

Integrazione di immagini satellitari e dati di campo per l'analisi delle coperture nevose

Rosamaria Salvatori, Fabio Cipolletti, Alessandro Mei, Paolo Plini

CNR, Istituto sull'Inquinamento Atmosferico. Via Salaria, km 29,300
00016 Monterotondo (RM), Tel. 06 90672451, salvatori@iia.cnr.it

Riassunto

Il monitoraggio delle coperture nevose con dati satellitari necessita di un compromesso tra l'utilizzo di immagini con alta risoluzione temporale e di immagini ad alta risoluzione spaziale e spettrale. In questo lavoro viene analizzata l'efficacia di utilizzare le immagini Aster, acquisite a livello 1A, per monitorare non solo l'estensione ma anche la tipologia di neve al suolo in due diversi contesti ambientali. L'utilizzo della libreria di firme spettrali di campo ha permesso la definizione delle diverse classi di neve e ghiaccio con cui classificare le bande del visibile e quelle dell'infrarosso sia separatamente che congiuntamente. I risultati preliminari ottenuti calibrando e co-registrando opportunamente le immagini ASTER, evidenziano la possibilità di sfruttare le potenziali spettrali di tali immagini per il monitoraggio delle coperture nevose a scala locale e regionale

Abstract

Monitoring snow cover using satellite data requires a compromise between the use of images with high temporal resolution and images with high spatial and spectral resolution. In this paper the effectiveness of using Aster level 1A images to monitor not only the areal distribution of the seasonal snow but also the type of snow on the ground in two different environmental situation is analyzed. Field spectral library were used to define snow and ice classes to be identify on the visible and infrareds bands. The preliminary classification result obtained calibrating and co-registering the two different sets of images (Vis and IR bands) underlined the possibility to use these images to monitoring snow cover at local and regional scale.

Introduzione

L'estensione stagionale delle coperture nevose, oltre a costituire un elemento non trascurabile del ciclo idrologico, rappresenta un indicatore significativo delle variazioni climatiche sia a scala regionale che a scala planetaria (Vavrus 2007); negli ultimi anni pertanto si è intensificato l'utilizzo delle immagini da satellite per valutare l'estensione di tali coperture e sia nelle aree polari che nelle aree montuose alle medie latitudini (Casacchia *et al.* 2000, Kay *et al.* 2003, Painter *et al.* 2003, Salvatori 2007, Salminen *et al.* 2009, Pepe *et al.* 2010, Spisni *et al.* 2010).

Il comportamento spettrale della neve nell'intervallo di lunghezza d'onda in cui vengono acquisite le immagini satellitari (350-2500 nm) è strettamente correlato con le proprietà fisiche del ghiaccio, quindi con la dimensione e la forma dei grani di neve, nonché con la presenza di impurità e di irregolarità superficiali. Il manto nevoso è infatti definibile come un insieme di grani la cui forma e dimensione è correlabili con la storia termica subita dallo strato nevoso a partire dal momento della sua formazione. Alle lunghezze d'onda del visibile la riflettanza della neve è generalmente compresa tra 0.8 e 1; valori inferiori sono riconducibili alla presenza di impurità sulla superficie del manto nevoso o alla presenza di acqua interstiziale. Alle lunghezze d'onda dell'infrarosso vicino e medio prevale l'effetto della granulometria e la riflettanza diminuisce gradualmente all'aumentare delle dimensioni dei grani (Warren 1982).

Sulla base di queste considerazioni, il riconoscimento dell'estensione delle aree coperte da neve tramite immagini satellitari ottiche è apparentemente semplice e può essere effettuato, ad esempio, calcolando l'indice di neve normalizzato (NDSI) a partire dalle bande del infrarosso (p.e. Landsat TM5, 1.55-1.75 μ m) e del verde (p. e. TM2 0.52-0.60 μ m) anche se, nelle aree montuose, gli effetti di ombra dovuti alla topografia e alla presenza di vegetazione o di formazioni nuvolose tendono a creare non pochi problemi (Rees 2006).

Considerando l'importanza del monitoraggio delle coperture nevose ai fini del bilancio idrologico e dei modelli climatici, l'attenzione della comunità scientifica è attualmente focalizzata soprattutto nell'utilizzare le immagini riprese nell'infrarosso vicino per determinare le caratteristiche superficiali delle coperture nevose, ossia la dimensione e la forma dei grani di neve (Painter et al. 2009, 2003), che possono essere correlate in modo efficiente con il metamorfismo della coltre nevosa. In questi casi l'elaborazione delle immagini è supportata oltre che dai modelli teorici sull'evoluzione del manto nevoso (Wiscombe & Warren 1980, Nolin & Dozier 2000) anche dall'utilizzo di firme spettrali di diverse tipologie di neve acquisite in laboratorio e/o in campo (Winther et al 2002, Salvatori et al. 2004, Domine et al. 2006). Riuscire a riconoscere sulle immagini i diversi tipi di neve fornisce infatti un'lettura della storia climatica di una regione e un input dettagliato per i modelli di bilancio radiativo.

Questo lavoro si propone di verificare la possibilità di utilizzare le immagini ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer) per analizzare la tipologia di neve stagionale al suolo in regioni con caratteristiche climatiche nettamente differenti fra loro, disponendo di dati radiometrici al terreno.

Dati utilizzati: immagini e firme spettrali

Le immagini ASTER disponibili per questo lavoro sono state acquisite in formato CEOS livello 1A e sono relative ad un'area dell'Appennino Centrale (Monti della Laga; riprese: aprile 2005-settembre 2006) in cui le variazioni della neve al suolo si manifestano in tempi estremamente rapidi, ed ad un'area sita nel Circolo Polare Artico (Isole Svalbard, riprese: maggio-luglio 2001 - luglio 2007) in cui ovviamente le condizioni della neve al suolo rimangono stabili per tempi molto più lunghi.

Per lo studio delle coperture nevose sono state utilizzate solo le prime 9 bande ASTER (tab. 1).

Sottosistema	Banda	Lunghezza d'onda (μ m)	Risoluzione spaziale (m)
VNIR (Visible and Near Infrared)	1 (verde)	0,52-0,60	15
	2 (rosso)	0,63-0,69	15
	3	0,78-0,86	15
SWIR (Short Wave Infrared)	4	1,60-1,70	30
	5	2,145-2,185	30
	6	2,185-2,225	30
	7	2,235-2,285	30
	8	2,295-2,365	30
	9	2,360-2,430	30
TIR (Thermal Infrared)	10	8,125-8,475	90
	11	8,475-8,825	90
	12	8,925-9,275	90
	13	10,25-10,95	90
	14	10,95-11,65	90

Tabella 1 – Caratteristiche del sensore ASTER.

Il lavoro di *pre-processing* è stato articolato in due fasi, la prima riguardante la calibrazione del dato e la seconda orientata alla determinazione dei valori di riflettanza.

Al fine di ottenere i valori di radianza a partire dai DN (Digital Numbers) dell'immagine, è stata effettuata preliminarmente la calibrazione radiometrica del dato; tale trasformazione viene generalmente espressa da relazioni lineari parametrizzate secondo dei coefficienti di calibrazione, tipici di ogni sensore e funzioni delle bande spettrali.

La relazione usata per ottenere il valore di radianza L_0 è stata la seguente (Gomasasca 2004):

$$L_{0(\lambda)} = DN_{(\lambda)} * gain_{(\lambda)} + offset_{(\lambda)}$$

in cui:

$L_{0(\lambda)}$: radianza spettrale [$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$]

$DN_{(\lambda)}$: Numeri Digitali derivati dalla radianza spettrale entrante nello strumento

$gain_{(\lambda)}$: coefficiente di guadagno o amplificazione del sistema [$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1} \cdot DN^{-1}$]

$offset_{(\lambda)}$: coefficiente di spostamento [$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$]

λ : lunghezza d'onda o intervallo spettrale di riferimento [μm]

Le informazioni per risalire al *gain* ed all'*offset* da assegnare all'immagine ASTER sono contenute nel file che accompagna l'immagine stessa e indicate nei documenti forniti dal proprietario del sensore (Abrams et al 2002, Tsuchida et al 2010).

La seconda fase ha avuto come obiettivo quello di determinare i valori di riflettenza dell'immagine ASTER a partire dal dato di radianza ottenuto nella prima fase del lavoro.

Ipotizzando le caratteristiche di una superficie Lambertiana, dove la radiazione solare incidente viene riflessa dalla superficie in tutte le direzioni in modo omogeneo ed isotropo, il segnale registrato dal sensore remoto può essere corretto dagli effetti dovuti alle condizioni di illuminazione attraverso la seguente relazione (Gomasasca 2004):

$$R = \pi * L_{0(\lambda)} / E_0 * \cos\theta$$

dove:

R: riflettenza apparente al sensore

$L_{0(\lambda)}$: radianza spettrale [$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$]

E_0 : irradianza solare al di sopra dell'atmosfera terrestre che incide su una superficie perpendicolare alla radiazione solare [$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$]

θ : angolo di incidenza del flusso solare diretto sulla superficie della Terra, definito come angolo di Zenit solare

Per interpretare le immagini in riflettenza sono state utilizzate le informazioni derivanti da campagne di misura al terreno. Le misure radiometriche disponibili però sono state effettuate in tempi diversi da quelli di acquisizione delle immagini, pertanto le misure sono state impiegate principalmente per definire i rapporti reciproci tra le diverse tipologie di neve al suolo e definire le classi da riconoscere sulle immagini.

I dati spettroradiometrici di campo sono stati acquisiti nell'intervallo 350-2500 nm, utilizzando uno spettroradiometro portatile Fieldspec -FR3 (Analytical Spectral Devices Inc. USA). Le misure sono state effettuate acquisendo i dati direttamente come fattore di riflettenza, ossia come rapporto tra la radiazione solare incidente riflessa dalla superficie del target e la radiazione incidente riflessa dalla superficie di riferimento (Spectralon). Ogni misura radiometrica è stata accompagnata da osservazioni nivologiche dello strato di neve superficiale (forma e dimensioni dei grani, densità e temperatura misurata a -2cm e a -10cm).

Le misure radiometriche utilizzate in ambito polare sono state acquisite nel corso delle campagne di misura Artiche 2000-2001 (Salvatori, 2003), mentre le misure relative alle immagini dei Monti della Laga sono state acquisite dagli autori nel 2009.

In figura 1 sono riportate le misure radiometriche effettuate su un sito di campionamento nei Monti della Laga. Le variazioni maggiori tra le firme spettrali delle superfici analizzate sono riscontrabili alle lunghezze d'onda del visibile, mentre intorno a 1300 nm i valori radiometrici si approssimano e rimangono simili per la parte restante dello spettro. Le variazioni nel visibile sono da attribuire sia alla presenza di piccole percentuali di impurità (polveri e materiale vegetale), sia alla rugosità superficiale a scala centimetrica. Nell'infrarosso vicino, in cui la risposta radiometrica è legata principalmente alla tipologia e alla dimensione dei grani, i valori non presentano variazioni

significative, dimostrando che il target in oggetto può essere considerato come costituito da grani omogenei; ne consegue che, per questo target è possibile definire una unica classe di neve da utilizzare per la classificazione dell'immagine ASTER. L'entità della possibile variazione spettrale di uno stesso target di neve è evidenziata nella figura 2 in cui sono riportate le firme spettrali, riprese a distanza di 10 minuti, sullo stesso punto, senza aver spostato la strumentazione. La prima misura (media di 20 acquisizioni) è stata effettuata in assenza di vento, la seconda (media di 10 acquisizioni) è stata ripresa mentre una raffica di vento improvvisa muoveva la neve.

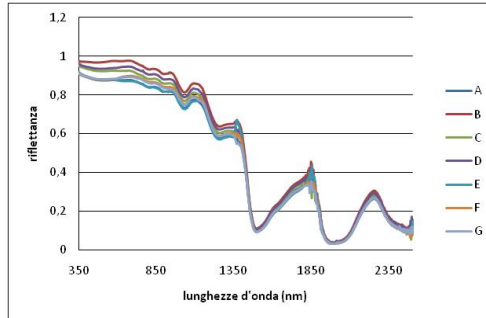


Figura 1 – Firme spettrali rilevate nel sito 1 (Collepagliuca, Monti della Laga) su superficie di neve ventata. I target sono posizionati a distanza di 10 m.

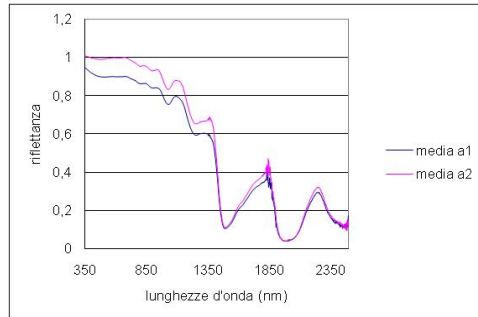


Figura 2 – Firme spettrali relative allo stesso target; le differenze sono dovute al movimento della neve causato dal vento durante la ripresa della misura.

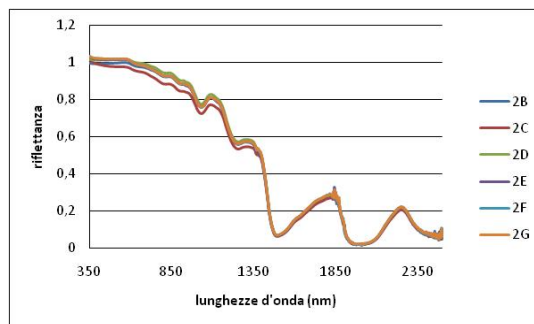


Figura 3 – Firme spettrali relative a su superficie di neve ventata (loc. Prato, Monti della Laga).

Questa curva non è rappresentativa della neve al suolo ma è indicativa di come i valori radiometrici registrati in un pixel dell'immagine possano essere influenzati da variazioni locali al suolo, anche di piccola entità. Nella figura 3 sono riportate le firme spettrali riprese in località Prato (Monti della Laga), campionate a 10 m di distanza l'una dall'altra e in condizioni meteo estremamente stabili. In questo caso è evidente l'omogeneità spettrale delle superfici considerate.

Le misure rappresentate nella figura 4, invece, sono state effettuate su diverse tipologie di superfici nevose. In questo caso, le differenze nei valori di riflettanza nell'infrarosso vicino, tra 1300 e 1400 nm sono riconducibili alle diverse dimensioni dei grani di neve dei target investigati e possono essere considerate come classi di neve diverse.

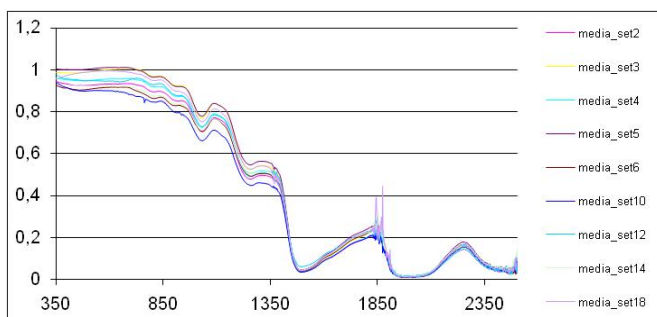


Figura 4 – Firme spettrali località Campo Felice (AQ).

Risultati preliminari e conclusioni

L'estensione delle coperture nevose presenti sulle immagini ASTER è stata inizialmente evidenziata effettuando un'elaborazione in falsi colori delle bande del visibile e dell'infrarosso vicino (RGB=321) e queste stesse bande sono state utilizzate per una prima classificazione della neve. La diversa risoluzione spaziale delle bande ASTER (tab.1) ha permesso di condurre un'analisi comparata; in questa prima fase si è scelto infatti di non co-registrare tra loro le bande del visibile e dell'infrarosso per non perdere il dettaglio spettrale. Questa scelta, motivata dalla possibilità di utilizzare le misure di campo, sebbene riprese in periodi diversi, ha permesso di definire le tipologie di superfici da riconoscere in base alle analogie spettrali. In figura 5 sono riportate le firme spettrali di 2 diverse coperture nevose ricampionate negli intervalli di lunghezze d'onda delle bande ASTER (tab. 1). Così elaborate le firme spettrali si mostrano significativamente diverse nelle prime tre bande che quindi possono essere considerate diagnostiche di diverse tipologie di neve. Le differenze nella bande 4-9, leggermente minori, hanno motivato la scelta di utilizzare queste bande separatamente dalle bande del visibile.

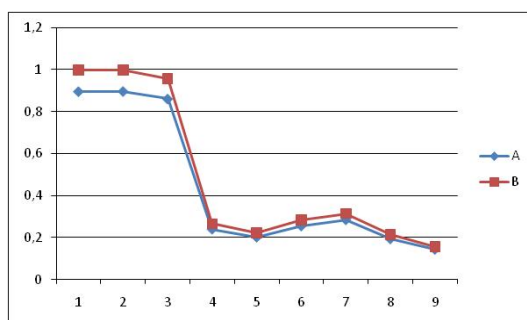
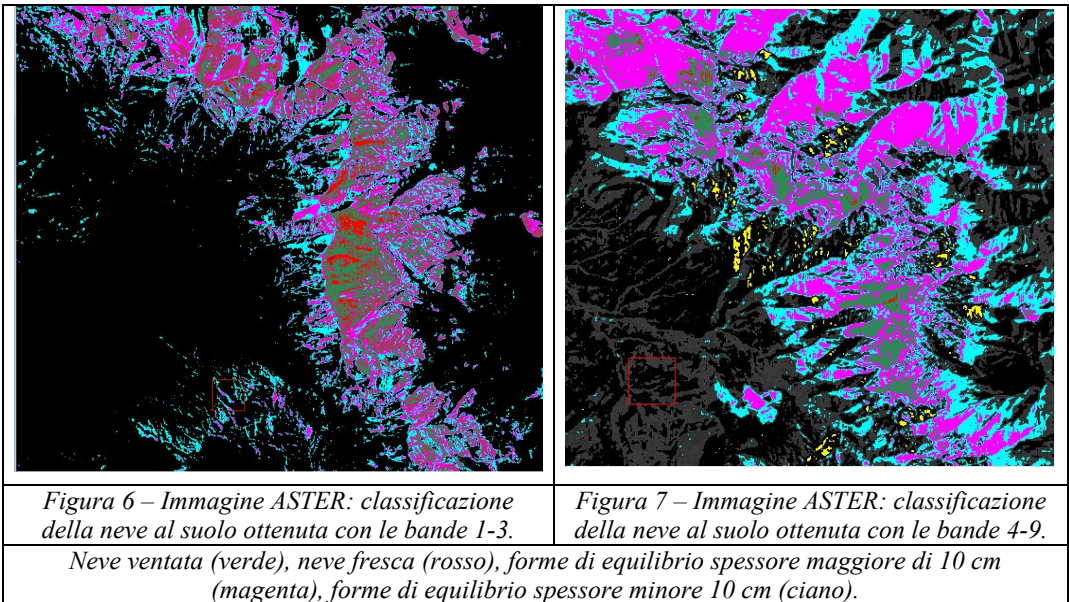


Figura 5 – Firme spettrali relative a forme di equilibrio (A) e neve fresca (B) rilevate a Campo Felice (AQ), ricampionate negli intervalli di lunghezze d'onda del sensore ASTER. In ascisse la riflettanza in ordinate le lunghezze d'onda espresse come bande ASTER.

Dopo aver ricampionato tutte le curve disponibili alle lunghezze d'onda dell'ASTER sono state definite 4 classi di "neve" ed è stata effettuata una classificazione di massima verosimiglianza sulle bande 1-3. Le classi di neve individuate sono: neve ventata, neve fresca, forme di equilibrio con spessore maggiore di 10 cm e forme di equilibrio con spessore minore 10 cm. Nel definire le classi si è tenuto conto della esperienza maturata nella classificazione delle immagini relative alle regioni polari (Salvatori et al 2004, Casacchia et al). Una simile elaborazione è stata effettuata anche per le bande da 4-9, dopo averle opportunamente co-registrate tra loro.



In figura 6 è riportata la classificazione ottenuta con le bande 1-3 e nella figura 7 la classificazione ottenuta con le bande 4-9; è evidente la diversa risoluzione spaziale delle immagini e le conseguenti differenze nella distribuzione delle classi di neve. La classificazione illustrata in figura 6 è quella che più rispecchia la realtà territoriale, sebbene non sia stato possibile, per ovvi motivi logistici, effettuare un controllo di campo. Rilievi effettuati nel mese di febbraio 2010, hanno però evidenziato notevoli similitudini tra l'immagine ottenuta e la distribuzione e le caratteristiche della neve al suolo.

Un'ulteriore elaborazione è stata poi effettuata riportando le bande dell'infrarosso alla stessa risoluzione spaziale delle bande del visibile. Il ricampionamento è stato effettuato utilizzando le procedure di *warp- image to image* implementate in ENVI, accettando l'errore di 1-2 pixel.

Le immagini sono state quindi classificate con un classificatore di massima verosimiglianza utilizzando per la selezione delle regioni di interesse le informazioni derivanti dalle misure spettroradiometriche al terreno effettuate nell'area.

Nell'immagine relativa all'area di Ny Ålesund del 12/7/2007 sono state selezionate 7 classi, ponendo attenzione a distinguere la classe neve, corrispondente ai nevai posti nelle aree sommitali dei ghiacciai, dalla classe neve in fusione e dalla classe ghiaccio scoperto.

I risultati della classificazione ottenuta mostrano un buon accordo con la realtà territoriale. La non perfetta corrispondenza geometrica tra le immagini del visibile e dell'infrarosso ha portato a una modesta definizione delle neve presente nei canali, pertanto la procedura è stata ripetuta utilizzando solo le prime 3 bande (fig.8). In questo caso è stato possibile ottenere la stessa discriminabilità delle classi relative a neve e ghiaccio ma con un maggior dettaglio spaziale sui

versanti dei rilievi. Nel caso delle immagini relative alla stagione primaverile, invece, nella definizione delle classi di neve al suolo prevale l'importanza dell'informazione contenuta nelle bande dell'infrarosso.

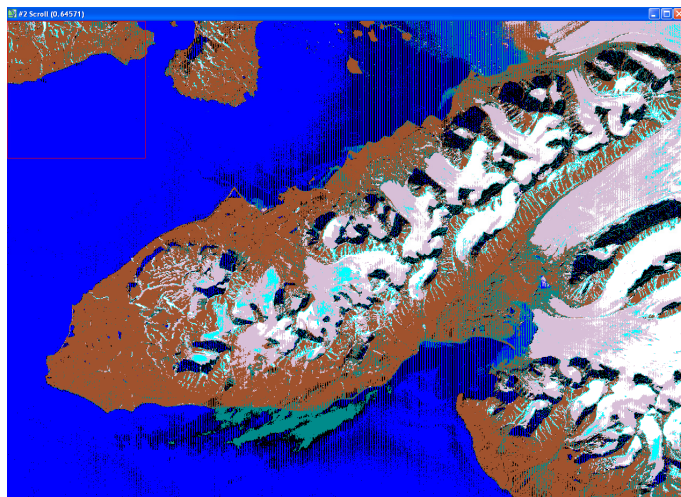


Figura 8 – Classificazione dell'immagine aster del 12/7/2007 (Ny Ålesund Isole Svalbard-Norvegia) 7 classi.

Bibliografia

- Abrams, M., Hook, S., Ramachandran, B., (2002). "ASTER User Handbook, ver.2.", *Jet Propulsion Laboratory, EROS Data Center*
- Casacchia R., Lauta F., Salvatori R., Cagnati A., Valt M., Orbek J.B. (2000). "Radiometric investigation on different snow covers at Ny-Alesund, Svalbard", *Polar research* 20: 13-22
- Domine F., Salvatori R., Legagneux L., Salzano R., Fily M., Casacchia R. (2006) "Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow: preliminary investigation", *Cold Regions Science and Technology*,46, 60-68.
- Gomasasca M. (2004) *Elementi di geomatica*. Ed. AIT
- Nolin A. W. and J.Dozier. (2000) "A Hyperspectral Method for Remotely Sensing the Grain Size of Snow", *Remote Sens. Environ.* 74:207–216
- Painter, T. H., Dozier, J., Roberts, D. A., Davis, R. E., & Green, R. O.(2003). "Retrieval of subpixel snow-covered area and grain size from imaging spectrometer data", *Remote Sens. Environ.* 85(1),
- Painter, T. H ,Rittger K., McKenzie C., Slaughter P.,Davis R.E., Dozier J. (2009),"Retrieval of sub pixel snow covered area, grain size, and albedo from MODIS", *Remote Sens. Environ.* 113,869-879,
- Pepe M., Boschetti L., Brivio P.A., Rampini A. (2010) "Comparing the performance of fuzzy crisp classifiers on a remotely sensed images: a case of snow classification", *Int. Jour. Remote Sensing* vol.31 No.23: 6189-6198.
- Rees W.G. (2006) *Remote sensing of snow and ice*, Taylor & Francis, USA,1-285
- Salminen M., Pullianen J., Metsämäki S., Kontu A., Suokanerva H (2009) "The behaviour of snow and snow-free surface reflectance in boreal forests: Implications to the performance of snow covered area monitoring", *Remote Sens. Environ* 113, 907–918
- Salvatori R.,(2003)," An experimental integrated approach to study snow ice radiometric characteristics at Ny-Ålesund", *Polarnet Technical Report Series, PRT-1/2003.* 116-117
- Salvatori R. (2007),"Monitoraggio delle coperture nevose con tecniche satellitari per lo studio dei cambiamenti climatici in aree polari", *Clima e cambiamenti Climatici: le attività di ricerca del CNR*

- Salvatori R., Casacchia R., Grignetti A., Valt M., Cagnati C., Plini P.(2004), "Cartografia delle coperture nevose nelle Svalbard occidentali", *8 conferenza Nazionale ASITA*
- Spisni A., Tomei F., Pignone S., Muzzi E., Panzacchi A., Antolini G., Villani G., di Lorenzo M., Foraci R., Bittelli M., Brooks E.S. (2011), "Snow cover analysis in Emilia-Romagna". *Rivista Italiana di Telerilevamento-Italian Journal of Remote Sensing*, 43 (1): 59-73.
- Tsuchida S., Sakuma H., Iwasaki A., (2010), "Equations for ASTER radiometric calibration" at <http://staff.aist.go.jp/s.tsuchida/aster/cal/info/equation/index.html>
- van Ede R. (2004) "Destriping and Geometric Correction of an ASTER Level 1A Image" at <http://gis-lab.info/docs/aster-report-v3.pdf>
- Vavrus, S. (2007), "The role of terrestrial snow cover in the climate system", *Climate Dynamics*, 29, 73–88.
- Warren, S. G. (1982). "Optical properties of snow". *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, 67–89.
- Winther J.G., Godtlielsen F., Gerland S., Isachsen P.E., (2002), "Surface albedo in Ny-Ålesund, Svalbard: variability and trends during 1981–1997", *Global and Planetary Change* 32, 127–139
- Wiscombe, W. J. & Warren, S.G. (1980), " A model for the spectral albedo of snow. I: pure snow". *Journal of Atmospheric Sciences*. 37: 2712-2733.