



Estimation de l'albédo de surface avec LANDSAT 8 OLI : Application sur la scène de la ville de Lubumbashi et ses environs

Estimation of the surface albedo with image Landsat 8 OLI: Application on the scene of the city of Lubumbashi and its surroundings

Gabriel TETEKAMUTONDO¹, Cathérine NSIAMI¹ & Donatien KALOMBO KAMUTANDA¹

Abstract: The surface albedo plays an important role in the exchange of energy and mass in the planetary boundary layer. Consequently, albedo changes affect the balance of radiation and energy at the surface, which can be detected through its monitoring (Bernardo B. da Silva et al., 2016). The determination of the albedo was carried out using various sensors, but there was not yet a publication dealing with the procedures for calculating the albedo using OLI (Operational Land Imager) images - Landsat 8. The objective of the study is to apply the albedo calculation procedures with OLI images and to map it on the scene of the city of Lubumbashi and its surroundings according to the SEBAL model (Surface Energy Balance Algorithm for Land). The image of July 14, 2019, path 173 and row 68, was selected and used for two reasons including the availability of image not scrambled by the clouds and the absence of rain. The data necessary to calculate the albedo were extracted from each image metadata: additive and multiplicative terms of radiation and reflectance, and angle of elevation of the sun. There were large differences between the albedo values of wetlands, bodies of water and native vegetation. The albedo obtained with the OLI images offers a higher degree of differentiation from the different types of land use, due to the substantial increase in the radiometric resolution of this new sensor.

Key words: Surface Albedo, Landsat 8 OLI, SEBAL, Radiation.

Résumé : L'albédo de surface joue un rôle important dans les échanges d'énergie et de masse dans la couche limite planétaire. Par conséquent, les changements d'albédo affectent l'équilibre du rayonnement et de l'énergie à la surface, qui peut être détecté grâce à sa surveillance (Bernardo B. da Silva et al., 2016). La détermination de l'albédo a été effectuée à l'aide de divers capteurs, mais il n'y avait pas encore de publication traitant des procédures de calcul de l'albédo utilisant les images OLI (Operational Land Imager) - Landsat 8. L'objectif de l'étude est d'appliquer les procédures de calcul de l'albédo avec des images OLI et de le cartographier sur la scène de la ville de Lubumbashi et ses environs selon le modèle SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land). L'image du 14 juillet 2019, path 173 et row 68, a été sélectionnée et utilisée pour deux raisons dont la disponibilité d'image non brouillée par les nuages et l'absence de pluie. Les données nécessaires au calcul de l'albédo ont été extraites de métadonnées de l'image: termes additifs et multiplicatifs de rayonnement et de réflectance, et angle d'élevation du soleil. Il y avait de grandes différences entre les valeurs d'albédo des zones humides, des plans d'eau et de la végétation indigène. L'albédo obtenu avec les images OLI offre un degré de différenciation plus élevé des différents types d'utilisation des sols, en raison de l'augmentation substantielle de la résolution radiométrique de ce nouveau capteur par rapport aux autres ayant une faible résolution radiométrique comme les images TM (bits).

Mots clés: Albédo de surface, Landsat 8 OLI, SEBAL, Rayonnement.

INTRODUCTION

Le rayonnement net joue un rôle fondamental dans les processus biophysiques impliquant des échanges d'énergie et de masse dans la couche limite planétaire, car il constitue la principale source d'énergie utilisée pour le chauffage du sol et de l'air et pour l'évapotranspiration des plantes (SILVA et al., 2005a; WANG & DAVISON, 2007; GIONGO et al., 2010; LOPES et al., 2013; SOUZA et al., 2014). L'albédo de surface affecte considérablement le rayonnement net; Par conséquent, sa surveillance a pris de plus en plus d'importance, car les altérations causées par des phénomènes naturels et / ou anthropiques à la surface de la planète peuvent être détectées par des capteurs orbitaux, en plus du rôle joué par l'albédo dans la modélisation climatique.

Il existe différents algorithmes de calcul de l'albédo de surface qui utilisent des mesures radiométriques des bandes AVHRR 1 et 2, dont certains relient les réflectances planétaires spectrales de ces bandes à l'albédo de surface (WYDICK et al., 1987; HUCEK & JACOBOWITZ, 1995)

¹Département de Géographie et Sciences de l'Environnement, Faculté des Sciences, Université de Lubumbashi, République Démocratique du Congo ; Email : gabrielteteka@yahoo.fr ; cnsiami@yahoo.fr ; kamutanda50@yahoo.fr

LIANG (2000) a obtenu, pour divers capteurs orbitaux, des équations qui permettent de calculer l'albédo grâce à la combinaison linéaire de la réflectivité monochromatique de chacune de ces bandes dans le domaine du rayonnement solaire. SOUZA et al. (2014) ont appliqué la paramétrisation proposée par TASUMI et al. (2008) avec des charges élevées et faibles d'aérosols dans différentes régions du Brésil et les données du capteur MODIS. Cependant, le modèle proposé par ZHONG & Li (1988) employé par BASTIAANSEN et al. (1998) dans le SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) et initialement appliqué aux images TM-Landsat 5, allie simplicité et précision. Ce modèle a été largement utilisé dans de nombreuses études sur l'équilibre des rayonnements (SILVA et al., 2005b; 2011;), l'énergie (SILVA & BEZERRA, 2006; ALLEN et al., 2007; ARRAES et al., 2012; BEZERRA et al., 2014; MACHADO et al., 2014; MATTAR et al., 2014) et dans des recherches analysant les changements dans l'utilisation et l'occupation des terres (RODRIGUES et al., 2009; GIONGO et al., 2010; OLIVEIRA et al., 2012).

L'albédo a également été utilisé dans la modélisation climatique, et KRAYENHOFF et VOOGT (2010) ont étudié son influence sur la température de l'air, tandis que WANG et DAVISON (2007) ont évalué l'impact des variations climatiques sur l'albédo des régions tempérées du Canada. LOEW & GOVAERTS (2010) ont évalué la cohérence des données d'albédo à long terme obtenues avec Meteosat First Generation, utilisées dans la modélisation climatique. De plus, il convient de souligner le rôle de l'albédo des nuages dans la surveillance et l'analyse climatiques étudiées par MUELLER et al. (2011).

Dans la plupart des études utilisant la TM et l'ETM+, en particulier dans les applications du rayonnement et de l'équilibre énergétique, l'albédo est initialement obtenu par des combinaisons de bandes réfléchissantes sans correction atmosphérique puis les effets atmosphériques sont corrigés sur la base de la formulation proposée par ZHONG & Li (1988), intensivement utilisé par BASTIAANSEN et al. (1998). TASUMI et al. (2008) ont développé un algorithme pour la correction atmosphérique de chacune des bandes réfléchissantes TM et MODIS, mais basé sur le même modèle de correction proposé par ZHONG & Li (1988). La principale différence est que dans ce dernier la correction est effectuée dans l'albédo planétaire, tandis que dans le premier la correction atmosphérique est effectuée bande par bande, obtenue par un modèle de transfert radiatif. C'est la méthode adoptée par le METRIC (Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration), une variante du SEBAL et également utilisée dans les zones montagneuses (ALLEN et al., 2007; TASUMI et al., 2008).

Bien que l'albédo ait été utilisé dans de nombreuses recherches impliquant des équilibres de rayonnement et d'énergie basés sur des images TM ou ETM+, il n'y a pas suffisamment d'études publiées qui permettent sa détermination en utilisant des images d'OLI (Operational Land Imager), à bord de Landsat 8, lancé le 11 février 2013 par NASA (National Aeronautics and Space Administration). Par conséquent, cette étude vise à exploiter les procédures SEBAL qui permettent la détermination de l'albédo avec des images OLI-Landsat 8 et à les utiliser dans la cartographie des sites urbanisés (comme la ville de Lubumbashi) et ses environs.

METHODOLOGIE

Zone d'étude

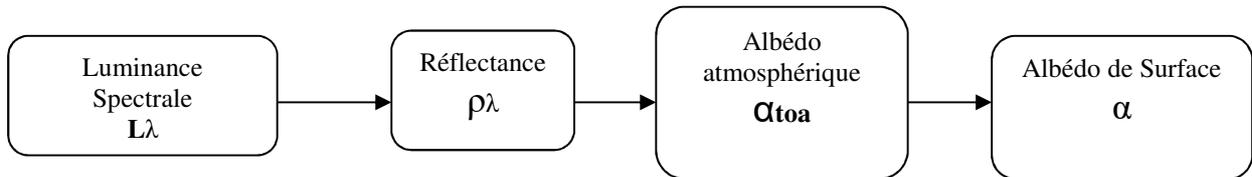
La zone étudiée comprend la partie centrale totalement urbaine et bâtie, et une autre périurbaine avec forêt claire en lambeau. La zone est située au Sud-est de la République Démocratique du Congo, dont l'altitude est d'environ 1250 m. La zone comprend bassins versants et sous-bassins, et est située entre 11° 20' et 12° de latitude Sud et 27° 10' et 27° 40' de longitude Est. La zone compte environ 10 cours d'eau principaux (Kafubu, Karavia, Kampemba, kimilolo, Kisanga, Lubumbashi, Naviundu, Ruashi, Luano et Luohoshi). Le climat est de type tropical à deux saisons et dont la température moyenne annuelle est d'environ 20°C.

Matériels et méthodes

Landsat 8 fournit des images à résolution moyenne, allant de 15 mètres à 100 mètres, de la surface terrestre et des régions polaires. Il fonctionne dans les spectres visible, proche infrarouge, infrarouge à ondes courtes et infrarouge thermique. Landsat 8 capture plus de 700 scènes par jour, soit une augmentation par rapport aux 250 scènes quotidiennes de Landsat 7. Les capteurs *OLI* et *TIRS* voient une performance radiométrique signal sur bruit (*SNR*) améliorée, permettant une quantification sur 12 bits des données permettant davantage de bits pour une meilleure caractérisation de la couverture terrestre.

Une image OLI-Landsat 8, chemin 173 et ligne 68, générée le 14 juillet 2019 et obtenue auprès de la United States Geological Survey - USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) a été utilisée dans l'étude. Cette image correspond au viaduc Landsat 8 environ à 10 h 16 min (heure locale). De plus, des données météorologiques enregistrées sur la zone étudiée ont été utilisées, afin de déterminer la transmissivité atmosphérique utilisée dans la correction atmosphérique.

En termes d'occupation de sol, nous avons constitué 5 classes d'occupation. Ce type d'occupation nous permettra de mettre en évidence la réponse de chaque classe en termes d'albédo de surface. La mise en forme des cartes a été faite avec ArcGIS 10.3 et le traitement d'image pour le calcul de l'albédo avec GRASS GIS.



L'albédo de surface a été calculé en utilisant l'équation suivante (ZHONG & Li, 1988 ; BASTIAANSEN et al., 1998) de l'algorithme SEBAL avec GRASS GIS :

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path_radiance}}{\tau_{sw}^2} \quad (1)$$

avec : $\alpha_{path_radiance}$ est la partie moyenne du rayonnement solaire entrant dans toutes les bandes qui est rétrodiffusée vers le satellite avant qu'il n'atteigne la surface de la terre, et τ_{sw} est la transmissivité atmosphérique.

Les valeurs pour $\alpha_{path_radiance}$ se situent entre 0,025 et 0,04 et pour SEBAL, il nous a été recommandé une valeur de 0,03 basée sur BASTIAANSEN (2000). La transmissivité atmosphérique est définie comme la fraction du rayonnement incident qui est transmise par l'atmosphère et elle représente les effets de l'absorption et de la réflexion se produisant dans l'atmosphère. Cet effet se produit au rayonnement entrant et au rayonnement sortant et est donc au carré dans l'équation (1). τ_{sw} comprend la transmissivité du rayonnement direct du faisceau solaire et du rayonnement diffus (diffusé) à la surface. Nous calculons τ_{sw} en supposant un ciel clair et des conditions relativement sèches en utilisant une relation de la FAO-56 basée sur l'altitude:

$$\tau_{sw} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (2)$$

avec : z est l'élévation au-dessus du niveau de la mer (m), qu'on extrait automatiquement de l'image ASTER DEM (MDT_Sebal). Cette élévation doit représenter au mieux la zone d'intérêt, comme l'élévation de la station météorologique concernée à défaut de l'image ASTER DEM de la zone.

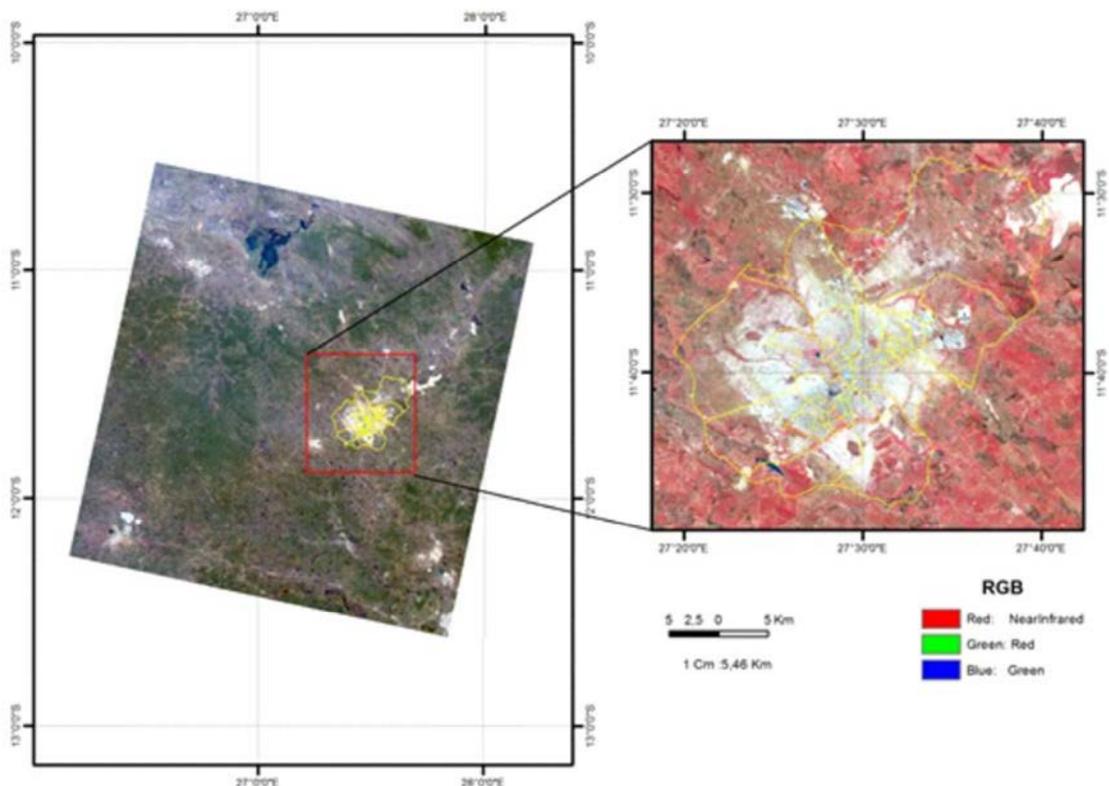


Figure 1. Coupe de l'image OLI-Landsat 8 le 14 juillet 2019, dans la composition RGB sur la scène de la ville de Lubumbashi et ses environs.

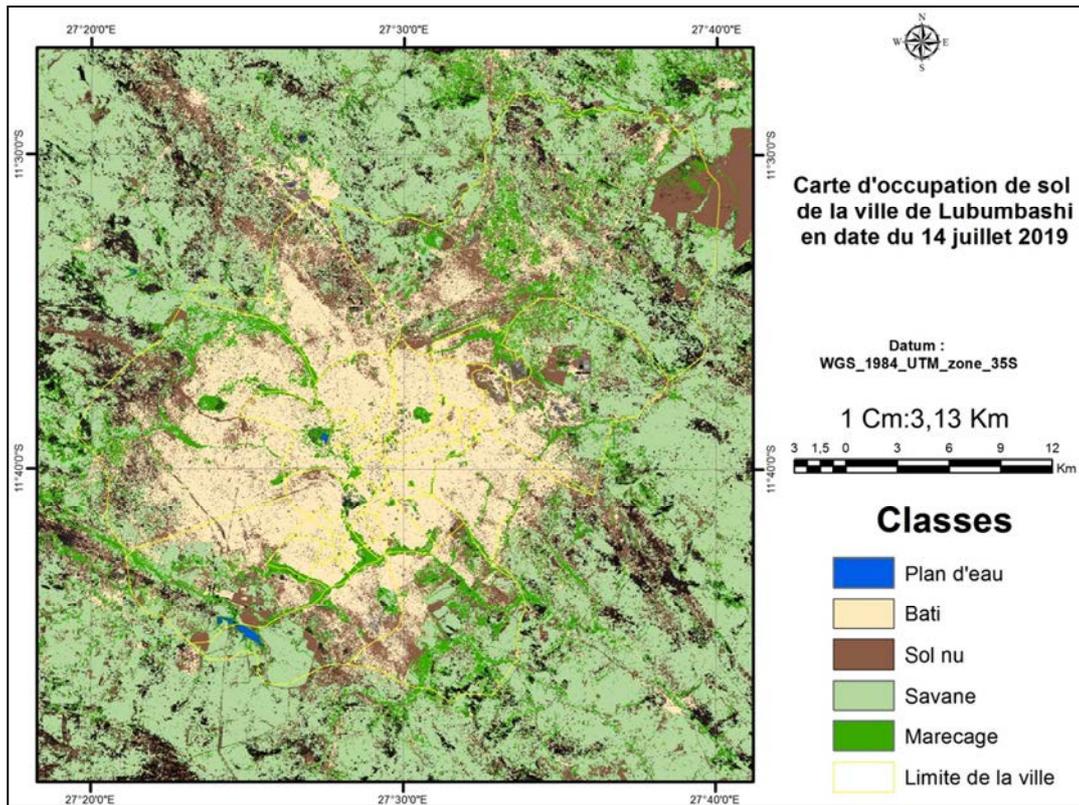


Figure 2 : Carte d'occupation de sol de la ville de Lubumbashi en date du 14 juillet 2019.
(Source : Gabriel TETEKKA)

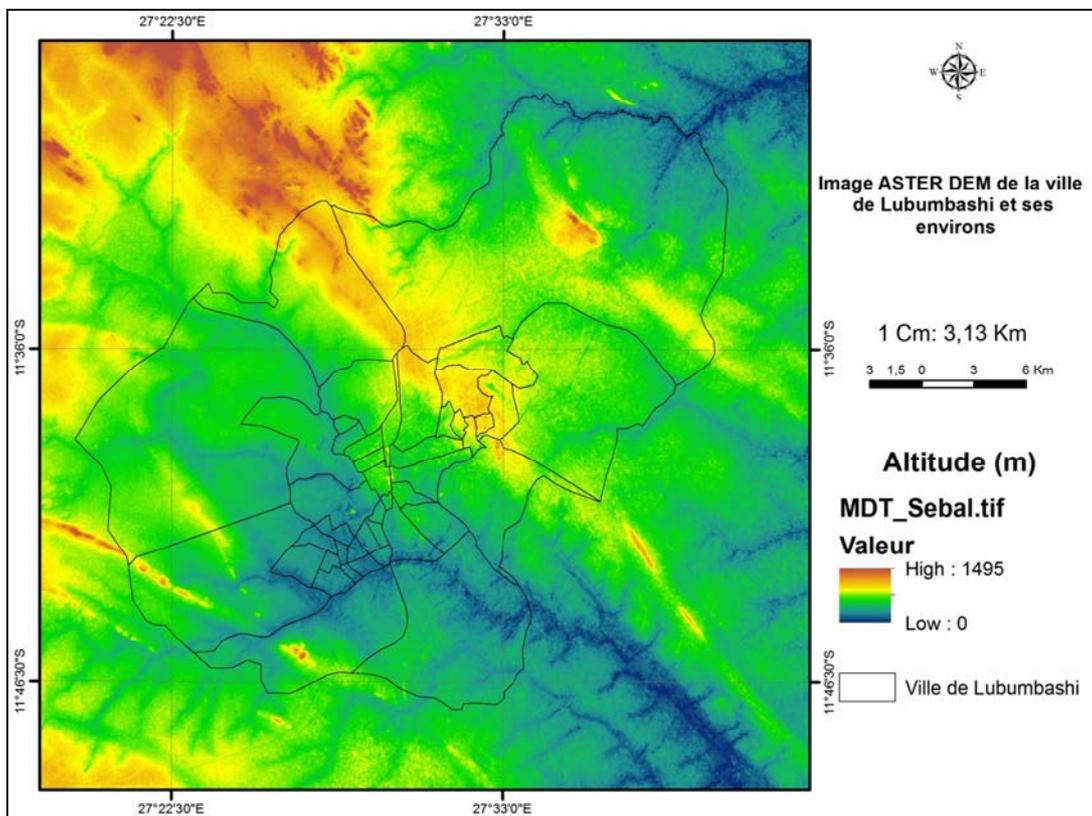


Figure 3 : Image ASTER DEM Modèle d'élévation numérique de la ville de Lubumbashi et ses environs.

L'albédo de surface est défini comme le rapport du rayonnement réfléchi au rayonnement incident à ondes courtes. Il est calculé dans SEBAL à travers les étapes suivantes:

Les images sont traitées en unités de radiance absolue à l'aide de calculs en 32 bits. Ces valeurs sont converties en valeurs entières 16 bits dans le produit fini de niveau 1. Ils peuvent ensuite être convertis en radiance spectrale en utilisant les facteurs d'échelle de radiance fournis dans le fichier de métadonnées:

1. La luminance spectrale pour chaque bande ($L\lambda$) est calculée. Il s'agit de l'énergie de rayonnement sortant de la bande observée au sommet de l'atmosphère par le satellite. Il est calculé à l'aide de l'équation suivante donnée pour Landsat 8 :

$$L\lambda = ML * Qcal + AL \quad (3)$$

avec :

$L\lambda$ = Luminance spectrale ($W / (m^2 * sr * \mu m)$)

ML = Facteur d'échelle multiplicatif de rayonnement pour la bande (RADIANCE_MULT_BAND_N à partir des métadonnées)

AL = facteur d'échelle additif de rayonnement pour la bande (RADIANCE_ADD_BAND_N à partir des métadonnées)

Qcal = valeur de pixel de niveau 1 en DN

2. La réflectance pour chaque bande ($\rho\lambda$) est calculée. La réflectance d'une surface est définie comme le rapport du flux de rayonnement réfléchi au flux de rayonnement incident. Il est calculé à l'aide de l'équation suivante donnée pour les images Landsat :

$$\rho\lambda' = M\rho * Qcal + A\rho \quad (4)$$

avec:

$\rho\lambda'$ = TOA réflectance spectrale planétaire, sans correction pour l'angle solaire. (Sans unité)

$M\rho$ = facteur d'échelle multiplicatif de réflectivité pour la bande (REFLECTANCEW_MULT_BAND_N à partir des métadonnées).

$A\rho$ = facteur d'échelle additif de réflectivité pour la bande (REFLECTANCE_ADD_BAND_N à partir des métadonnées).

Qcal = valeur de pixel de niveau 1 en DN

Notez que $\rho\lambda'$ n'est pas une vraie réflectivité TOA, car elle ne contient pas de correction pour l'angle d'élévation solaire. Ce facteur de correction est exclu de la mise à l'échelle du niveau 1 à la demande des utilisateurs ; certains utilisateurs se contentent de l'angle d'élévation solaire du centre de la scène dans les métadonnées, tandis que d'autres préfèrent calculer leur propre angle d'élévation solaire par pixel sur l'ensemble de la scène. Une fois un angle d'élévation solaire choisi, la conversion en véritable réflectivité TOA est la suivante :

$$\rho\lambda = \frac{\rho\lambda'}{\cos(\theta_{SZ})} = \frac{\rho\lambda'}{\sin(\theta_{SE})} \quad (5)$$

où $\rho\lambda$ = réflectance planétaire TOA, θ_{SE} = angle d'élévation du soleil local; l'angle d'élévation du soleil au centre de la scène en degrés est fourni dans les métadonnées θ_{SZ} = angle zénithal solaire local; $\theta_{SZ} = 90^\circ - \theta_{SE}$

3. Représentant l'albédo de la surface dans le rayonnement à ondes courtes dominium (0,3 - 3,0 μm), mais sans correction atmosphérique, étant obtenu par une combinaison linéaire de réflectance spectrale $\rho\lambda$, b, pesant $\omega\lambda$, b établie pour chaque bande, est l'expression :

$$\alpha_{toa} = \sum (\omega_\lambda \times \rho_\lambda) \quad (6) \text{ où } \omega_\lambda = \frac{ESUN_{\lambda,b}}{\sum ESUN_{\lambda,b}} \quad (7)$$

RESULTATS ET DISCUSSION

Entre les images TM et OLI, il y a une différence systématique entre les valeurs d'albédo; celles obtenues généralement avec OLI sont supérieures à celles générées avec TM - Landsat 5. Il y a au moins une explication à cette différence : elle est liée au fait que les images OLI (16 bits) ont une résolution radiométrique nettement supérieure à celle de TM (bits). Ainsi, en comparant les résultats obtenus aux valeurs d'albédo typiques données par Horiguchi, IKUO., 1992 comme résumé dans le tableau 1, nous avons remarqué qu'en assimilant les différents types de classes ou d'occupation de sol à celui d' Horiguchi, IKUO., 1992. Ces résultats concordent dans ce sens que les marécages et les savanes se comporte comme les forêts de conifères en termes de réponse en albédo, le sol nu tantôt comme du sable blanc jaune, tantôt comme du sable gris blanc ; le plan d'eau se comporte effectivement comme de l'eau, et le bâti comme le champ de riz ou de l'argile.

Comparaison des valeurs d'Albédo TOA (gauche) et Albédo de Surface (droite)

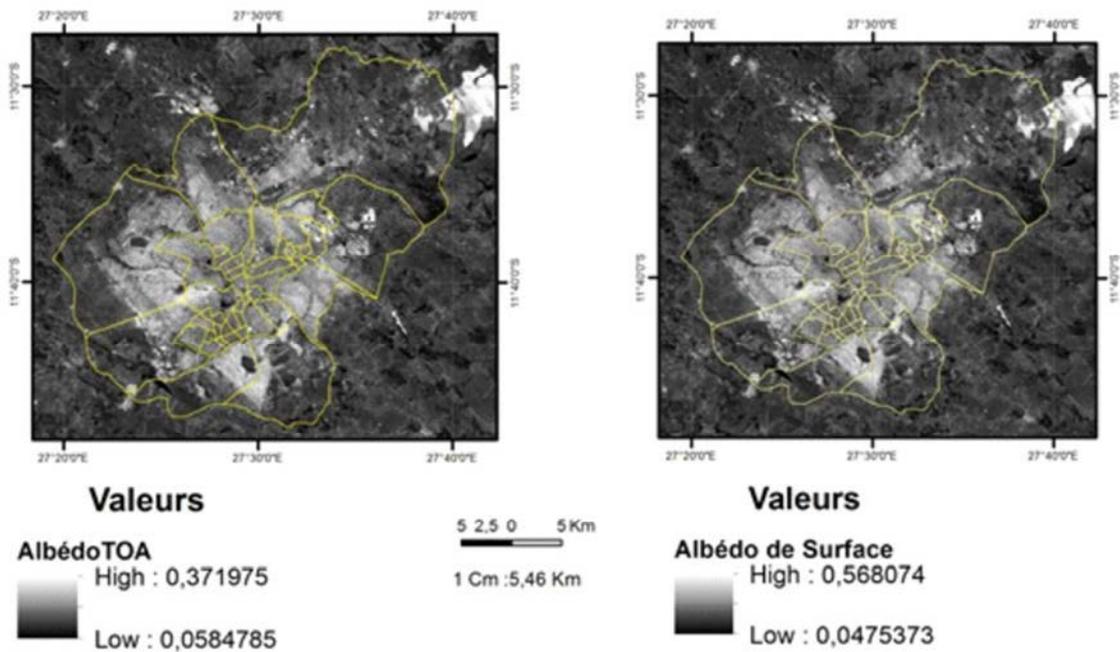


Tableau 1. Valeurs d'albédo typiques. (HORIGUCHI, IKUO., 1992)

N°	Type d'occupation	Valeur albédo de surface
1	Neige fraîche	0,80 - 0,85
2	Vieille neige et glace	0,30 - 0,70
3	Terre noire	0,08 - 0,14
4	Argile	0,16 - 0,23
5	Sable blanc-jaune	0,34 - 0,40
6	Sable gris-blanc	0,18 - 0,23
7	Herbe ou pâturage	0,15 - 0,25
8	Champ de maïs	0,14 - 0,22
9	Champ de riz	0,17 - 0,22
10	Forêt de conifères	0,10 - 0,15
11	Forêt de feuillus	0,15 - 0,20
12	Eau	0,025 - 0,348 (selon l'angle d'élévation solaire)

Tableau II : Valeurs d'albédo selon l'occupation de sol à Lubumbashi le 14 juillet 2019

Classes	Type d'occupation	Valeur albédo de surface
1	Plan d'eau	0,072-0,089
2	Bâti	0,15-0,26
3	Sol nu	0,17-0,49
4	Savane	0,10-0,14
5	Marécage	0,12-0,14

CONCLUSION

1. Les valeurs des constantes solaires, spécifiques à chacune des bandes OLI-Landsat 8, utilisées dans le calcul de l'albédo, ont une grande différenciation selon le jour étudié.
2. Les valeurs utilisées dans le calcul de l'albédo planétaire (sans correction atmosphérique) peuvent être représentés par les valeurs moyennes obtenues, car ils ne varient pas beaucoup.
3. L'albédo sur les plans d'eau était plus clairement différent des zones de végétation indigène pour ce mois caractérisé par une sécheresse marquée.
4. Les images d'albédo montrent un grand degré de détail pour les différents types d'utilisation et d'occupation du sol, en raison de leur haute résolution radiométrique.

BIBLIOGRAPHIE

- 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, 98p.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A. & HOLSLAG, A. A. M. A., 1998 : Remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) - Formulation. *Journal of Hydrology*, v.212-213, p.198-212. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)
- CHANDER, G. & MARKHAN, B., 2003 : Revised Landsat 5 - TM radiometric calibration procedures and post calibration dynamic ranges. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, v.41, p.2674-2677. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2003.818464>
- CHANDER, 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*, v.113, p.893-903. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2009.01.007>
- HUCEK, R. & JACOBOWITZ, H., 1995, Impact of scene dependency on AVHRR albedo models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v.12, p.697-711,. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(1995\)012%3C0697:IOSDOA%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(1995)012%3C0697:IOSDOA%3E2.0.CO;2)
- KRAYENHOFF, E. S. & VOOGT, J. A., 2010, Impacts of urban albedo increase on local air temperature at daily-annual time scales: model results and synthesis of previous work. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v.49, p.1634-1648. <http://dx.doi.org/10.1175/2010JAMC2356.1>
- LIANG, S., 2000: Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, v.76, p.213-238. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(00\)00205-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(00)00205-4)
- LOEW, A. & GOVAERTS, Y., 2010: Towards multidecadal consistency meteosat surface albedo. *Remote Sensing*, v.2, p.957-967. <http://dx.doi.org/10.3390/rs2040957>
- LSDS-649. Landsat 8 (L8) Calibration and Validation (Cal/Val) Algorithm Description Document (ADD): <https://www.usgs.gov/media/files/landsat-8-9-calibration-validation-algorithm-description-document>
- LSDS-749. Landsat 8 (L8) Mission Data Data Format Control Book (DFCB): <https://www.usgs.gov/media/files/landsat-8-mission-data-data-format-control-book>
- LSDS-750. Landsat 8 (L8) Level 0 Reformatted (L0R) Data Format Control Book (DFCB): <https://www.usgs.gov/media/files/landsat-8-level-0-reformatted-data-format-control-book>
- LSDS-809. Landsat 8 Collection 1 Level 1 (L1) Data Format Control Book (DFCB): <https://www.usgs.gov/media/files/landsat-8-level-1-data-format-control-book>
- LSDS-810. Landsat 8 (L8) Calibration Parameter File (CPF) Data Format Control Book (DFCB): <https://www.usgs.gov/media/files/landsat-8-calibration-parameter-file-data-format-control-book>
- SOUZA, J. D. DE; SILVA, B. B. DA & CEBALLOS, J. C. , 2014: Surface albedo obtained with MODIS images in cases of low and high aerosol loading in the atmosphere. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.32, p.5-20.
- WANG, S & DAVIDSON, A., 2007: Impact of climate variations on surface albedo of a temperate grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.142, p.133-142.
- ZHONG, Q. & LI, Y. H. , 1988 : Satellite observation of surface albedo over the Qinghai-Xizang plateau region. *Advances in Atmospheric Science*, v.5, p.57-65. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02657346>

