3-4), 225-253.
- [4] Boukhabl, M., & Alkam, D. (2012). Impact of vegetation on thermal conditions outside, Thermal modeling of urban microclimate, Case study: the street of the republic, Biskra. *Energy Procedia*, 18, 73-84.
- [5] Chandler, G., Markham, B. L., & Helder, D. L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote sensing of environment*, 113(5), 893-903.
- [6] Goodin, D. G., Harrington Jr, J. A., & Rundquist, B. C. (2002). Land cover change and associated trends in surface reflectivity and vegetation index in southwest Kansas: 1972-1992. *Geocarto International*, 17(1), 45-52.
- [7] Masek, J. G., Lindsay, F. E., & Goward, S. N. (2000). Dynamics of urban growth in the Washington DC metropolitan area, 1973-1996, from Landsat observations. *International Journal of Remote Sensing*, 21(18), 3473-3486.
- [8] Ottlé, C., & Stoll, M. (1993). Effect of atmospheric absorption and surface emissivity on the determination of land surface temperature from infrared satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 14(10), 2025-2037.
- [9] Price, J. C. (1984). Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 89(D5), 7231-7237.
- [10] Sobrino, J. A., & Raissouni, N. (2000). Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco. *International journal of remote sensing*, 21(2), 353-366.
- [11] Taha, H. (1997). Urban climates and heat islands: albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat. *Energy and buildings*, 25(2), 99-103.

- [12] Wang, F., Qin, Z., Song, C., Tu, L., Karnieli, A., & Zhao, S. (2015). An improved mono-window algorithm for land surface temperature retrieval from Landsat 8 thermal infrared sensor data. *Remote sensing*, 7(4), 4268-4289.
- [13] Watkins, R., Palmer, J., & Kolokotroni, M. (2007). Increased temperature and intensification of the urban heat island: Implications for human comfort and urban design. *Built Environment*, 33(1), 85-96.