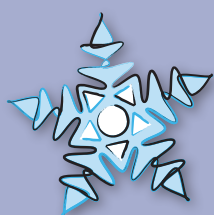




effetti ambientali delle dinamiche climatiche globali

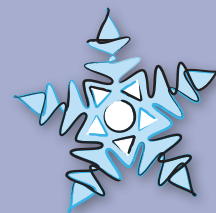
12



Indicatori (I) e Approfondimenti (A)	DPSIR	Valutazione dell'indicatore			Pag.
		Qualità dell'informazione	Giudizio di stato	Tendenza	
I Bilancio di massa dei ghiacciai	S/I	☺	☹	↓	320
I Permafrost: spessore dello strato attivo	S/I	☺	na	na	326
<i>Progetto PERMAdataROC: azione PERMAtemp.</i>					
A <i>Definizione, sperimentazione, validazione e standardizzazione di metodi e strumenti di misura dei regimi termici delle pareti rocciose – siti pilota (Cervino, massiccio del Monte Bianco).</i>					329
A <i>Quantificazione del contenuto d'acqua del manto nevoso e modellizzazione della fusione di neve e ghiaccio: esperienze a scala di bacino e a scala regionale</i>					333
I Fenologia dei lariceti	S/I	☺	☹	↓	340
A <i>Progetto REPHLEX: analisi e monitoraggio del ciclo fenologico del larice</i>					344

12.1

Bilancio di massa dei ghiacciai



I ghiacciai alpini risentono direttamente delle condizioni meteo-climatiche stagionali modificando la propria massa e subendo variazioni delle caratteristiche morfologiche quali l'arretramento della fronte glaciale. In particolare le variazioni di massa sono legate all'andamento delle precipitazioni nevose (quantità totale e distribuzione nel corso dell'anno) e dei fattori che controllano la fusione quali la temperatura dell'aria e il bilancio radiativo della superficie. L'analisi di tali variazioni consente di valutare la risposta dei singoli ghiacciai alle dinamiche di cambiamento climatico e di ipotizzare la persistenza degli apparati glaciali alpini in relazione agli scenari globali di progressivo riscaldamento ipotizzati. Attraverso il bilancio di massa si determina la variazione della massa di un corpo glaciale calcolando la differenza fra gli accumuli, costituiti dalle precipitazioni nevose invernali e primaverili (*winter balance*), e la massa persa per fusione di neve e ghiaccio (ablazione) nella stagione estiva (*summer balance*). Il bilancio di massa viene indicato dall'Agenzia Europea come indicatore prioritario per il monitoraggio degli effetti del global change sui sistemi naturali. I dati di bilancio di massa di sette ghiacciai italiani (Calderone, Careser, Ciardoney, Fontana Bianca, Vedretta Lunga, Malavalle, Pendente,) sono trasmessi annualmente al World Glacier Monitoring Service e pubblicati sul sito <http://www.geo.unizh.ch/wgms/>.

riferimenti normativi

- ▶ **Normativa di riferimento**
L'indicatore non ha riferimenti normativi.
- ▶ **Relazione con la normativa**
Non applicabile
- ▶ **Livelli normativi di riferimento**
Non applicabile

copertura temporale e spaziale

- ▶ **Aggiornamento**
31/12/2007
- ▶ **Periodicità di aggiornamento**
Annuale
- ▶ **Copertura territoriale**
Il bilancio di massa è condotto annualmente e con continuità su tre ghiacciai valdostani, caratterizzati da superficie, esposizione e altimetria differenti e localizzati nella Valsavarenche (Timorion e Grand Etret) e nella valle di La Thuile (Rutor). I ghiacciai di Pré de Bard e di Indren sono oggetto di indagini preliminari al bilancio di massa avviate nel 2007 da Fondazione Montagna Sicura e ARPA Valle d'Aosta nell'ambito della Cabina di regia dei ghiacciai valdostani.

classificazione

- ▶ **Area tematica SINAnet**
Biosfera
- ▶ **Tema SINAnet**
Effetti dei cambiamenti climatici
- ▶ **DPSIR** **S** **I**

DETERMINANTI - PRESSIONI - STATO - IMPATTO - RISPOSTE

Qualità dell'informazione

Giudizio stato

Tendenza

elaborazione e presentazione

Il valore di bilancio (annuale) specifico netto, che costituisce una media per l'intero ghiacciaio riferita all'unità di superficie, è espresso in millimetri di equivalente in acqua (*millimeter water equivalent, mm w. e.*) e può essere determinato con differenti metodi.

Il metodo glaciologico, impiegato nelle attività di monitoraggio in Valle d'Aosta, prevede la realizzazione di misure puntuali in corrispondenza di paline ablatometriche infisse nel ghiaccio come riferimento degli abbassamenti progressivi della superficie. Ogni singola palina è considerata rappresentativa di una fascia altimetrica; l'estensione all'intero corpo glaciale dei valori puntuali è

realizzata assegnando i valori di massa accumulata e persa in ogni stagione, per ogni palina, ai vari settori altitudinali del ghiacciaio.

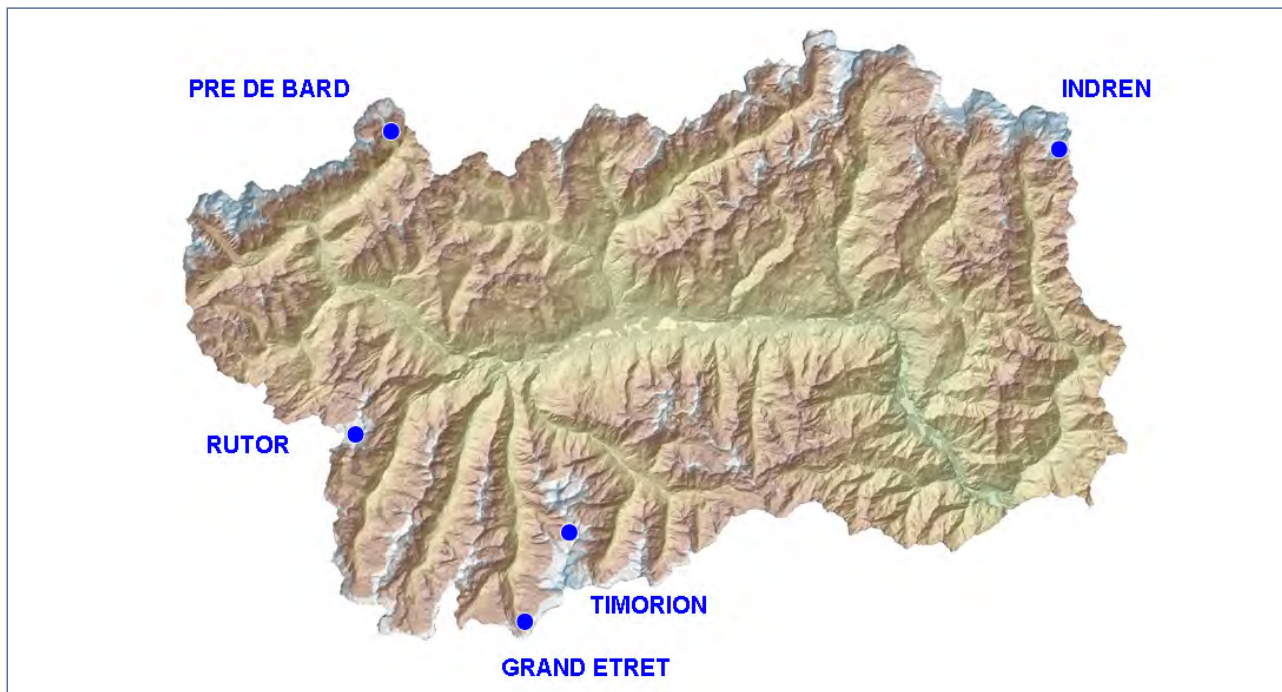
La trasformazione in equivalente in acqua viene effettuata, per gli accumuli e per la neve residua a fine estate, con i valori di densità misurati direttamente; per il ghiaccio si utilizza un valore standard di 910 Kg/m³.

In tabella 1 si riporta l'elenco dei ghiacciai monitorati con bilancio di massa o interessati da indagini relative alla dinamica di accumulo e di ablazione sono i seguenti (fra parentesi l'ente di riferimento). In figura è riportata la localizzazione degli stessi sul territorio regionale.

Ghiacciaio	Gruppo montuoso	Anno inizio serie / attività	Ente responsabile
Timorion	Gran Paradiso	2000-2001	ARPA VDA
Rutor	Rutor	2004-2005	FMS - ARPA VDA
Grand Etret	Punta Fourà	1999-2000	PNGP
Pré de Bard	Monte Bianco	2005	FMS+ARPA VDA
Indren	Monte Rosa	2006/2007	FMS

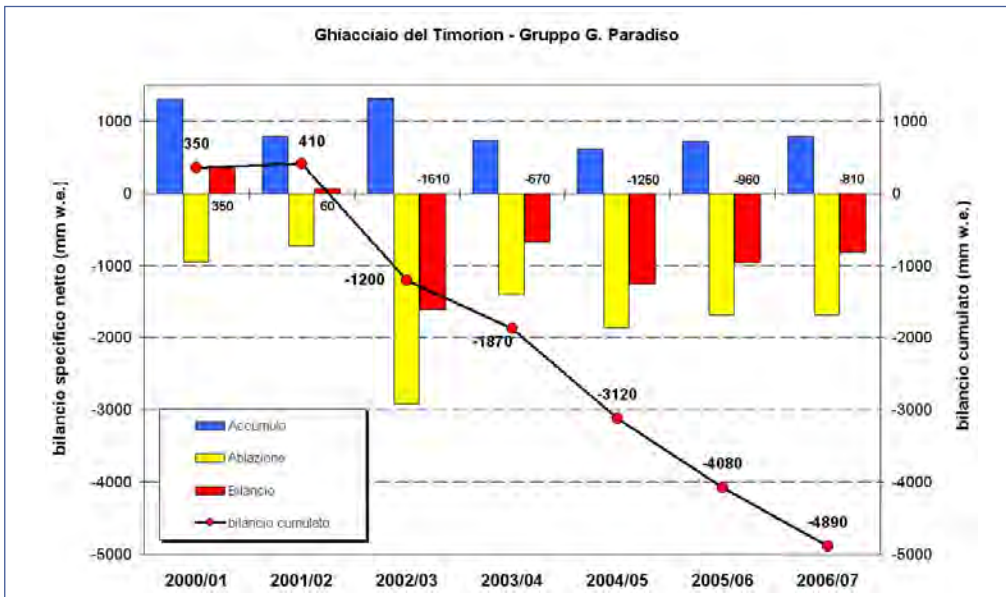
Tabella 1 Ghiacciai interessati da bilancio di massa o analisi sulle dinamiche evolutive in Valle d'Aosta, con indicazione dell'anno di avvio delle osservazioni/attività e dell'ente responsabile dell'attività (FMS= Fondazione Montagna Sicura, PNGP = Parco Nazionale Gran Paradiso).

► **BILANCI DI MASSA IN VALLE D'AOSTA**



12.1

► BILANCI DI MASSA DEL GHIACCIAIO DEL TIMORION (GRAN PARADISO), PERIODO 2000/01 - 2006/07.



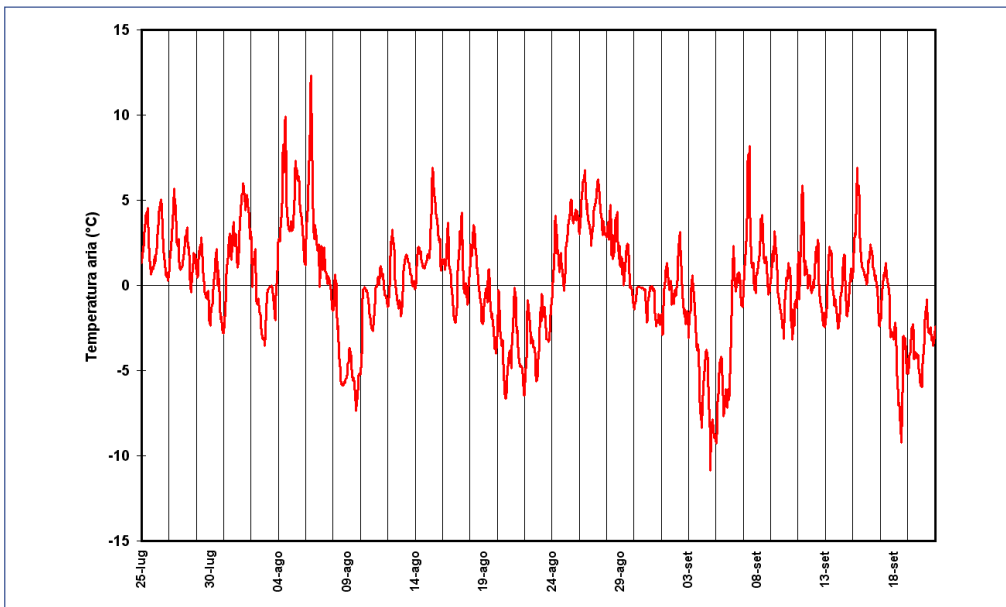
I dati di bilancio di massa costituiscono un'indicazione fondamentale per valutare gli effetti delle "forzanti" negli ambienti alpini: attualmente in Italia ne sono monitorati una decina, spesso con serie discontinue o di entità ridotta. Per l'elaborazione dell'indicatore è stato considerato il Ghiacciaio del Timorion (Valsavarenche, Gruppo del Gran Paradiso), monitorato da ARPA Valle d'Aosta con il supporto della Fondazione Montagna Sicura.

Il bilancio di massa del ghiacciaio del Timorion evidenzia ancora un biennio (annate idrologiche 2005/06 e 2006/07) negativo per gli apparati valdostani che dal 2002/03 sono sottoposti ad importanti riduzioni della loro massa. In particolare nell'inverno 2006/07 si è registrata una protratta carenza di precipitazioni nevose, interrotta unicamente a partire dal mese di aprile. Nei mesi

successivi numerosi eventi di precipitazione, anche con nevicate significative in quota, hanno consentito di ripristinare, almeno parzialmente, lo stock degli apporti, allineando gli accumuli stagionali a quelli degli anni precedenti. Alla data del rilievo (4 giugno 2007), sono state rilevate altezze del manto nevoso variabili da 80 cm, presso la fronte (3.150 m di quota), a 450 cm alla porzione superiore del bacino, con un accumulo specifico pari a 790 mm di equivalente di acqua.

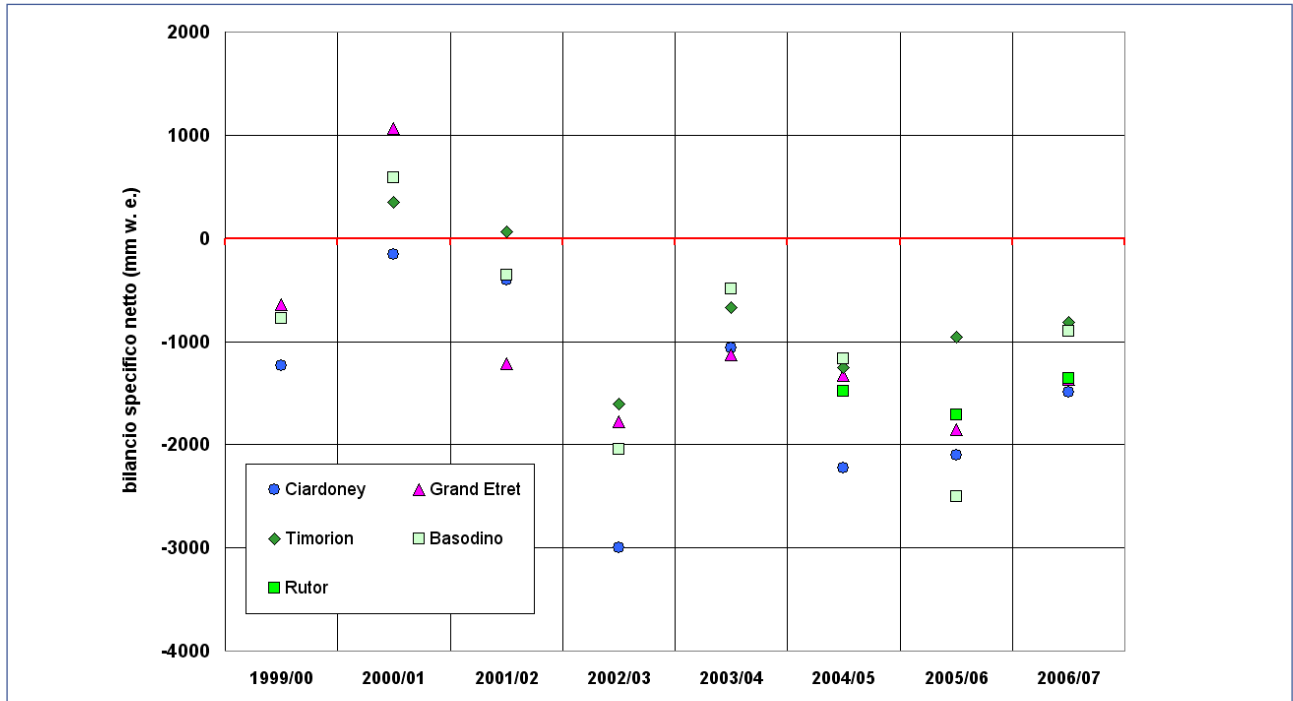
Nel corso della stagione estiva l'ablazione è risultata essere particolarmente intensa e prolungata; i dati rilevati dal sensore collocato nei pressi della quota massima del bacino (3.500 m) nel periodo 25/07/2007 - 21/09/2007 mostrano lunghi periodi con temperature dell'aria superiori allo zero, intervallati da giornate più fredde, spesso in concomitanza con nevicate estive.

► TEMPERATURE ORARIE QUOTA MASSIMA GHIACCIAIO TIMORION (3.500 M)



► ANDAMENTO DEL BILANCIO DI MASSA DI ALCUNI GHIACCIAI DELLE ALPI OCCIDENTALI NEL PERIODO 1999 - 2007.

L'analisi della tendenza dei bilanci di massa è effettuata considerando, oltre al ghiacciaio del Timorion, il ghiacciaio del Basòdino (Alpi ticinesi), il Ciardoney (Val Soana, Gruppo del Gran Paradiso, a cura della Società Meteorologica Italiana), il Grand Etret (Valsavarenche, a cura del Parco Nazionale Gran Paradiso) e il Rutor (Valle di La Thuile, attività condotta congiuntamente da ARPA Valle d'Aosta e Fondazione Montagna Sicura).



Nel periodo di osservazione, si evidenzia la tendenza ad una condizione diffusa di bilanci negativi la cui entità, condizionata dal contesto geografico di localizzazione degli apparati, è funzione delle caratteristiche morfologiche dei ghiacciai (quota, esposizione, pendenza), nonché della tipologia di apporti nevosi (apporto diretto, eolico, da valanga). È possibile evidenziare come il Ghiacciaio del Timorion, che si sviluppa fra i 3.150 e i 3.450 m di quota e presenta esposizione prevalente Nord-Ovest, mantenga contenuti, in genere, i valori negativi di bilancio, contrariamente a quanto si registra a carico del Ciardoney, posto

a quote inferiori e con esposizione meridionale, maggiormente soggetto ai processi di ablazione pur se normalmente interessato da una maggiore quantità di precipitazioni nevose invernali.

A partire dall'anno idrologico 2004/05 nell'ambito delle attività della Cabina di Regia dei Ghiacciai valdostani, ARPA Valle d'Aosta partecipa alla determinazione del bilancio di massa del Ghiacciaio del Rutor, particolarmente complessa per l'articolazione e l'elevata crepacciatura: i valori di bilancio specifico netto sono riportati nella tabella seguente, a confronto con i dati del ghiacciaio del Timorion:

Ghiacciaio	2000/01	2001/02	2002/03	2003/04	2004/05	2005/06	2006/07
Timorion	350	60	-1610	-670	-1250	-960	-810
Rutor	-	-	-	-	-1480	-1710	-1360

Tabella 2 Valori del bilancio di massa glaciale per i ghiacciai Rutor e Timorion, direttamente monitorati da ARPA Valle d'Aosta, nel periodo 2000-2007.

Fonti dei dati

- ARPA Valle d'Aosta (Ghiacciaio del Timorion)
- Società Meteorologica Italiana onlus (Ghiacciaio del Ciardoney)
- Parco Nazionale Gran Paradiso (Ghiacciaio del Grand Etret)
- ARPA Valle d'Aosta – Fondazione Montagna Sicura (Ghiacciaio del Rutor)
- Giovanni Kappenberger - Osservatorio Ticinese di Locarno Monti (Ghiacciaio del Basodino).

12.1

► **GHIACCIAIO DEL TIMORION - 25 LUGLIO 2007**



A tale data il ghiacciaio si presentava completamente coperto di neve a partire da quota 3.200 m circa. Il ghiaccio emergeva con continuità solo alle quote inferiori.

► **GHIACCIAIO DEL TIMORION - 21 SETTEMBRE 2007**



Il limite delle nevi è collocato ad una quota prossima alla quota massima dell'apparato. Risulta pertanto evidente l'intensa ablazione subita dal ghiacciaio nel corso della stagione estiva.

► **GHIACCIAIO DEL RUTOR - 6 AGOSTO 2007**



L'intensa ablazione della prima parte dell'estate 2007 ha determinato la rapida scomparsa della neve dal settore inferiore del Ghiacciaio del Rutor che all'inizio di agosto appariva in gran parte scoperto.

► **GHIACCIAIO DEL RUTOR - 3 OTTOBRE 2007**

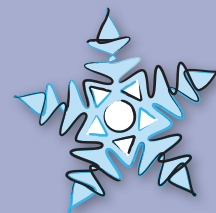


Dopo un periodo caratterizzato da precipitazioni nevose di modesta entità il ghiacciaio appare in buona parte ricoperto. Tuttavia, pur presentandosi sotto una veste "invernale", rimangono evidenti i segni di un periodo con bilancio di massa negativo.

È il caso dei sempre più ampi settore crepacciati, che oltre ad evidenziare la dinamica di riduzione della massa glaciale, condizionano fortemente le operazioni di misura e la mobilità sulla superficie del ghiacciaio.

12.2

Permafrost: spessore dello strato attivo



Il permafrost è definito come un terreno (suolo o substrato roccioso, inclusi ghiaccio e materiale organico eventualmente presenti) che rimane ad una temperatura inferiore o uguale a 0°C per più di due anni consecutivi.

In un'area soggetta a permafrost, con il termine strato attivo (dall'inglese *active layer*) si fa riferimento alla porzione più superficiale di terreno che stagionalmente è soggetta a fusione e congelamento. Lo spessore dello strato attivo è ritenuto essere un parametro particolarmente interessante da monitorare poiché riflette direttamente le condizioni climatiche degli anni osservati in quanto dipende principalmente da: (i) temperatura media annua superficiale del suolo (che a sua volta dipende dalla temperatura media annua dell'aria, dall'insolazione e dallo spessore e persistenza della neve al suolo); (ii) ampiezza del ciclo annuale di temperatura ovvero l'escursione termica tra le temperature medie estive e quelle invernali.

Lo spessore dell'active layer è citato tra gli indicatori degli effetti dei cambiamenti climatici nel rapporto 2007 del gruppo intergovernativo sui cambiamenti climatici (IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change).

classificazione

- ▶ **Area tematica SINAnet**
Biosfera
- ▶ **Tema SINAnet**
(*Effetti dei cambiamenti climatici*)
- ▶ **DPSIR** **S** **I**

DETERMINANTI – PRESSIONI – STATO – IMPATTO – RISPOSTE

Qualità dell'informazione



Giudizio stato*

n.a.

Tendenza*

n.a.

* La ridotta lunghezza del periodo di osservazione non consente ancora di effettuare valutazioni di tendenza o di stato di salute del permafrost per il sito del Colle Nord di Cime Bianche.

riferimenti normativi

- ▶ **Normativa di riferimento**
L'indicatore non ha riferimenti normativi.
- ▶ **Relazione con la normativa**
Non applicabile
- ▶ **Livelli normativi di riferimento**
Non applicabile

copertura temporale e spaziale

- ▶ **Aggiornamento**
30/11/2007
- ▶ **Periodicità di aggiornamento**
Annuale
- ▶ **Copertura territoriale**
Puntuale
Le misure necessarie all'elaborazione dell'indicatore sono eseguite in comune di Valtournenche presso il Colle Nord di Cime Bianche (3100 m.s.l.m.)

elaborazione e presentazione

12.2

Il permafrost rappresenta un elemento importante, anche se poco appariscente, dell'ambiente glacializzato terrestre (criosfera) poiché, a seconda delle aree in cui si sviluppa, variazioni delle sue condizioni possono influenzare il regime idrico del terreno e dei corsi d'acqua, il ciclo del carbonio e del metano, la stabilità dei pendii e delle installazioni su di essi edificate.

Attualmente le regioni soggette a permafrost nell'emisfero settentrionale hanno una estensione di circa 23 milioni di km², ma se si includono anche le zone soggette a scongelamento superficiale stagionale si raggiungono i 48 milioni di km² pari a circa il 51% delle terre emerse e non coperte dai ghiacci dell'emisfero settentrionale.

A livello globale il permafrost è presente esclusivamente alle alte latitudini ed in alta quota, poiché il primo fattore ambientale che ne determina la possibile presenza è la temperatura media annua dell'aria. A livello regionale però, la presenza di permafrost è il risultato dell'interazione reciproca di numerosi altri fattori legati principalmente alle caratteristiche climatiche, topografiche e geologiche dell'area: l'abbondanza delle precipitazioni nevose, la persistenza della copertura nevosa al suolo, la quantità di radiazione solare disponibile e la capacità del terreno ad immagazzinare e scambiare calore con l'atmosfera. Una mappa della distribuzione potenziale del permafrost in Valle d'Aosta è riportata sulla Terza Relazione dello Stato dell'Ambiente (pag. 257).

Le dinamiche di cambiamento climatico, ed in particolare l'attuale riscaldamento globale, interferiscono direttamente con tali fattori inducendo variazioni più o meno veloci nella localizzazione, estensione e caratteristiche fisiche del permafrost. Infatti, come evidenziato nel rapporto 2007 del gruppo intergovernativo sui cambiamenti climatici (IPCC), la temperatura del permafrost nell'emisfero settentrionale è cresciuta da un minimo di 0,5 ad un massimo di 4°C (a seconda delle zone) nel corso degli ultimi 20 anni. In Europa tale incremento oscilla tra 0,5 e 2°C; in particolare nelle Alpi la temperatura del permafrost alla profondità di 11,5 m è cresciuta di circa 1°C dal 1987 ad oggi, arrivando a scaldarsi fino a -1°C nel corso delle estati 2001 e 2003, le più calde dall'inizio delle misure. (dati della rete di monitoraggio svizzera PERMOS: www.permos.ch). Lo strato superficiale del permafrost soggetto a fusione stagionale (strato attivo) ha uno spessore che può variare da pochi centimetri fin oltre i 10

metri. Al di sotto dell'*active layer* si trova lo strato caratterizzato da una temperatura costantemente minore di 0°C (*permafrost*). Lo spessore del permafrost varia in funzione delle caratteristiche del sito e nelle Alpi può essere compreso tra alcune decine e alcune centinaia di metri. La base inferiore del permafrost coincide con la profondità alla quale la temperatura torna ad essere maggiore di 0°C. Per poter impiegare lo strato attivo come indicatore di cambiamento climatico non si può però fare riferimento al valore assoluto del suo spessore, poiché strettamente dipendente dalle caratteristiche del sito in cui si effettuano le misure, ma alle variazioni che intercorrono tra un anno e l'altro; tanto maggiore è il numero di anni di osservazione, tanto migliore sarà la significatività dell'indicatore climatico.

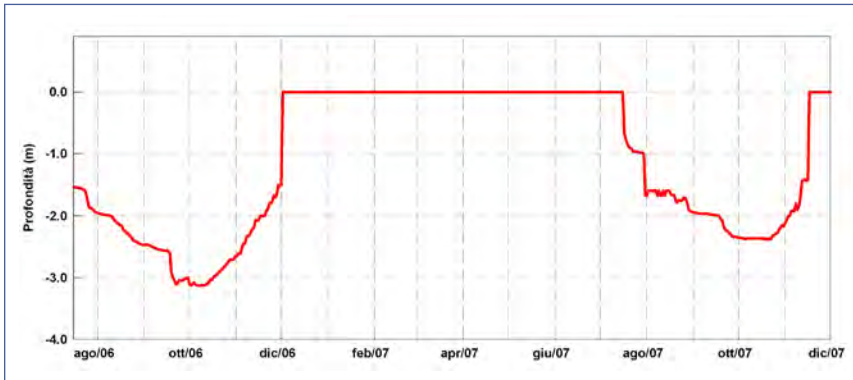
Dal punto di vista pratico, per poter valutare lo spessore dello strato attivo in una zona soggetta a permafrost è necessario disporre di misure di temperatura del sottosuolo a diverse profondità e ripetute nel tempo. Solitamente vengono effettuate tramite sensori di temperatura installati all'interno di un foro del diametro di alcuni centimetri praticato perpendicolarmente alla superficie topografica, la cui profondità deve essere sufficiente per raggiungere la tavola del permafrost vera e propria, ovvero la zona perennemente al di sotto degli 0°C.

I dati di temperatura utilizzati per la valutazione dello spessore dell'*active layer*, provengono da un foro profondo 6 metri situato presso il Colle Nord di Cime Bianche, sulla sinistra idrografica dell'alta Valtournenche ad una quota di circa 3100 metri s.l.m. Il foro è attrezzato con 10 sensori di temperatura e relativi datalogger che registrano la temperatura del sottosuolo con frequenza oraria alle seguenti profondità (espresse in metri): 0,02; 0,30; 0,60; 1; 1,6; 2; 2,6; 3,6; 4,6; 5,9. Le misure hanno avuto inizio nel gennaio del 2005. Dopo un primo periodo di funzionamento intermittente della strumentazione, l'acquisizione continua di dati ha inizio a partire da luglio 2006.

Per il calcolo dello spessore dell'*active layer* e l'individuazione del giorno dell'anno in cui esso raggiunge il suo valore massimo è necessario calcolare l'andamento in profondità dell'isoterma 0°C, poiché è la profondità di tale isoterma che definisce lo spessore dell'*active layer*. Una volta nota tale profondità per ogni giorno dell'anno è sufficiente individuare qual è il valore massimo ed in quale giorno viene raggiunto.

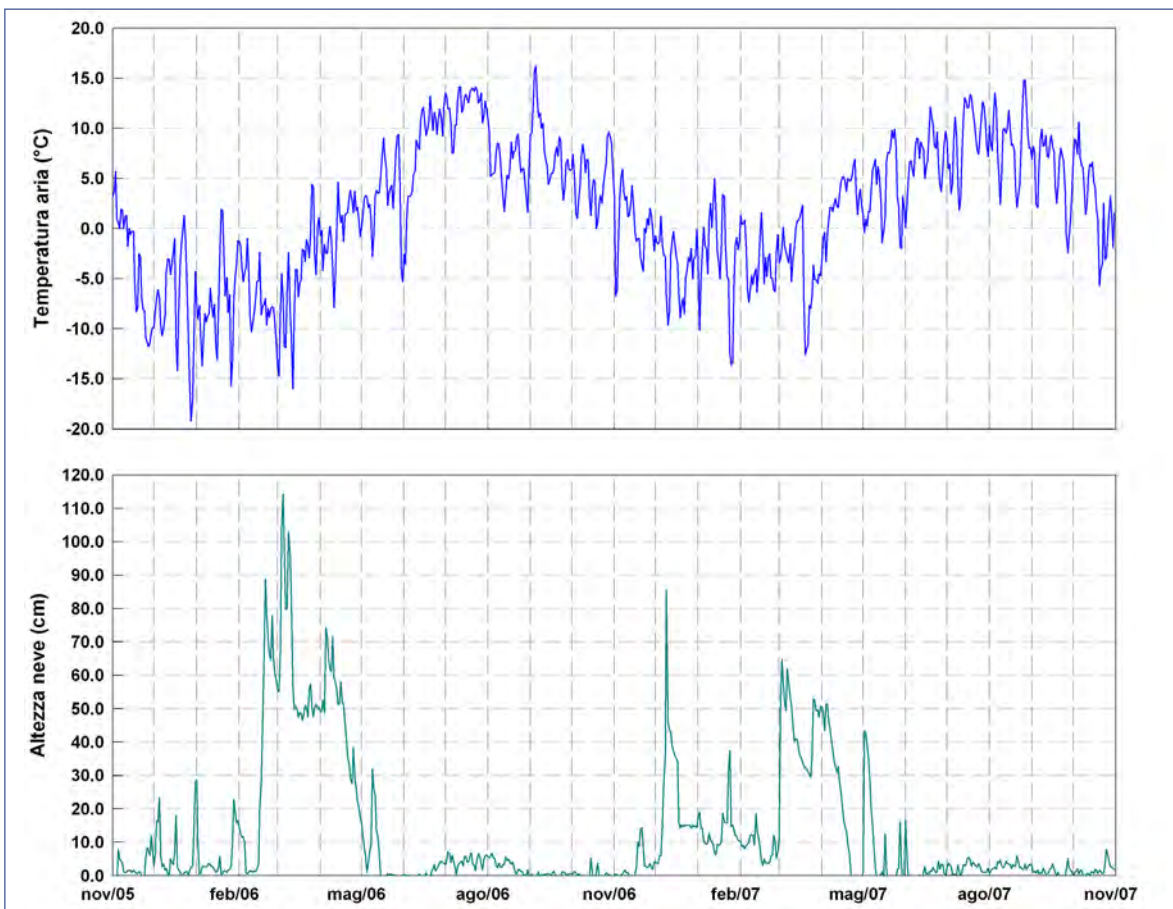
12.2

► SPESSORE DELLO STRATO ATTIVO AL COLLE NORD DI CIME BIANCHE, PERIODO 16/07/2006 - 31/11/2007



L'andamento della profondità dell'isoterma 0°C definisce lo spessore dell'active layer. Il valore di profondità pari a zero, indica il piano campagna. L'anomalo andamento verticale dei tratti relativi al primo metro di profondità è dovuto al fatto che i termistori più superficiali (0.02 m e 0.30 m) non sono stati considerati per l'elaborazione, al fine di evitare il disturbo delle oscillazioni giornaliere.

► TEMPERATURA ARIA E ALTEZZA NEVE AL COLLE NORD DI CIME BIANCHE, IN PROSSIMITÀ DEL PUNTO DI MISURA DEI PROFILI TERMICI DEL SUOLO



► PROFONDITÀ MASSIME DELLO STRATO ATTIVO - ANNI 2006 E 2007

Anno	Spessore Active Layer (m)	Data
2006	3.12	7 ottobre
2007	2.36	11 ottobre

Le differenze di andamento dello spessore di strato attivo riscontrabili tra i due anni di osservazione non sono il risultato delle sole condizioni meteorologiche estive, ma dell'intero periodo invernale ed estivo. Osservando il profilo di temperatura aria e altezza neve è infatti possibile individuare le cause principali di tali differenze di spessore: (i) la persistenza del manto nevoso dell'inverno 2005-2006 è nettamente inferiore rispetto a quella

dell'inverno successivo sia all'inizio che alla fine dell'inverno; (ii) nonostante le temperature più rigide dell'inverno 2005-2006, la mancanza di neve fino a febbraio 2006 ha lasciato il terreno esposto direttamente alla radiazione solare; (iii) l'estate 2006 ha fatto registrare durante i mesi di giugno e luglio temperature costantemente molto alte a differenza dell'estate 2007 dove durante i mesi estivi si ha una discreta alternanza di momenti caldi e momenti più freschi.

I risultati illustrano la qualità dei dati da cui l'indicatore è stato ricavato e la buona sensibilità dell'indicatore nel valutare gli effetti sul permafrost della variabilità meteo-climatica in alta montagna.



Progetto PERMAdataROC: azione PERMAtemp. Definizione, sperimentazione, validazione e standardizzazione di metodi e strumenti di misura dei regimi termici delle pareti rocciose - siti pilota (Cervino, massiccio del Monte Bianco)

Paolo Pogliotti, Umberto Morra di Cella, Edoardo Cremonese, Marta Galvagno



Durante l'eccezionale ondata di caldo dell'estate 2003 numerosi eventi di crollo hanno interessato le fasce altitudinali più elevate dell'intero arco Alpino. Sovente, nelle ore immediatamente successive a tali eventi è stato possibile osservare la presenza di ghiaccio venuto a giorno in corrispondenza delle nicchie di distacco. Questo fatto suggerisce che la degradazione del ghiaccio presente all'interno delle fratture degli ammassi rocciosi in alta montagna (indicatore di presenza del permafrost) possa essere una delle principali cause predisponenti dei numerosi eventi di instabilità osservati in questi ambienti negli ultimi anni.

Considerando che le pareti rocciose sono una delle morfologie più frequenti e caratteristiche degli ambienti dell'alta montagna e che la presenza potenziale del permafrost è certamente significativa dal punto di vista areale (vedi figura 8), la sua progressiva degradazione rappresenta un elemento di rischio certamente non trascurabile che merita l'acquisizione di competenze specifiche. È lecito aspettarsi nel prossimo futuro un aumento della frequenza e dell'intensità dei crolli con conseguente aumento del rischio per la popolazione e le infrastrutture presenti in queste aree.

Dal punto di vista ambientale inoltre, nell'attuale contesto di riscaldamento globale, il permafrost delle pareti rocciose si è dimostrato essere un indicatore privilegiato (veloce e sensibile) delle dinamiche dei cambiamenti climatici.

Il progetto PERMAdataROC

Il progetto "PERMAdataROC - Elaborazione di una banca dati e sperimentazione di metodi di misura dei movimenti gravitativi e dei regimi termici delle pareti rocciose soggette a permafrost in alta montagna", è co-finanziato nell'ambito del programma europeo Interreg III A ALCOTRA ed ha visto la collaborazione della Fondazione Montagna Sicura di Courmayeur (in qualità di capofila), di ARPA Valle d'Aosta, del laboratorio EDYTEM - Environnement, Dynamiques et Territoires de la Montagne dell'Università della Savoia e del CNR-IRPI, Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica di Torino.

Il progetto nasce dall'esigenza dei partner coinvolti di sviluppare una base di conoscenze e competenze per comprendere e valutare i possibili effetti dei cambiamenti climatici sulla stabilità delle pareti rocciose, in seguito al verificarsi dei numerosi eventi di crollo che negli ultimi anni hanno interessato le principali catene montuose europee ed extra-europee.

Sulla base di tali presupposti sono state definite le seguenti linee di indagine: (i) raccolta ed elaborazione

statistica di dati sugli eventi di crollo in quota (CENSI_CRO); (ii) misura e modellizzazione dello stato termico degli ammassi rocciosi e relativa evoluzione (PERMA_TEMP); (iii) studio delle deformazioni degli ammassi rocciosi in quota su settori riconosciuti attivi o potenzialmente attivi (PERMA_CRO); (iv) messa in comune e divulgazione delle conoscenze (PERMA_COM). Gli obiettivi operativi del progetto sono così sintetizzati:

- promuovere ed organizzare lo scambio di competenze, di conoscenze e di professionalità fra ricercatori, tecnici e gestori delle regioni interessate;
- mettere a disposizione dei gestori del rischio in montagna delle procedure per la scelta e l'attuazione dei metodi e degli strumenti più adatti per il controllo delle pareti che presentano indizi di recente attività gravitativa;
- approfondire la conoscenza del rischio legato all'evoluzione del permafrost in ambiente periglaciale; definire delle strategie comuni di cooperazione e di intervento sul tema della dinamica del permafrost; definire standard di riferimento comuni che possano essere utilizzati dalle altre regioni di montagna dell'arco alpino;
- installare sistemi comuni di monitoraggio della stabilità e dei regimi termici delle pareti rocciose, e definire procedure comuni di azione.

L'azione PERMAtemp

Attraverso l'azione PERMA_TEMP, coordinata da ARPA Valle d'Aosta e supportata dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino, si è voluto *definire, sperimentare e testare, nelle severe condizioni ambientali dell'alta quota, strumenti e metodologie di indagine che garantiscano una corretta e duratura acquisizione di dati numerici utilizzabili per la stima dei regimi termici delle pareti rocciose.*

Approfondire le conoscenze sull'attuale stato termico e sui parametri che regolano il bilancio energetico delle pareti rocciose, risulta indispensabile per: (i) arrivare ad una migliore comprensione dei meccanismi di innesco dei crolli; (ii) individuare le variabili che collegano il riscaldamento del versante roccioso alla sua instabilità locale; (iii) stimare la distribuzione potenziale del permafrost delle pareti rocciose. Inoltre, come attività a lungo termine, i dataset raccolti saranno indispensabili per la futura calibrazione e validazione di modelli matematici di distribuzione del permafrost a scala regionale o di bacino.

Per raggiungere tali obiettivi sono state individuate 5 diverse aree di monitoraggio per un totale di 7 siti di misura, 3 sul versante meridionale del Cervino e 4 nel Massiccio del Monte Bianco (figura 1).

I siti di misura

I gruppi montuosi del Cervino e del Monte Bianco sono stati scelti come aree idonee per l'ubicazione delle stazioni di misura in relazione alla particolare



approfondimento





approfondimento

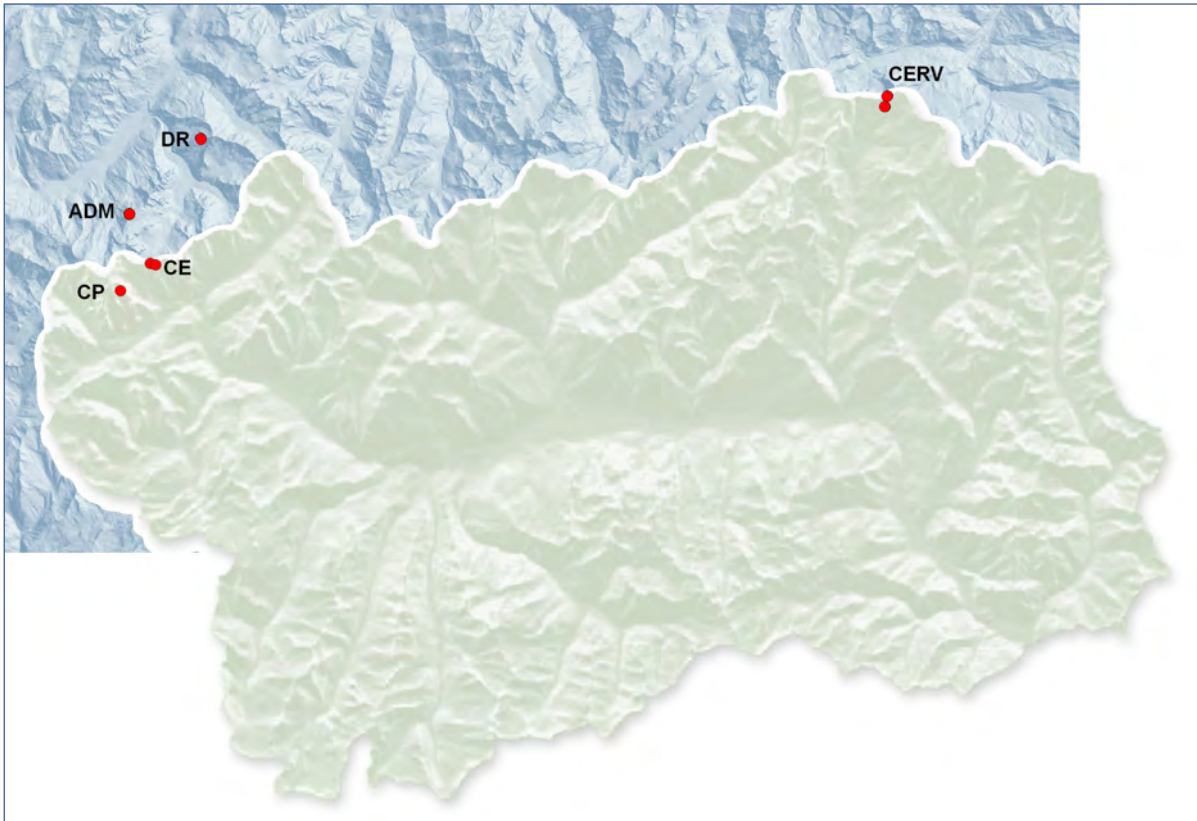


Figura 1 Localizzazione delle 5 aree di monitoraggio: Les Drus (DR), Aiguille du Midi (ADM), Col Entrèves (CE), Col Peuterey (CP), Cervino, Cresta del Leone (CERV).

sensibilità manifestata in occasione dell'anomalia termica dell'estate del 2003, alla loro importanza in termini di fruizione turistica (alpinismo, escursionismo, ecc...) e alla rappresentatività nel contesto socio-economico regionale ed europeo.

Morfologicamente i siti di misura sono tutti ubicati su pareti rocciose subverticali collocate ad una quota superiore o prossima ai 3000 metri facilmente accessibili tramite l'ausilio di impianti di risalita, automobile o elicottero.

Dal punto di vista della strumentazione, i siti di misura sono stati divisi in due categorie: "intensivi" e "di controllo".

Nei siti intensivi oltre alla temperatura dell'ammasso roccioso vengono misurati tutti i parametri necessari per la definizione del bilancio energetico della parete rocciosa. Tali siti sono pertanto stati pensati come veri e propri "laboratori a cielo aperto" da utilizzare per studiare approfonditamente le proprietà fisiche e le dinamiche del sistema fisico parete-atmosfera.

Sono stati allestiti due siti intensivi: uno su territorio Italiano ed uno su territorio Francese. Nel primo caso è stata scelta la zona della Capanna Carrel (lungo la cresta sud-occidentale del Cervino) poiché nel corso del 2003 si è dimostrata essere particolarmente sensibile e vulnerabile ai fenomeni legati alla degradazione del permafrost. Nel gruppo del Monte Bianco (versante francese) è stato invece individuato il Piton Central de l'Aiguille du Midi per la sua particolare morfologia (che consente di indagare tutte le esposizioni nel raggio di pochi metri) e poiché facilmente accessibile mediante gli impianti di risalita.

Per quanto riguarda i siti di controllo in essi vengono misurati solamente la temperatura dell'ammasso roccioso e la temperatura ed umidità relativa

dell'aria. Essi sono ubicati sulle medesime pareti indagate dall'azione PERMA_CRO e CENSI_CRO, al fine di poter fornire gli elementi necessari per l'interpretazione delle dinamiche in caso di eventi di crollo documentati attraverso le indagini delle suddette azioni.

Risultati dell'azione

Nel corso del progetto sono stati attrezzati in totale 29 punti di misura di cui:

- 17 per la misura della temperatura superficiale delle pareti rocciose;
- 9 per la misura della temperatura ed umidità dell'aria in prossimità della superficie rocciosa;
- 3 per la misura in parete di parametri radiativi (uno dei quali equipaggiato anche con misura di direzione e intensità del vento; per due di questi le attività di rilievo sono consequenziali).

Tutti gli strumenti sono attualmente funzionanti, fatta eccezione per il sensore di temperatura roccia del versante meridionale del Col du Peuterey danneggiato in data 15 agosto 2007 (rimosso il giorno 11 ottobre 2007). Data la difficile accessibilità del sito non si considera possibile installare un nuovo sensore prima dell'estate 2008. L'ampiezza delle serie di dati attualmente disponibili è funzione della data di installazione.

Spazializzazione delle misure puntuali di temperatura roccia

Di seguito vengono riportate due possibili metodologie per l'estensione dell'informazione a strutture rocciose estese a partire dalle misure puntuali di temperatura delle pareti rocciose effettuate nell'ambito dell'azione PERMAtemp. Il primo approccio è di tipo strumentale, il secondo di tipo modellistico.



Misura indiretta della temperatura superficiale dell'ammasso roccioso mediante misure termografiche

La termografia valuta l'emissione naturale delle radiazioni che un qualsiasi corpo con una temperatura maggiore dello zero assoluto (-273,14°C) emette nel campo dell'infrarosso. Tale tecnica si avvale di strumenti di misura appropriati, chiamati sistemi termografici (o termocamere) i quali lavorano a distanza dall'oggetto. Essendo la radiazione infrarossa dipendente dalla temperatura superficiale dell'oggetto che si sta osservando, il sistema termografico è in grado di convertire tale valore di radiazione in un valore di temperatura e di rappresentare l'oggetto sotto forma di immagine termica, nella quale i vari livelli di temperatura sono rappresentati da un gradiente di falsi colori.

L'applicazione di indagini termografiche all'osservazione delle pareti rocciose ha il principale obiettivo di ottenere informazioni circa la distribuzione delle temperature superficiali della parete e analizzarne la variabilità spaziale e temporale attraverso misure indirette e remote. A questo fine, è necessario valutare le relazioni tra i dati di temperatura ricavati dalla termocamera e i dati di temperatura misurati localmente dai sensori in roccia ubicati in parete. Ad oggi, tali indagini si sono concretizzate in misure preliminari al fine di valutare la validità e applicabilità del metodo.

Le problematiche legate alle misurazioni termografiche derivano dal fatto che la radiazione rilevata dalla termocamera non dipende soltanto dalla temperatura dell'oggetto, ma anche dalla sua emissività ed è influenzata da altre variabili ambientali, quali ad esempio l'angolo di ripresa, la temperatura e l'umidità dello strato d'aria interposto tra oggetto ed il sensore e le interferenze indotte dagli oggetti circostanti.

Nel corso dell'attività PERMA_TEMP le prime misure termografiche sono state realizzate con una termocamera Flir® ThermaCAM P640 presso i siti settentrionale e meridionale dell' Aiguille du Midi (Monte Bianco). Di seguito si illustrano alcune immagini termografiche derivanti dalle analisi sopra descritte. Nella Fig. 2 sono illustrate le riprese termografiche

della parete Sud e della parete Nord dell'Aiguille du Midi. Appare evidente (immagini contraddistinte dai numeri 1 e 2) il differente riscaldamento della parete dovuto alla diversa esposizione, ma anche la grande eterogeneità spaziale dei valori di temperatura superficiale su entrambe le esposizioni (numeri 3 e 4, immagini a contrasto accentuato).

Il grafico in Fig 3 mostra le relazioni trovate tra il dato termografico e il dato di temperatura misurato dal sensore in roccia posto a 3 cm di profondità sul versante settentrionale dell'Aiguille di Midi (Fig. 2, pallino giallo).

Nonostante l'apparente instabilità del dato termografico, lo scarto tra i valori acquisiti con i due metodi è sempre inferiore a 0.2 °C. Considerando l'elevata distanza della termocamera dalla parete rocciosa (circa 150 m) tali risultati preliminari sono considerati incoraggianti ed illustrano le potenzialità del sistema nel valutare correttamente le temperature superficiali delle pareti rocciose.

In generale tale metodologia si è dimostrata di facile e rapida applicazione, parzialmente automatizzabile ed in grado di fornire una misura immediata, spazialmente continua e confrontabile con i dati puntuali acquisiti dai sensori in roccia. Pertanto ulteriori approfondimenti e tentativi di standardizzazione sono previsti al fine di migliorare la conoscenza e la capacità di utilizzo dello strumento, per poter indagare con maggiore efficacia le dinamiche del permafrost in roccia in alta montagna.

Stima della temperatura superficiale degli ammassi rocciosi nel massiccio del Monte Bianco: un semplice approccio modellistico per la spazializzazione delle misure puntuali

Nelle complesse topografie dell'alta montagna i principali parametri che influenzano la temperatura superficiale del suolo sono essenzialmente: la temperatura media annua dell'aria, lo spessore e la persistenza della copertura nevosa e la quantità di radiazione solare diretta incidente. Di questi tre parametri, la copertura nevosa (e la stima delle caratteristiche della sua distribuzione) è certamente quello più complesso e di difficile individuazione poiché dipende oltre che dalla topografia anche dal vento e dalle condizioni meteorologiche. Se mor-



approfondimento

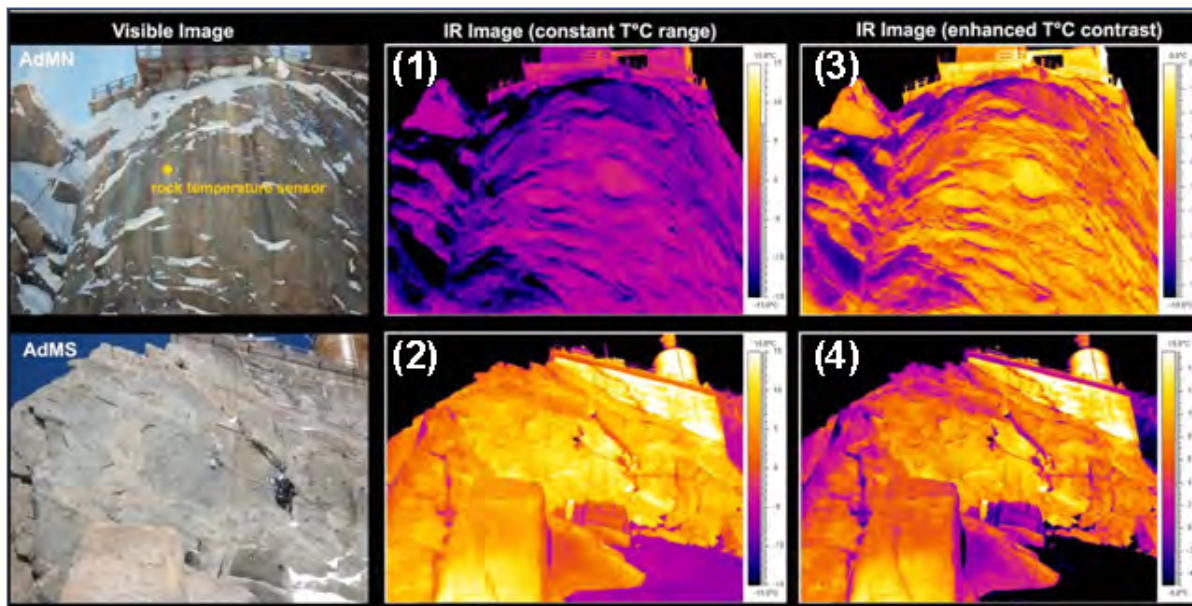


Figura 2 Riprese termografiche della parete Sud e Nord del Piton Central de l'Aiguille du Midi, in data 05 aprile 2007.





approfondimento

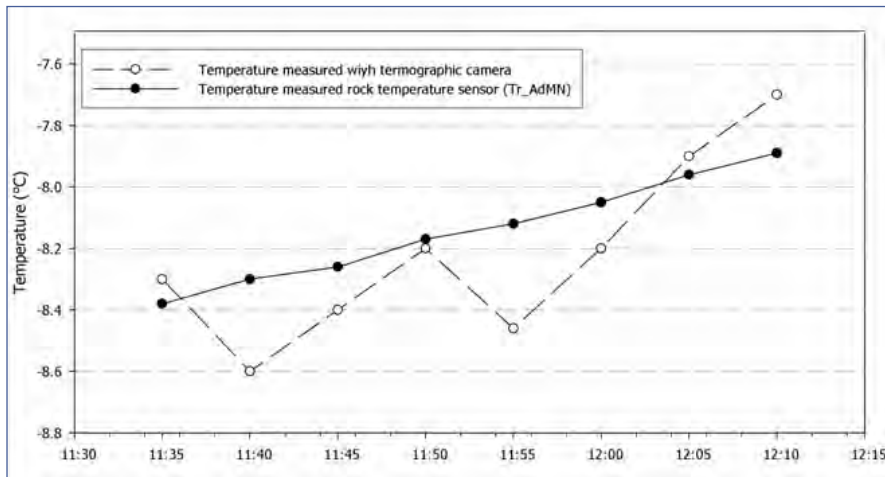


Figura 3 Confronto degli andamenti delle temperature rilevate con termocamera e datalogger presso il sito ADMN.

fologicamente si considerano solamente le pareti rocciose sub-verticali, l'effetto della neve diventa molto limitato e può essere in prima approssimazione trascurato. Con questa semplificazione gli unici fattori di controllo della temperatura superficiale diventano:

- la topografia (esposizione e pendenza), che controlla la quantità di radiazione solare che un dato settore di parete può potenzialmente ricevere durante l'anno (PSWR).
- la quota, che controlla la temperatura media annua dell'aria (MAAT).

Basandosi su tale semplificazione si è cercato di distribuire i valori di temperatura media annua superficiali delle pareti rocciose (MAGST) acquisite nel massiccio del Monte Bianco ricavando una distribuzione della MAAT in funzione della quota e della PSWR in funzione della topografia dell'area. Operazioni di spazializzazione di questo tipo vengono effettuate utilizzando un modello digitale del terreno (DEM) ovvero una rappresentazione digitale della superficie topografica che suddivide il territorio in celle quadrate (di lato noto), per ciascuna delle quali sono note quota, esposizione e pendenza.

Per calcolare il gradiente termico dell'aria, ovvero la variazione di temperatura in funzione della quota, sono stati utilizzati i dati di temperatura aria di 15 stazioni meteo regionali più quelli di due sensori installati in parete (Col d'Entrèves e Col Peuterey) mettendoli in relazione con la quota. Per ottenere una distribuzione della MAAT, i coefficienti di tale relazione lineare sono stati applicati al DEM dell'area indagata consentendo di ottenere un modello digitale dei valori di temperatura media annua dell'aria in funzione della quota. La distribuzione della esposizione a radiazione potenziale ad onda corta è stata invece calcolata mediante un apposito software, sempre partendo dal modello digitale del terreno, arrivando così a conoscere, per ogni punto dell'area indagata sia il valore di MAAT che quello di PSWR.

Considerando i valori di questi due parametri per le zone relative ai punti di misura è stato possibile valutare le relazioni che intercorrono tra questi ed i valori di temperatura superficiale della roccia. Una volta note, tali relazioni sono state applicate ai modelli digitali ed hanno condotto alla mappa della distribuzione delle temperature medie annue superficiali delle pareti rocciose rappresentata in fig. 4.

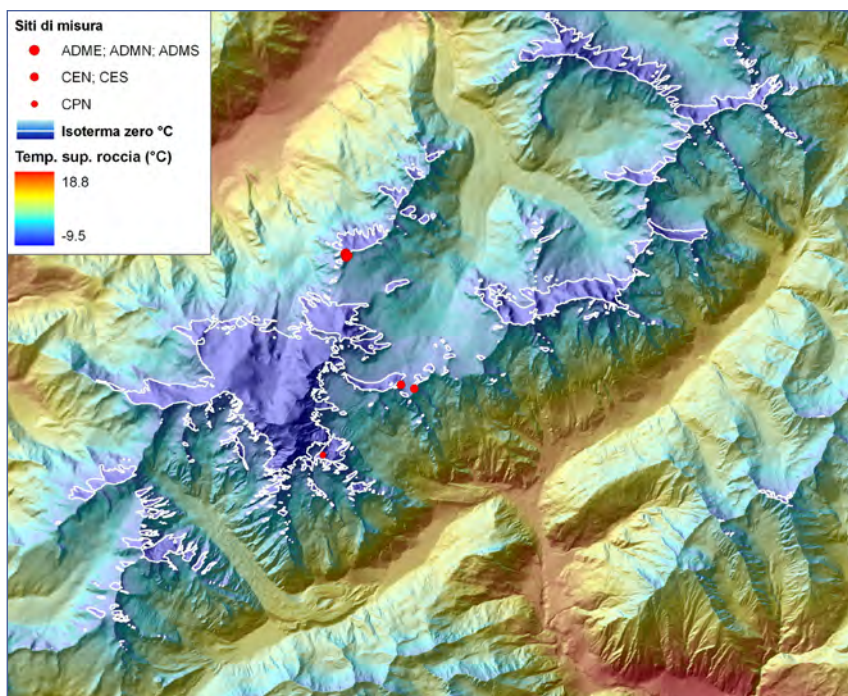


Figura 4 Mappa della distribuzione delle temperature medie annue superficiali delle pareti rocciose nel massiccio del Monte Bianco ricavata dalle temperature medie annue acquisite nell'ambito dell'azione PERMAtemp.





Quantificazione del contenuto d'acqua del manto nevoso e modellizzazione della fusione di neve e ghiaccio: esperienze a scala di bacino e a scala regionale

Edoardo Cremonese, Umberto Morra di Cella

La componente nivale riveste una grande importanza nel bilancio idrologico dei bacini montani, i cui deflussi tardo primaverili ed estivi sono alimentati in gran parte dalla fusione delle riserve accumulate sotto forma di neve durante la stagione invernale. Gli effetti dei cambiamenti climatici sulle precipitazioni e sulla permanenza al suolo della neve possono influenzare direttamente la disponibilità idrica in una regione alpina come la Valle d'Aosta. Nella sintesi per i decisori politici del Quarto Rapporto di Valutazione, il *Working Group I dell'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 2007)*, afferma che "è stato osservato un recente declino nella permanenza al suolo della copertura nevosa nelle Alpi e che tale declino è principalmente dovuto al riscaldamento climatico". Il rapporto IPCC mette inoltre in evidenza come i futuri scenari di riscaldamento climatico potranno determinare un'ulteriore diminuzione delle precipitazioni ed un aumento delle temperature, influenzando in modo significativo sulla permanenza della neve. La conoscenza della quantità di acqua presente nel manto nevoso, e la previsione delle dinamiche temporali e spaziali della fusione estiva, diventano quindi argomenti di notevole importanza se si considerano i molteplici impatti derivanti da una possibile riduzione della disponibilità idrica.

Quantificazione del contenuto d'acqua del manto nevoso (SWE Snow Water Equivalent)

Per poter quantificare il contenuto d'acqua della neve in un punto è necessario conoscere l'altezza del manto nevoso e la sua densità media. Per ottenere la stessa informazione distribuita nello spazio deve essere nota anche l'estensione del territorio coperto da neve. Per determinare il contenuto d'acqua della neve in un bacino è quindi necessario poter disporre della distribuzione spaziale dei valori di altezza neve e dei valori di densità della neve e le zone del bacino in cui la neve è presente o assente.

L'altezza del manto nevoso in un punto può essere misurata manualmente, utilizzando sonde da valanga centimetrata infisse nella neve fino al substrato sottostante, oppure mediante strumenti automatici, tipicamente sensori di distanza ad ultrasuoni installati sulle stazioni meteorologiche della rete nivometrica regionale, che consentono di monitorare l'evoluzione temporale di tale parametro.

Per conoscere la densità della neve vengono solitamente eseguite misure manuali di densità dei vari strati del manto che consentono di calcolare la densità media. Misure automatiche di densità sarebbero molto utili ma allo stato attuale sono difficili da eseguire e non sempre attendibili.

Infine l'individuazione della copertura nevosa, cioè delle porzioni di territorio occupate da neve, può essere ottenuta utilizzando immagini aeree o satellitari: tali immagini devono essere acquisite nello stesso periodo al quale deve essere riferito il calcolo dello SWE. Immagini satellitari ad alta risoluzione spaziale (10 m) rappresentano la tipologia di dato ideale

per applicazioni a grande scala (singolo bacino) ma sono caratterizzate da un costo non trascurabile e spesso da difficoltà nell'acquisizione, per esempio per la presenza di copertura nuvolosa. In assenza di immagini satellitari possono essere utilizzate immagini prospettiche acquisite durante voli aerei opportunamente organizzati. Immagini satellitari a minor risoluzione spaziale (> 100m) sono utilizzabili per applicazioni a media/piccola scala (scala regionale).

A partire dal 2006, l'ARPA Valle d'Aosta ha condotto alcune attività finalizzate a quantificare e monitorare l'andamento del contenuto d'acqua del manto nevoso sia a scala regionale che a scala di singolo bacino.

SWE a SCALA REGIONALE: il contributo di ARPA Valle d'Aosta al Bollettino Idrologico regionale

Il contenuto idrico della neve rappresenta un elemento significativo del bilancio idrologico della regione e la conoscenza della sua entità ed evoluzione temporale assume una rilevanza significativa sia in relazione alla disponibilità d'acqua in caso di siccità primaverile/estiva, sia in termini di contributo alla formazione dei deflussi nel corso di eventi estremi (es eventi di piena). La determinazione dello SWE a scala regionale, effettuata dall'ARPA Valle d'Aosta, costituisce un contributo alla redazione del bollettino idrologico mensile predisposto dal Centro Funzionale dell'Amministrazione regionale (www.regione.vda.it/territorio/centrofunzionale/default_i.asp).

La quantificazione dello SWE a scala regionale è realizzata integrando le informazioni derivate da immagini satellitari, da rilievi automatici di altezza del manto nevoso e da misure manuali puntuali di densità. La copertura nevosa è ottenuta utilizzando immagini acquisite dal sensore MODIS (<http://modis.gsfc.nasa.gov>), con risoluzione spaziale (dimensione minima della cella alla quale sono associate le informazioni radiometriche) di 500 m e risoluzione temporale di 8 giorni.

La distribuzione spaziale dell'altezza del manto nevoso si ottiene partendo dalle misure automatiche dei 35 nivometri della rete nivometrica regionale per i quali sono disponibili dati continui e validati. La spazializzazione si basa sulla descrizione matematica delle relazioni che esistono tra l'altezza della neve e le caratteristiche morfologiche dell'area: ad esempio, l'altezza della neve aumenta all'aumentare della quota o diminuisce all'aumentare della pendenza. Le caratteristiche morfologiche utilizzate sono derivate dal modello digitale del terreno la cui risoluzione spaziale viene adattata a quella dell'immagine MODIS. Ad ogni cella elementare componente il territorio regionale viene così attribuito un valore di altezza della neve.

Un simile approccio potrebbe essere utilizzato anche per la distribuzione del dato di densità della neve; tuttavia l'attuale rete di misura della densità, caratterizzata da un ridotto numero di punti di mi-





approfondimento

EVOLUZIONE MENSILE DELLA QUANTITA' D'ACQUA CONTENUTA NELLA NEVE SUL TERRITORIO REGIONALE (inverno 2008)

SWE [mm]

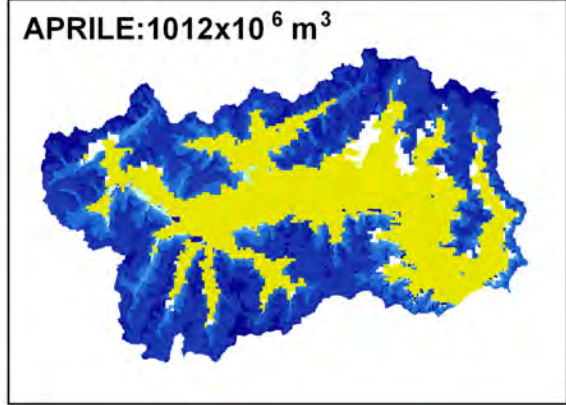
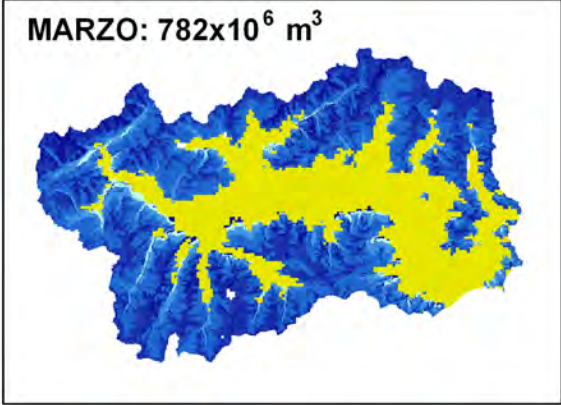
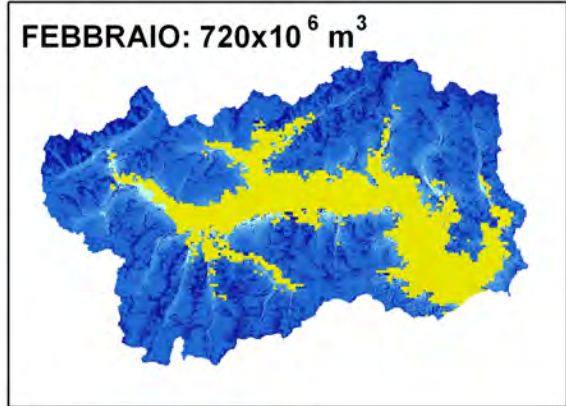
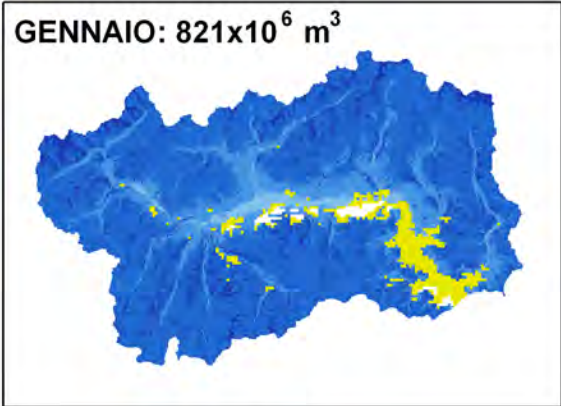
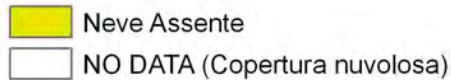


Figura 1 Evoluzione mensile del contenuto idrico della neve sul territorio regionale (inverno 2008). Il valore di SWE, per ogni cella di lato 500 m, è rappresentato in scale di blu. È riportata anche la quantità totale di acqua contenuta nella neve presente su tutta la regione.

sura e localizzazione non ottimale, non rende possibile robuste relazioni tra i parametri morfologici del territorio e il dato rilevato. Si è dunque costretti ad una notevole semplificazione della realtà e il valore impiegato è rappresentato dalla media delle densità misurate nel periodo di osservazione. Nel corso dell'inverno 2007/2008 il calcolo dello SWE in Valle d'Aosta è stato eseguito con cadenza mensile: all'inizio di ogni mese sono reperite le immagini MODIS relative all'ultima settimana del mese precedente e sono considerati, per le elaborazioni, i dati di altezza e densità neve rilevati negli ultimi giorni del mese precedente. In figura 1 si riporta il confronto tra la quantità d'acqua contenuta nella neve per l'intero territorio regionale nei primi mesi dell'anno 2008 (gennaio-aprile). Dall'immagine è evidente come la quantità totale di acqua contenuta nella neve derivi da una combinazione dell'estensione della copertura nevosa e dell'altezza e della densità del manto: a fine gennaio la maggior parte della regione era coperta da un manto nevoso di spessore contenuto (predominanza di blu tenui). Ad aprile la superficie regionale occupata da neve risultava meno estesa ma lo

spessore, a seguito delle precipitazioni invernali, era di gran lunga maggiore (estese porzioni di territorio rappresentate in blu scuro), risultando in un valore totale di SWE superiore.

SWE a SCALA di BACINO: la collaborazione tra ARPA Valle d'Aosta e la Compagnia Valdostana delle Acque

La valutazione corretta dell'accumulo nivale rappresenta un presupposto fondamentale per la gestione della risorsa idrica e per la programmazione della produzione di energia idroelettrica nei bacini montani. Tale presupposto costituisce la base della collaborazione avviata, a partire dal 2006, con la Compagnia Valdostana delle Acque, finalizzata alla stima dello SWE nel periodo di massimo accumulo (fine maggio). In particolare, tali attività prevedono l'esecuzione di campagne di misura di altezza e densità del manto nevoso in bacini caratterizzati dalla presenza di invasi importanti: nel 2006 l'attività ha riguardato il bacino a monte della diga di Place Moulin (circa 70 Km²), mentre nel 2007 sono state condotte indagini in una porzione più estesa dell'alta Valpelline (circa



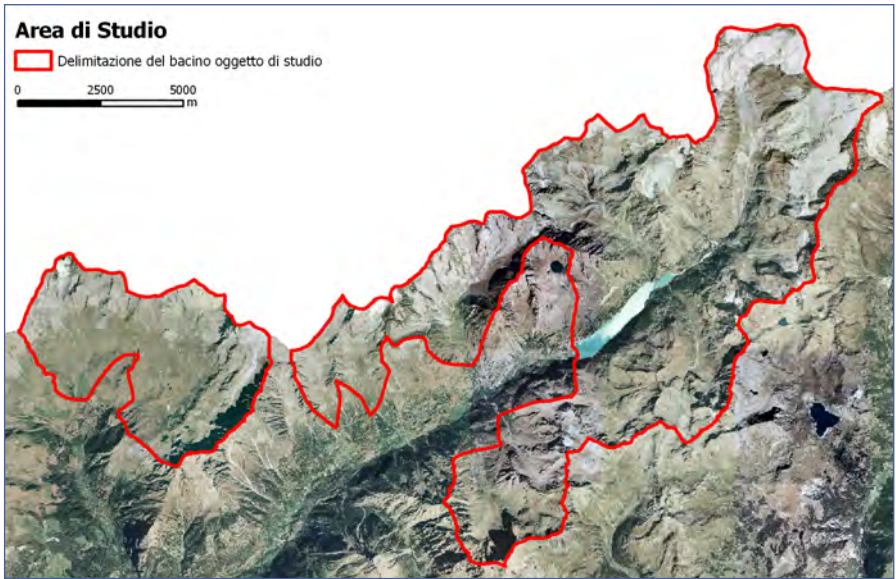


Figura 2 Area di studio e delimitazione del bacino oggetto d'indagine

120 Km²) e nei due bacini a monte del lago Goillet (Valtournenche) e del Lago Gabiet (Valle del Lys). In figura 2 si riporta l'estensione dell'area dell'alta Valpelline oggetto di indagine nel 2007. Il rilievo delle caratteristiche del manto nevoso (altezza e densità) è stato effettuato nel corso di

campagne di misura condotte da squadre appositamente formate e coordinate che, percorrendo diverse porzioni dei bacini oggetto di indagine, hanno consentito la determinazione di alcune centinaia di altezze e alcune decine di misure di densità. Tali dati sono stati successivamente elaborati al fine di "spa-

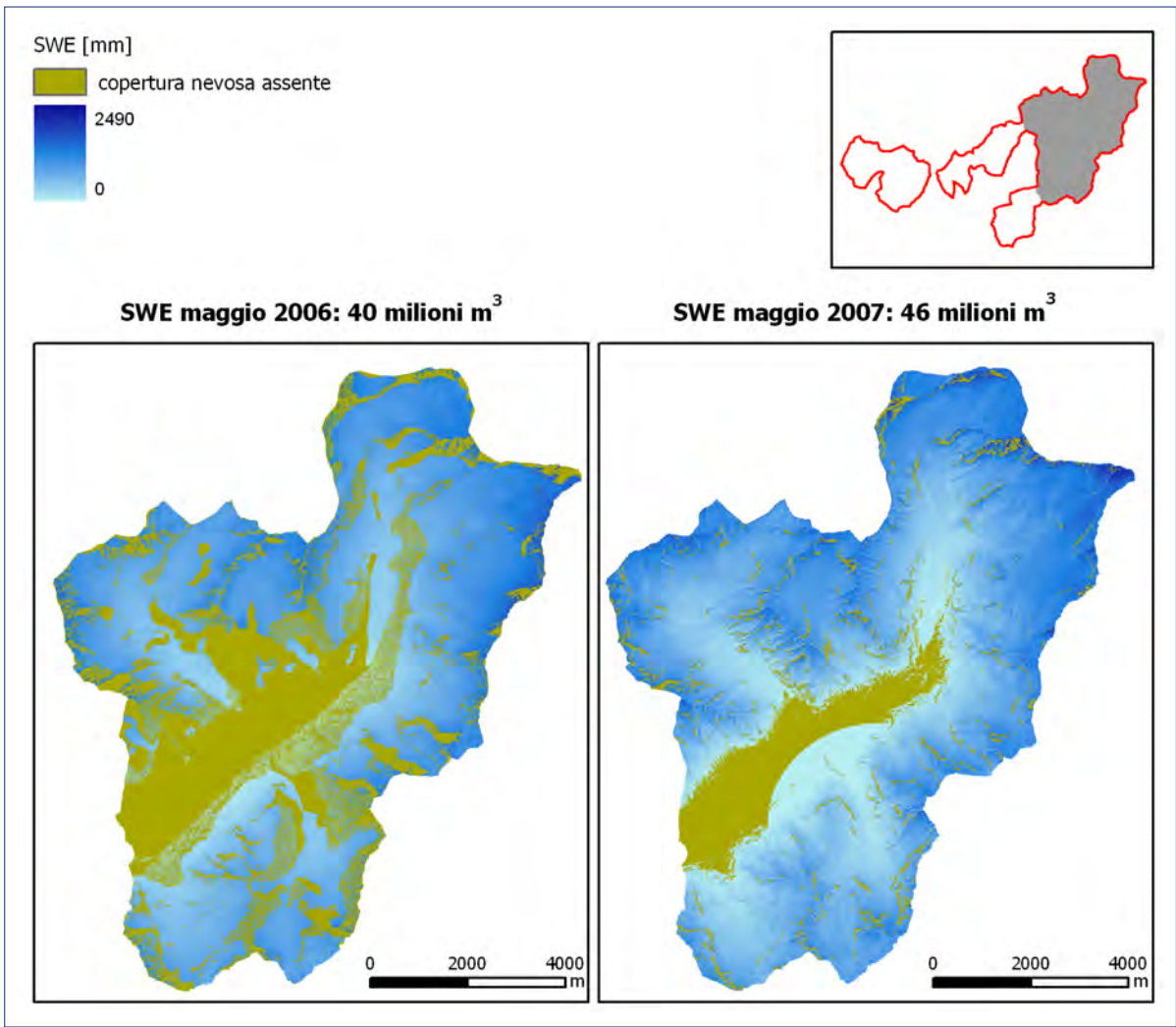


Figura 3 Confronto tra la distribuzione spaziale e i valori totali di SWE di maggio 2006 e maggio 2007. Il riquadro in alto a destra indica la localizzazione e l'estensione del bacino di riferimento utilizzato per il confronto



approfondimento



zializzare” le due variabili sull’intera area indagata. La spazializzazione si basa sulle relazioni esistenti fra valori dei parametri indagati e caratteristiche morfologiche dell’area (regressione lineare multipla); queste ultime sono derivate dal modello digitale del terreno (con risoluzione spaziale pari a 10 m). Tali relazioni consentono di stimare i valori di altezza o densità della neve in ogni particella di 10 m di lato dell’intero bacino. Per stimare il valore totale di SWE occorre conoscere inoltre l’area coperta dalla neve al momento del rilievo: tale informazione è stata derivata dalla fotointerpretazione di immagini prospettiche nel caso delle applicazioni in alta Valpelline. Per l’applicazione del metodo ai bacini del Goillet e del Gabiet, caratterizzati da un’altitudine minima molto più elevata rispetto al bacino della Valpelline, la copertura nevosa è stata considerata, e verificata, continua (bacino interamente coperto da neve). Attraverso l’attività sopra descritta, è stato possibile stimare, per ogni bacino, la quantità totale d’acqua immagazzinata nel manto nevoso alla fine del periodo di accumulo. A fine maggio 2007, ad esempio, nel bacino dell’alta Valpelline (120 Km²), riportato in figura 2, erano presenti circa 70 milioni di m³ di acqua. In figura 3 è riportato il confronto tra il valore di SWE del 2006 e del 2007, riferiti allo stesso bacino (70 Km²).

Da tale confronto è possibile evidenziare come nel 2007 vi fosse una disponibilità d’acqua leggermente superiore rispetto all’anno precedente. Tale maggiore disponibilità non implica necessariamente che la quantità d’acqua giunta nella diga nel 2007 sia stata maggiore rispetto al 2006: il valore della quantità d’acqua che defluisce a valle dipende, infatti, sia dalle condizioni iniziali di SWE, sia dalle dinamiche di fusione della neve e del ghiaccio (per i bacini parzialmente glacializzati). Le dinamiche di fusione sono determinate dalle condizioni meteorologiche della stagione estiva: i fattori climatici maggiormente importanti sono rappresentati da temperatura dell’aria, radiazione solare e precipitazioni.

Modellizzazione della fusione nivo-glaciale in alta Valpelline

Al fine di simulare e stimare la quantità di acqua che defluisce a valle durante la stagione estiva è necessario applicare modelli di fusione della copertura nevosa e del ghiaccio.

La stima dei volumi di fusione nivo-glaciale durante la stagione estiva può essere ottenuta mediante approcci modellistici caratterizzati da una differente capacità descrittiva dei processi. L’approccio più sofisticato e più aderente alla realtà del processo di fusione è basato sull’utilizzo di modelli di bilancio energetico. Fondati sull’applicazione continua nel tempo dell’equazione di bilancio energetico, sono in grado di rappresentare correttamente sia le forzanti sia i processi fisici che determinano la fusione della neve e del ghiaccio. Rappresentano dunque un approccio di tipo deterministico in cui le relazioni tra le forzanti meteorologiche e i fenomeni di fusione sono ottenute da una aderente descrizione dei processi fisici coinvolti. Tuttavia, a causa della loro complessità richiedono una grande disponibilità di dati in ingresso per il loro funzionamento, situazione che difficilmente si riscontra nella maggior parte delle situazioni operative.

Un secondo approccio modellistico è rappresentato da modelli il cui fondamento è costituito da relazioni che semplificano la descrizione della relazione causa-effetto mediante equazioni di natura empirica (ad esempio, maggiore è la temperatura e



Figura 4 Stazione meteorologica automatica removibile installata sul ghiacciaio di Tsa de Tsan

maggiore è la fusione). La loro natura semplificata ne rende limitata l’abilità predittiva, soprattutto in relazione alla limitata capacità di cogliere la complessità dei meccanismi di fusione.

Il modello utilizzato in Alta Valpelline, per brevità indicato come ETI (*Enhanced Temperature Index*) sviluppato dal Politecnico Federale di Zurigo, si colloca in posizione intermedia tra i due approcci sopra descritti in quanto unisce una buona capacità predittiva ad una scarsa esigenza di dati di input per il suo funzionamento.

Il processo di fusione nivo-glaciale è calcolato come somma di una componente dipendente dalla temperatura e di una componente dipendente dalla radiazione solare incidente. Il modello assume che la fusione avviene quando la temperatura dell’aria (T) supera una temperatura soglia (T_t) pari a 1°C. Al fine di stimare la fusione sull’intero bacino studiato, il modello viene applicato in modo distribuito utilizzando il modello digitale del terreno (DEM) e i parametri meteo di input distribuiti. La risoluzione geometrica del modello distribuito dipende dalla risoluzione del DEM impiegato per il calcolo delle variazioni spaziali della fusione glaciale e delle variabili meteorologiche che lo controllano. Nel presente studio è stata utilizzata una risoluzione di 50 m per l’applicazione sull’intero bacino dell’Alta Valpelline. L’applicazione del modello distribuito richiede la conoscenza del dato di temperatura dell’aria, della radiazione solare incidente e dell’albedo (rapporto fra radiazione solare incidente e radiazione riflessa dalla superficie). Tali dati di input devono essere estrapolati da singoli punti di misura (es. stazioni meteo) o devono essere derivati tramite appositi modelli. In particolare, la radiazione incidente e l’albedo vengono calcolati rispettivamente a partire dal modello digitale del terreno e dalla temperatura dell’aria. Ne deriva che i dati misurati necessari all’applicazione del modello distribuito sono la *temperatura dell’aria* e la *precipitazione*. La temperatura dell’aria viene calcolata, per ogni cella del bacino, attraverso l’utilizzo di gradienti termici verticali costanti o variabili nel tempo, in funzione della disponibilità di dati. Il

dato di precipitazione viene distribuito per mezzo di un gradiente verticale di precipitazione; una soglia di temperatura, pari a 1°C, è utilizzata per distinguere la precipitazione liquida da quella solida. La simulazione distribuita della fusione nel corso della stagione di ablazione richiede inoltre la conoscenza dell'equivalente in acqua del manto nevoso (SWE) come condizione iniziale della procedura di modellizzazione. Tale dato è necessario per simulare l'evoluzione nel tempo e nello spazio del manto nevoso e, qualora avvenga, la sua scomparsa che segna la transizione da neve a ghiaccio o da neve a suolo nudo.

L'applicazione del modello richiede, dunque, un valore puntuale di temperatura dell'aria e di precipitazione e la conoscenza della distribuzione spaziale del SWE.

Nel 2007, la data di inizio della simulazione (24 maggio) coincide con il giorno in cui è stata eseguita la campagna a terra per la determinazione del SWE. Per l'applicazione del modello sono stati utilizzati i dati meteorologici raccolti da una stazione appositamente installata sul ghiacciaio di Tsa de Tsan (figura 4) e dati raccolti da una stazione collocata in prossimità della diga di Place Moulin. La stazione sul ghiacciaio è rimasta operativa fino al 15 ottobre, giorno del suo recupero. La rilevante ampiezza della serie di dati raccolta (poco meno di 5 mesi) ha consentito di applicare il modello per tutta la durata della stagione, convenzionalmente definita, di fusione. Il periodo studiato è stato caratterizzato da intensi fenomeni di precipitazione ed accumulo nevoso e da periodi caldi caratterizzati da un'intensa fusione.

Il modello ETI fornisce la simulazione delle principali variabili meteorologiche legate ai fenomeni di accumulo nevoso e di fusione e calcola il tasso di fusione, per ogni punto del bacino studiato, a passo orario. Il modello consente quindi di stimare la

fusione nivo-glaciale per ogni pixel del bacino su cui viene applicato e simulare l'evoluzione temporale e spaziale della copertura nevosa indicando i pixel occupati da ghiaccio, da neve e da suolo.

Al fine di verificare l'effettiva capacità del modello di simulare correttamente i fenomeni sopra descritti, è stata condotta una importante fase di validazione; nel caso dell'applicazione del modello ETI nell'alta Valpellina sono stati validati sia la simulazione dell'evoluzione della localizzazione della linea delle nevi, sia la simulazione dei deflussi.

La validazione della localizzazione della linea delle nevi simulata dal modello ETI consiste nel confrontare il risultato fornito dal modello con la copertura nevosa reale, ad una certa data. L'estensione della copertura nevosa reale può essere vantaggiosamente ottenuta da immagini satellitari. A tale scopo è stata acquisita, in data 24/09/2007, un'immagine SPOT ad alta risoluzione geometrica (dimensione del pixel inferiore ai 10 m). Tale immagine, dopo le opportune operazioni di correzione geometrica e topografica, è stata classificata per discriminare la copertura nevosa e la copertura glaciale e per separare queste due classi dalle altre tipologie di copertura del suolo. Conducendo il confronto tra la simulazione del modello ETI e la classificazione dell'immagine SPOT è opportuno ricordare che la classificazione del dato satellitare è una buona rappresentazione della realtà ma può non essere del tutto priva di errori. In figura 5 è riportato tale confronto. Confrontando la classificazione SPOT dei corpi glaciali con quella derivante dalla fotointerpretazione di orto immagini aeree recenti (2006), è possibile evidenziare come con il dato SPOT vengano "perse" alcune porzioni di corpi glaciali che cadono nell'ombra morfologica della topografia circostante o porzioni di ghiacciai coperte da detrito e ghiacciai di dimensioni ridotte. Confrontando la linea delle nevi dell'immagine SPOT e

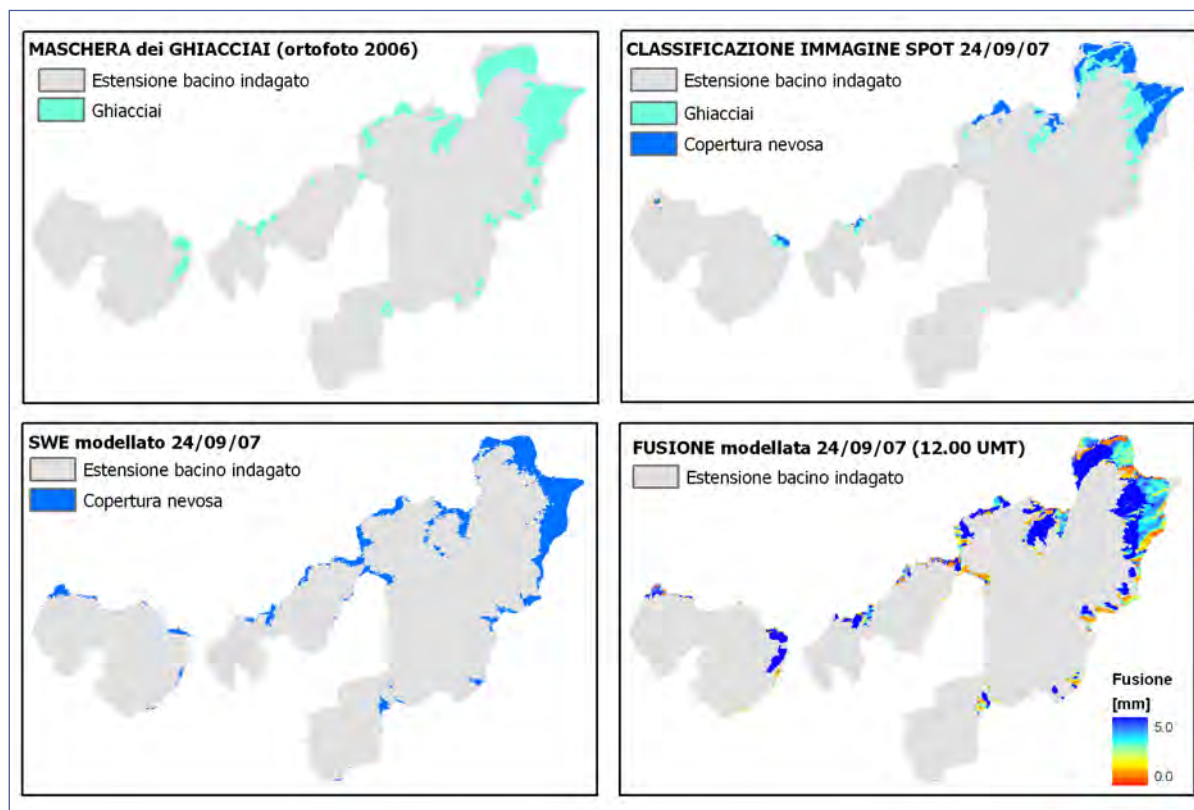


Figura 5 Confronto tra la copertura nevosa osservata da SPOT al 24/09/07 e la copertura nevosa simulata dal modello ETI nella stessa data.



approfondimento



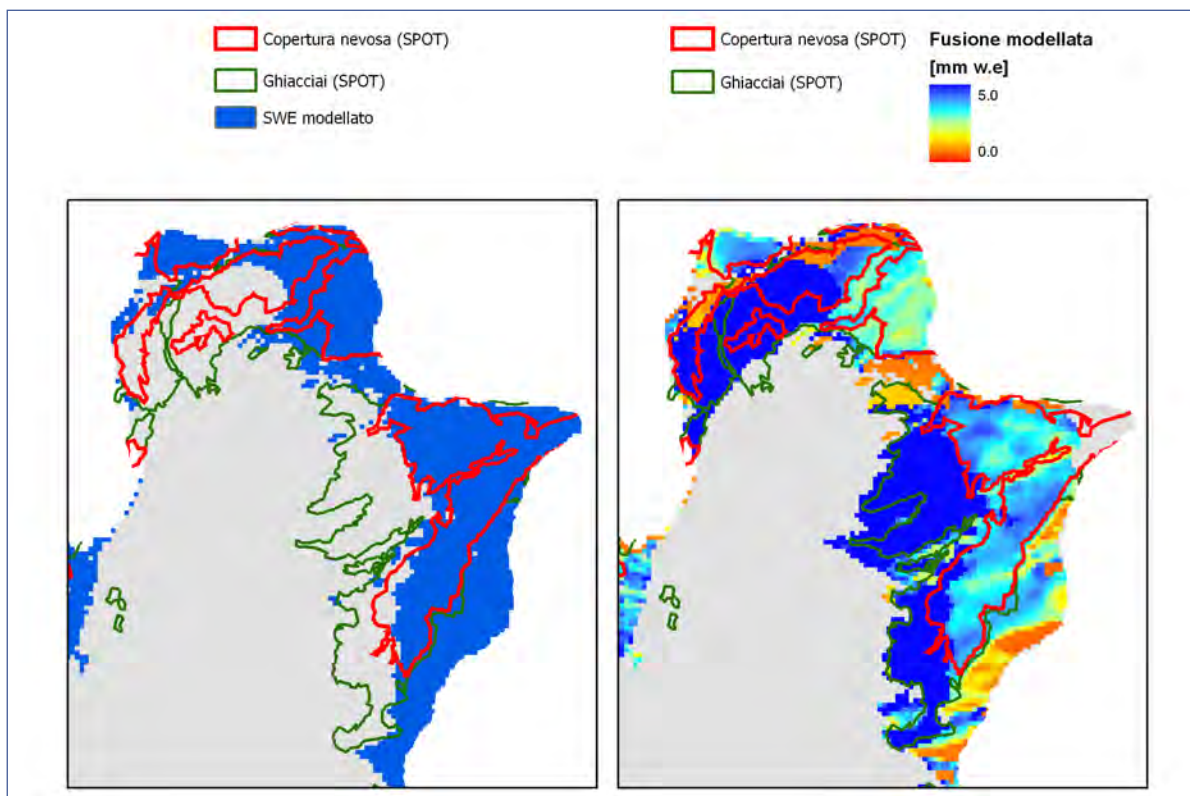


Figura 6 Confronto tra la copertura nevosa osservata da SPOT al 24/09/07 e la copertura nevosa simulata dal modello ETI nella stessa data nella zona del ghiacciaio di Tsa de Tsan e delle Grandes Murailles. Nell'immagine a sinistra si riportano, in blu, la copertura nevosa simulata dal modello ETI e, in rosso, la copertura nevosa ottenuta dal dato SPOT. In verde è riportata la delimitazione dei ghiacciai ottenuta dal dato SPOT. Nell'immagine a destra si riportano in rosso e in verde, rispettivamente, la delimitazione della copertura nevosa e dei ghiacciai, ottenuta dal dato SPOT; la scala di colore variabile dal blu all'arancione, rappresenta il tasso di fusione orario [mm/h], simulato dal modello ETI per le ore 12.00 del 24/09/07. I tassi di fusione più elevati, rappresentati in blu, si hanno per le superfici glaciali caratterizzate da un albedo minore e quindi da un maggior assorbimento della radiazione solare. Tassi di fusione più bassi, rappresentati dai colori dall'azzurro all'arancione, si hanno per le superfici coperte da neve.

quella simulata dal modello ETI è possibile osservare (figura 6) la forte concordanza rilevata nella porzione settentrionale del bacino (ghiacciai di Tsa de Tsan e delle Grandes Murailles). Sulle Grandes Murailles, in particolare, la linea delle nevi è ricostruita in modo assolutamente soddisfacente. Le differenze maggiori tra il dato SPOT e le simulazioni del modello ETI sono localizzate nella porzione meridionale del bacino indagato. Tali differenze possono essere attribuite sia ad una imprecisa simulazione del modello ETI sia ad una non corretta classificazione dell'immagine SPOT soprattutto nelle zone esposte a nord e sulle creste interessate da localizzate coperture nuvolose. Occorre tuttavia considerare che la quantità di acqua presente nella neve nella porzione meridionale del bacino, caratterizzata da una minore concordanza con la classificazione SPOT, rappresenta meno del 15% dello SWE totale stimato dal modello ETI per l'intero bacino alla data del 24/09/07.

Dall'applicazione distribuita del modello è possibile calcolare il deflusso totale per l'intero bacino e il volume totale di fusione cumulato a fine stagione. Fino alla prima metà di luglio la fusione totale è determinata quasi esclusivamente dal deflusso nivale. Nella seconda metà di luglio il deflusso determinato dalla fusione glaciale inizia ad essere rilevabile pur rappresentando una percentuale ridotta della fusione totale. Per contestualizzare il contributo della fusione glaciale si ricorda che le superfici glaciali occupano circa l'11% del bacino indagato. In tabella 1 sono riportati i valori modellati di fusione e precipitazione totali e il valore osservato alla diga di Place Moulin (dati forniti dalla Compagnia Valdostana delle Acque). Il contributo nivale rappresenta l'80% della fusione totale, mentre le precipitazioni contribuiscono per il 30% del deflusso stimato totale. Il confronto con il volume totale osservato alla diga consente di concludere che il modello ETI, pur in-

VOLUMI TOTALI NEL PERIODO 24/05/07-15/10/07 [milioni di m ³]				
Risultati del modello ETI				Osservazione CVA
Fusione nivale	Fusione glaciale	Precipitazione liquida	Fusione totale + Precipitazione liquida	Deflusso totale osservato
81	13	41	135	126

Tabella 1 Confronto tra i risultati della simulazione del modello ETI e le misure eseguite dalla Compagnia Valdostana delle Acque alla diga di Place Moulin. La sovrastima del modello deriva probabilmente dalla eccessiva semplificazione della quantificazione del contributo derivante dalle precipitazioni liquide e dal fatto che vengono completamente ignorati i fenomeni di infiltrazione e evapotraspirazione.

cludendo il contributo delle precipitazioni liquide in modo molto semplice, fornisce una stima accurata del deflusso totale durante la stagione di fusione. Oltre ai valori totali è possibile confrontare le simulazioni del modello con i dati misurati, ad un passo temporale giornaliero. In figura 7 il grafico in alto riporta i valori giornalieri di fusione nivale, fusione glaciale e precipitazione liquida simulati dal modello. Il grafico in basso mostra il confronto tra i dati giornalieri modellati e i dati osservati. I dati modellati rappresentano la somma tra la fusione e la precipitazione. È possibile osservare, come atteso, che il modello sovrastima la portata in corrispondenza dei picchi causati dagli eventi piovosi e la sottostima nelle giornate successive: durante tali eventi infatti il modello simula che tutta l'acqua precipitata in forma liquida si renda immediatamente disponibile al punto di chiusura del bacino trascurando sia il tempo necessario affinché l'acqua possa defluire fino a valle sia la quantità d'acqua che viene persa durante il ruscellamento. Nella giornata successiva agli eventi piovosi il modello simula una portata pari a zero: tale sottostima è dovuta al fatto che, per quanto spiegato prima, tutta l'acqua liquida ha già raggiunto il punto di chiusura (il giorno stesso della precipitazione) e il contributo derivante dalla fusione nivo-glaciale è azzerato. Nella giornata successiva ad una precipitazione, le porzioni più elevate del bacino sono infatti coperte da neve fresca che è caratterizzata da un elevato valore di albedo (0.95) e quindi da tassi di fusione prossimi allo zero. Sono necessari alcuni giorni con temperatura sopra lo zero perché l'albedo si abbassi e ricominci il processo di fusione. In assenza di precipitazioni la portata causata dalla fusione nivo-glaciale, simulata dal modello, si accorda in modo molto soddisfacente ai

valori di portata osservati alla diga di Place Moulin. Il confronto tra il dato modellato e quello osservato è stato fatto anche in termini di portata media del periodo di simulazione: la portata media osservata nel periodo è pari a $9.8 \text{ m}^3\text{sec}^{-1}$. La portata media modellata è pari a $10.8 \text{ m}^3\text{sec}^{-1}$. Se al contributo fornito dalle precipitazioni liquide viene applicato un fattore correttivo pari a 0.8 (che implica una riduzione del 20% delle precipitazioni liquide che raggiungono la chiusura del bacino, allo scopo di quantificare in modo grossolano l'effetto dei fenomeni di infiltrazione e evapotraspirazione) la portata media modellata è pari a $10.2 \text{ m}^3\text{sec}^{-1}$ e indica uno scostamento dal dato osservato inferiore al 10%.

I risultati ottenuti permettono di affermare che il modello ETI appare idoneo alla simulazione delle dinamiche di fusione nivo-glaciale nell'alta Valpelline (bacino di circa 130 Km^2), fornendo risultati assolutamente soddisfacenti. Il modello è inoltre in grado di simulare con una elevata accuratezza l'evoluzione temporale e spaziale della quantità d'acqua all'interno della neve e ricostruire le dinamiche di deflusso osservate alla chiusura del bacino.

Alla luce di quanto sopra evidenziato appare quindi utile l'impiego di strumenti modellistici a supporto della pianificazione e ottimizzazione della produzione idroelettrica di alcuni impianti; la simulazione dei deflussi nel corso della stagione estiva consente di seguire l'andamento delle dinamiche di progressivo rilascio della risorsa idrica immagazzinata nel manto nevoso. Inoltre, sul lungo periodo, il monitoraggio regolare delle condizioni degli apparati glaciali che occupano le porzioni più alte dai bacini alpini, può rivelarsi un elemento importante da considerare nella pianificazione degli investimenti (es manutenzione dei grandi invasi) e nella stima della risorsa idrica residua.

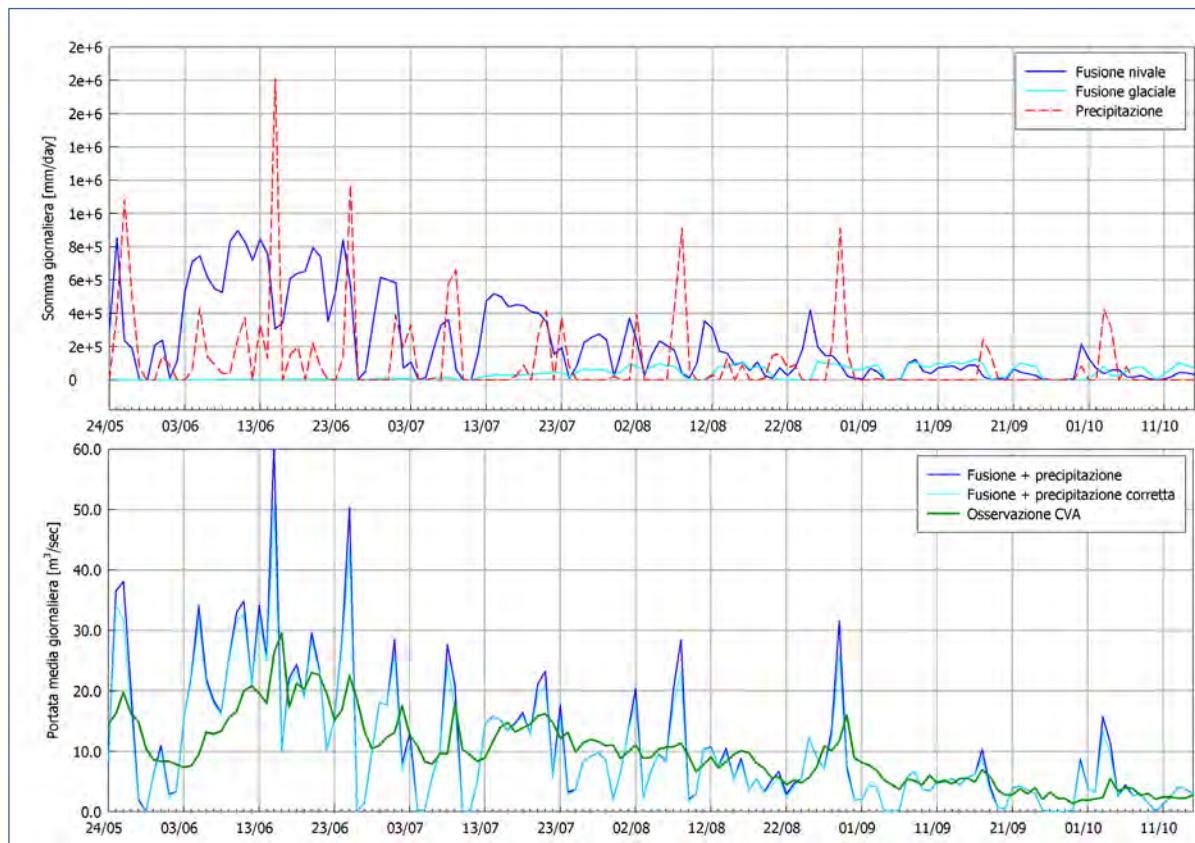


Figura 7 Portata media giornaliera derivante dalla fusione nivo-glaciale e dalla precipitazione liquida. Confronto tra la portata giornaliera osservata (linea verde grafico in basso) e quella modellata con (linea azzurra grafico in basso) e senza (linea blu grafico in basso) correzione delle precipitazioni liquide.

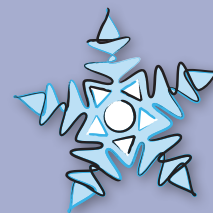


approfondimento



12.3

Fenologia dei lariceti



La fenologia vegetale è lo studio della periodicità degli stadi di sviluppo della vegetazione. L'inizio e la fine della stagione vegetativa delle piante sono fenomeni fortemente controllati dalle dinamiche climatiche annuali: l'aumento della temperatura e l'allungamento delle giornate determinano l'inverdimento della vegetazione in primavera, mentre in autunno la diminuzione della temperatura e l'accorciarsi delle giornate causano l'ingiallimento e la caduta delle foglie. La fenologia è dunque un ottimo indicatore biologico in grado di quantificare gli effetti del riscaldamento climatico e di valutarne la variabilità tra un anno e l'altro e a scale temporali maggiori. (Vedi approfondimento sul Progetto Replex, pag. 344)

Esso è anche citato, tra gli indicatori degli effetti dei cambiamenti climatici, nel rapporto 2007 redatto dal gruppo intergovernativo sui cambiamenti climatici (IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change).

classificazione

- ▶ **Area tematica SINAnet**
Biosfera
- ▶ **Tema SINAnet**
(Effetti dei cambiamenti climatici)
- ▶ **DPSIR** (S) (I)

DETERMINANTI – PRESSIONI – STATO – IMPATTO – RISPOSTE

Qualità dell'informazione 

Giudizio stato* 

Tendenza* 

* La variazione osservata delle date di inizio e fine della stagione vegetativa è un indice dell'effetto dei cambiamenti climatici. La comprensione degli impatti complessivi delle variazioni fenologiche sulle condizioni di salute (in termini di produttività e di sequestro del carbonio) della vegetazione e sulle dinamiche ambientali, è un importantissimo ambito di indagine che richiede ulteriori approfondimenti.

riferimenti normativi

- ▶ **Normativa di riferimento**
L'indicatore non ha riferimenti normativi
- ▶ **Relazione con la normativa**
Non applicabile
- ▶ **Livelli normativi di riferimento**
Non applicabile

copertura temporale e spaziale

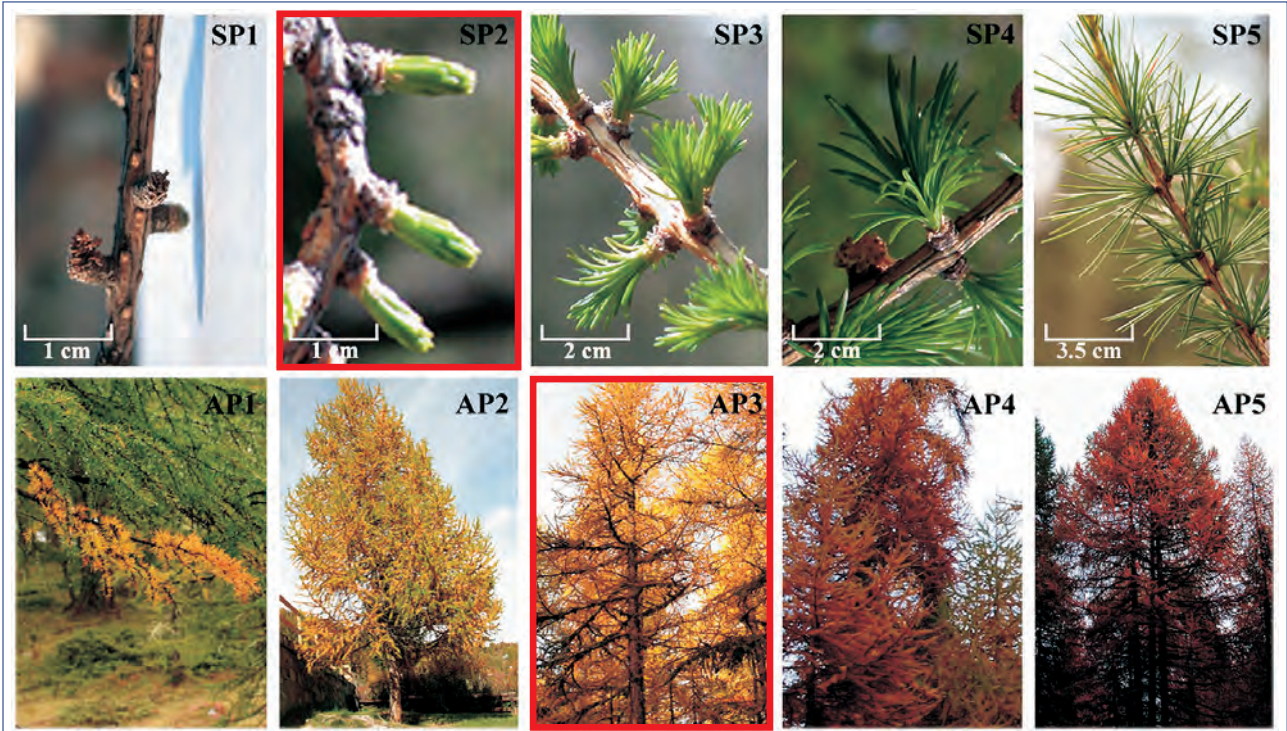
- ▶ **Aggiornamento**
31/12/2007
- ▶ **Periodicità di aggiornamento**
Annuale
- ▶ **Copertura territoriale**
Le osservazioni fenologiche che consentono l'elaborazione dell'indicatore sono eseguite in cinque foreste di larice localizzate nei comuni di Torgnon, Nus, Etroubles e Allein a quote comprese tra 1300 e 2100 m slm.

elaborazione e presentazione

L'indicatore presenta i risultati dei tre anni di monitoraggio della fenologia del larice (*Larix decidua*) condotti seguendo un protocollo di osservazione appositamente sviluppato. Per le fasi primaverili di fogliazione è stata predisposta una scala di valori

indicativi delle diverse fasi di sviluppo, basata principalmente sulla lunghezza degli aghi. Le fasi autunnali vengono descritte mediante la definizione di classi basate sulla colorazione predominante e sulla diffusione sulla chioma del fenomeno di ingiallimento.

► FASI DI SVILUPPO PRIMAVERILE ED INGIALLIMENTO AUTUNNALE NEL LARICE



I riquadri rossi indicano le fasi utilizzate per definire l'inizio e la fine della stagione vegetativa.

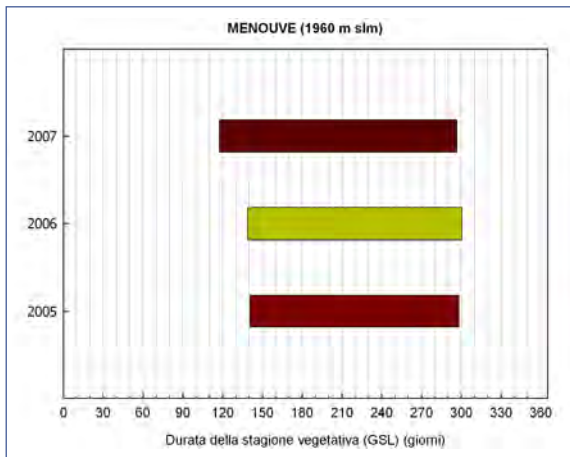
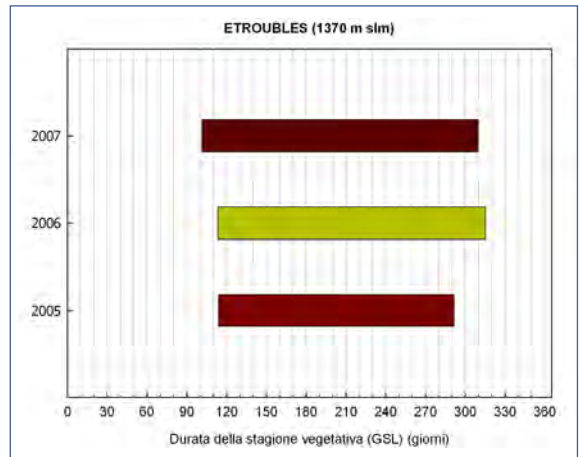
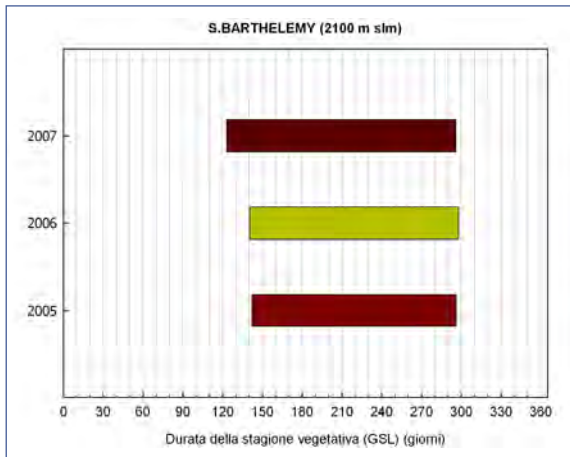
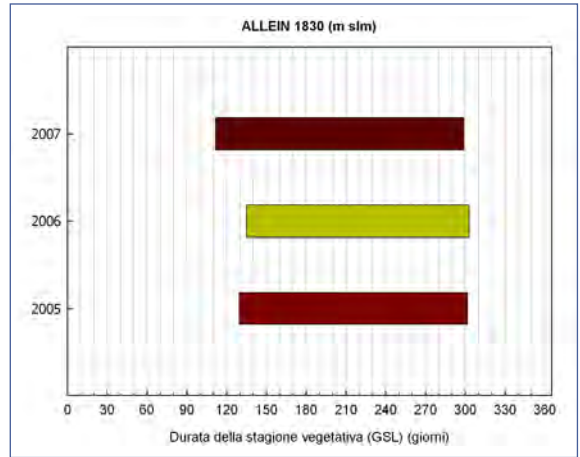
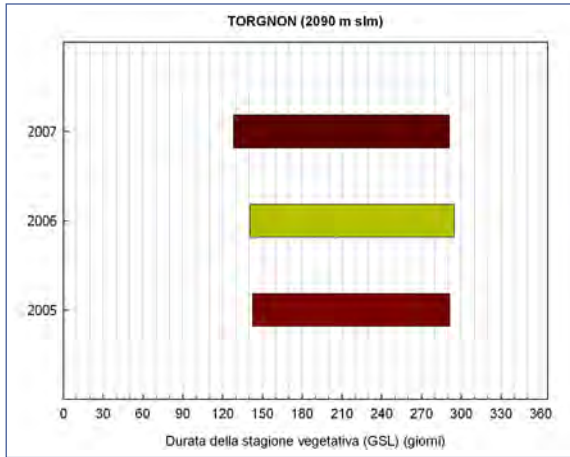
I valori degli indici di fogliazione e ingiallimento ricavati attraverso le osservazioni vengono elaborati al fine di individuare le date di inizio e di fine della stagione vegetativa, e la sua durata (GSL *Growing Season Length*). Le variazioni delle date di inizio e fine della stagione, osservate tra un anno e l'altro, consentono di quantificare l'effetto dei cambiamenti climatici sulla fenologia.

L'aumento di temperature, osservato negli ultimi

decenni, influisce in modo significativo sulla fenologia vegetale anticipando la data di inizio della stagione vegetativa e posticipandone la fine. Negli ultimi 30 anni in Europa è stato osservato che, mediamente, ad un aumento di 1°C corrisponde un anticipo dell'inizio della stagione di 5 giorni e un posticipo di 2 giorni della fine della stagione. Le osservazioni condotte in Europa nel periodo 1970-2000 su diverse specie vegetali, hanno mostrato un anticipo del risveglio primaverile di 2,5 giorni ogni 10 anni e un posticipo dell'ingiallimento autunnale di 1,3 giorni ogni 10 anni.

12.3

**FASI DI SVILUPPO PRIMAVERILE ED INGIALLIMENTO AUTUNNALE NEL LARICE
VARIAZIONI ANNUALI DELLA DURATA DELLA STAGIONE VEGETATIVA (GSL)
IN CINQUE LARICETI VALDOSTANI**



I grafici mostrano la durata della stagione vegetativa nei cinque siti monitorati nel territorio regionale, nei tre anni di monitoraggio. La lunghezza delle barre orizzontali rappresenta la durata della stagione. L'estremo sinistro delle barre ne indica l'inizio e l'estremo destro la fine. Confrontando i cinque siti si nota come la durata della stagione diminuisca all'aumentare della quota a seguito di una partenza ritardata e una fine anticipata. Nella tabella sono riportate le date di inizio e fine stagione e la durata espressa in numero di giorni.

Sito	2005			2006			2007		
	Inizio	Fine	Durata (giorni)	Inizio	Fine	Durata (giorni)	Inizio	Fine	Durata (giorni)
Etroubles	24 apr	18 ott	177	23 apr	11 nov	202	11 apr	6 nov	209
Allein	10 mag	29 ott	172	15 mag	30 ott	168	22 apr	26 ott	187
Menouve	21 mag	25 ott	157	19 mag	28 ott	162	28 apr	24 ott	179
Saint Barthelemy	22 mag	23 ott	154	20 mag	25 ott	158	3 mag	23 ott	173
Torgnon	23 mag	18 ott	148	21 mag	22 ott	154	8 mag	18 ott	163

Si conferma la forte influenza delle condizioni climatiche stagionali. Il caldo autunno del 2006 ha causato un ritardo nella fine della stagione in tutti i siti osservati. L'eccezionale caldo dell'inverno 2006/2007, probabilmente il più caldo degli ultimi 500 anni, si è tradotto in un anticipo medio dell'inizio della stagione vegetativa di più di due settimane

ed in un conseguente aumento della durata totale della stagione. L'eccezionalità di tale evento è confermata da un confronto con le più lunghe serie di osservazioni fenologiche, raccolte in paesi del Europa centro settentrionale, che indicano come un simile anticipo si sia probabilmente verificato una sola volta negli ultimi 150 anni.

PROGETTO REPHLEX: analisi e monitoraggio del ciclo fenologico del larice

Marta Galvagno, Edoardo Cremonese, Umberto Morra di Cella



Nel presente approfondimento sono trattate in maggior dettaglio le attività svolte nel progetto REHLEX i cui risultati hanno consentito la realizzazione dell'indicatore "Fenologia dei Lariceti". REPHLEX (*Remote sensing of PHenology Larix EXperiment*) è un progetto, sviluppato da ARPA Valle d'Aosta, dal Laboratorio di Telerilevamento dell'Università degli Studi di Milano Bicocca e dal Dipartimento di Biologia Vegetale dell'Università di Torino, finalizzato al monitoraggio del ciclo fenologico di popolamenti di larice (*Larix decidua*) come indicatore degli effetti dei cambiamenti climatici in ambiente alpino. Il progetto è iniziato nella primavera del 2005 ed è attualmente in corso.

Perché la fenologia vegetale?

La fenologia vegetale è lo studio della periodicità degli stadi di sviluppo della vegetazione; si concentra in particolare sulla comprensione dei diversi aspetti che regolano il ricorrere ciclico delle diverse fasi vegetative e riproduttive delle piante. La variazione annuale delle date in cui si verificano eventi come l'apertura delle gemme, l'espansione delle foglie, la fioritura e la senescenza, è guidata, oltre che da processi biologici, da fattori di tipo meteo-climatico. In particolare la temperatura è considerata uno dei fattori più importanti

per i processi fenologici nell'ambiente alpino.

Il monitoraggio delle variazioni nel ciclo fenologico della vegetazione costituisce un importante strumento per stimare l'entità degli effetti dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi forestali. Le modifiche nel ciclo fenologico infatti rappresentano un indicatore sensibile e facilmente osservabile per la comprensione delle complesse dinamiche che legano il clima e la biosfera. Variazioni delle dinamiche climatiche che portano ad una sfasatura temporale delle date in cui si verificano l'inizio e la fine dell'attività vegetativa possono avere un considerevole impatto sul ciclo dell'acqua e del carbonio, e quindi sulla produttività degli ecosistemi con conseguenti effetti di controreazione (feedback) sul clima globale.

Gli eventi fenologici maggiormente influenzati dalle variazioni di temperatura causate dai cambiamenti climatici riguardano nelle specie caducifoglie:

- l'inizio della stagione vegetativa, che coincide con l'emissione delle foglie (il *budburst* primaverile);
- la fine della stagione vegetativa, ovvero la senescenza autunnale, corrispondente all'ingiallimento e caduta delle foglie;
- l'intera durata della stagione vegetativa, che coincide con il periodo compreso tra il *budburst* e la senescenza.



Figura 1 Lariceto nel comune di Torgnon durante la fase di senescenza autunnale

Nel corso dell'ultimo decennio l'analisi delle variazioni interannuali del ciclo fenologico ha acquisito un posto di grande rilievo nelle ricerche sui cambiamenti climatici e la relazione tra *global change* e fenologia vegetale è stata evidenziata in numerosi studi. Nel 2007 l'ultimo rapporto dell'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 2007) evidenzia un incremento di 0.74°C della temperatura media mondiale nel corso dell'ultimo secolo, e una sintesi delle ricerche fenologiche finora condotte rivela un aumento nella durata della stagione vegetativa pari a circa 4 giorni ogni 10 anni. Tali variazioni si stanno manifestando su tutto il pianeta ed interessano un vasto numero di specie. L'aumento della durata della stagione può derivare sia da un anticipo nella comparsa delle fasi primaverili come dal ritardo nella manifestazione delle fasi autunnali, o da entrambi gli eventi.

Le Alpi rappresentano un ambiente di particolare interesse per il monitoraggio della fenologia, poiché si stima che nelle prossime decadi saranno tra le aree soggette a maggior impatto per il cambiamento climatico.

Il progetto

Il progetto REPHLEX nasce con l'intento di sviluppare una procedura per il monitoraggio della variabilità interannuale del ciclo fenologico della vegetazione forestale, mediante un approccio che vede la convergenza di diverse metodologie d'indagine. Tali metodologie comprendono: l'osservazione delle fasi fenologiche in campo, l'utilizzo di dati satellitari, lo sviluppo di modelli fenologici, la realizzazione di misure di parametri biologici e la raccolta di dati meteorologici.

La tipologia forestale oggetto d'indagine approfondita è costituita da popolamenti di larice (*Larix decidua*) variamente distribuiti sul territorio della Valle d'Aosta.

Tale specie è stata scelta sia per le caratteristiche ecologiche che ne consentono un'ampia diffusione nel territorio valdostano, sia perché manifesta un ciclo fenologico evidente e di semplice osservabilità.

Le principali attività svolte nel corso del progetto dal 2005 a oggi consistono di:

- Rilievo dell'andamento fenologico stagionale mediante osservazioni dirette;
- Utilizzo di dati satellitari MODIS;
- Sviluppo e impiego di modelli fenologici;
- Misure di parametri fisiologici delle piante (fluorescenza della clorofilla, estrazione di pigmenti).

I siti indagati

L'area di studio del progetto interessa attualmente 5 siti forestali (8 nel 2005), distribuiti in diverse località sul territorio della Valle d'Aosta (vedi figura 2). I siti selezionati sono caratterizzati dalla presenza di popolamenti di larice pressoché puri, dotati di un'estensione territoriale sufficiente a renderne possibile l'analisi a partire da immagini satellitari MODIS (estensione maggiore di un quadrato di 250 m). Al fine di considerare situazioni differenziate sulla base di aspetti climatici ed ecologici i diversi siti sono stati selezionati in modo da includere sia i popolamenti compresi all'interno dell'areale di distribuzione naturale (1500-2100) sia i rimboschimenti delle quote inferiori (1300). Tutti i popolamenti sono esposti prevalentemente a sud, in modo da evitare problemi di ombreggiamento durante la prima parte della stagione vegetativa. La presenza di forti ombreggiamenti infatti complica l'elaborazione delle immagini MODIS.

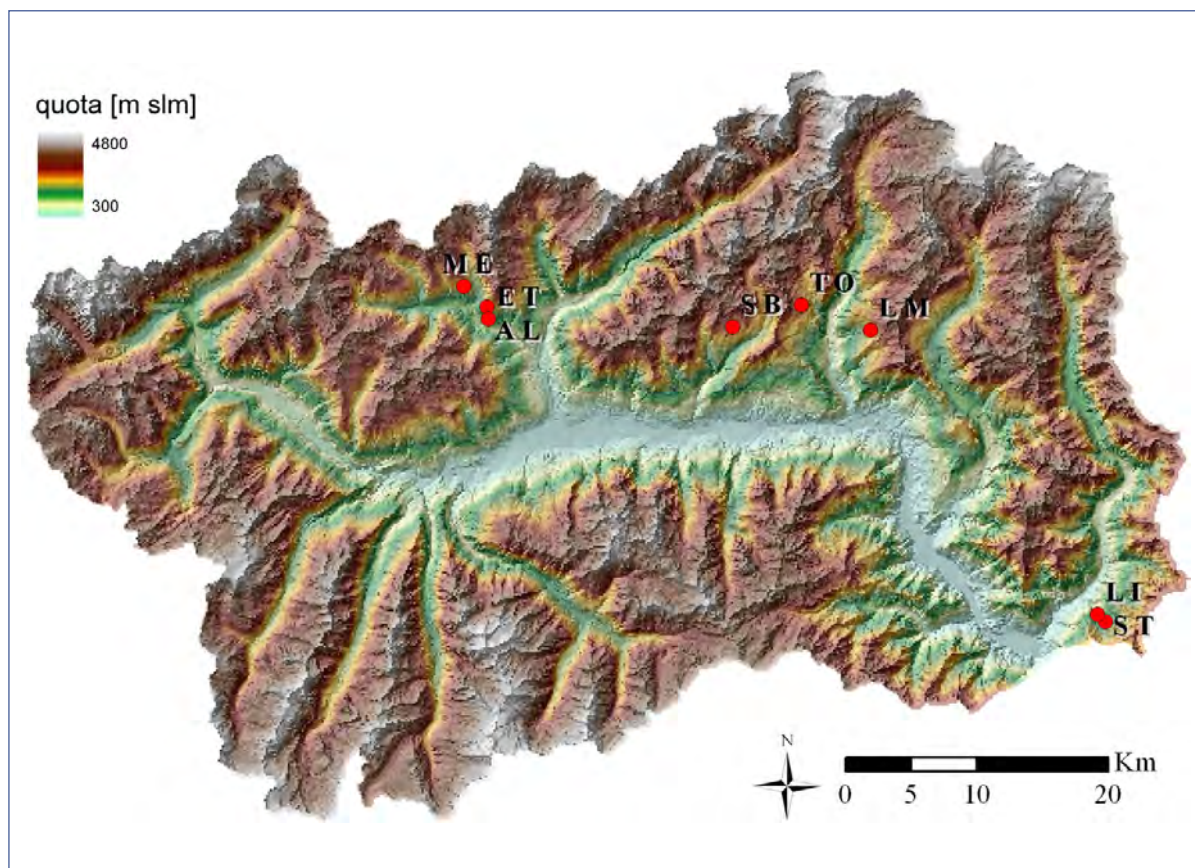


Figura 2 Denominazione e localizzazione dei siti di osservazione del ciclo fenologico del larice.



La tabella seguente riporta il codice identificativo, il comune, la quota e la esposizione degli 8 siti del progetto REPHLEX a partire dal 2005. Nel 2006 e per i successivi anni i siti LM, ST e LI sono stati esclusi dall'indagine per motivazioni logistiche.

ID Sito	Comune	Quota (m slm)	Esposizione (°N)
TO	Torgnon	2090	110
SB	Saint Barthélemy	2125	110
ET	Etroubles	1375	290
AL	Etroubles	1850	240
ME	Etroubles	1970	150
LM	La Magdeleine	1980	270
ST	Lillianes	1660	280
LI	Lillianes	1405	230

Le osservazioni fenologiche in campo

Le osservazioni fenologiche in campo sono finalizzate essenzialmente alla collocazione temporale delle fasi fenologiche. Nel caso del progetto REPHLEX le fasi fenologiche monitorate sono quelle di fogliazione primaverile e di ingiallimento autunnale. Le osservazioni vengono svolte al fine di individuare l'inizio e la fine della stagione vegetativa, corrispondenti, rispettivamente, al budburst e al completo ingiallimento delle chiome (vedi Fig. 1 – Indicatore 12.3). In ciascun sito i rilievi fenologici in campo sono realizzati a livello di tre diverse aree di saggio, localizzate lungo un gradiente altitudinale, all'interno delle quali vengono monitorate 10 piante di larice, casualmente selezionate, per un totale di 30 piante per sito. Sia per il periodo primaverile che per quello autunnale è stato definito un protocollo di rilievo *ad hoc* per *Larix decidua*. Per le fasi primaverili di fogliazione è stata predisposta una scala di valori indicativi delle diverse fasi di sviluppo, basata principalmente sulla

lunghezza degli aghi. Le fasi autunnali vengono descritte mediante la definizione di classi basate sulla colorazione predominante e sulla diffusione sulla chioma del fenomeno di ingiallimento (vedi Fig. 1 – Indicatore 12.3). I rilievi primaverili settimanali iniziano intorno a fine marzo e terminano intorno a metà giugno; i rilievi autunnali, anch'essi settimanali, cominciano ad inizio settembre e terminano intorno a metà novembre. I valori degli indici di fogliazione e ingiallimento, ricavati settimanalmente attraverso le osservazioni fenologiche, vengono elaborati al fine di individuare una data di inizio stagione vegetativa (BGS) e una data di fine stagione vegetativa (EGS) per ogni sito; il periodo compreso tra queste due date, EGS e BGS, permette di determinare l'intera lunghezza, in giorni, della stagione vegetativa (GSL).

Le osservazioni realizzate dal 2005 al 2007 hanno permesso di definire l'inizio (BGS), la fine (EGS) e la durata della stagione (GSL) per ogni anno e per ogni sito indagato. Le date di BGS e EGS sono strettamente legate alla quota del sito, ovvero l'inizio della stagione procede dalle quote più basse alle più alte; viceversa, l'ingiallimento procede partendo dalle quote più alte alle più basse. Tali andamenti sono determinati dal gradiente altitudinale della temperatura dell'aria, che causa valori di temperatura minori all'aumentare della quota. La stagione vegetativa inizia tra la seconda metà di aprile e la fine di maggio, mentre la fine della stagione si colloca tra l'inizio di ottobre e la metà di novembre; la durata della stagione è compresa tra i 150 e i 210 giorni in funzione della quota. Le date di inizio, fine e la durata della stagione, relative a ciascun anno e ciascun sito sono riportate nell'indicatore 12.3.

La sfasatura, tra anni successivi, delle date di inizio e fine della stagione vegetativa è un indicatore dell'effetto delle variazioni di temperatura che vengono registrate nei diversi periodi. Ad esempio le maggiori temperature registrate nell'autunno 2006 hanno condotto ad un allungamento della stagione vegetativa mediamente di 3 giorni rispetto al 2005. Inoltre, l'eccezionale caldo dell'inverno 2006/2007,

Stagione di crescita		Stagione di senescenza	
Fasi fenologiche primaverili (SP)	Punteggio	Fasi Fenologiche autunnali (AP)	Punteggio
Gemme dormienti	1	Ingiallimento localizzato	1
Gemme aperte, Aghi < 1 cm	2	Ingiallimento diffuso	2
Lunghezza aghi tra 1 e 3 cm	3	Ingiallimento completo	3
Lunghezza aghi > 3 cm	4	Arrossamento diffuso	4
Aghi completamente sviluppati	5	Totale arrossamento	5

La tabella riporta uno schema del protocollo utilizzato per le osservazioni fenologiche nella stagione primaverile e nella stagione autunnale.

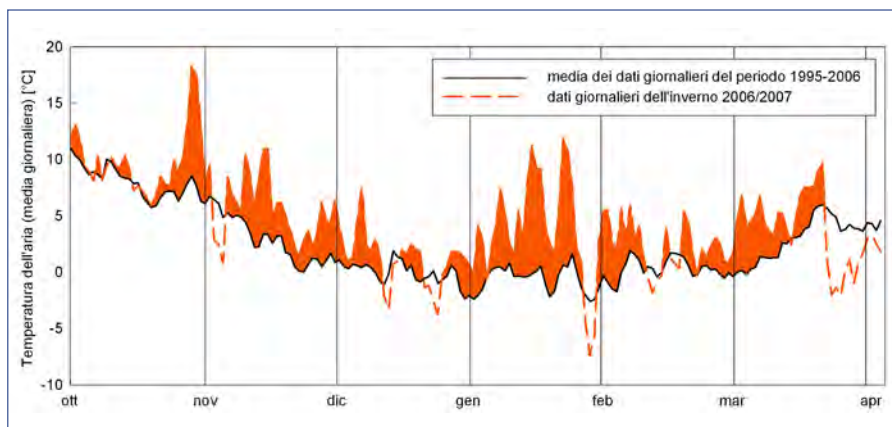


Figura 3 Andamento della temperatura media giornaliera dell'inverno 2006/2007 rispetto alla media degli 11 anni precedenti (1995-2006). Dati misurati presso la stazione di Etroubles della rete ARPA, 1350 m slm

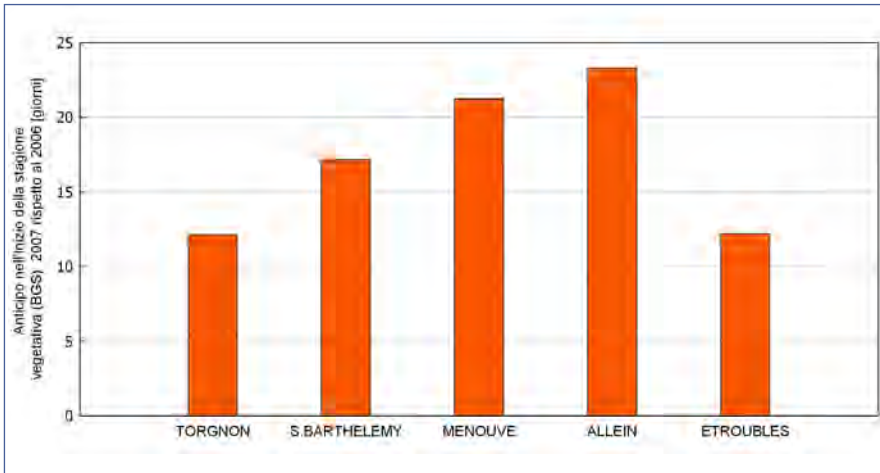


Figura 4 Anticipo nell'inizio della stagione vegetativa 2007 registrata nei 5 siti di osservazione.

probabilmente il più caldo degli ultimi 500 anni, si è tradotto in un anticipo medio dell'inizio della stagione vegetativa di più di due settimane ed in un conseguente aumento della durata totale della stagione. In figura 3 si riporta l'andamento della temperatura media giornaliera dell'inverno 2006/2007 rispetto alla media degli 11 anni precedenti (1995-2006). I dati si riferiscono alla stazione della rete ARPA localizzata in comune di Etroubles (circa 1350 m slm). In Fig. 4 si riporta l'entità dell'anticipo nell'inizio della stagione vegetativa registrata nei 5 siti di osservazione.

I dati satellitari

Le osservazioni da satellite sono strumenti fondamentali per lo studio della distribuzione spaziale degli eventi fenologici a media o grande scala (scala regionale o scala dell'intero arco alpino). Mentre

le osservazioni a terra permettono di descrivere la stagione vegetativa in modo dettagliato a livello di singoli individui arborei, il telerilevamento fornisce informazioni spazialmente integrate che derivano dall'osservazione di estese coperture vegetali e dalla misura della relativa riflettanza. La riflettanza esprime la quantità di radiazione solare che non viene assorbita, ma riflessa dalla superficie fogliare ed è direttamente correlabile alle variazioni fenologiche annuali del popolamento osservato. I dati di riflettanza registrati dai sensori satellitari vengono sintetizzati in indici di vegetazione indicativi della quantità di biomassa verde del popolamento osservato. I dati satellitari utilizzati nel progetto REPHLEX vengono acquisiti dal sensore MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectro-radiometer) installato sul satellite TERRA. Le immagini relative al periodo 2000-2007, rese disponibili nell'archivio "Earth

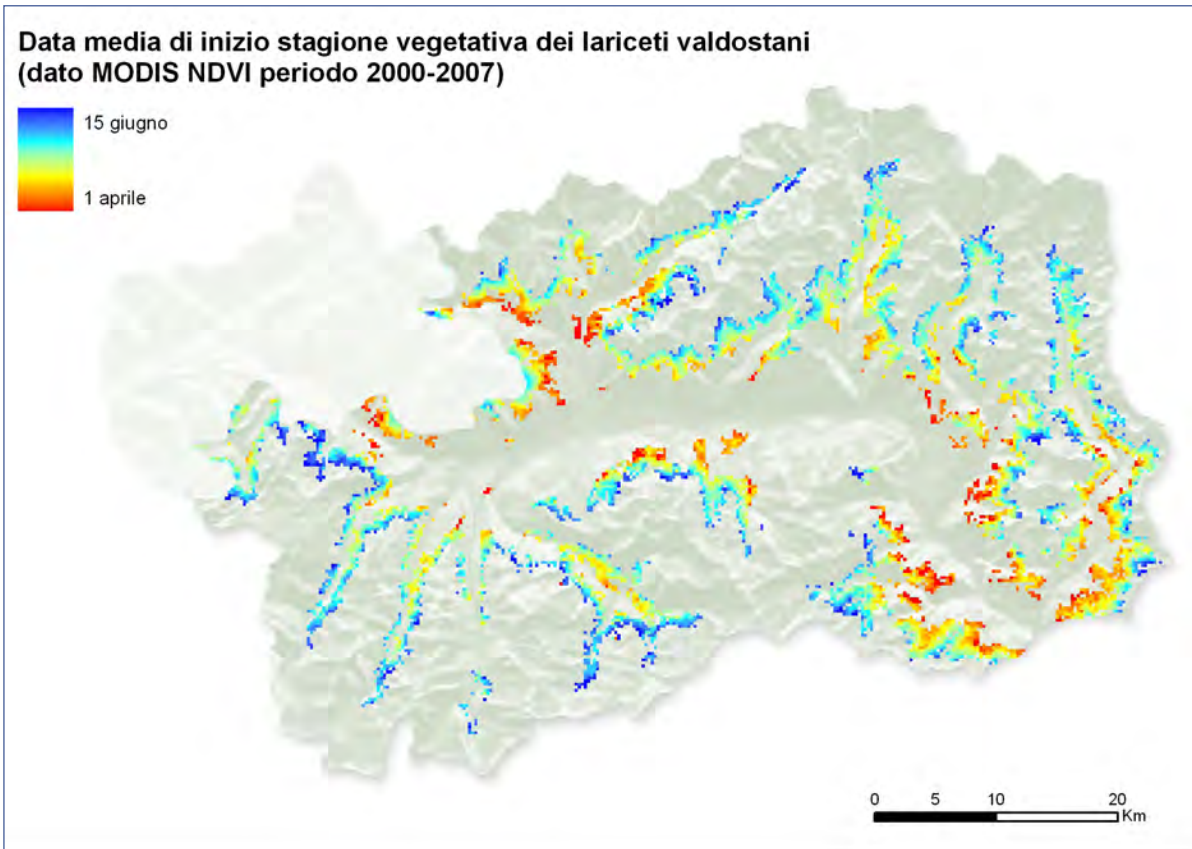


Figura 5 Distribuzione spaziale delle data media di inizio della stagione vegetativa dei lariceti valdostani, nel periodo 2000-2007.



approfondimento





Anticipo nell'inizio della stagione vegetativa 2007 rispetto alla media 2000-2007

- 30 - 20 giorni
- 20 - 10 giorni
- 10 - 0 giorni

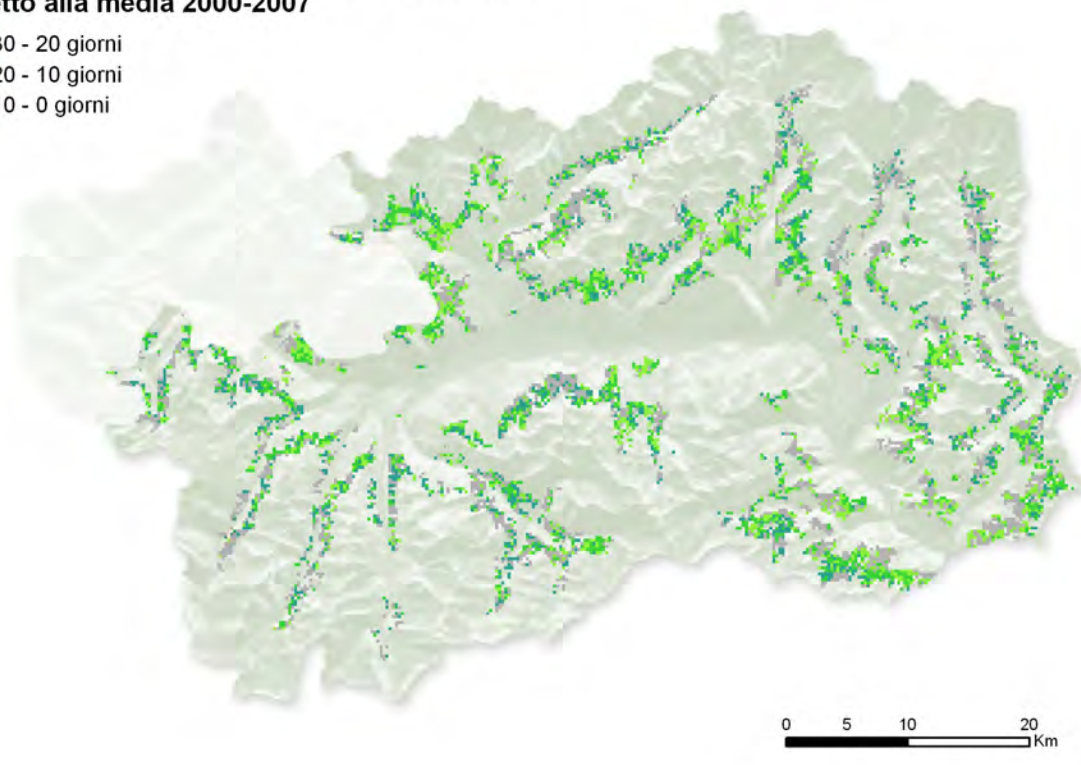


Figura 6 Distribuzione spaziale dell'anticipo dell'inizio della stagione 2007 rispetto alla media del periodo 2000-2007. In grigio scuro sono rappresentati i pixel in cui non è stato osservato alcun anticipo. Le elaborazioni non sono state ancora condotte sui lariceti dell'alta Valdigne.

Observing System Data Gateway" della NASA (<http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome/>), vengono innanzitutto ritagliate sull'area della Valle d'Aosta e riproiettate nel sistema di riferimento UTM-WGS84. Il set multi-temporale di immagini MODIS NDVI (2000-2007) viene successivamente sottoposto ad una procedura di correzione che permette di rimuovere la maggior parte dei dati acquisiti con bassa qualità a causa della nuvolosità e della presenza di neve. L'indice di vegetazione utilizzato è l'NDVI, i cui dati, calcolati a partire dalle informazioni giornaliere acquisite dal sensore sono composti a 16 giorni, con una risoluzione spaziale di 250 m.

L'NDVI è così definito:

$$NDVI = (NIR - R) / (NIR + R)$$

dove NIR e R sono i valori di riflettanza della vegetazione rispettivamente nel vicino infrarosso e nel rosso. L'indice, variabile tra -1 e 1, permette di trarre valutazioni sulle risposte differenziali nell'assorbimento dell'energia luminosa di una certa copertura arborea nel corso della stagione; il suo valore è strettamente correlato alle variazioni fenologiche del popolamento stesso. Infine le serie temporali di NDVI sono elaborate con appositi algoritmi di calcolo allo scopo di individuare le date dei principali eventi fenologici: inizio, fine e durata della stagione vegetativa (BGS, EGS e GSL) per tutti gli anni compresi tra il 2000 e il 2007.

Sono riportate alcune carte ottenute dalle elaborazioni dei dati MODIS-NDVI: in particolare (Fig. 5) si riporta la distribuzione spaziale delle date medie di inizio stagione dei lariceti valdostani nel periodo 2000-2007. È possibile osservare come all'aumentare della quota corrisponda un più tar-

divo risveglio primaverile. Inoltre (Fig. 6) si riporta la distribuzione spaziale dell'anticipo dell'inizio della stagione 2007 rispetto alla media del periodo 2000-2007: gli anticipi maggiori, compresi tra 20 e 30 giorni, sono avvenuti nei popolamenti a quota minore.

I modelli fenologici

I modelli fenologici sono modelli matematici funzionali a predire l'andamento della fenologia della vegetazione nel corso della stagione a partire da dati climatici, proprio perché il clima è il principale fattore che influisce sulle fasi fenologiche. Sono modelli detti semi empirici, ovvero che non descrivono i processi fisici e biologici che determinano gli eventi fenologici ma si basano su una relazione tra i dati di input del modello (es. temperatura dell'aria) e i dati di output (es. data di inizio della stagione vegetativa).

Tali modelli si basano quindi su osservazioni dirette in campo delle fasi di fogliazione e di senescenza: tali osservazioni sono in un primo tempo utilizzate per "addestrare" il modello e la relazione matematica che essi utilizzano (calibrazione) e in un secondo tempo per comprendere l'entità degli errori commessi dai modelli nel predire gli eventi fenologici (validazione). L'utilizzo dei modelli fenologici è fondamentale allo scopo di definire l'influenza delle variabili meteorologiche sui popolamenti in studio, ottenendo degli strumenti in grado di predire le future dinamiche fenologiche in funzione dell'evoluzione delle condizioni climatiche.

Per la previsione delle date di inizio e fine stagione vegetativa, sono stati impiegati sia modelli basati



esclusivamente sulla temperatura dell'aria, sia modelli che considerano contemporaneamente la durata delle ore di luce (fotoperiodo), la temperatura dell'aria e l'umidità dell'aria (deficit di pressione di vapore, VPD).

Alla prima tipologia appartiene il modello *Spring Warming* (SW), il quale si basa sul concetto che una determinata fase fenologica si manifesta solo quando viene raggiunto un determinato livello di somma termica, intesa come somma, nel tempo, di gradi di temperatura dell'aria al di sopra di una determinata soglia (gradi giorno). Una volta raggiunta tale somma ha inizio l'apertura delle gemme e lo sviluppo fogliare. Il principale svantaggio dello *spring warming* è rappresentato dal fatto che esso può essere applicato solo alle fasi di fogliazione e non permette quindi di valutare la fine della stagione.

Il secondo modello utilizzato è il GSI, *Growing Season Index*, che considera l'azione limitante esercitata dalle variabili climatiche sullo sviluppo fogliare e sul ciclo fenologico. Tale modello è basato sul presupposto che quando, nel corso dell'anno, i fattori ambientali considerati (fotoperiodo, temperatura dell'aria e umidità) assumono valori tali da non essere più un limite per lo sviluppo della vegetazione si hanno i processi di fogliazione; quando al contrario, durante l'autunno, i fattori considerati tornano ad essere sfavorevoli si hanno i processi di ingiallimento e senescenza. Il GSI presenta quindi il vantaggio di fornire non solo la data di inizio (BGS) ma anche di fine stagione (EGS).

L'applicazione dei modelli descritti ha consentito di predire con successo le date fenologiche rispetto a quelle osservate. Lo *Spring Warming* ha consentito di predire la data di inizio della stagione (BGS) con un errore di soli 4 giorni, mentre il *Growing Season Index* ha condotto alla previsione della durata dell'intera stagione (GSL) con un errore di soli 5 giorni. I grafici di Fig. 7 mostrano un confronto tra le date osservate e quelle ricavate dall'applicazione dei modelli.

L'analisi dei parametri fisiologici

Durante i primi due anni di monitoraggio (2005 e 2006) sono stati analizzati aspetti biologici e fisiologici del ciclo fenologico del larice con lo

scopo di valutarne l'andamento temporale e l'influenza esercitata dalle variabili climatiche. Tali analisi sono state realizzate attraverso la stima dell'efficienza di fotosintesi e la valutazione della concentrazione dei pigmenti fotosintetici (clorofilla *a* e *b* e carotenoidi). L'indagine ha previsto l'analisi della variazione temporale di parametri chiave della fotosintesi attraverso misure di fluorescenza, realizzate con un fluorimetro (Handy-PEA, Hansatech Inst.) e la determinazione spettrofotometrica delle concentrazioni dei pigmenti. Tali misure sono state realizzate su aghi campione prelevati presso i siti di misura. L'applicazione delle tecniche basate sulla fluorescenza della clorofilla rappresenta un metodo rapido e non invasivo per il monitoraggio di variazioni nell'efficienza di fotosintesi in relazione all'andamento stagionale dell'attività vegetativa, ma soprattutto in relazione ai fattori ambientali. La valutazione delle concentrazioni dei pigmenti fotosintetici permette di ricavare le configurazioni (*pattern*) di ingiallimento fogliare autunnale.

Tali analisi hanno fornito un'indicazione fisiologica della durata della stagione vegetativa e delle influenze ambientali su di essa esercitate.

Conclusioni

Il progetto REPHLEX ha consentito di sviluppare un metodo integrato per il monitoraggio della fenologia del larice in Valle d'Aosta. Le potenzialità di tale metodo consistono nell'approccio multidisciplinare che prevede osservazioni a terra, elaborazione di immagini satellitari, previsioni modellistiche e misure fisiologiche. Tale metodo consente di condurre un proficuo monitoraggio a lungo termine e a scala regionale degli effetti dei cambiamenti climatici sulla fenologia dei popolamenti di larice.

Il passo successivo consisterà nel condurre un'analisi degli effetti delle variazioni fenologiche sulla produttività di tali popolamenti: le variazioni nella durata della stagione vegetativa, indotte dai cambiamenti climatici, come influiranno sulla capacità dei boschi di larice di sequestrare anidride carbonica dall'atmosfera? Che ruolo avranno le variazioni fenologiche sulle potenzialità dei boschi di larice valdostani di mitigare gli impatti dei cambiamenti climatici?

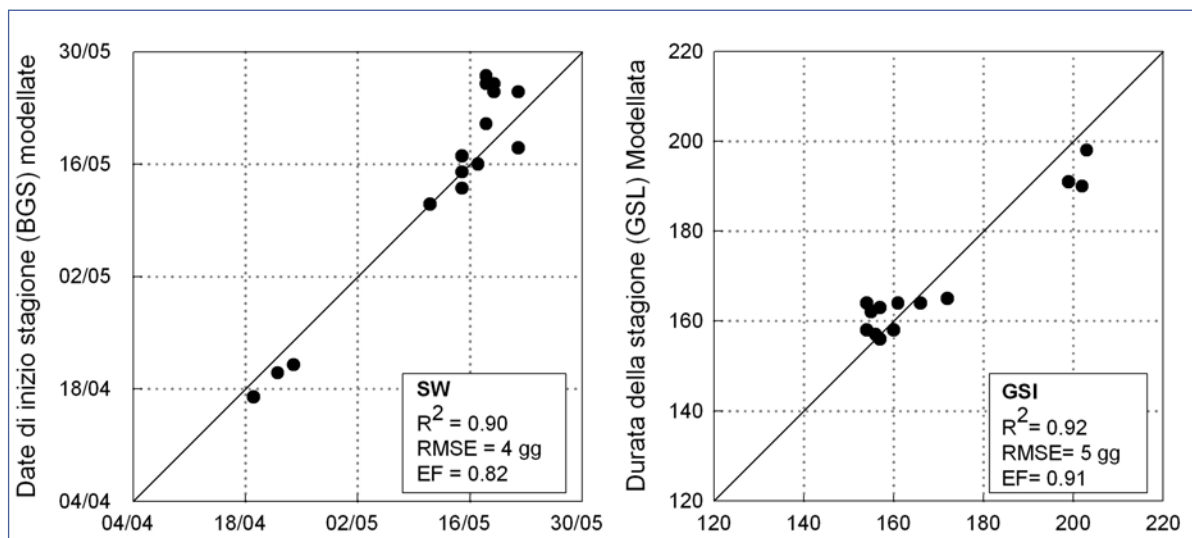


Figura 7 Risultato dell'applicazione dei modelli fenologici *Spring Warming* (SW) per la previsione dell'inizio della stagione vegetativa e *Growing Season Index* (GSI) per la previsione della durata della stagione vegetativa del larice.





Finito di stampare nella città di Aosta
nel mese di settembre dell'anno duemilaotto
per i tipi della «Litografia Pesando», via Lys, 38

