

# ANALYSE DE L'ALBEDO DE LA NEIGE, ESTIME PAR LE THEMATIC MAPPER DE LANDSAT-5.

par  
Monique Bernier<sup>1</sup>, Hardy Granberg<sup>2</sup>, Alain Royer<sup>2</sup>, Jean-Pierre Fortin<sup>1</sup>

<sup>1</sup> INRS-Eau, 2800 rue Einstein, Québec, Québec, G1X 4N8

<sup>2</sup> CARTEL, Université de Sherbrooke, Québec, J1K 2R1

## 1. INTRODUCTION

Simuler l'évolution temporelle et spatiale du stock de neige sur un bassin versant et surtout en prévoir la fonte demande la connaissance des caractéristiques de la neige à chaque pas de temps. L'albédo est l'une de ces caractéristiques. Toutefois, en estimer la variation spatiale et temporelle à partir de mesures au sol, est impensable sur une base opérationnelle. En théorie, les images captées par satellite devraient permettre d'obtenir les renseignements spatiaux et temporels souhaités. En pratique, ce n'est pas aussi simple. Tout d'abord, les nuages empêchent un suivi continu de l'albédo de sorte qu'il faut utiliser les images disponibles pour mettre à jour les valeurs estimées par un modèle hydrologique. Par ailleurs, il y a quelques années, Pinker (1985) mentionnait qu'aucune procédure opérationnelle n'était disponible pour évaluer l'albédo de la surface terrestre à partir de satellites. En effet, quand on mesure l'albédo de la neige du sommet de l'atmosphère, on fait face à trois difficultés: la réflectance non lambertienne de la surface, la diffusion et l'absorption de l'énergie solaire par l'atmosphère, et la sensibilité spectrale du capteur. Aujourd'hui encore, les études réalisées sont de nature expérimentale et les valeurs d'albédo estimées demeurent des indices de l'albédo réel.

L'objectif de cette étude est double. D'abord, vérifier si l'on peut estimer l'albédo de la neige d'un petit bassin moyennement accidenté en corrigeant les effets de l'atmosphère, mais sans tenir compte de la topographie. Deuxièmement, évaluer si la précision de l'indice d'albédo calculé à partir du capteur TM de Landsat est suffisante pour son utilisation dans un modèle hydrologique. Malgré sa faible fréquence d'acquisition ( 16 jours ), le capteur TM nous semble le plus favorable pour estimer l'albédo de la neige, étant donné que ses six détecteurs opérant dans le visible et l'infrarouge ( de 0,45 à 2,35  $\mu\text{m}$  ) couvrent la majeure partie du spectre solaire.

## 2. METHODOLOGIE

### 2.1 Site et données analysées

Le bassin étudié est celui de la rivière Eaton, situé à l'extrémité sud du Québec dans les Appalaches. Sa topographie est moyennement accidentée. L'occupation du sol est dominée par une forêt de feuillus, mais on y retrouve aussi des peuplements de conifères et des prairies.

Les données TM analysées ont été acquises le 29 janvier et le 2 avril 1988 par Landsat-5. En janvier, le bassin était couvert d'une trentaine de centimètres de neige et la dernière précipitation remontait à 3 jours (35 cm). Le 2 avril, la neige était complètement fondue dans les prairies mais on retrouvait quelques centimètres de neige mature dans les forêts.

Une sous-image correspondant au bassin de la rivière Eaton a été extraite des deux scènes Landsat-TM. Une trentaine de sites homogènes, représentant les principales occupations du sol ont été sélectionnées. A chaque site, la moyenne et l'écart type des valeurs numériques ont été relevés pour les six bandes spectrales du spectre réfléchi. Les valeurs numériques extraites des rubans magnétiques sont converties en luminance spectrale apparente (  $\text{mW cm}^2 \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  ) de la façon suivante (Barker, 1984):

$$L_i^* = \{ L_i \text{ max} - L_i \text{ min} / 255 \} \text{VN}_i + L_i \text{ min} \quad (1)$$

où  $L_i^*$  est la luminance apparente dans la bande  $i$ ,  
 $L_i \text{ max}$  et  $L_i \text{ min}$  proviennent de l'étalonnage du capteur,  
 $\text{VN}_i$  est la valeur numérique dans la bande  $i$ .

## 2.2 Transformation des luminances apparentes en réflectances réelles

Le modèle 5S, développé par l'Université de Lille (Tanré et al. 1985), a été utilisé pour corriger les effets atmosphériques. Le modèle calcule d'abord la réflectance apparente ( $\rho_i^*$ ) de chacune des bandes spectrales à partir de l'équation suivante :

$$\rho_i^* = \pi L_i^* / (E_i D \cos \theta_s) \quad (2)$$

où  $i$  est le numéro de la bande spectrale,  
 $L_i^*$  est la luminance apparente dans la bande  $i$ ,  
 $E_i$  est l'éclairement solaire extraterrestre,  
 $D$  est un coefficient de correction pour la variation de la distance soleil-terre,  
 $\theta_s$  est l'angle zénithal du soleil.

Nous avons aussi utilisé comme modèles atmosphériques de référence, le modèle standard (US 62) et un modèle d'aérosol de type continental (Deepak et Gerber, 1983). Les quantités d'ozone et d'eau précipitable dans l'atmosphère ont été dérivées des données météorologiques. La profondeur optique des aérosols à 550 nm ( $t_a$ ) est habituellement déterminée au moyen de la réflectance apparente d'un lac (Royer et al., 1988). Cependant, les lacs étant recouverts de glace et de neige en hiver, il ne peuvent être utilisés. En conséquence, nous avons, tel que suggéré par Dozier (1984 a), recouru à deux sites semblables voisins, l'un ombragé et l'autre éclairé pour déterminer  $t_a$ . Les sites choisis sont des pentes du Mont-Mégantic, recouvertes de feuillus et orientées vers le nord et l'ouest. Ce mont est localisé à quelques kilomètres seulement du bassin de la rivière Eaton. La réflectance réelle ( $\rho$ ) des sites inventoriés est calculée dans chacune des six bandes du spectre réfléchi par l'équation suivante:

$$(\rho) = [(\rho^* / t_{\text{gaz}}) - \rho_a] / \{ (T\downarrow \times T\uparrow) + [(\rho^* / t_{\text{gaz}}) - \rho_a] s \} \quad (3)$$

où  $t_{\text{gaz}}$  est le coefficient de transmission pour l'absorption des gaz,  
 $\rho_a$  est la réflectance atmosphérique intrinsèque,  
 $\rho^*$  est la réflectance apparente de la cible,  
 $T\downarrow$  est la transmission descendante totale (diffuse + directe),  
 $T\uparrow$  est la transmission ascendante totale (diffuse + directe),  
 $s$  est l'albédo sphérique.

## 2.3 Estimation de l'albédo

Les bandes spectrales du TM couvrant la majeure partie du spectre réfléchi, nous croyons pouvoir estimer un indice brut de l'albédo ( $a_m(\rho)$ ) en calculant la moyenne des réflectances réelles des six bandes. Cependant, comme le signal du satellite est saturé dans la bande TM1 pour la neige, l'indice brut des prairies est calculé en remplaçant la réflectance de cette bande par celle de la bande TM2. En effet, la réflectance de la bande TM2 est représentative de la réflectance de la neige dans le visible (Dozier, 1984 b). Un second indice brut ( $a_p(\rho)$ ) a aussi été calculé en faisant la somme des réflectances des six bandes, pondérée par le rapport de l'éclairement de chaque bande  $i$  ( $E_i$ ) sur l'éclairement total ( $E_t = \sum_i E_i$ ). Ces deux indices bruts de l'albédo ne tiennent pas compte de l'effet bidirectionnel de la neige, étant donné que le modèle 5S assume une surface lambertienne. Cependant, à l'aide des données de Nimbus-7, Taylor et Strome (1984) ont évalué le facteur de réflectance bidirectionnelle de la neige. Ainsi, pour les conditions d'éclairement prévalant à l'heure d'acquisition des données TM le 29 janvier et un angle de visée du capteur de 0°, le facteur de réflectance est de 0,88. Donc, Landsat sous-estime l'albédo de la neige. Conséquemment, en divisant les indices bruts par ce facteur, nous obtenons les indices corrigés de l'albédo ( $a'(\rho)$ ).

## 3. RESULTATS ET DISCUSSION

Le tableau 1 présente les indices d'albédo (%) calculés pour la neige (prairies). Les indices pondérés donnent des valeurs plus élevées que les indices tirés de la moyenne des bandes. Cela s'explique par le fait que l'éclairement extraterrestre est beaucoup plus grand dans le visible (80 % de l'énergie recue) que dans l'infrarouge. Les indices bruts moyens ( $a_m(\rho)$  et  $a_p(\rho)$ ) se comparent bien

avec ceux de Dozier ( 1984 b ), 65 et 92 %. L'indice pondéré corrigé ( $a'_p(\rho)$ ) donnant des valeurs plus vraisemblables que ( $a'_m(\rho)$ ) pour l'albédo d'une neige non contaminée et vieille de trois jours, nous le privilégions. Néanmoins, les indices d'albédo sont surestimés pour les prairies faces au soleil ( sites 6,9,11,13 ) alors qu'ils sont sous-estimés pour les prairies dos au soleil ( sites 8,14 ). Les prairies face au soleil étant plus nombreuses, la moyenne de chaque indice d'albédo est donc surestimé de quelques pourcentages. La luminance reçue est plus grande sur les pentes orientées au sud-est que sur un site horizontal, l'azimut du soleil étant de  $150^\circ$ . Le modèle 5S assumant une surface horizontale et lambertienne, la luminance descendante ( $L\downarrow$ ) des pentes orientées au sud a donc été sous-estimée, d'où une surestimation de la réflectance réelle dans toutes les bandes spectrales. La figure 1 illustre bien cette relation entre la réflectance de la neige et l'orientation de la pente. La réflectance est maximale lorsque la prairie fait face au soleil, ce qui est une caractéristique d'une surface non lambertienne. En résumé, dans le cas des prairies, il y aurait lieu de tenir compte de l'orientation et de l'inclinaison des surfaces. Ces effets de la topographie sur la réflectance n'ont cependant pas été observés pour les forêts de feuillus et de conifères, malgré une couverture de neige au sol. Il semble que la présence de la neige n'influence pas le comportement lambertien de ces deux types d'utilisation du sol.

**TABLEAU 1 : Indices de l'albédo de la neige ( prairies ) déduits des six bandes spectrales du TM ( image du 29 janvier 1988 ).**

	Indice brut (%)		Indice corrigé (%)	
	$a_m(\rho)$	$a_p(\rho)$	$a'_m(\rho)$	$a'_p(\rho)$
Prairies				
site 1	60	79	68	90
site 3	63	82	71	93
site 4	62	81	71	92
site 5	62	82	71	93
site 8	58	76	65	86
site 10	59	78	67	89
site 14	56	73	63	83
site 2	64	84	73	95
site 6	70	92	80	104
site 9	71	93	81	106
site 11	81	104	92	118
site 13	71	92	80	104
Moyenne ( $\sigma$ )	65 (7)	85 (9)	74 (8)	96 (10)

Examinons maintenant les valeurs des deux indices d'albédo ( $a_m(\rho)$  et  $a_p(\rho)$ ) des autres occupations du sol ( tableau 2 ). Assumant une réflectance lambertienne pour ces surfaces, nous n'avons pas calculé un indice corrigé comme dans le cas des prairies. Mais, afin d'illustrer l'effet de la correction atmosphérique sur la réflectance, un indice d'albédo supplémentaire a été calculé à partir de la réflectance apparente ( $a_m(\rho^*)$ ). Le 2 avril, il y avait encore de la neige dans les forêts. En comparant les indices d'albédo des conifères avec les valeurs d'albédo reconnues, on s'aperçoit que la neige au sol ne semble pas visible du satellite. Donc, l'albédo relativement élevé des conifères au 29 janvier s'expliquerait par la présence de neige sur leurs branches. Cela est réaliste, puisqu'une forte tempête de neige a eu lieu 3 jours plus tôt. Dans les érablières, par contre, le signal de satellite semble influencé par la couverture de neige. En janvier, une couverture de neige sèche et uniforme leur conférerait un albédo relativement élevé. Avec le mûrissement de la neige au printemps, leur albédo diminue tel que prévu. De plus, comme la neige ne couvre que 50 % de la superficie des sites ERA2 et ERA3, leur albédo ( $a_p(\rho)$ ) est plus faible que les autres érablières ( 13 % au lieu de 20 % ). Cela devrait permettre de déterminer la limite de la couverture de neige au sol même en présence d'une forêt de feuillus. Les prairies étaient dégagées de la neige au 2 avril. Comme leur sol était saturé d'eau, leur réflectance demeurait particulièrement forte dans l'infrarouge moyen ( TM5 et TM7 ). Les poids

attribués à TM5 et TM7 étant plus faibles pour  $a_p(\rho)$  que pour  $a_m(\rho)$ , étant donné que la proportion de l'éclairement solaire extraterrestre est faible dans cette partie du spectre (4 %), l'indice  $a_p(\rho)$  est inférieur à  $a_m(\rho)$ .

**TABLEAU 2: Indices bruts de l'albédo des conifères, des érablières et des prairies.**

Site	29 janvier 88			2 avril 88			Valeurs d'albédo reconnues (été) <sup>1</sup>
	$a_m(\rho^*)$	$a_m(\rho)$	$a_p(\rho)$	$a_m(\rho^*)$	$a_m(\rho)$	$a_p(\rho)$	
Con1	16	16	21	09	07	07	
Con2	18	19	20	09	07	08	
Con3	13	12	16	10	09	08	
Con4	15	15	18	09	07	07	
$\bar{x}(\text{con})$	<b>16</b>	<b>16</b>	<b>19</b>	<b>09</b>	<b>08</b>	<b>08</b>	<b>05-15</b>
Era1	25	28	36	19	23	23	
Era2	24	26	34	16	15	13	
Era3	25	28	35	15	15	14	
Era4	19	21	26	15	17	18	
Era5	22	24	29	17	18	20	
Era6	18	19	23	18	19	23	
$\bar{x}(\text{ér})$	<b>22</b>	<b>24</b>	<b>30</b>	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>19</b>	<b>15-20</b>
PRN <sup>2</sup>	50	60	78	18	18	14	<b>10-25</b>
PRS <sup>3</sup>	60	76	94	22	19	16	" "

<sup>1</sup> tiré de Raudkivi, A.J., Hydrology, Pergamon Press, 1979, p14

<sup>2</sup> valeur moyenne des prairies orientées vers l'ouest et le nord.

<sup>3</sup> valeur moyenne des prairies orientées vers l'est et le sud.

#### 4. CONCLUSION

A l'intérieur du processus de correction atmosphérique, l'utilisation d'un site ombragé par rapport à une même surface au soleil, a donné des résultats très satisfaisant pour estimer la profondeur optique. Toutefois, afin d'évaluer précisément la réflectance de la neige dans les régions où la topographie est moyennement accidentée, une correction pour l'inclinaison et l'orientation de la pente devrait être introduite dans le modèle.

L'indice d'albédo pondéré suivant l'éclairement extraterrestre émise dans chaque bande nous a paru plus réaliste que l'indice tiré de la moyenne des six bandes spectrales. A l'exception des prairies faisant face au soleil, l'indice pondéré et corrigé par le facteur de réflectance bidirectionnel donne des valeurs d'albédo se comparant très bien aux valeurs reconnues de l'albédo de la neige. Pour les forêts de conifères ou de feuillus, enneigées, les indices pondérés obtenus pour l'albédo, en assumant une réflectance lambertienne, sont aussi réalistes. Donc, l'albédo de la neige, à 10:00 h du matin, peut être bien estimé par le capteur TM de Landsat, particulièrement dans les régions peu accidentées. On obtient ainsi l'information spatiale recherchée mais non l'information temporelle puisque la faible fréquence d'acquisition de Landsat ( 16 jours ) limite sérieusement la disponibilité des données. Nous poursuivrons cette étude afin d'examiner les possibilités d'intégrer les données TM et les données du AVHRR de NOAA.

## 5. REFERENCES

- Barker, J.L. (1984) Significant figures for TM dynamic range constants, Technical Memo, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- Deepak, A. et H.E. Gerber (Ed) (1983) Report of the experts meeting on aerosols and their climatic effects, WMO-CAS and the Radiation Commission of Int. Association for Meteorology and Atmospheric Physics (IAMAP), WCP-55, 107 pp.
- Dozier, J. (1984 a) Landsat-D investigations in snow hydrology, Quartely Progress Report 1er janvier - 31 mars, California University, 9 pages.
- Dozier, J. (1984 b) Snow reflectance from Landsat-4 Thematic Mapper, IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing, vol. GE-22, no. 3, mai, pp 323-328.
- Pinker, R.T. (1985) Determination of surface albedo from satellites, Advanced Space Research, vol. 5, no. 6, pp 333-343.
- Royer, A., Charbonneau L. et P.M. Teillet (1988) Interannual Landsat-MSS reflectance variation in an Urbanized Temperate Zone, Remote Sensing of Environment, vol. 24, pp 423-446.
- Tanré, D., Deroo, C., Duhant, P., Herman, M., Morcrette, J.J, Perbos, J., et P.Y. Deschamps (1985) Effets atmosphériques en télédétection : Logiciel de simulation du signal satellitaire dans le spectre solaire, Comptes rendus du 3e Colloque sur les signatures spectrales d'objets en télédétection, Les Arcs, France, 16-20 décembre, ESA SP-247, pp 315-319.
- Taylor, V.R. et L.L. Stowe (1984) Atlas of reflectance patterns for uniform earth and cloud surfaces ( NIMBUS-7 ERB 61 days ), NOAA Technical report NESDIS 10, U.S. Department of Commerce, 88 pages.

## Remerciements

Cette étude a été financée principalement par un contrat du Gouvernement canadien ( MAS-23413-7-8142 ) et partiellement par le Conseil national de recherche en sciences et en génie ( GP-8643 ). Les auteurs tiennent à remercier le Centre canadien de télédétection qui dans le cadre de ce contrat, a gracieusement offert les données TM.

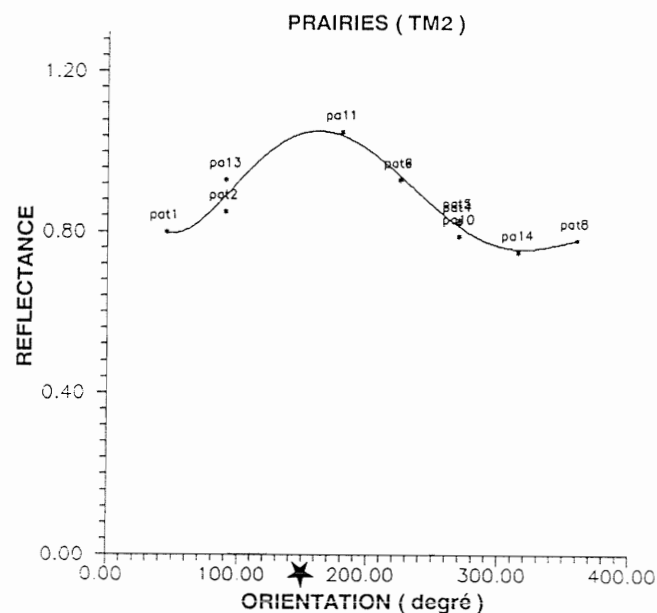


FIGURE 1: Variation de la réflectance en fonction de l'orientation de la pente ( angle azimutal solaire de 150° )

