

UTILIZZO DI IMMAGINI MODIS PER LA PREVISIONE DELLO SCIoglimento NIVALE

Angelo COLOMBI (*)

(*) IREA – CNR, Via Bassini 15, 20133 Milano, tel: 0223699299, email: colombi.angelo@libero.it

Riassunto

Per quantificare il fenomeno dello scioglimento nivale in bacini Alpini, si è applicato il modello idrologico SRM, che è risultato ampiamente in grado di utilizzare dati telerilevati. Le immagini satellitari MODIS hanno fornito, infatti, informazioni fondamentali circa la copertura nivale del bacino, che costituisce una delle variabili del modello.

Abstract

The hydrological model SRM has been applied in order to quantify snowmelt in Alpine watersheds. This model allowed us to demonstrate the possibility of a large use of remote sensed data as input. In fact, MODIS satellites images provided very important information about the basin's snow cover, that is one of the model's variables.

Introduzione

Lo scioglimento nivale rappresenta un fenomeno di rilevante importanza per quei bacini caratterizzati da un comportamento di tipo nivo-pluviale. In un contesto simile, risulta necessario poter prevedere la quantità d'acqua da scioglimento, che va a sommarsi al contributo idrico offerto dalle piogge. Queste informazioni, infatti, risultano molto utili in vari ambiti ingegneristici ed ambientali: la previsione di portate e volumi idrici transitanti in una determinata sezione di un corso d'acqua è necessaria per la gestione della risorsa idrica (usi domestici, industriali, irrigui ed idroelettrici), per l'allertamento e per una corretta progettazione delle opere di sistemazione idraulica.

Obiettivo del presente lavoro è valutare la fattibilità dell'uso dell'informazione derivata da dati telerilevati all'interno di un modello idrologico. Questi, infatti, consentono un monitoraggio distribuito della superficie terrestre e la valorizzazione di tali informazioni risulta di fondamentale importanza. In particolare sono state analizzate le immagini provenienti dal sensore MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), montato a bordo del satellite polare EOS TERRA della NASA, in grado di acquisire informazioni in 36 bande spettrali, caratterizzato da una risoluzione temporale pari a 12 ore e da una risoluzione spaziale variabile da 250 m ad 1 km.

Il modello idrologico scelto, dopo un'accurata valutazione dei vari modelli disponibili (WMO, 1986; Cunderlik, 2003), è risultato lo **Snowmelt Runoff Model (SRM)** (Martinec, Rango, 1994).

Metodi d'analisi

Per poter quantificare il fenomeno dello scioglimento nivale risulta necessario un modello in grado di ben descrivere la realtà e, al tempo stesso, di ottimizzare la preziosa fonte costituita dalle immagini satellitari. Proprio in tale ottica, la scelta del modello deve essere il miglior compromesso tra grado di dettaglio ottenibile, fruibilità del modello stesso e buona interazione con dati satellitari. Il modello SRM si è dimostrato in grado di ben simulare, in modo semi-distribuito (suddivisione del bacino in fasce di quota) e concettuale (attraverso un indice di temperatura), i processi fisici in questione.

In particolare la scelta di un modello semi-distribuito rappresenta la strada più coerente, rispetto ai modelli concentrati, caratterizzati da uno scarso grado di dettaglio, e rispetto a quelli distribuiti, che necessitano di un'elevata quantità di dati, spesso non disponibili, che quindi ne limitano l'applicabilità ai soli bacini ben monitorati dal punto di vista nivo-meteorologico. Inoltre il modello SRM è risultato ampiamente in grado di utilizzare dati satellitari, dal momento che le immagini MODIS, opportunamente elaborate, hanno fornito informazioni fondamentali circa la copertura nivale del bacino durante la stagione di ablazione, che costituisce una delle variabili del modello. L'equazione del modello è la seguente:

$$Q_{n+1} = [c_{sin} * a_{in} * (T_{in} + \Delta T_n) * S_{in} + c_{rin} * P_{in}] * (A_i * 10000 / 86400) * (1 - k_{n+1}) + Q_n * k_{n+1} \quad [1]$$

dove

Q = portata media giornaliera (m³/s)

c = coefficiente di *runoff* (s=nivale, r=piovoso)

T = numero di *degree-day* (°C * d)

ΔT = correzione di T ottenuta passando dalla quota della stazione di misura alla quota media

a = *degree-day factor* (cm * °C⁻¹ * d⁻¹)

S = rapporto tra l'area coperta da neve e l'area totale

A = area (km²)

P = precipitazioni (cm)

k = coefficiente di recessione

n = passo temporale (giornaliero)

i = i-esima fascia di quota

Il bacino alpino su cui si è posta attenzione è quello del fiume Adda con chiusura a Cepina in alta Valtellina (506 km²), ove attraverso immagini satellitari si è potuta osservare un'elevata copertura nivale, successivamente suddiviso in tre fasce di quota.

Le problematiche affrontate sono: la valutazione delle variabili e la stima dei parametri del modello, la calibrazione del modello sulla base del volume di neve effettivamente sciolta e la creazione di scenari per le portate idriche naturali.

Valutazione della copertura nivale da immagini satellitari

Per la valutazione della presenza di neve sono stati adottati due metodi differenti in funzione dell'obiettivo prefissato: l'indice NDSI (*Normalized Difference Snow Index*), per valutare la persistenza della neve, e la classificazione *unmixing*, per quantificare la copertura nivale all'interno del bacino. L'indice NDSI è basato sulle caratteristiche spettrali della neve, contraddistinta da un'elevata riflettanza nel visibile ed una bassa riflettanza nell'infrarosso medio (Hall et al., 1995), ed è definito dalla seguente relazione (con riferimento alle bande del sensore MODIS):

$$NDSI = (MOD4 - MOD6) / (MOD4 + MOD6) \quad [2]$$

Essendo la neve caratterizzata da valori di NDSI maggiori di 0,4, attraverso tale indice possono essere valutate le coperture nivali in diversi bacini dell'arco alpino, durante la stagione dello scioglimento. In figura 1 sono mostrati i risultati in termini di percentuale di copertura nivale dei bacini per la stagione 2004. Tali risultati sono stati ottenuti analizzando immagini *composite* di 16 giorni, cosicché l'analisi possiede carattere qualitativo più che quantitativo.

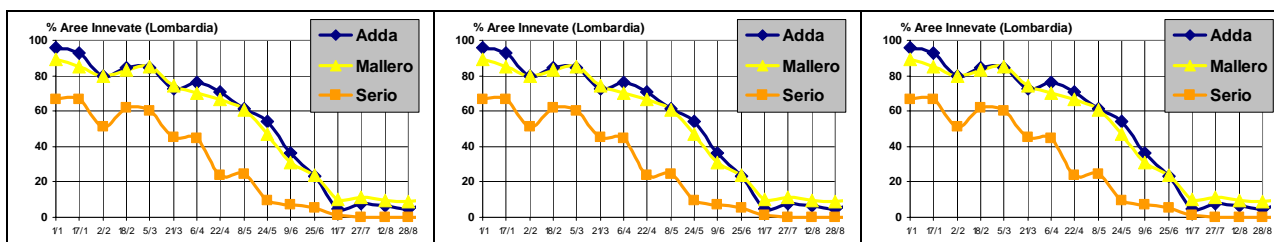


Figura 1 - Percentuali di coperture nivali ottenuto mediante indice NDSI, per i bacini di Adda, Mallero, Serio, Sesia, Toce, Dora Riparia e Orco, dal 1° gennaio 2004 al 28 agosto 2004.

Dai grafici emerge un andamento molto simile per tutti i bacini, caratterizzato da un picco massimo nei primi giorni dell'anno, cui seguono tre mesi caratterizzati da alternanza tra scioglimento nivale e nuove precipitazioni (andamento oscillante dei grafici). Questo comportamento mostra come per i bacini alpini la stagione ablativa inizi nei primi giorni del mese di aprile; da tale periodo infatti i grafici mostrano un andamento monotono decrescente. Un ulteriore aspetto che emerge analizzando la figura 1 è come intorno alla metà di luglio termini lo scioglimento (copertura nivale nulla o coincidente con i ghiacciai).

Ponendo l'attenzione sul bacino del fiume Adda, caratterizzato dalle coperture nivali più elevate, una variabile fondamentale per il modello SRM è la percentuale di area coperta da neve, in ciascuna delle fasce di quota in cui è suddiviso il bacino. Per questa seconda applicazione, l'esigenza di un grado di dettaglio elevato rende necessaria una procedura più accurata che consiste in una classificazione con tecnica *unmixing* delle immagini satellitari, con riferimento a quelle caratterizzate dalla risoluzione spaziale più elevata (250 m), in cui sono acquisite due bande: una nel visibile (0,62-0,67 μm) e una nell'infrarosso vicino (0,84-0,88 μm).

Poiché l'applicazione del modello riguarda la stagione ablativa 2003, sono state classificate le immagini satellitari riferite al periodo 1° aprile 2003 – 31 luglio 2003, laddove la copertura nuvolosa lo ha permesso.

La tecnica di classificazione *unmixing* utilizzata, il **fuzzy statistic**, consente di ottenere un'informazione circa la copertura frazionaria dei pixel dell'immagine, aumentando in modo notevole il grado di dettaglio rispetto alle classificazioni convenzionali. Con tale tecnica infatti ad ogni pixel non corrisponde un'unica classe di copertura del suolo, bensì più classi con probabilità variabile tra 0 ed 1 (Wang, 1990). Il maggior vantaggio ottenibile da una simile classificazione è la possibilità di poter trattare in modo più preciso tutti i pixel 'misti', non caratterizzati cioè da un'unica copertura di suolo e assai frequenti in corrispondenza della linea della neve. In figura 3 è mostrata la variazione di copertura nivale all'interno del bacino durante la stagione ablativa. Nota la percentuale di copertura in corrispondenza di alcune date, è necessaria l'interpolazione per ottenere un dato a cadenza giornaliera, richiesto in input dal modello.

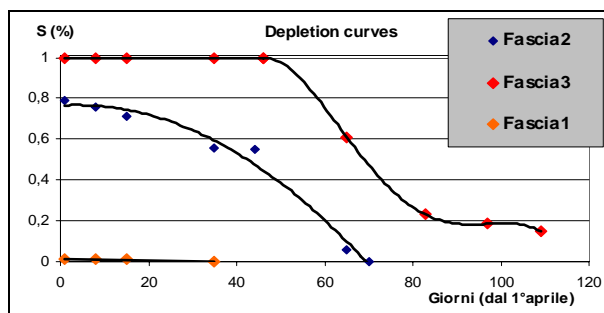


Figura 2 - Curve di esaurimento della neve relative alle tre fasce di quota (1120-1900 m; 1900-2600 m; 2600-3851 m)

Differenziando infine l'analisi per fasce di quota, si ottengono le curve di esaurimento della neve (*depletion curve*, figura 2).

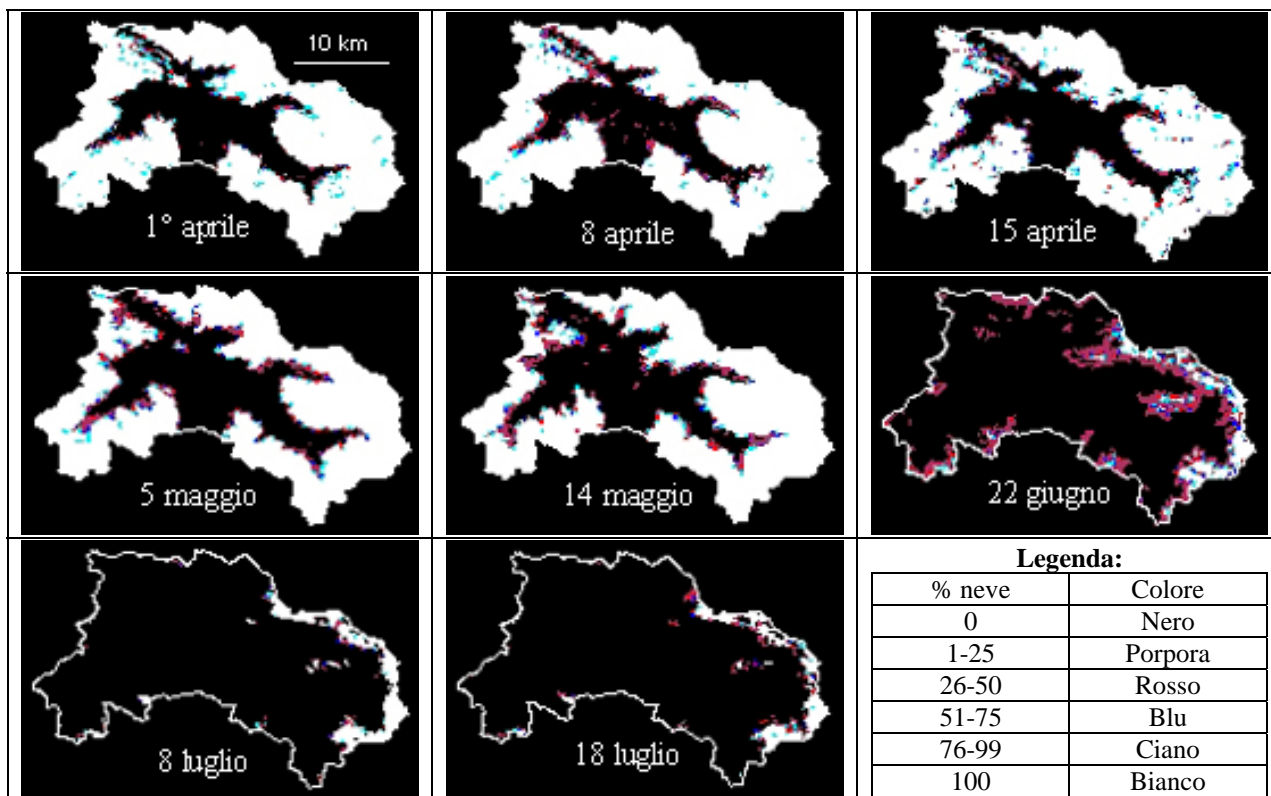


Figura 3 – Variazione di copertura nivale nel bacino del fiume Adda

Parametri e variabili per il calcolo dello scioglimento nivale

Oltre alla copertura nivale del bacino, l'altra variabile necessaria in input al modello, per il calcolo del volume di neve sciolta, è la temperatura media dell'aria, per ciascuna fascia di quota. Il modello infatti simula lo scioglimento attraverso la seguente equazione:

$$M = a * T \quad [3]$$

in cui M rappresenta lo spessore di neve sciolta in cm (in equivalente idrico), T è la temperatura media giornaliera dell'aria (grado-giorno), mentre a è un parametro, denominato *degree-day factor*, che esprime lo spessore di neve sciolta per unità di grado-giorno. Per la valutazione della temperatura media è sufficiente riferirsi alle stazioni a terra ed applicare il gradiente termico (γ) per tener conto della differenza tra quota media di fascia e quota della stazione meteo. Come emerge dalla relazione [3], l'unico parametro che governa lo scioglimento nivale è il *degree-day factor*. Tale parametro non è tuttavia costante, ma varia in funzione delle proprietà della neve ed in particolare aumenta all'aumentare della densità media della neve. Per una quantificazione accurata di tale fattore, si è deciso di riferirsi ai nivometri presenti nel bacino, valutare lo scioglimento a partire dalle diminuzioni di altezza della neve e misurare la temperatura dell'aria (serie storica dal 1992 al 2002). Il calcolo di M avviene attraverso la seguente relazione [4], in cui SWE rappresenta l'equivalente idrico della neve ottenibile a partire dall'altezza del manto nevoso e dalla sua densità, mentre il pedice n indica il giorno.

$$M_n = SWE_n - SWE_{n-1} \quad [4]$$

Quindi, nota T , si calcola a invertendo la [3]. Da ultimo effettuando una media mensile dei valori di a ricavati e differenziando la stima a seconda della fascia di quota si ottengono gli intervalli di possibili valori del parametro.

Parametro	Fascia	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio
a	1	0,36-0,40	-	-	-
	2	0,37-0,51	0,39-0,48	0,41-0,57	-
	3	0,37-0,53	0,47-0,47	0,42-0,54	0,6

Figura 4 - Intervallo di valori del degree-day factor. Causa assenza di neve, per la fascia 1 la stima è risultata possibile solamente per il mese di aprile, mentre per la fascia 2 non è stato possibile effettuare una stima nel mese di luglio.

Calibrazione del modello e calcolo del volume di neve sciolto

Per la calibrazione del modello il volume di neve sciolta simulato deve risultare pari al volume di neve sciolta osservato, ricavabile spazializzando direttamente il dato dei nivometri. Questa informazione è ottenibile previa valutazione delle zone di competenza di ciascun nivometro e calcolando le diminuzioni di altezza nivale e quindi l'acqua associata a scioglimento. Infine uguagliando il volume totale di neve sciolta, per ciascun mese in ciascuna fascia di quota, al volume di scioglimento simulato dal modello si ottiene, per calibrazione, il valore corretto del parametro a . In figura 5 sono riportati i risultati in termini di volume e del parametro a , relativamente sempre alla stagione 2003.

Mese	Fascia	V simulato ($10^6 m^3$)	V osservato ($10^6 m^3$)	Degree-day factor ($cm \cdot C^{-1} \cdot d^1$)
Aprile	1	0,115	0,114	0,32
	2	25,03	24,88	0,49
	3	3,21	3,20	0,51
Maggio	2	55,05	54,12	0,42
	3	55,54	56,44	0,44
Giugno	2	1,5	1	0,42
	3	63,5	63,5	0,43
Luglio	3	19,96	19,79	0,6
Totale		223,9	223	

Figura 5 - Volume di neve sciolta e conseguenti valori di a ottenuti mediante calibrazione

Creazione di scenari per le portate indisturbate

Per la valutazione delle portate idriche alla sezione di chiusura del bacino si rende necessaria la valutazione di un'ulteriore variabile: la precipitazione media giornaliera. A tal fine risulta sufficiente riferirsi ai sensori pluviometrici presenti nel bacino e spazializzare l'informazione. Il metodo utilizzato è quello dei topoi, che prevede l'attribuzione di un'area di influenza a ciascun pluviometro. Oltre a tale variabile, è necessaria la stima di alcuni parametri: i coefficienti di *runoff* della neve (c_s) e della pioggia (c_r), che tengono conto delle perdite dovute a intercettazione, evaporazione ed evapotraspirazione, la temperatura critica (T_c), che definisce la soglia per il passaggio da precipitazione piovosa a nevosa, ed il coefficiente di recessione (k), che esprime il comportamento del bacino nei periodi di magra. In particolare per la stima dei primi due parametri, che possono assumere valori compresi tra 0 ed 1 e non determinabili in modo univoco non essendo disponibili i dati di portata naturali (conseguenza dell'intensa attività antropica nel bacino in esame), sono stati stimati degli ampi intervalli.

Stimati tutti i parametri e valutate tutte le variabili è possibile creare degli scenari circa l'andamento delle portate naturali del bacino ed in particolare tracciare l'idrogramma massimo, minimizzando le perdite, e minimo, massimizzando le perdite (figura 6).

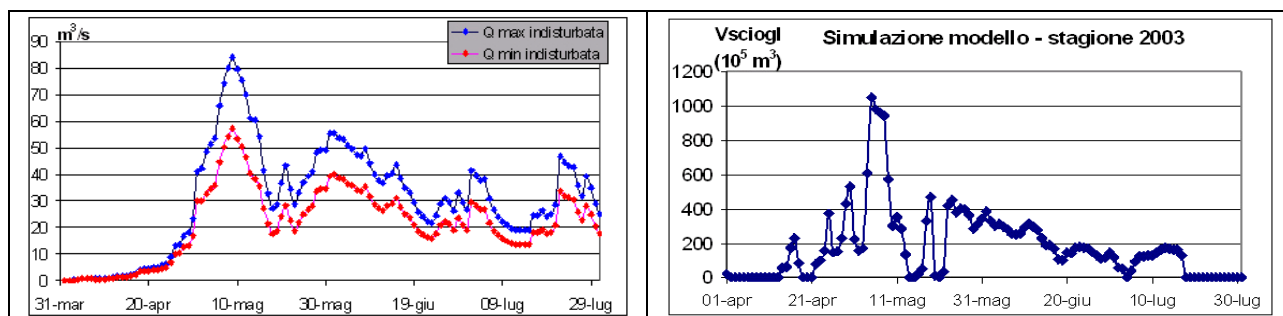


Figura 6: Sx: Scenari relativi alle portate indisturbate. Si noti come, in funzione dei parametri c_s e c_r , gli idrogrammi subiscono una semplice traslazione verticale. Dx: scioglimento nivale giornaliero, ottenuto inserendo i valori di a mostrati in figura 5.

Conclusioni

Il presente studio ha mostrato l'efficacia del modello SRM nel simulare lo scioglimento nivale a scala di bacino e soprattutto ha permesso di sfruttare al meglio le informazioni provenienti dal telerilevamento. Come si evince dalla figura 5, lo scioglimento simulato è pressoché identico a quello ottenuto spazializzando l'informazione reale dei nivometri ed i valori risultanti di *degree-day factor* rientrano negli intervalli stimati a partire dai dati storici (figura 4), ad eccezione della fascia 1 ad aprile (ove peraltro la copertura nivale è quasi nulla). Ulteriori miglioramenti del modello possono essere tuttavia ottenuti aumentando le grandezze ricavabili da satellite, prima fra tutte la temperatura dell'aria alla risoluzione del pixel, prescindendo così dalle stazioni a terra.

L'applicazione del modello ad un corso idrico fortemente antropizzato (diga di Cancano e S.Giacomo e numerosi canali artificiali) non ha permesso una calibrazione in termini di portate alla sezione chiusura; tuttavia, attraverso la creazione di scenari (in funzione dei coefficienti di *runoff*), è stato possibile ricostruire la forma dell'idrogramma stagionale, mettendo in evidenza come le date dei picchi coincidano e mostrando l'importanza, in termini di deflusso, dello scioglimento nivale per un bacino come quello del fiume Adda: il picco massimo di portata è conseguenza infatti del picco massimo di volume di neve sciolta (figura 6).

Bibliografia:

- Cunderlik J.M. (2003), *Hydrologic model selection for the CFCAS project: Assesment of water Resource Risk and Vulnerability to Changing Climatic Conditions*. Project Report 1.
- Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V. (1995), Development of Methods for Mapping Snow Cover Using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Data, *Remote Sensing of Environment*, 54:127-140.
- Martinez J., Rango A., Roberts R. (1994), The Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual (ed. By M.F. Baumgartner). *Geographica Bernensia*, P29, *Departments of Geography, Univ. of Berne, Berne, Switzerland*.
- Wang F. (1990), Fuzzy Supervised Classification of Remote Sensing Images. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 28: 194-200.
- World Meteorological Organization (1986), Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology Report No.23*, WMO.