

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze
Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

**Sviluppo e validazione di mappe di copertura nevosa
per lo studio della variabilità del manto nevoso in
Emilia Romagna nel periodo 2000-2020**

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Presentata da:
Cecilia Magnani

Correlatori:
Dott.ssa Valentina Pavan
Dott. Alessandro Pirola
Dott.ssa Efthymia Chatzidaki

Anno Accademico 2020/2021
Sessione VI

"Sull'Atlantico un minimo barometrico avanzava in direzione orientale incontro a un massimo incombente sulla Russia, e non mostrava per il momento alcuna tendenza a schivarlo spostandosi verso nord. Le isoterme e le isotere si comportavano a dovere. La temperatura dell'aria era in rapporto normale con la temperatura media annua, con la temperatura del mese più caldo come quella del mese più freddo, e con l'oscillazione mensile aperiodica. [...] Il vapore acqueo nell'aria aveva la tensione massima, e l'umidità atmosferica era scarsa. Insomma, con una frase che quantunque un po' antiquata riassume benissimo i fatti: era una bella giornata d'agosto dell'anno 1913."
(Musil et al., 2014)

Sommario

Il telerilevamento satellitare costituisce una delle tecniche di osservazione maggiormente efficace nel monitoraggio e nello studio dell'estensione del manto nevoso. L'elevata variabilità temporale e spaziale della copertura nevosa al suolo rappresenta uno dei temi critici nello studio della criosfera. Il manto nevoso, infatti ricopre un ruolo di estrema importanza quale risorsa idrica per gli ecosistemi e per le applicazioni agricole e industriali. Inoltre, è un indicatore climatologico fondamentale in un contesto di cambiamenti climatici regionali e globali. In questo senso, la copertura nevosa è da considerarsi come una importantissima risorsa economica e sociale.

Lo scopo della presente tesi è di produrre mappe di copertura nevosa giornaliera per la stima dell'estensione del manto nevoso della regione Emilia-Romagna e di analizzare la sua variabilità spazio-temporale nel periodo 2000-2020. Le mappe di copertura nevosa sono state sviluppate sulla base dei prodotti di neve, M*D10A1, del sensore MODIS in orbita sui satelliti Terra e Aqua (NASA) dal 1999 (Hall et al., 2002), che consistono in mappe di classificazione della copertura al suolo in funzione dell'indice NDSI, *Normalized Difference Snow Index* (Hall, 1995). Inizialmente, a partire da osservazioni effettuate sulle risposte radiative delle principali classi di copertura della superficie, si è costruito un albero decisionale con criteri a soglia multipla in grado di ri-elaborare la classificazione della superficie terrestre del sensore MODIS e produrre mappe di copertura nevosa sulla base di tre specifiche classi di copertura: neve, no-neve e nube.

L'accuratezza e l'affidabilità delle mappe di copertura nevosa sono state validate tramite test statistici effettuati confrontandole con i dati di altezza del manto nevoso in situ, osservati presso 17 stazioni idrometeorologiche di Arpa Emilia-Romagna e 7 stazioni del Corpo dei Carabinieri Forestali della regione, per il periodo di compresenza e continuità dei dati 2000-2012. I risultati della procedura di validazione hanno mostrato come, in generale, vi sia buon accordo tra il dato satellitare e la rispettiva osservazione al suolo, soprattutto nei pressi di stazioni idrometeorologiche localizzate lontano dall'influenza di vegetazione persistente sempreverde e/o di ambiente urbano.

Infine, è stata valutata la variabilità climatologica dell'estensione del manto nevoso sulla regione Emilia-Romagna nel ventennio 2000-2020 tramite l'elaborazione degli indici di neve SCF (*Snow Cover Frequency*), SCD (*Snow Cover Days*) e diversi indici SCA (*Snow Cover Area*). L'attenzione è stata particolarmente focalizzata sugli indici di mas-

sima estensione invernale del manto nevoso, del valore mediano dell'estensione su ogni periodo invernale e del conteggio del numero di giorni con estensione superiore al 39.5% della superficie regionale. L'analisi singola o congiunta degli indici di neve ha permesso, pertanto, di descrivere sinteticamente la variabilità interannuale della copertura nevosa sulla regione Emilia-Romagna, anche evidenziando gli eventi più rilevanti degli ultimi 20 anni.

Indice

Introduzione	1
1 Il fenomeno meteorologico: la neve	4
1.1 Genesi della precipitazione nevosa	4
1.1.1 <i>Nucleazione</i>	5
<i>Nucleazione Omogenea</i>	6
<i>Nucleazione Eterogenea</i>	7
1.1.2 <i>Nuclei di Ghiacciamento</i>	11
1.1.3 <i>Crescita diffusiva</i>	13
1.1.4 <i>Accrescimento e Aggregazione</i>	15
<i>Accrescimento</i>	16
<i>Aggregazione</i>	16
1.2 Tipologie di precipitazione nevosa	17
1.2.1 <i>Classificazione</i>	17
1.2.2 <i>Livello di zero termico</i>	18
1.3 Proprietà della neve	19
1.3.1 <i>Metamorfismo</i>	19
Neve asciutta	20
Neve umida	21
1.3.2 <i>Proprietà ottiche</i>	22
Granulometria	23
Contenuto di acqua liquida	24
Angolo zenitale	25
Copertura nuvolosa	25
Spessore del manto nevoso	26
Impurità	26
1.3.3 <i>Impatto</i>	27
2 Telerilevamento satellitare del manto nevoso	29
2.1 Satelliti Terra e Aqua	29
2.2 MODIS: MODERate resolution Imaging Spectroradiometer	31

2.2.1	Prodotti di copertura nevosa	33
	Descrizione dell'algoritmo	34
	Limiti ed interpretazione dei dati	35
	Screening dei dati	36
	Maschere dati	39
	Prodotti	40
3	Analisi preliminari	42
3.1	Studio dell'indice NDSI	43
3.1.1	NDSI	43
3.1.2	Area di studio: Emilia-Romagna	46
3.1.3	Firme spettrali	47
	Acqua	49
	Suolo	50
	Nubi	51
	Neve	52
	Confronto firme spettrali	53
3.1.4	Valore soglia	55
3.2	Studio delle nubi ghiacciate	57
3.3	Studio dei pixel "No Decision"	60
3.4	Albero decisionale	61
4	Analisi dei dati	64
4.1	Dati	64
4.2	Metodi	66
4.3	Mappe di copertura nevosa	67
4.4	Indici di neve	71
4.4.1	SCF - Snow Cover Frequency	71
	Soglia	72
	Colorazione	73
4.4.2	SCD - Snow Cover Days	74
4.4.3	SCA - Snow Cover Area	75
	Estensione Massima	76
	Estensione Percentuale	77
	Mediana	78
	Numero di neviccate anomale	79
5	Validazione dati	81
5.1	Introduzione ai dati da terra	81
5.1.1	Anagrafica stazioni	84
5.2	Procedura di validazione	85

5.2.1	Pre-elaborazione	86
	Estrazione dei dati satellitari	86
	Omogeneizzazione dei dati da stazione	88
5.2.2	Statistica di validazione	89
	Approccio teorico	89
	Costruzione delle tabelle di contingenza	93
5.3	Risultati validazione	95
	Categoria 1: Stazioni Valide	96
	Categoria 2: Stazioni STT	99
	Categoria 3: Stazioni SVR	101
6	Risultati	104
6.1	SCF	104
6.2	SCD	110
6.3	SCA	114
6.3.1	Estensione Massima	115
6.3.2	Estensione Percentuale	116
6.3.3	Mediana	117
6.3.4	Numero di neviccate anomale	119
	Conclusioni	122
	A Classificazione delle forme di cristalli naturali di ghiaccio in nube	125
	B ESDT (Earth Science Data Type)	126
	C Bollettino di innevamento	128
	D Script	131
D.1	Mappe_Copertura_Nevosa.py	131
D.1.1	Maschera	134
D.2	SCF.py	134
D.2.1	Soglia	137
D.2.2	Colorazione	138
D.3	SCD.py	140
D.4	SCA.py	141
D.5	Estrazione_Dati.py	144
D.6	Elaborazione_Stazioni.py	146
D.7	Corrispondenza.py	148
	Nomenclatura	152

Lista Figure	152
Lista Tabelle	158
Bibliografia	166

Introduzione

La neve è da sempre uno dei fenomeni atmosferici più affascinanti e complessi, a partire dalla formazione dei microscopici cristalli di ghiaccio in nube, passando per la deposizione della precipitazione nevosa al suolo, fino agli importanti effetti che essa induce sul clima globale. In particolare, la variazione della conformazione, delle proprietà, dell'estensione e della persistenza del manto nevoso consente di delineare il ruolo e gli effetti di vasta portata del fenomeno meteorologico nevoso all'interno di differenti ambiti: meteorologico, dalle previsioni del tempo alle allerte per crisi nivologiche e legate alle valanghe; energetico, per il contributo sostanziale della componente di radiazione solare riflessa al bilancio radiativo globale e alla funzionalità della copertura nevosa come sensore attivo degli effetti del riscaldamento globale; socio-ambientale, in quanto il manto nevoso è la principale fonte di approvvigionamento idrico a livello regionale; ecosistemico, impedendo il congelamento della vegetazione e mantenendo le temperature del suolo attorno allo zero termico e la corretta umidificazione grazie alle caratteristiche proprietà termiche isolanti (Fitzharris et al., 1996; Feldman, 2000).

La complessità del fenomeno della caduta e della deposizione della neve al suolo richiede l'impiego di una vasta gamma di sistemi di monitoraggio e di misura - sia da terra sia tramite telerilevamento satellitare - per permettere lo studio, con modalità il più possibile continuative e omogenee, di tutte le eventuali caratteristiche, proprietà ed effetti della neve che possono influenzare il sistema terrestre in ogni ambito. In questo contesto, per la sua alta frequenza temporale e per il dataset di lungo periodo disponibile, il sensore MODIS (*Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer*) dei satelliti Terra e Aqua (NASA) è uno degli strumenti più efficaci nella rilevazione della copertura nevosa al suolo e nello studio della variabilità e dell'evoluzione globale e regionale del manto nevoso nel tempo (Salomonson, 2001; Valt et al., 2017). L'impiego dei prodotti di copertura nevosa di MODIS, M*D10A1, per analisi regionali e locali, tuttavia, spesso porta a una rilevazione imprecisa del manto nevoso al suolo, in quanto non tiene in considerazione le condizioni topografiche e morfologiche caratteristiche dell'area di studio. In questi termini, la flessibilità dei prodotti di copertura nevosa MODIS e delle mappe di NDSI (*Normalized Difference Snow Index*) per la classificazione della superficie (Dozier, 1989; Hall, 2015; Riggs, 2019), soddisfa la necessità di implementare modifiche alla rilevazione, tramite l'identificazione di soglie sull'indice NDSI, per rendere maggiormente accurata

la rilevazione della copertura nevosa locale.

In questo contesto, il lavoro riportato nella presente tesi illustra la metodologia applicata nello sviluppo di un albero decisionale a soglia multipla, sulla base delle risposte radiative delle classi di copertura della superficie, per la progettazione di una procedura automatica di ri-elaborazione dei prodotti MODIS e la produzione finale di mappe di copertura nevosa giornaliera specifiche per il territorio regionale dell'Emilia-Romagna. Successivamente, l'elaborato di tesi si propone di descrivere la procedura statistica di validazione (Wilks, 2006) delle mappe di copertura tramite il confronto con dati di altezza del manto nevoso di stazioni meteorologiche a terra e l'utilizzo finale di queste per la produzione di indici e prodotti di neve, per il monitoraggio e la valutazione della variabilità interannuale dell'estensione del manto nevoso dal 2000 al 2020. Analisi di comparazione dei dati satellitari di estensione del manto e dei dati di altezza del manto al suolo, come quella presentata, rappresentano un contributo interessante e innovativo alla letteratura in questo campo meteo-climatologico in quanto sono procedure abbastanza rare in letteratura e sicuramente inedite per la regione Emilia-Romagna.

Nel *Capitolo 1* vengono illustrate le caratteristiche più rilevanti del fenomeno meteorologico nevoso, partendo dalla descrizione dettagliata dei processi di genesi e di accrescimento dei cristalli di ghiaccio in nube, delle tipologie di precipitazione nevosa che portano alla formazione del manto nevoso al suolo fino alla descrizione delle principali proprietà della copertura nevosa, che ne influenzano la rilevabilità e l'impatto meteorologico, climatico, economico e sociale.

Nel *Capitolo 2* sono esposte sinteticamente le caratteristiche chiave dei satelliti Terra e Aqua e del sensore *MODerate resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) per la comprensione dei prodotti di copertura nevosa M*D10A1. Di seguito, sono state descritte le funzionalità dell'algoritmo per la mappatura della copertura nevosa, delineando i concetti essenziali della tecnica di rilevazione basata sull'indice NDSI e dei test a soglia spettrale per il mascheramento e lo screening dei dati in condizioni di rilevazione non ottimali. In conclusione, il capitolo riporta le caratteristiche tecniche dei prodotti di copertura nevosa, M*D10A1, utilizzati in questo elaborato per la produzione delle mappe di neve dell'Emilia-Romagna: *NDSI_Snow_Cover* e *NDSI*.

Il *Capitolo 3* descrive la fase di analisi preliminare per lo studio del comportamento spettrale delle classi di copertura della superficie regionale emiliano-romagnola e dell'efficacia dell'indice NDSI nella discriminazione della copertura nevosa dalle restanti classi, in particolare dalla copertura nuvolosa. Successivamente, è stato osservato il comportamento spettrale delle nubi ghiacciate e dei pixel che vengono classificati nei prodotti di copertura nevosa di MODIS come "*No Decision*", valutandone la correzione nell'elaborazione successiva delle mappe. Sulla base di queste analisi il capitolo si conclude con la costruzione e la descrizione dell'albero decisionale a soglia multipla alla base della procedura automatica sviluppata, in cui sono state tradotte le informazioni estrapolate dall'analisi delle classi di copertura e del comportamento dei prodotti di copertura ne-

vosa di MODIS sul territorio regionale in soglie di NDSI.

Il *Capitolo 4*, partendo dalla descrizione dei dati e dei metodi sfruttati nella produzione di script di elaborazione, dettaglia le procedure automatiche sviluppate per l'elaborazione di mappe di copertura nevosa specifiche per la regione Emilia-Romagna e lo sviluppo di prodotti utili e indici di neve in grado di sintetizzare la variabilità climatologica del manto nevoso della regione nel periodo 2000-2020: *Snow Cover Frequency* (SCF), *Snow Cover Days* (SCD) e *Snow Cover Area* (SCA).

Nel *Capitolo 5* è esposta la procedura statistica utilizzata nella validazione delle mappe satellitari a confronto con dati di altezza del manto nevoso di 24 stazioni meteorologiche a terra, 17 stazione di Arpae Emilia-Romagna e 7 stazioni di proprietà del Corpo dei Carabinieri Forestali regionali (COFOR), di cui vengono fornite le principali informazioni anagrafiche. Nello specifico il capitolo riporta due fasi della procedura di validazione: una fase di pre-elaborazione dei dataset satellitari, ossia l'estrazione dei dati di copertura nevosa in corrispondenza delle coordinate geografiche delle stazioni meteorologiche, e dei dataset contenenti i valori di neve di ogni stazione, operando una procedura di conversione dei valori di altezza del manto in valori binari e di completamento dei dati mancanti per le sole stazioni COFOR, e una fase nella quale si confrontano direttamente i due dataset sfruttando la costruzione di tabelle di contingenza, riassuntive del rispettivo accordo o disaccordo, tramite le quali sono stati calcolati indici statistici riepilogativi del grado di corrispondenza tra valori osservati e rilevati. Il capitolo si conclude con la discussione dei risultati ottenuti evidenziando possibili fattori di errore della rilevazione satellitare del manto.

Nel *Capitolo 6* sono stati discussi i risultati degli indici di neve, ottenuti dall'elaborazione delle mappe di copertura nevosa dell'Emilia-Romagna, ognuno dei quali mette in evidenza differenti caratteristiche del manto nevoso fornendo un quadro complessivo della frequenza e della variabilità della copertura nevosa nel territorio emiliano-romagnolo e identificando gli eventi nevosi di maggiore rilevanza storica e climatologica per il periodo 2000-2020.

Capitolo 1

Il fenomeno meteorologico: la neve

La neve vede le sue origini all'interno delle nubi fredde, caratteristiche delle medio-alte latitudini, le quali presentano temperature al di sotto dello zero termico e livelli di sovrassaturazione che favoriscono la formazione, tramite ghiacciamento, deposizione e fenomeni nucleativi, dei cristalli di ghiaccio. I cristalli di ghiaccio in nube sono, di fatto, lo stato embrionale del più comune "*fiocco di neve*". A partire dalla forma prima del cristallo di ghiaccio possono concretizzarsi un'enorme quantità di perturbazioni morfologiche in funzione della temperatura e del grado di sovrassaturazione in nube, nonché possono avvenire meccanismi di accrescimento ed aggregazione in diverse modalità e condizioni. Tali meccanismi di crescita portano il cristallo a raggiungere una conformazione massiva tale, da cadere gravitazionalmente abbandonando l'ambiente di nube sotto forma di precipitazione nevosa, raggiungendo o meno il suolo in un determinato stato sulla base delle caratteristiche dello strato di aria frapposto tra la base della nube e il suolo. Depositata al suolo la precipitazione nevosa si uniforma nel manto nevoso, il quale, durante la sua permanenza al suolo potrà subire trasformazioni sostanziali, dette metamorfismi, che condurranno il manto alla variazione delle proprie caratteristiche microscopiche, meccaniche ed ottiche. La variabilità del manto nevoso al suolo, in particolare, delinea l'impatto del fenomeno meteorologico nell'interazione con il sistema terrestre ed atmosferico e ne individua i possibili effetti meteorologici, ambientali, sociali ed economici.

1.1 Genesi della precipitazione nevosa

Le nubi delle medio-alte latitudini costituiscono il nucleo generatore della presenza di cristalli di ghiaccio in atmosfera e, di conseguenza, della formazione di aggregati di neve e della precipitazione nevosa. Queste nubi, le *nubi fredde*, si sviluppano a quote superiori al livello di zero termico atmosferico, raggiungendo temperature di svariate decine di gradi al di sotto di esso. Queste temperature in nube e la presenza di rilevanti quantità

di vapore acqueo portano al costituirsi di un ambiente sovrassaturo rispetto al ghiaccio estremamente favorevole alla formazione dei cristalli di ghiaccio.

1.1.1 Nucleazione

La formazione dei cristalli di ghiaccio in nube avviene tramite il congelamento di una idrometeora in fase liquida oppure tramite processi che si dicono *nucleativi*, i quali determinano il passaggio diretto dalla fase vapore alla fase solida dell'acqua in nube.

Nel processo di nucleazione avviene la transizione del sistema da uno stato disordinato, il vapore acqueo, ad uno stato maggiormente ordinato, il cristallo di ghiaccio. In quella che viene chiamata *Nucleazione Omogenea* le molecole di vapore urtano reciprocamente in modo stocastico dando luogo, in condizioni di sovrassaturazioni consistenti e temperature al di sotto dei -40°C , alla formazione di un embrione di ghiaccio stabile. La *Nucleazione Eterogenea* invece consiste nell'aggregazione di molecole di vapore sulla superficie di una particella di aerosol, chiamata *Nucleo di Ghiacciamento*. La probabilità di nucleazione dipende fortemente dalle proprietà del materiale sfruttato come substrato per il passaggio dalla fase vapore alla fase solida del cristallo di ghiaccio, probabilità che risulterà maggiormente elevata in funzione della capacità delle molecole di vapore acqueo di legarsi al nucleo. Questo introduce una selettività nella classificazione dei nuclei di ghiacciamento, solo una frazione dell'elevata concentrazione di particolato sospeso in atmosfera, infatti, possiede le caratteristiche strutturali necessarie per fungere da nucleo di ghiacciamento e potersi attivare come tale a temperature sufficientemente vicine allo zero termico. Le osservazioni sulla distribuzione delle concentrazioni di ghiaccio in nube, la cui estensione in termini di altitudine si sviluppa notevolmente al di sopra dello zero termico, hanno portato alla possibilità di suddividere la nube stessa in macro-zone caratterizzate da una determinata probabilità di presentare la fase ghiaccio, indicate in *Tabella 1.1*.

$(0 \div -4)^{\circ}\text{C}$	$(-10 \div -15)^{\circ}\text{C}$	$\geq -20^{\circ}\text{C}$
Concentrazione predominante di goccioline sopraffuse	50% di probabilità di presenza di ghiaccio	95% di probabilità di presenza di ghiaccio

Tabella 1.1: *Probabilità di presenza di ghiaccio in nube fredda in funzione della temperatura.*

Queste, combinate con le rigide condizioni di esistenza del processo di nucleazione omogenea, portano alla conclusione che identifica la nucleazione eterogenea come il meccanismo

predominante per la formazione dei cristalli di ghiaccio embrionali e, di fatto, della presenza della fase ghiaccio in nube.

Nucleazione Omogenea

¹La nucleazione omogenea di una gocciolina d'acqua pura avviene nel momento in cui l'organizzazione stocastica delle molecole d'acqua produce la formazione di una struttura stabile simile a quella del ghiaccio, generando un cristallo di ghiaccio embrionale il quale fungerà da nucleo di ghiacciamento. I fattori determinanti la possibilità di questo processo nucleativo, dipendono quindi dal livello di energia libera superficiale all'interfaccia cristallo-liquido, perciò dal livello di sovrassaturazione ambientale, nonché dal livello di sovraraffreddamento dell'atmosfera, individuato sperimentalmente attorno ai -40°C . Tali condizioni costituiscono un limite estremo dell'ambiente atmosferico di una nube fredda, con livelli di saturazione e di temperature non comuni in nube, se non nella zona di sviluppo di cirri di alta quota.

Dalla teoria di Fletcher (1965) la variazione di energia libera associata alla formazione dell'embrione della fase ghiaccio in acqua sopraffusa (Equazione 1.1), può essere scomposta in due contributi: la variazione di energia libera per unità di volume, ossia l'energia rilasciata dal sistema, durante il passaggio di stato da liquido a solido, per unità di volume, crescente con il raggio, e la variazione di energia libera per unità di superficie legata alla necessità del sistema di richiedere energia durante il cambiamento di fase, allo scopo di costruire un'interfaccia solida in grado di sostenere la crescita degli embrioni di cristalli di ghiaccio, decrescente con il raggio.

$$\Delta G = -\frac{4}{3}\pi r^3 \alpha \cdot n_i \cdot K T \ln\left(\frac{e_w}{e_i}\right) + 4\pi r^2 \beta \sigma_{wi} \quad (1.1)$$

Dove, nell'equazione, n_i è il numero di molecole per unità di volume del solido, e_w e e_i sono rispettivamente la pressione di vapore di saturazione rispetto all'acqua e rispetto al ghiaccio, σ_{wi} è l'energia libera per unità di area dell'interfaccia liquido-solido, α e β sono due coefficienti che tengono conto, all'interno del termine di volume e del termine di superficie, rispettivamente, del fatto che l'embrione di ghiaccio non è una sfera ma ha una forma poliedrica, con r il raggio della sfera iscritta.

In particolare, il sistema subirà un processo di nucleazione efficiente solo se la sua variazione di energia rispetto all'aumento del raggio sarà negativa. Questo permette di individuare, minimizzando la relazione (Equazione 1.1), il raggio oltre il quale il nucleo risulterà stabile, in caso contrario tenderà a sublimare e fondersi di nuovo.

Ponendo quindi $\frac{\delta \Delta G}{\delta r} = 0$, si ottiene:

¹(Piazza, 2015)

$$r_{omog}^* = \frac{2\beta\sigma_{wi}}{\alpha \cdot n_i \cdot KT \ln\left(\frac{e_w}{e_i}\right)} \quad (1.2)$$

tramite il quale possiamo ricavare l'energia minima di attivazione per il processo di ghiacciamento omogeneo, ossia la *barriera di nucleazione*:

$$\Delta G_{omog}^* = \frac{16\pi\sigma_{wi}^3\xi}{3[n_iKT \ln\left(\frac{e_w}{e_i}\right)]^2} \quad (1.3)$$

dove $\xi = \frac{\beta^2}{\alpha^2} \geq 1$. Questa relazione riscritta tramite l'equazione di Clausius Clapeyron può fornire la correlazione tra la nucleazione omogenea dei cristalli di ghiaccio e il sovraraffreddamento dell'atmosfera, tale sarà:

$$\Delta G_{omog}^* = \frac{16\pi\sigma_{wi}^3\xi}{3[\Delta S_v \Delta T]^2} \quad (1.4)$$

dove $\Delta T = T_0 - T$, rappresenta il grado di sopraraffusione, con T_0 temperatura di fusione del ghiaccio e ΔS_v l'entropia di formazione del ghiaccio per unità di volume mediata su ΔT . Da questa equazione possiamo notare come le dimensioni critiche siano influenzate dal sovraraffreddamento, infatti per elevati gradi di sopraraffusione la barriera di nucleazione si abbassa, diminuiscono le dimensioni critiche, favorendo la formazione del ghiaccio. Sperimentalmente è stato possibile ricavare la temperatura di ghiacciamento per nucleazione omogenea in un intervallo di temperature tra $-37^\circ\text{C} \div -39^\circ\text{C}$ per il 99.99% dei casi (Pruppacher, 1996).

Allo stesso modo, l'energia libera di attivazione nel caso di nucleazione omogenea per passaggio diretto da vapore a solido:

$$\Delta G'_{omog}^* = \frac{16\pi\sigma_{vi}^3\xi}{3[n_iKT \ln\left(\frac{e}{e_i}\right)]^2} \quad (1.5)$$

dove σ_{vi} è l'energia libera per unità di area dell'interfaccia vapore-ghiaccio. In questo caso il processo di nucleazione è favorito da elevati valori di sovrassaturazione ($e \gg e_i$). Risultati sperimentali evidenziano che il rapporto di saturazione necessario per la nucleazione omogenea del ghiaccio vale $S_i = \frac{e}{e_i} \simeq 15$, valore molto elevato rispetto ai tipici rapporti di saturazione di nube.

Nucleazione Eterogenea

²Quando l'embrione della fase ghiaccio si forma in presenza di particelle sospese di materiale insolubile pre-esistenti, ossia quelli che sono detti nuclei di ghiacciamento, al-

²(Piazza, 2015)

lora il processo è detto nucleazione eterogenea. Tale meccanismo sfrutta la presenza di particelle di aerosol in nube per la formazione dei cristalli di ghiaccio tramite la deposizione delle molecole di acqua sul substrato del nucleo di ghiacciamento, le quali possono impattare con esso, legarsi e formare aggregati. La presenza di particelle di aerosol con una struttura cristallografica simile a quella del ghiaccio, nonché quella di condizioni atmosferiche di sovrassaturazioni e sovraraffreddamenti sufficienti a determinare l'attivazione del nucleo di ghiacciamento, rappresentano i presupposti necessari per il verificarsi del meccanismo nucleativo eterogeneo. La probabilità di verificarsi di tali condizioni in ambiente di nube, estremamente maggiore rispetto a quelle della nucleazione omogenea, rende il fenomeno della nucleazione eterogenea classificabile come il motore principale di innesco della genesi dei cristalli di ghiaccio, e conseguentemente del fenomeno nevoso. La descrizione di tale fenomeno può essere formalmente teorizzata (Fletcher, 1966) tramite un parametro m , in funzione delle dimensioni e della forma dei nuclei di ghiacciamento e derivante dalla condizione di equilibrio sull'interfaccia tra il substrato solido e il liquido depositato su di esso:

$$m = \frac{\sigma_{NLV} - \sigma_{NE}}{\sigma_{ELV}} \quad (1.6)$$

il cui intervallo possibile va da -1 a +1, livelli di minimo e massimo di bagnabilità, e dove σ_{NLV} , σ_{NE} e σ_{ELV} sono rispettivamente le energie di interfaccia tra nucleo-liquido/vapore, nucleo-embrione e embrione-liquido/vapore, derivanti dal concetto di bagnabilità e di equilibrio sull'interfaccia liquido-solido. In questi termini la barriera di energia libera per la crescita di un cristallo di ghiaccio sulla superficie di un nucleo di ghiacciamento di dimensione r è:

$$\Delta G_{eter}^* = \Delta G_{omog}^* \cdot f(m, r) \quad (1.7)$$

in cui ΔG_{omog}^* è la barriera di energia libera della nucleazione omogenea (Equazione 1.4) e $f(m, r)$ rappresenta un fattore di forma il quale dipende dalle caratteristiche geometriche del nucleo di ghiacciamento e dell'embrione di cristallo di ghiaccio in formazione.

I processi che permettono la formazione di cristalli di ghiaccio in atmosfera sono differenti e di diversa natura, a partire dalla basilare deposizione di vapore acqueo sul substrato, si individuano tre diverse tipologie di nucleazione eterogenea (Figura 1.1). La distinzione e l'importanza relativa di ognuna di queste modalità, coesistenti e contemporanee in nube, non sono ben definite e perciò ognuna di esse contribuisce al fenomeno generale della *nucleazione del ghiaccio*.

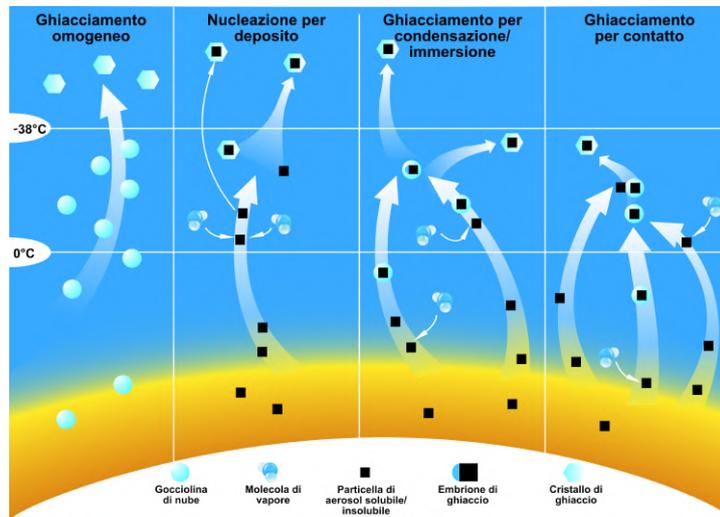


Figura 1.1: *Meccanismi di ghiacciamento in nube: nucleazione omogenea, deposizione eterogenea, nucleazione per condensazione/immersione e nucleazione per contatto, (Levizzani, 2021).*

- Deposizione eterogenea (*deposition mode*): in presenza di temperature al di sotto dello zero termico ed elevate sovrassaturazioni rispetto al ghiaccio, la modalità di ghiacciamento per deposizione eterogenea rappresenta il processo di trasferimento diretto del vapore acqueo sulla superficie del nucleo di ghiacciamento e la sua conversione in ghiaccio.
- Nucleazione per assorbimento (*condensation freezing mode*): processo in due step: dapprima si ha la condensazione del vapore acqueo sul nucleo, in questa fase definito *nucleo di condensazione*, con formazione di un'idrometeora in fase liquida, la quale ghiaccerà durante la condensazione a causa della presenza di atmosfera sovraraffreddata.
- Nucleazione per ghiacciamento da contatto (*contact freezing mode*): i nuclei di ghiacciamento, in questa modalità di formazione dei cristalli di ghiaccio, avviano la fase ghiaccio istantaneamente al contatto di una gocciolina sopraffusa.
- Nucleazione per ghiacciamento da immersione (*immersion freezing mode*): i nuclei di ghiacciamento in questa modalità sono immersi in goccioline sopraffuse, il ghiacciamento in questo caso non risulterà istantaneo ma tuttavia consequenziale nel momento in cui si avrà sovraraffreddamento sufficiente.

Una volta completato il processo di nucleazione eterogenea avviene l'effettiva formazione dei cristalli di ghiaccio, i quali identificano, in funzione della temperatura e dei livelli di sovrassaturazione della nube, tre forme principali (Figura 1.2; Tabella 1.2), che sono

la base di un'ampia e ramificata varietà di cristalli di ghiaccio naturali, minuziosamente raccolta e classificata (Appendice A).

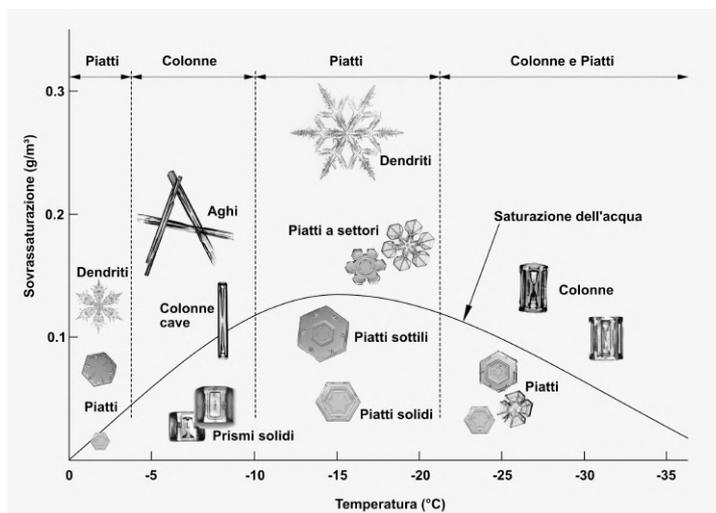


Figura 1.2: *Diagramma di Nakaya, rappresenta la relazione tra la geometria degli aggregati dei cristalli di ghiaccio, la temperatura e la sovrassaturazione dell'acqua, (Levizzani, 2021).*

Temperatura °C	Forma di base	Tipologia di cristallo
0 ÷ -4	Piatto	Piatti esagonali sottili
-4 ÷ -10	Prisma	Aghi (-4 ÷ -6 °C) Colonne cave (-5 ÷ -10 °C)
-10 ÷ -22	Piatto	Piatti a settori(-10 ÷ -12 °C) Dendriti (-12 ÷ -16 °C) Piatti a settori (-16 ÷ -22 °C)
-22 ÷ -50	Prisma	Colonne cave

Tabella 1.2: *Variazione delle forme di base dei cristalli di ghiaccio con la temperatura (De Bellis, 2010).*

1.1.2 Nuclei di Ghiacciamento

Lo studio dei nuclei di ghiacciamento si focalizza sul determinare la natura e la concentrazione atmosferica delle particelle di aerosol con significativa capacità nucleativa, nonché la temperatura di attivazione degli stessi, variabile fondamentale per stabilirne l'efficacia come nuclei. Lo spettro di attività dei nuclei di ghiacciamento in nube, ossia la concentrazione di nuclei attivi N_{ng} , infatti, mostra una decrescita esponenziale con la temperatura T_s , la quale rappresenta il grado di raffreddamento. Andamento mostrato dalla formula empirica di origine sperimentale (Fletcher, 1965):

$$N_{ng} = A \cdot \exp(\beta T_s) \quad (1.8)$$

dove β e A sono costanti determinabili sperimentalmente.

Il confronto tra la concentrazione di nuclei di ghiacciamento rispetto alla concentrazione totale di particelle di aerosol atmosferico, rende chiaramente come il meccanismo di formazione dei cristalli di ghiaccio in nube sia un processo estremamente selettivo. Ad esempio, alla temperatura di -20 °C, la concentrazione tipica dei nuclei di ghiacciamento è di un nucleo per litro d'aria, il che porta ad avere, su una concentrazione tipica di aerosol di 10^4 cm^{-3} , l'attivazione come nucleo di ghiacciamento di una sola particella su 10^7 . La ragione della rarità di questi nuclei è dovuta ai rigorosi requisiti (Pruppacher, 1996) che una particella di aerosol deve soddisfare per potersi attivare come tale:

1. *Insolubilità*

In generale i nuclei di ghiacciamento sono altamente insolubili all'acqua. Questo permettere di ovviare al chiaro svantaggio della solubilità del substrato, ossia la tendenza a dissolversi sotto l'azione dell'acqua prima che l'embrione di ghiaccio possa formarsi.

2. *Dimensionali*

L'efficienza di nucleazione diminuisce al decrescere della superficie del nucleo di ghiacciamento. Da studi sperimentali, in particolare, è stato mostrato come le dimensioni delle particelle di aerosol, più efficienti nel ruolo di nucleo di ghiacciamento, corrispondono alle dimensioni delle particelle classificate come "*large particles*" [$0.2 \div 1$] μm , molto più efficaci rispetto alle "*Aitken particles*" [$5.0 \times 10^{-3} \div 0.2$] μm . Vi è infatti un'elevata correlazione (Georgii & Kleinjung, 1967; Pruppacher, 1996) (Figura 1.3) tra la concentrazione dei nuclei di ghiacciamento e la concentrazioni di "large" particles, mentre non vi è alcuna correlazione con la concentrazione delle particelle di Aitken.

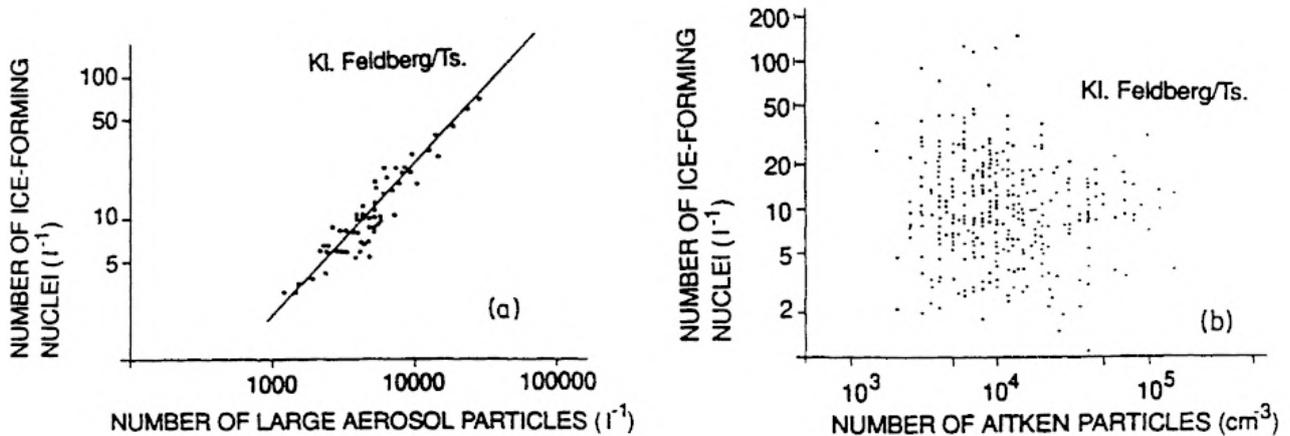


Figura 1.3: *Relazione tra le concentrazioni di nuclei di ghiacciamento e particelle di aerosol sul Monte Feldberg/Taunus (Germania). (a) large particles, (b) Aitken particles (Pruppacher, 1996; Georgii & Kleinjung, 1967).*

3. *Legami chimici*

La natura dei legami chimici che caratterizzano i nuclei di ghiacciamento, in termini di forza di legame alla superficie, influenza nettamente l'attitudine nucleatrice del nucleo. In particolare, più la struttura dei legami chimici del nucleo assomiglia, in termini di forza, polarità e simmetria, al legame tra idrogeno e ossigeno nel reticolo del cristallo di ghiaccio, più il nucleo mostra una buona efficienza di nucleazione del ghiaccio.

4. *Cristallografici*

L'organizzazione geometrica dei legami sulla superficie del substrato ha un'importanza significativa nel determinare l'efficienza di nucleazione del ghiaccio. È abbastanza ragionevole presumere come la crescita sia favorita dal fatto che i componenti del reticolo cristallografico del substrato esibiscano una disposizione assomigliante il più possibile a quella della molecola d'acqua, ciò facilita l'accoppiamento atomico nell'interfaccia tra ghiaccio e nucleo di ghiacciamento.

5. *Siti attivi*

La presenza di irregolarità ed impurezze chimiche, localizzate sulla superficie, definiscono siti attivi che possono determinare il comportamento nucleativo del substrato. Questo perché la creazione del nucleo porta alla distruzione del difetto della struttura cristallina, rilasciando la sua energia ed abbassando la barriera di attivazione della nucleazione eterogenea.

Nonostante gli ampi studi effettuati su questi requisiti, la previsione dell'abilità nucleativa delle particelle di aerosol, sulla base di queste proprietà chimico-fisiche, non è possibile. Gli studi, a questo proposito, si sono orientati su sperimentazioni di diversa natura, atte ad ampliare e migliorare le conoscenze riguardo le concentrazioni e la natura dei nuclei di ghiacciamento in atmosfera, con il conseguente vantaggio di collezionare un elevato elenco di sostanze con valenza di nucleatori del ghiaccio (Figura 1.4). A partire dagli studi sperimentali effettuati sui nuclei di ghiacciamento, infatti, sono state identificate particelle di origine sia organica che inorganica, con potere nucleativo estremamente rilevante in atmosfera. In questi termini, i componenti maggioritari individuati nell'insieme complessivo di tali sostanze sono le *polveri minerali* come minerali di argilla (*kaolinite*) e polveri desertiche, e *bioaerosol primario*, ossia particolato di origine biologica come batteri (*Pseudomonas syringae*), pollini e materiale da decomposizione biologica.

Substance	Crystal lattice dimension		Temperature to nucleate ice (°C)	Comments
	a axis (Å)	c axis (Å)		
Pure substances				
Ice	4.52	7.36	0	—
AgI	4.58	7.49	-4	Insoluble
PbI ₂	4.54	6.86	-6	Slightly soluble
CuS	3.80	16.43	-7	Insoluble
CuO	4.65	5.11	-7	Insoluble
HgI ₂	4.36	12.34	-8	Insoluble
Ag ₂ S	4.20	9.50	-8	Insoluble
CdI ₂	4.24	6.84	-12	Soluble
I ₂	4.78	9.77	-12	Soluble
Minerals				
Vaterite	4.12	8.56	-7	
Kaolinite	5.16	7.38	-9	(Silicate)
Volcanic ash	—	—	-13	
Halloysite	5.16	10.1	-13	
Vermiculite	5.34	28.9	-15	
Cinnabar	4.14	9.49	-16	
Organic materials				
Testosterone	14.73	11.01	-2	
Chloesterol	14.0	37.8	-2	
Metaldehyde	—	—	-5	
β-Naphthol	8.09	17.8	-8.5	
Phloroglucinol	—	—	-9.4	
Bacterium	—	—	-2.6	(Bacteria in leaf mold)
<i>Pseudomonas Syringae</i>				

Figura 1.4: *Elenco dei nuclei di ghiacciamento, delle caratteristiche cristallografiche (assi cristallografici) e delle rispettive temperature di attivazione.*

1.1.3 Crescita diffusiva

A seguito della nucleazione di un numero sufficiente di cristalli di ghiaccio embrionali in nube, al suo interno si stabilirà un ambiente caratterizzato dalla coesistenza di

cristalli di ghiaccio e acqua, condizione fondamentale per la formazione della precipitazione nevosa. Poiché i cristalli di ghiaccio possano divenire precipitanti, essi dovranno accrescere fino a raggiungere dimensioni e massa di un'idrometeora precipitante. Il meccanismo predominante per la crescita dei cristalli di ghiaccio è la crescita diffusiva, ossia la crescita dovuta alla deposizione del vapore acqueo sulla superficie dei cristalli e il suo immediato ghiacciamento. Ciò è dovuto dalla differenza tra la pressione di vapore del ghiaccio e la pressione di vapore dell'acqua liquida, la quale risulta essere maggiore rispetto a quest'ultima. Il rapporto di saturazione rispetto al ghiaccio S_i , infatti, può essere descritto in relazione al rapporto di saturazione rispetto all'acqua liquida S , nel seguente modo:

$$S_i = \frac{e}{e_i} = \frac{e}{e_s} \frac{e_s}{e_i} = S \frac{e_s}{e_i} \quad (1.9)$$

Tale relazione si traduce in una condizione per la quale una nube satura rispetto all'acqua liquida avrà una maggiore saturazione rispetto al ghiaccio, motivo per cui l'ambiente di nube è estremamente favorevole alla crescita per diffusione/deposizione di vapore acqueo. L'equazione che caratterizza la crescita del cristallo in questi termini (Equazione 1.10), ossia il tasso di deposizione di massa sul cristallo stesso, viene convenzionalmente ricavata tramite un'analogia con la teoria elettrostatica: assumendo che la diffusione del calore e del vapore acqueo nelle vicinanze di un cristallo, con forma complessa e variabile, si comporti analogamente al tasso di dissipazione della carica elettrica in un condensatore carico di forma simile (Equazione 1.11).

$$\frac{dm}{dt} = 4CD(\rho_v - \rho_{vr}) \quad (1.10)$$

$$\frac{dq}{dt} = 4C(V_\infty - V_s) \quad (1.11)$$

dove C è la capacità del cristallo di ghiaccio, la quale varia in funzione della forma e delle dimensioni del cristallo, D è il coefficiente di diffusione molecolare, ρ_v è la densità di vapore acqueo dell'ambiente e ρ_{vr} è la densità di vapore acqueo sulla superficie del cristallo.

Durante questo tipo di crescita delle idrometeore ghiacciate viene emesso calore latente di sublimazione l_s , il quale riscalda la superficie del cristallo aumentando la densità di vapore nei pressi della stessa. Sotto condizioni stazionarie ciò viene descritto dal bilancio tra tasso di calore latente e calore trasferito alla superficie:

$$\frac{\rho_v - \rho_{vr}}{T_{vr} - T_v} = \frac{K}{Dl_s} \quad (1.12)$$

il quale rende la crescita diffusiva esprimibile in modo più completo, in funzione dei processi che avvengono sulla superficie del cristallo nella loro complessità:

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4CD(S_i - 1)}{\left(\frac{l_s}{R_v T} - 1\right) \frac{l_s}{KT} + \frac{R_v T}{e_i(T)D}} \quad (1.13)$$

Questo processo di crescita prosegue fintanto che vi sarà disponibilità di vapore acqueo nei pressi del cristallo. Per poter mantenere la pressione di vapore all'equilibrio sulla superficie dell'idrometeora, ed evitare che il vapore acqueo si esaurisca ed interrompa la crescita del cristallo, è necessario, perciò, che una frazione di goccioline sopraffuse di acqua liquida evaporino, seguendo il meccanismo di *Bergeron-Findeisein*. Questo processo prevede che la crescita del cristallo di ghiaccio può proseguire a spese della concentrazione di acqua liquida sotto forma di goccioline sopraffuse nell'ambiente, elevata nella maggior parte dello spessore della nube.

1.1.4 Accrescimento e Aggregazione

I cristalli di ghiaccio formati in nube e cresciuti per diffusione di vapore acqueo in atmosfera sovraraffreddata, si trovano ora nelle condizioni migliori per superare il raggio critico che li porta ad evolvere da idrometeore di nube a idrometeore precipitanti, ossia a divenire precipitazione nevosa. Nel momento in cui i cristalli di ghiaccio divengono sufficientemente massivi da cadere per effetto gravitazionale, potranno crescere ulteriormente per collisione e coalescenza di cristalli di ghiaccio o goccioline sopraffuse durante la caduta. Il processo di collezione può essere descritto da un modello quasi-stocastico in cui la problematica principale è rappresentata dall'elevatissima variabilità di forma geometrica dei cristalli, dalla complessità delle stesse e dall'orientazione che assumono durante la caduta.

Possiamo perciò dedurre come sia determinante per la crescita per aggregazione ed accrescimento dei cristalli di ghiaccio, essendo entrambe basate sulla collezione di idrometeore durante la caduta gravitazionale, la velocità terminale dei cristalli. Si parte da un massimo attorno ad 1 *m/s* diminuendo progressivamente con le dimensioni del cristallo. Una formula che fornisce un'approssimazione della velocità di caduta degli aggregati e dei cristalli di ghiaccio *rimed*, ossia le graupel, è data dalla seguente equazione:

$$u = kD^n \quad (1.14)$$

dove D è il diametro equivalente in acqua liquida del cristallo (cm), u è la velocità di caduta (cm/s) ed i parametri k ed n sono variabili della tipologia di cristallo (Tabella 1.3).

	k	n
Dendriti	160	0.3
Colonnari/Piatti	234	0.3

Tabella 1.3: Valori tipici delle variabili k e n per le tre forme base dei cristalli di ghiaccio.

Accrescimento

Il cristallo di ghiaccio precipitante, durante la caduta, sperimenterà la cattura di goccioline sopraffuse, la cui concentrazione aumenta man mano che la quota in nube diminuisce. Durante il contatto tra il cristallo di ghiaccio e le goccioline sovraraffreddate possono avviarsi due meccanismi:

1. Il congelamento della gocciolina al contatto con il cristallo è immediato, portando alla formazione di uno strato orlato sulla superficie e alla conseguente formazione delle idrometeorie ghiacciate, precursori della grandine, le *Graupel*.
2. Il congelamento al contatto non è immediato e perciò si avrà la formazione di una stratificazione densa attorno alla superficie del cristallo.

L'equazione di crescita per accrescimento dei cristalli di ghiaccio può essere espressa come:

$$\frac{dm}{dt} = \bar{E}MR^2u(R) \quad (1.15)$$

dove m è la massa della particella, \bar{E} rappresenta l'efficienza di collisione, M il contenuto di acqua liquida della nube, R il raggio e $u(R)$ la velocità terminale del cristallo.

Aggregazione

L'aggregazione rappresenta il processo conclusivo della formazione dell'oggetto del nostro studio: la neve. Il fiocco di neve rappresenta la forma di precipitazione nevosa più comune nella stagione invernale alle medie latitudini, il quale si origina dall'aggregazione di cristalli di ghiaccio in fiocchi di neve. L'equazione di crescita dei fiocchi di neve, simile a quella dell'accrescimento degli stessi, è data dalla relazione:

$$\frac{dm}{dt} = \bar{E}MR^2\Delta u \quad (1.16)$$

dove m è la massa della particella, \bar{E} l'efficienza media di collisione, M il contenuto di ghiaccio nelle nubi, R il raggio del cristallo e Δu è la differenza nella velocità di caduta

del fiocco di neve e dei cristalli di ghiaccio, essenzialmente costante. Talvolta è maggiormente efficace l'espressione di tale relazione in funzione della popolazione dei cristalli di ghiaccio, ossia in termini di densità numerica N e di densità dell'acqua congelata ρ : $M = Nv\rho$, con v il volume medio dei cristalli. Se supponiamo che il fiocco di neve abbia la stessa densità del cristallo di ghiaccio allora: $m = \rho V$, dove V denota il volume. Ciò ci porta a giungere ad una relazione finale espressa dall'equazione seguente:

$$\frac{dV}{dt} = B\bar{E}V^{\frac{2}{3}}Nv\Delta u \quad (1.17)$$

con $B^3 = \frac{9}{16}$.

Queste equazioni di crescita sono chiaramente solo approssimazioni della crescita per accrescimento ed aggregazione dei cristalli di ghiaccio, ma sono ragionevolmente validate a partire dalle osservazioni di graupel e fiocchi di neve.

1.2 Tipologie di precipitazione nevosa

L'elevata concentrazione di cristalli di ghiaccio ed aggregati, in una vasta gamma dimensionale, rendono l'ambiente di nube il luogo di formazione della precipitazione nevosa. Raggiunte le dimensioni e la massa sufficienti a vincere le correnti ascensionali, le idrometeore ghiacciate precipitano e perdono quota continuando a crescere fino ad oltrepassare la base della nube ed abbandonarla sotto forma di neve. La neve, tuttavia, non è l'unica tipologia di precipitazione nevosa possibile, in funzione della stratificazione termica al di sotto della nube si possono identificare diverse tipologie di precipitazione solida.

1.2.1 Classificazione

Un sistema di classificazione delle diverse tipologie di precipitazioni nevose venne definita nel 1951 dall'*ICSI, International Commission on Snow and Ice*, accettato come sistema standard di riferimento:

- *Cristalli di neve*: Si manifestano come singoli cristalli di ghiaccio sospesi in atmosfera stabile a basse temperature. La forma del cristallo è estremamente variabile, in base alle condizioni di temperatura e saturazione.
- *Graupel (Snow pellets)*: Idrometeore ghiacciate di forma pressoché sferica, a bassa densità, che si originano dall'incontro di cristalli di ghiaccio o aggregati in caduta all'interno di un'elevata concentrazione di goccioline sopraffuse, le quali, al contatto ghiacciano istantaneamente producendo un'orlatura opaca attorno al cristallo. Le dimensioni hanno diametri variabili tra 2 mm e 5 mm.

- *Neve tonda (Ice pellets)*: Si tratta di un tipo di precipitazione costituita da sferoidi ghiacciati con dimensioni ridotte, diametri inferiori ai 5mm . A livello internazionale sono riconosciute con due manifestazioni differenti: nevischio (*sleet*) o piccola grandine (*small hail*). Il primo consiste in una precipitazione composta da acqua mista a neve, dovuta alla fusione parziale della neve nell'incontro di uno strato atmosferico caldo e sottile. La seconda invece consiste in snow pellet racchiusi all'interno di un sottile strato di ghiaccio, il quale può formarsi per accumulo e ricongelamento di goccioline sulla superficie dell'idrometeora.
- *Grani di ghiaccio (Snow grain)*: Granelli di neve o neve granulare, sono agglomerati con dimensioni di circa 1mm composti di cristalli di ghiaccio di diversi tipi, perciò caratterizzati da una vasta gamma di dimensioni e complessità. Derivano dal ricongelamento di gocce di pioggia, originate dalla fusione degli aggregati sovrastanti, nel passaggio attraverso uno strato atmosferico più freddo.

1.2.2 Livello di zero termico

Il presentarsi di precipitazione ghiacciata al suolo, in una delle tipologie classificate precedentemente, dipende strettamente dalle condizioni dell'atmosfera compresa tra la base della nube ed il suolo. In particolare, i fattori principali sono rappresentati dal *livello di zero termico* e dalle condizioni di *stratificazione termica dell'ambiente sub-nube*.

Il livello di zero termico (*freezing level*) rappresenta la quota in atmosfera libera al di sotto della quale la temperatura atmosferica transita da valori negativi a valori positivi. In base alla quota che assume tale livello e alle condizioni termiche dell'atmosfera al di sotto della nube, possiamo determinare quanto la precipitazione nevosa possa scendere in libera atmosfera, nonché trovarci in situazioni più o meno favorevoli per una sua specifica tipologia.

Se il livello di zero termico coincide con il suolo lo strato tra la base della nube e il suolo stesso è caratterizzato da una distribuzione di temperatura omogenea e negativa. Questo porta i cristalli di ghiaccio in nube a precipitare al suolo senza subire variazioni sostanziali, perciò gli aggregati, i fiocchi di neve, possono raggiungere il suolo come tali e dare luogo alle comuni *neviccate*.

Se il livello di zero termico si colloca a quote molto elevate, vicino alla base della nube, gli aggregati dei cristalli di ghiaccio, durante la caduta, attraversano uno strato di aria con temperatura elevata che li porta alla fusione totale e a raggiungere il suolo sotto forma di *pioggia invernale*.

Tuttavia, se tra la nube e il suolo si infrappone uno strato di atmosfera relativamente caldo, potremmo distinguere la formazione di tipologie di precipitazione ghiacciata differenti a seconda dello spessore di tale strato di inversione termica (Figura 1.5). Se lo spessore è abbastanza rilevante, questo porterà ad una fusione totale degli aggregati dei cristalli di ghiaccio, i quali incontrando nuovamente uno strato di aria con temperatu-

ra al di sotto dello zero termico, in prossimità del suolo, ghiacceranno istantaneamente dando luogo al fenomeno del *gelicidio*. In caso contrario, in presenza di uno strato di inversione limitato in quota, gli aggregati fonderanno parzialmente o totalmente ma ri ghiacceranno nel successivo strato atmosferico freddo formando la cosiddetta *freezing rain* (pioggia gelata).

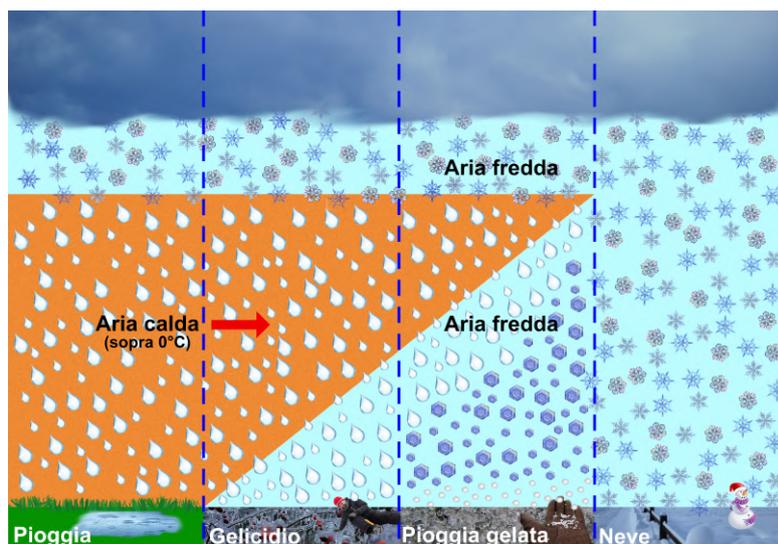


Figura 1.5: Tipologie di precipitazione invernale in funzione della stratificazione termica dello strato compreso tra la base della nube ed il suolo (Levizzani, 2021).

1.3 Proprietà della neve

1.3.1 *Metamorfismo*

Una volta raggiunto il suolo i cristalli di neve e gli aggregati si legano tra loro formando molteplici strati, che costituiscono, il *manto nevoso*, la cui conformazione varierà in funzione della forma e delle caratteristiche dei cristalli. Nel corso del tempo queste ultime subiranno una serie di trasformazioni, dette *metamorfismi*, a causa delle condizioni ambientali in cui si trovano, le quali determinano le proprietà meccaniche ed il tempo di persistenza al suolo di ogni strato del manto. Ad esempio, i cristalli di neve di forma complessa, come i cristalli dendritici o ramificati, sono estremamente instabili e tendono rapidamente a mutare. Cristalli con forme più dense e arrotondate, come le Graupel, sono più stabili e perciò tendono a persistere a lungo, grazie soprattutto al ridotto rapporto tra superficie e volume dovuto alla sfericità. In questi termini la neve può essere definita come un materiale poroso e permeabile, ossia una matrice solida formata da ghiaccio che delimita interstizi, i pori, contenenti acqua in fase vapore e/o fase liquida. I

metamorfismi che subiscono i cristalli costituenti il manto, infatti, vengono condizionati dalla presenza dell'acqua nelle tre diverse fasi. Ciò rende la termodinamica dell'acqua responsabile di scambi attivi di massa tra i costituenti del manto nevoso. In caso di assenza di acqua allo stato liquido, la neve viene definita asciutta e i metamorfismi avvengono tramite la fase di vapore, in caso contrario la neve viene definita umida ed i metamorfismi sfruttano la fase liquida.

Neve asciutta

In assenza di acqua allo stato liquido, all'interno del manto i pori contengono solo aria satura di vapore acqueo con temperature tipicamente inferiori a $-0.01\text{ }^{\circ}\text{C}$. In questo caso, la differenza di curvatura delle superfici dei cristalli porta all'instaurarsi di pressioni di vapore su di esse. Per temperature uniformi nel manto, condizione che si verifica principalmente nei primi istanti di formazione dello strato quando la temperatura si assesta sullo zero termico, l'aria che circonda le superfici convesse ha pressione di vapore maggiore rispetto alle superfici concave; ciò determina un flusso di vapore acqueo dalle zone convesse a quelle concave, provocando la perdita per sublimazione di molecole sulla superficie delle prime e deposizione sulle seconde. Questo processo, detto *metamorfismo distruttivo*, porta al disintegrarsi delle strutture complesse del cristallo, come le ramificazioni, le quali divenendo vapore acqueo vanno a depositarsi verso il nucleo del cristallo, ghiacciandosi, arrotondando e accrescendo il cristallo.

Come detto, le condizioni di isotermità nel manto sono limitate ai primi istanti della sua formazione. Per manti nevosi di spessore consistente e composti di molteplici strati è più comune l'instaurarsi di un gradiente termico interno Γ (Figura 1.6). Gli scambi termici tra il manto e le superfici di contatto inferiore, suolo, per riscaldamento della neve da parte del calore geotermico e cumulato, e superiore, atmosfera, per influenza delle condizioni ambientali, provocano una variazione della temperatura interna del manto, dal suolo alla superficie. In funzione dei valori assunti dal gradiente termico nel manto, questo influenzerà la tipologia di metamorfismo agente sui costituenti cristallini, nello specifico distinguiamo:

- Basso gradiente: $\Gamma < 0.05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{cm}$
- Medio gradiente: $0.05 < \Gamma < 0.2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{cm}$
- Alto gradiente: $\Gamma > 0.2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{cm}$

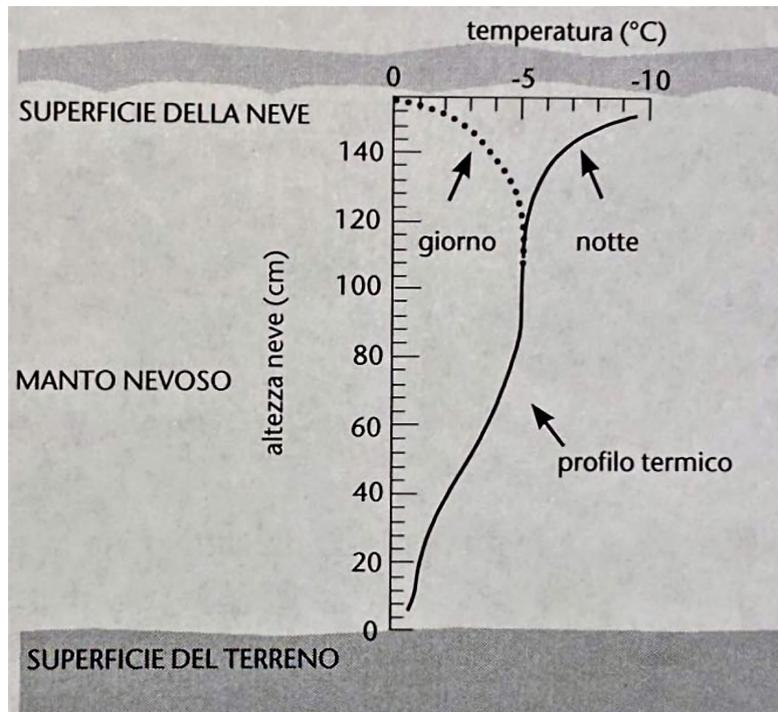


Figura 1.6: *Andamento della temperatura all'interno del manto nevoso, con variazione diurna e notturna dello strato superficiale (Bertoni, 2010).*

Nello specifico, il gradiente di temperatura influisce sui metamorfismi della neve asciutta in quanto le differenze di temperatura nel manto portano a corrispondenti variazioni di pressione di vapore saturo, crescenti con la temperatura. Questo porta alla generazione di un flusso di vapore diretto dalle superfici dei cristalli a temperatura elevata verso quelli a temperatura inferiore, il quale determina la sublimazione delle molecole di vapore in corrispondenza delle superfici calde e la seguente deposizione sulle superfici fredde. Il vapore acqueo in questo modo subisce uno spostamento verso l'alto, attraverso i pori del manto, portando alla ricristallizzazione dei suoi costituenti, processo di *metamorfismo costruttivo*.

Neve umida

Meccanismi di umidificazione del manto, come il raggiungimento del punto di fusione e conseguente scioglimento degli strati superficiali, per scambi di calore nel sistema neve-atmosfera, e l'apporto diretto di acqua sotto forma di pioggia, sono causa della presenza di acqua allo stato liquido nel manto nevoso. In determinate percentuali di contenuto di

acqua liquida L , l'umidificazione del manto influenza in modo determinante i processi di metamorfismo:

- $L < 8\%$: Basse percentuali di volume comportano una compresenza di vapore acqueo e acqua liquida all'interno dei pori del manto, di conseguenza il metamorfismo può essere imputato a due meccanismi: il flusso di vapore acqueo per differenza di pressione di vapore da superfici convesse a superficie concave (1.3.1, pag. 20) e il flusso uscente di acqua liquida, attraverso i pori, indotto dalla differenza di pressione dell'aria e dell'acqua, ossia la pressione capillare dell'acqua all'interno degli interstizi della matrice solida in fase ghiaccio, favorito dalla permeabilità e porosità del mezzo.
- $L > 15\%$: Alte percentuali di volume portano alla saturazione della neve e al completo riempimento dei pori di acqua liquida. In questo caso, perciò, il metamorfismo sarà completamente governato dal flusso di calore trasmesso dall'acqua durante i processi di fusione e ricongelamento, efficaci a causa della differenza di conduzione termica di aria e acqua, nettamente superiore per quest'ultima. Poiché la temperatura di fusione varia con l'inverso del raggio di curvatura, i gradienti termici interni danno luogo ad un processo di fusione delle superfici convesse, corrispondenti a basse temperature di fusione, e ricongelamento dell'acqua liquida sulle superfici concave. Questi scambi di massa tendono ad arrondare e accrescere le dimensioni dei grani e definiscono il cosiddetto *metamorfismo di fusione*. All'interno di questo meccanismo, i cristalli di ghiaccio più piccoli fondono più rapidamente, sfruttando un apporto di calore di fusione prodotto da cristalli più grandi, che rilasciano calore latente nel processo di ricongelamento di acqua sulla superficie.
- $8 < L < 15\%$: Un contenuto intermedio di acqua liquida all'interno del manto comporta la presenza di bolle d'aria nei pori che causano un riduzione della conducibilità termica e perciò rallentano i flussi di calore ed i conseguenti metamorfismi.

1.3.2 Proprietà ottiche

Lo studio delle proprietà ottiche e radiative del manto nevoso è di estrema rilevanza climatologica, per l'influenza della componente di radiazione riflessa, l'albedo, sul bilancio energetico del sistema terra-sole, e osservativa, poiché le modalità di interazione della radiazione con il manto influenzano il corretto monitoraggio della copertura nevosa tramite telerilevamento satellitare, remote sensing. La neve, così come ciascun materiale opaco alla radiazione, è caratterizzato dalla sua specifica *firma spettrale*, in funzione del grado di riflessione, assorbimento e trasmissione della radiazione incidente sullo spettro delle lunghezze d'onda. Nello specifico, il manto nevoso, presenta un'elevata riflettanza sulle lunghezze d'onda del visibile ($VIS: \lambda = [0,4 - 0,75] \mu m$) la quale diminuisce nel

passaggio al vicino infrarosso (*NIR*: $(\lambda = [0,78 - 0,90] \mu m)$) fino a raggiungere il minimo di riflettanza in prossimità delle lunghezze d'onda relative alla radiazione infrarossa ad onda corta (*SWIR*: $\lambda = [1,57 - 1,78] \mu m$). La variabile radiativa di maggior rilevanza in questo contesto è, infatti, l'albedo. L'albedo è definito come il rapporto tra la frazione di radiazione solare riflessa dalla superficie, il manto nevoso, e la radiazione solare incidente integrato su tutto lo spettro delle lunghezze d'onda di interesse. L'albedo della neve e del ghiaccio può raggiungere valori attorno a 0.90, i quali possono tuttavia subire determinanti variazioni in funzione del tipo di neve e della distribuzione spettrale della radiazione incidente. Diversi fattori contribuiscono con diversa modalità e rilevanza alla variabilità intrinseca dell'albedo del manto nevoso e a partire dallo studio di ognuno di essi sono stati sviluppati svariati modelli nel corso del tempo.

Granulometria

Uno dei fattori che maggiormente influisce sulla variazione dell'albedo del manto nevoso è la granulometria, ossia la distribuzione delle dimensioni dei granelli di neve, nati dal metamorfismo dei cristalli di neve che hanno raggiunto il suolo sotto forma di precipitazione nevosa. Le dimensioni dei granelli di neve, contemporaneamente all'evoluzione dell'età del manto, crescono anche molto rapidamente dal momento della deposizione al suolo dei cristalli fino al completo scioglimento della neve, evidenziando massimi nei giorni nevosi e nei giorni immediatamente successivi ad una nevicata e valori minimi tra una precipitazione e l'altra. In corrispondenza dell'evoluzione granulometrica del manto nel tempo, si ha una netta decrescita dell'albedo della neve al crescere delle dimensioni dei granelli, in quanto, granelli più grandi aumentano la probabilità di assorbimento della radiazione incidente all'interno del manto. Nello specifico la decrescita dell'albedo si riscontra principalmente, come da Figura 1.7, alle lunghezze d'onda del vicino infrarosso, in cui la neve risulta moderatamente assorbente, evidenziando drastici cali dell'albedo da un valore tipico di 0.90 fino ad anche valori vicini a 0.50 per aumenti del raggio dei granelli da $50 \mu m$ a $1000 \mu m$. Alle lunghezze d'onda del visibile invece, poiché la neve è tendenzialmente trasparente alla radiazione, la granulometria non influisce in modo apprezzabile sull'albedo, provocandone una decrescita minima.

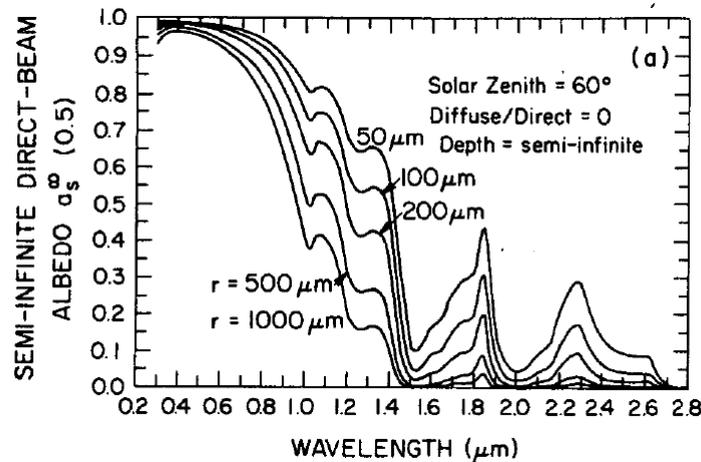


Figura 1.7: Albedo di un manto nevoso semi-infinito in funzione della lunghezza d'onda per diverse dimensioni dei granelli di neve (Wiscombe, 1980a).

Contenuto di acqua liquida

Il contenuto di acqua liquida nel manto nevoso può essere considerato come un fattore di influenza indiretta sulla riduzione dell'albedo della neve. Ciò avviene perché l'acqua rimpiazza all'interno del manto l'aria negli interstizi che separano i grani di ghiaccio e può, in questo modo, causare la rapida crescita dei grani stessi. La variazione dell'albedo della neve, perciò, non è dovuta direttamente al contenuto di acqua liquida ma all'influenza che esso ha nella crescita delle dimensioni dei granelli di neve, i quali, come visto, sono i diretti responsabili del calo di riflettività. Gli studi sull'influenza sulle proprietà ottiche del contenuto di acqua liquida infatti (O'Brien, 1975) (Figura 1.8) hanno mostrato come un campione di manto nevoso in fase di scioglimento, quindi con quantità consistenti di acqua liquida al suo interno, abbia lo stesso effetto sull'albedo del manto del campione stesso dopo aver subito un ricongelamento, non rilevando sostanziali variazioni delle dimensioni dei grani di ghiaccio a seguito del congelamento dell'acqua negli interstizi. La presenza dell'acqua all'interno del manto nevoso perciò provoca l'aumento delle dimensioni dei grani ed inoltre ne accelera il tasso di crescita, in quanto l'esposizione a deboli condizioni di fusione possono ridurre considerevolmente l'albedo.

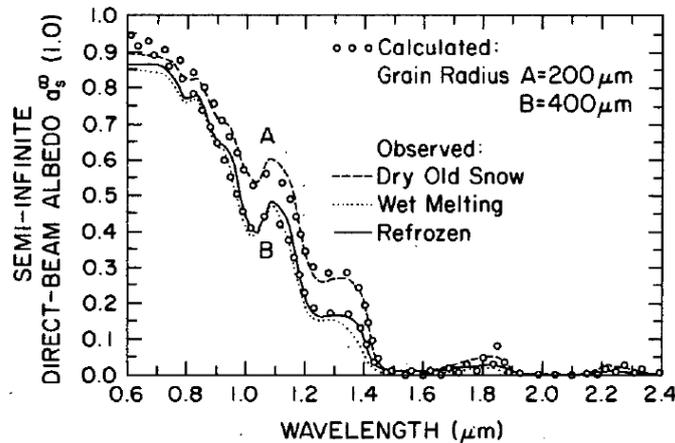


Figura 1.8: Confronto tra variazione dell'albedo in funzione della lunghezza d'onda per un campione di manto nevoso (Dry Old Snow), in condizioni di fusione (Wet Melting) e ricongelamento (Refrozen) per evidenziare l'effetto del contenuto di acqua liquida del manto nevoso sull'albedo e sulla dimensione dei granelli di neve (Wiscombe, 1980a; O'Brien, 1975).

Angolo zenitale

L'aumento dell'angolo zenitale, ossia l'angolo di incidenza della radiazione solare, ha un'influenza positiva sull'albedo del manto nevoso, provocandone la crescita a tutte le lunghezze d'onda dello spettro, con diverse sensibilità per il vicino infrarosso ed il visibile. Quando il sole si colloca allo zenith, ossia a 90° di inclinazione rispetto alla superficie terrestre, la crescita dell'albedo è limitata nel visibile, mentre corrisponde ad un valore di circa 0.2 nel vicino infrarosso. Man mano poi che l'angolo zenitale diminuisce e il sole si avvicina all'orizzonte, l'albedo subirà una progressiva crescita. La ragione risiede nel fatto che per angoli zenitali piccoli, in media, i fotoni subiscono eventi di diffusione in tutte le direzioni vicino alla superficie del manto, incidendo su di essa con un angolo radente. Questo incrementa la probabilità che tale evento di diffusione risulti in direzione uscente dalla superficie come radiazione riflessa, al crescere dell'angolo zenitale invece prevale la probabilità che la radiazione penetri a profondità maggiori e subisca assorbimento da parte del manto nevoso.

Copertura nuvolosa

L'influenza della copertura nuvolosa sull'albedo del manto nevoso si distingue in due effetti coesistenti:

Il primo effetto è quello di assorbire la radiazione infrarossa ad onda corta incidente e di convertirla da radiazione diretta a radiazione diffusa in tutte le direzioni. L'effetto

perciò si riconduce alla variazione dell'angolo zenitale effettivo e di conseguenza alla variazione dell'albedo. Per la radiazione diffusa pura, l'angolo zenitale effettivo corrisponde a $\theta = 50^\circ$. Perciò, l'interposizione di uno strato di nubi tra il sole e il manto nevoso, nella conversione tra radiazione diretta e diffusa, porta alla riduzione dell'angolo zenitale effettivo. In particolare, la conversione in radiazione diffusa porta ad un aumento dell'albedo se l'angolo di incidenza è inferiore a 50° , $\theta < 50^\circ$, rimane inalterato se l'angolo è vicino all'angolo di diffusione pura, $\theta \simeq 50^\circ$, mentre si riduce ad un calo dell'albedo della neve se l'angolo è maggiore, $\theta > 50^\circ$.

Il secondo effetto della copertura nuvolosa sull'albedo del manto nevoso, consiste nella variazione della composizione spettrale della radiazione incidente sulla neve. Infatti lo strato di nubi tende ad assorbire la radiazione nel vicino infrarosso, lunghezze d'onda che verrebbero assorbite dal manto nevoso e non contribuiscono alla componente riflessa dell'albedo, lasciando passare radiazione con lunghezze d'onda più corte, rendendo lo spettro di radiazione incidente maggiormente ricco nel visibile, per le quali l'effetto dell'albedo della neve è superiore. In questo modo viene ridotta la frazione di radiazione assorbita dalla superficie innevata ed aumenta la radiazione riflessa, provocando un aumento netto dell'albedo del manto nevoso.

Questo effetto di "shift spettrale" domina sul primo effetto di "alterazione dell'angolo zenitale" ma tuttavia è moderato (Warren, 1982).

Spessore del manto nevoso

Lo spessore del manto nevoso influenza la componente di radiazione riflessa dell'albedo unicamente alle lunghezze d'onda dello spettro nel visibile, la radiazione in questa regione è in condizioni di poter penetrare in profondità nel manto nevoso e quindi esserne influenzata in qualche modo. L'albedo di un manto nevoso sottile dipende chiaramente anche dall'albedo degli strati immediatamente successivi. Nel momento in cui lo spessore del manto diviene consistente gli effetti degli strati di neve sottostanti divengono man mano sempre più trascurabili, fino al raggiungimento di uno spessore tale da permetterci di approssimare il manto nevoso ad uno "*strato semi-infinito*". Per lunghezze d'onda grandi ($2.8 \mu m$), fuori dal range spettrale del visibile, uno spessore di $1 mm$ è sufficiente per rendere il manto otticamente semi-infinito, mentre per lunghezze d'onda nello spettro di interesse ($1 \mu m$) è improbabile che si possa vedere un effetto di spessore finito.

Impurità

La presenza di particelle di aerosol nel manto nevoso, a causa delle loro proprietà assorbenti, possono provocare, anche se presenti in piccole quantità, la riduzione sostanziale dell'albedo del manto, soprattutto nella regione dello spettro in cui l'assorbimento della radiazione è debole, ossia nel visibile. In particolare la riduzione dell'albedo di alcune

percentuali può essere imputata a 10 *ppmw* (*parti per milione in peso*) di polveri desertiche oppure a 0.1 *ppmw* di fuliggini carboniose. In funzione della concentrazione, della composizione e della dimensione delle particelle di aerosol, la cui origine è sia naturale che antropica, l'albedo del manto nevoso può subire sostanziali riduzioni, principalmente nella fase di scioglimento del manto, poiché in generale la decrescita viene contrastata dal tasso di accumulo di neve nuova e pura, compromettendo i delicati equilibri del bilancio radiativo del sistema terra-sole di cui l'albedo è una componente estremamente importante.

1.3.3 *Impatto*

La copertura nevosa è una delle componenti essenziali del sistema terrestre e, in particolare, della criosfera, sfera terrestre in cui le temperature prevalenti sono negative o vicine allo zero termico e l'acqua è presente allo stato solido o sopraffuso. In termini di estensione spaziale, il manto nevoso ricopre, su media annuale, 26 milioni di km^2 (Khromova, 2010) di superficie terrestre, concentrata per la maggior parte nell'emisfero nord e con estensioni massime, nel tardo inverno, corrispondenti al 50% delle terre emerse nell'emisfero settentrionale (Fitzharris et al., 1996). Le variazioni spaziali e temporali della copertura nevosa, così come di ognuna delle componenti della criosfera, sono parte integrante del sistema climatico globale e costituiscono l'impatto della criosfera sui cambiamenti climatici in atto. L'interazione diretta o meccanismi di feedback del manto nevoso con il sistema terrestre ed atmosferico, i quali avvengono in funzione delle diverse caratteristiche e proprietà del manto, possono portare a conseguenze rilevanti sul sistema climatico globale, nonché importanti effetti dal punto di vista sociale ed economico.

L'influenza principale a cui la copertura nevosa fornisce il suo contributo maggioritario è relativa al bilancio energetico globale. Come evidenziato durante l'analisi delle proprietà ottiche della neve, infatti, l'albedo del manto nevoso è tipicamente compreso in un range di valori elevati (0.80 - 0.90) (Callaghan et al., 2011) e ciò ha come diretta conseguenza l'incremento della componente di radiazione riflessa globale, responsabile di una sostanziale riduzione della temperatura superficiale media. La natura estremamente mutevole della neve, tuttavia, rende la copertura nevosa globale estremamente sensibile ai cambiamenti climatici, soprattutto per quanto riguarda la variazione della temperatura della superficie terrestre e dell'entità delle precipitazioni, da cui ne conseguono evidenti variazioni su scala globale. Questo stretto legame con il bilancio energetico globale rende la copertura nevosa un'importante variabile climatica, nonché un sensore dei cambiamenti climatici che può essere sfruttato per monitorare e studiare i cambiamenti climatici alle medio-alte latitudini.

La copertura nevosa, inoltre, contenendo circa 80 % dell'acqua dolce della terra (Fitzharris et al., 1996), ha un impatto diretto, estremamente importante, anche sul ciclo idrologico. Concentrando la sua influenza nella redistribuzione dell'acqua dalla stagione fredda alla stagione calda, essa genera un deflusso nel bacino idrografico che corrisponde

alla maggior parte del flusso totale annuo (Callaghan et al., 2011). In questo senso, perciò, determina le portate dei fiumi e dei bacini idrici durante lo scioglimento del manto nei mesi primaverili e contribuisce a garantire il deflusso minimo dei corsi d'acqua anche durante il periodo estivo, maggiormente siccitoso. La variazione della quantità di neve depositata sulla superficie e la variazione delle modalità di scioglimento del manto perciò influenzano direttamente la riserva idrica globale.

Non meno importante è il ruolo che assumono le proprietà termiche isolanti del manto sul sistema climatico, nonché le importanti conseguenze sugli ecosistemi legati strettamente alla presenza del manto. Il manto nevoso stagionale depositato al suolo, agisce come una coperta isolante trattenendo il calore e l'umidità al suolo, fornendo protezione dalle brusche variazioni della temperatura dello strato atmosferico in prossimità della superficie e conseguentemente dal congelamento, mantenendo la temperatura al suolo prossima allo zero termico e riducendo radicalmente la frequenza dei cicli di gelo e disgelo della vegetazione.

In conclusione, poiché le componenti e le caratteristiche del manto nevoso sono di estrema importanza per molti aspetti climatici, risulta chiaro che possibili variazioni importanti possono avere conseguenze drammatiche sull'ambiente, come la già osservata riduzione della durata della copertura nevosa e del periodo di scioglimento del manto. Perciò, il monitoraggio dell'estensione, della persistenza e della distribuzione del manto nevoso a lungo termine può fornire informazioni fondamentali per la gestione delle risorse idriche e per il controllo della situazione climatica emergenziale.

Capitolo 2

Telerilevamento satellitare del manto nevoso

Lo sviluppo di organi di telerilevamento satellitare ha permesso di ampliare in maniera sostanziale il sistema di osservazione della Terra. Tale sistema osservativo fornisce un'ampia copertura spaziale di misure di radiazione elettromagnetica, riflessa ed emessa dalla superficie terrestre, su un vasto range di bande spettrali, ognuna delle quali è in grado di fornire importanti informazioni sulle condizioni della superficie e dell'atmosfera terrestre. Le caratteristiche del sistema di telerilevamento satellitare lo rendono lo strumento ideale per il rilevamento e le osservazioni del manto nevoso, elemento fondamentale del ciclo idrologico, nonché sensore climatologico attivo nel rilevamento delle variazioni climatiche sia a scala regionale che a scala globale (Salvatori et al., 2011). Le acquisizioni satellitari, infatti, rappresentano una tecnica di rilevazione e monitoraggio del manto nevoso estremamente efficiente; fornendo osservazioni continuative su larga scala sono in grado di rilevare la significativa variabilità nello spazio e nel tempo della copertura nevosa. Inoltre, la modalità di acquisizione dei dati satellitari, basata sulla rilevazione della radiazione emessa e riflessa dalla superficie terrestre, permette di sfruttare il comportamento radiativo del manto nevoso in corrispondenza dell'intervallo spettrale di acquisizione delle immagini satellitari. La neve, infatti, evidenzia elevate riflettività soprattutto nelle lunghezze d'onda del visibile, mettendosi in netto contrasto con le altre superfici che presentano riflettanze sostanzialmente minori, rendendo così possibile la produzione di sofisticate mappe di innevamento.

2.1 Satelliti Terra e Aqua

Un contributo fondamentale al monitoraggio di lungo periodo del sistema terrestre e della copertura nevosa, è da rendere merito alla NASA's Earth Science Enterprise e al suo principale programma di osservazione del pianeta, *EOS- Earth Observing System*.

Questo programma comprende una serie di satelliti, i quali sono equipaggiati di una vasta gamma di sensori che collezionano un ampio data set di multi dati su uno spettro energetico esteso e sviluppano una serie di prodotti geofisici, divulgandoli e mettendoli a disposizione della comunità scientifica e no. In particolare, il primo satellite multi-sensore EOS è il satellite Terra, utilizzato per il monitoraggio globale dell'atmosfera, degli oceani e della superficie terrestre, seguito a distanza di qualche anno dall'analogo satellite Aqua.

Il satellite Terra, similmente il satellite Aqua, orbita attorno alla terra seguendo un'orbita elisincrona (Figura 2.1), ossia un'orbita geocentrica che combina la quota e l'inclinazione in modo tale che il satellite sorvoli una determinata zona della superficie alla stessa ora solare, mantenendo, perciò, le medesime condizioni di illuminazione ad ogni rilevazione. La quota dell'orbita è di 705 km con angolo di inclinazione di 98.5° . Il satellite orbita attorno alla terra ogni 99 minuti passando al di sopra della stessa area di superficie con intervalli regolari di 16 giorni.

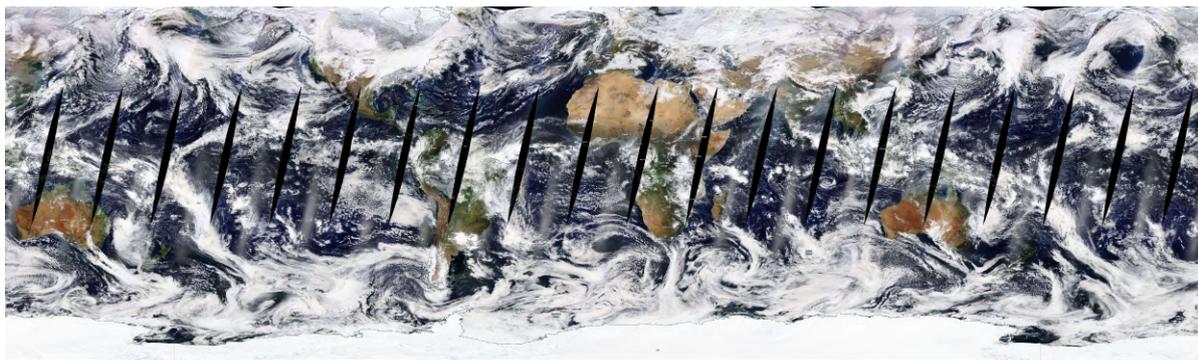


Figura 2.1: *Snapshot di un'osservazione dell'intera superficie globale dalla prospettiva del satellite Terra relativa al giorno 01.01.2022 alle 00 UTC, ottenuto tramite il portale EODIS Worldview della NASA (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>). Le aree nere, in cui non vi è rilevazione, danno un'idea dell'andamento orbitale del satellite, le quali vengono riempite grazie alla completezza dell'orbita del satellite Aqua.*

Nonostante le sue modeste dimensioni trasporta cinque sensori, i quali compiono misure simultanee di radianza nelle varie bande spettrali di rilevazione, permettendo l'acquisizione di un ampio dataset di ogni componente energetica, rendendone possibile un confronto coerente in termini spaziali e temporali:

- **ASTER:** *Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer* Radiometro a riflessione ed emissione termica in grado di creare mappe dettagliate della temperatura, dell'emissività, della riflettanza e dell'elevazione della superficie

terrestre grazie all'elevata risoluzione spaziale (15 – 90) m^2 , utilizzato perciò, per studi ravvicinati del territorio.

- **CERES**: *Cloud and Earth's Radiant Energy System*

Coppia di strumenti satellitari, con modalità di scansione distinte, in grado di misurare il budget totale delle radiazioni terrestri e di stimare le proprietà delle nubi, permettendo una valutazione del loro ruolo nei flussi radiativi nel sistema Terra – Atmosfera.

- **MISR**: *Multi-angle Imaging Spectroradiometer*

Spettrometro per immagini multiangolo in grado di misurare, osservando la superficie terrestre tramite telecamere puntate a nove diverse angolazioni, la quantità della radiazione solare diffusa in tutte le direzioni in condizioni naturali, informazione fondamentale per ampliare le conoscenze sul clima del sistema Terra ed il suo mutamento. Inoltre, il sensore permette di monitorare la distribuzione, la tipologia e l'altezza delle nubi; la quantità e la tipologia delle particelle di aerosol atmosferico ed osservare la copertura della superficie terrestre.

- **MOPITT**: *Measurements of Pollution in the Troposphere*

Radiometro ad infrarosso che permette di ampliare la conoscenza della bassa atmosfera e la sua interazione con la biosfera terrestre ed oceanica. In particolare, il sensore pone l'attenzione sulla distribuzione, la dinamica, le fonti e i pozzi del monossido di carbonio in troposfera misurando la variazione della risposta energetica della radiazione emessa e riflessa dalla superficie terrestre in funzione della quantità di energia assorbita dal monossido di carbonio.

- **MODIS**: *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*.

2.2 MODIS: MODERate resolution Imaging Spectroradiometer

Il sensore multispettrale passivo *MODIS* rappresenta lo strumento di punta del programma NASA EOS, fu lanciato in orbita assieme ad altri quattro sensori complementari a bordo del satellite Terra nel 1999 per fornire un'estesa panoramica della situazione globale, acquisendo informazioni necessarie per la comprensione e lo studio del sistema terrestre. Nello specifico, il satellite Terra raccoglie simultaneamente informazioni sulla distribuzione e sulle proprietà fisico-radiative delle nubi; sugli scambi energetici e i flussi radiativi del sistema terrestre; sulla distribuzione e sulla concentrazione di vapore acqueo, aerosol e gas in traccia in atmosfera e sulle proprietà della superficie terrestre ed oceanica, nonché sulla reciproca interazione tra di esse. L'acquisizione di questa vasta

gamma di informazioni e misurazioni fornisce le preliminari misurazioni globali e stagionali di importanti caratteristiche del sistema Terra, come la copertura nevosa della superficie; migliora il monitoraggio e la capacità di rilevazione dell'impronta digitale sul sistema Terra e sul clima delle attività antropiche e naturali, fornendo osservazioni globali sfruttabili all'interno di sofisticati modelli di previsione climatica; ed infine permette di sviluppare tecnologie in grado di prevedere, caratterizzare e ridurre i rischi ambientali come incendi, inondazione e siccità (Ranson, 2003) (Figura 2.2). Il lancio del secondo satellite nel maggio 2002, il satellite Aqua, permise, grazie alla complementarità delle due orbite, le quali hanno direzioni opposte ed uno sfasamento di alcune ore, uno studio maggiormente accurato della rapida evoluzione giornaliera del sistema terrestre e la costruzione di un dataset di lungo periodo degli stessi parametri geofisici per il monitoraggio climatico e meteorologico a livello globale (Salomonson, 2001).

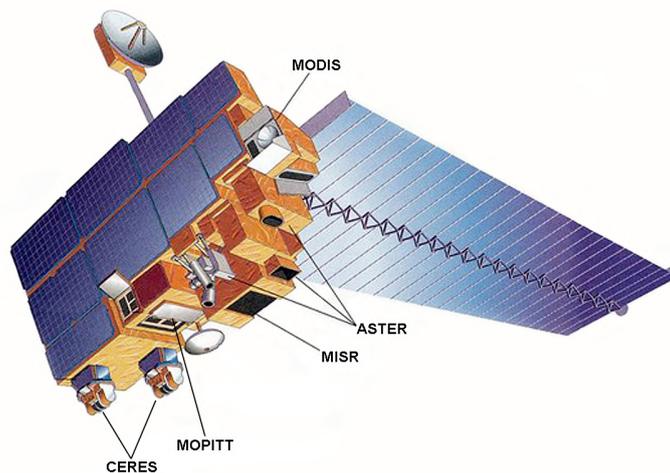


Figura 2.2: Rappresentazione del satellite Terra e dei 5 sensori, partendo da sinistra: CERES, MOPITT, MISR, ASTER E MODIS.

Il sensore MODIS fornisce una completa copertura giornaliera della superficie globale a partire dall'inizio del suo periodo operativo nel 2000. Il prodotto di copertura nevosa globale di MODIS è il risultato dell'acquisizione dei dati, attraverso una fascia di acquisizione (*swath*) di 2330 km su base giornaliera, in 36 bande diverse, in un range di risoluzione spettrale (0.415 – 14.235) μm , con risoluzioni spaziali medio-basse specifiche per ogni banda (Tabella 2.1).

Banda	Risoluzione (m)	Larghezza Banda	Banda	Risoluzione (m)	Larghezza Banda
1	250	620-670	20	1000	3.660-3.840
2	250	841-876	21	1000	3.929-3.989
3	500	459-479	22	1000	3.929-3.989
4	500	545-565	23	1000	4.020-4.080
5	500	1230-1250	24	1000	4.433-4.498
6	500	1628-1652	25	1000	4.482-4.549
7	500	2105-2155	26	1000	1.360-1.390
8	1000	405-420	27	1000	6.535-6.895
9	1000	438-448	28	1000	7.175-7.475
10	1000	483-493	29	1000	8.400-8.700
11	1000	526-536	30	1000	9.580-9.880
12	1000	546-556	31	1000	10.780-11.280
13	1000	662-672	32	1000	11.770-12.270
14	1000	673-683	33	1000	13.185-13.485
15	1000	743-753	34	1000	13.485-13.785
16	1000	862-877	35	1000	13.785-14.085
17	1000	890-920	36	1000	14.085-14.385
18	1000	931-941			
19	1000	915-965			

Tabella 2.1: *Elenco completo delle 36 bande spettrali di MODIS con le relative risoluzioni spaziali e i corrispondenti range spettrali, indicati in nm nelle bande 1-19 e in μm nelle bande 20-36 (Salomonson et al., 2001).*

L'ampia copertura spaziale e le risoluzioni medio-basse di MODIS lo rendono il sensore ideale per il monitoraggio continuativo della copertura nevosa globale, la quale rappresenta un efficiente proxy climatico nella determinazione dell'impatto dei cambiamenti climatici sui delicati equilibri della criosfera e del sistema dinamico globale.

2.2.1 Prodotti di copertura nevosa

I dati relativi alla neve rilevati da MODIS derivano dall'implementazione dell'algoritmo per la rilevazione del manto nevoso, il quale produce mappe della copertura nevosa giornaliera in tutte le condizioni spaziali e temporali, dalle situazioni ideali a quelle più complesse con accuratezza variabile. L'algoritmo sfrutta la tecnica dell'indice NDSI, *Normalized Difference Snow Index*, per rilevare l'effettiva estensione del manto a livello globale, con elevata accuratezza. Nonostante ciò, la presenza di limitazioni e di fonti

di errori, spesso identificate nelle condizioni atmosferiche, visive ed orografiche di ogni superficie, possono compromettere tale tecnica e i relativi risultati. L'algoritmo a questo proposito si propone di minimizzare le possibili fonti di errori applicando, durante l'elaborazione dei prodotti, differenti screening dei dati sulla base dei quali i pixel possono essere confermati come innevati o riclassificati come non innevati. In questi termini, infatti, la precisione assoluta complessiva dei prodotti con risoluzione spaziale di 500 m di MODIS è stata individuata nel range di accuratezza 88-93% (Riggs, 2019), con oscillazioni in base alla copertura nevosa e alle condizioni di osservazione.

Descrizione dell'algoritmo

La tecnica di rilevamento alla base dell'algoritmo di mappatura della copertura nevosa di MODIS sfrutta la differenza relativa tra i valori di riflettanza nella banda del visibile (VIS), Banda 4 (0.545 – 0.565 μm), e nella banda dell'infrarossa ad onda corta (SWIR), Banda 6 (1.628 – 1.652 μm), per il calcolo dell'NDSI, *Normalized Difference Snow Index*:

$$NDSI_{MOD} = \frac{\text{Banda 4} - \text{Banda 6}}{\text{Banda 4} + \text{Banda 6}} \quad (2.1)$$

Tale indice rappresenta un robusto indicatore della presenza di neve sulla superficie globale, con un'elevata accuratezza in un ampio range di condizioni di osservazione. L'efficienza maggiore risiede nelle rilevazioni in condizioni di cielo terso ed illuminazione ottimale. Viene rilevata possibile presenza di copertura di neve, in particolare, con valori dell'indice nel range (0.0 - 1.0), mentre non viene rilevata nessuna superficie innevata nel caso di valori dell'indice inferiori allo zero. La rilevazione di neve tramite l'indice NDSI viene applicata a tutti i pixel di superficie all'interno della fascia di vista del sensore, comprendendo i corpi idrici interni ad essa. La rilevazione viene effettuata tenendo in considerazione la logica alla base dell'algoritmo per cui *“La copertura nevosa ha sempre $NDSI > 0$ ma non tutte le caratteristiche con $NDSI > 0$ sono neve”* (Riggs, 2019). Questo presupposto deriva dalla possibilità di rilevare superfici le cui caratteristiche spettrali possono portare ad un valore di NDSI maggiore di zero ed essere erroneamente interpretate come superfici innevate, il che porta alla necessità di introdurre nell'algoritmo processi di screening e mascheramento dei dati per evitare le rilevazioni di neve non corrette.

I prodotti di copertura nevosa dell'algoritmo di MODIS sono caratterizzati da uno sviluppo sequenziale in diversi livelli di maturità del dato, a partire dalla fascia di acquisizione del satellite Terra, composta di cinque minuti di scansione MODIS, e terminando con prodotti finiti con un diverso grado di elaborazione. La sequenza dei prodotti di copertura nevosa viene suddivisa in tre livelli principali, elaborati a partire dai dati di input delle bande di riflettanza e di geolocalizzazione e da cui ne derivano un'ampia

varietà di prodotti di diversa tipologia (*ESDT – Earth Science Data Type*) (Appendice B.2). Di seguito è sintetizzato il flusso dei dati all'interno dei livelli dell'algoritmo:

- L1B - Livello 1:** Il primo livello consiste nella fascia di osservazione dei dati MODIS geolocalizzati a centri di latitudine e longitudine con risoluzione spaziale di 1 km, in cui vengono prodotti i dati di input dell'algoritmo. Tali prodotti sono i dati relativi ai valori di riflettanza nelle bande di interesse, M*D02HKM e M*D021KM, le quali vengono calibrate a partire dall'osservazione della superficie e convertiti in radianza al top dell'atmosfera (TOA); i prodotti dei dati di geolocalizzazione, M*D03, i quali contengono le coordinate geodetiche, le rilevazioni delle elevazioni del suolo e gli angoli zenitale ed azimutale, solari e del satellite; infine il prodotto della maschera delle nubi, M*D35_L2, il quale raccoglie il livelli di confidenza della presenza di nubi (Appendice B.1).
- L2 - Livello 2:** Il secondo livello contiene i prodotti geofisici di rilevamento della copertura nevosa, i quali mantengono l'orientazione, latitudine e longitudine, della fascia di osservazione in L1B. A questo livello viene applicato l'algoritmo di rilevamento della copertura nevosa per elaborarne i prodotti, M*D10_L2, che saranno gli input delle elaborazioni dei livelli successivi.
- LG2 - Livello 2G:** Il livello 2G rappresenta un passaggio intermedio i cui prodotti, M*D10GA, derivano dall'applicazione di un algoritmo di griglia. Tramite tale algoritmo la proiezione cartografica globale viene suddivisa in un griglia con celle di dimensioni 10°x 10° (1200 x 1200 km) nella proiezione sinusoidale, riquadri di griglia su cui viene effettuata la mappatura dei prodotti del livello precedente. Successivamente viene selezionata la miglior osservazione, ossia l'osservazione che più si avvicina alle condizioni ideali di illuminazione e di copertura nevosa sulla cella di griglia. Il prodotto finale, perciò, risulterà in una mappatura contigua delle fasce di vista del sensore con i relativi prodotti geofisici.
- L3 - Livello 3:** Il terzo livello, sfrutta infine, i prodotti geofisici riproiettati dei livelli precedenti per l'elaborazione di prodotti manipolati spazialmente e temporalmente. Il prodotto M*D10A1, sviluppato in questo livello dell'algoritmo, rappresenta la mappa della miglior osservazione della copertura nevosa giornaliera. La bassa aggregazione dei dati di questo prodotto fa sì che possa essere elaborato per analisi specifiche, circoscritte a scale più piccole e manipolato in modalità diverse a seconda delle esigenze e delle caratteristiche della zona in analisi.

Limiti ed interpretazione dei dati

L'algoritmo di MODIS si propone di fornire prodotti di copertura di neve a scala globale, tentando di generalizzare i criteri di rilevazione per ogni possibile situazione

di neve. Nonostante ciò le condizioni di illuminazione, geometria di vista e tipologia di vegetazione ed orografia, si presentano in un'ampia varietà di situazioni in funzione della collocazione geografica, distaccandosi dalle condizioni ideali in cui l'illuminazione favorisce la rilevazione, i cieli sono tersi e non vi sono ombre orografiche estese, rendendo complessa la generalizzazione dell'algoritmo su vasta scala. La limitazione principale dei dati di copertura di neve elaborati dall'algoritmo del sensore MODIS, si identifica nei criteri di screening e mascheramento dei dati e le conseguenti incertezze ed errori nel rilevamento del manto nevoso. Le due classi principali di errore sono:

- *Errori di omissione*: Mancata attribuzione del valore di neve;
- *Errori di commissione*: Errata attribuzione del valore di neve.

La fonte della gran parte degli errori di attribuzione, nonché maggior limitazione della rilevazione del manto nevoso, sono le nubi. L'accuratezza nell'individuare e distinguere determinate tipologie di nubi dalla neve, rappresenta uno dei problemi più complessi nel monitoraggio satellitare del manto nevoso, tutt'ora oggetto di studi al fine di sviluppare algoritmi che possano minimizzare il più possibile gli errori di rilevazione di neve in presenza di nubi. Le componenti dell'NDSI in questi termini sono in grado di mascherare in modo sufficientemente efficace la copertura nuvolosa sovrastante la superficie analizzata, ad eccezioni di nubi più complesse, come nubi sparse, nubi in formazione ed altocumuli e nubi d'alta quota, le cui cime contengono un'elevata quantità di ghiaccio spettralmente simile alla neve.

Screening dei dati

Allo scopo di ampliare le informazioni specifiche dei risultati prodotti dall'algoritmo e per fornire dettagli utili alla valutazione della qualità nel dato, vengono applicati diversi screening dei dati, maschere e soglie in funzione delle caratteristiche spettrali. I principali obiettivi consistono nell'inversione dei rilevamenti erronei di copertura nevosa e nell'identificazione di possibili incertezze nel rilevamento che possono influenzare la qualità dei dati.

S1 - Screen per bassa riflettanza nel VIS: Utilizzando una tecnica NDSI-based, l'algoritmo di MODIS si fonda sui valori di riflettanza della superficie per il calcolo dell'indice di neve. È determinante, perciò, la presenza di una riflettanza sufficientemente elevata nelle bande del VIS e dello SWIR. Basse riflettanze possono essere imputate a svariati fattori (angolo zenitale ampio, ombre orografiche, ombre di nube o proprietà intrinseche del materiale) e possono essere causa di possibili errori di commissione. In questi termini si è identificata empiricamente una soglia di riflettanza minima ragionevole da applicare alle Bande 2 e 4 di MODIS per ogni

pixel rilevato, al di sotto della soglia minima non viene effettuata la rilevazione e l'algoritmo classifica il pixel come "no decision".

$$\left. \begin{array}{l} \text{Banda 2} < 0.07 \\ \text{Banda 4} < 0.07 \end{array} \right\} \text{No Decision}$$

S2 - Screen per NDSI basso: La differenza tra i valori di riflettanza del VIS e dello SWIR è una variabile estremamente importante per la rilevazione della neve, piccole differenze infatti determinano piccoli valori dell'NDSI, il quale aumenta rapidamente con l'aumento di tale differenza. Piccole differenze di riflettanza in queste bande si visualizzano in curve di riflettanza tra VIS e SWIR "piatte", tipicamente rilevate su superfici prive di caratteristiche ben definite (Figura 2.3). L'algoritmo MODIS interpreta valori di NDSI piccoli, in quanto inferiori ad una soglia minima (0.1), identificata tramite l'analisi delle curve spettrali delle bande su una varietà di paesaggi e condizioni di visualizzazione, come rilevazione di neve incerta e ne inverte la rilevazione a "no neve".

$$0.0 < NDSI < 0.1 \} \text{No Neve}$$

S3 - Screen per temperatura di brillantezza e quota: L'inversione della rilevazione del manto nevoso in base alla sola temperatura di brillantezza, ossia l'intensità specifica (brillantezza) di una certa frequenza equivalente alla temperatura di corpo nero nelle stesse condizioni di brillantezza e frequenza, è estremamente efficace nell'alleviare quasi tutti gli errori di commissione della neve relativi a superfici calde ma con elevato NDSI nei prodotti di copertura di neve; tuttavia, può causare errori di omissione sugli ambienti montuosi nella stagione calda, in cui i pixel misti con neve, rocce e/o vegetazione possono avere una temperatura superficiale stimata maggiore di 0°C. Per ovviare a tale imprecisione, lo screen della temperatura di brillantezza è stato accoppiato con uno screen della quota della superficie, per escludere i rilievi di quota elevata ed evitare errori di omissione. Le soglie per lo screening della copertura nevosa in questi termini sono 281 K per la temperatura di brillantezza (BT), relativa alla Banda 31 di MODIS (10.780 - 11.280 μm), e 1300 m s.l.m. per la quota (H).

$$\left. \begin{array}{l} H < 1300 \text{ m} \\ BT (\text{Banda 31}) \geq 281 \text{ K} \end{array} \right\} \text{No Neve}$$

$$\left. \begin{array}{l} H > 1300 \text{ m} \\ BT (\text{Banda 31}) \geq 281 \text{ K} \end{array} \right\} \text{Neve (Flag: insolitamente calda)}$$

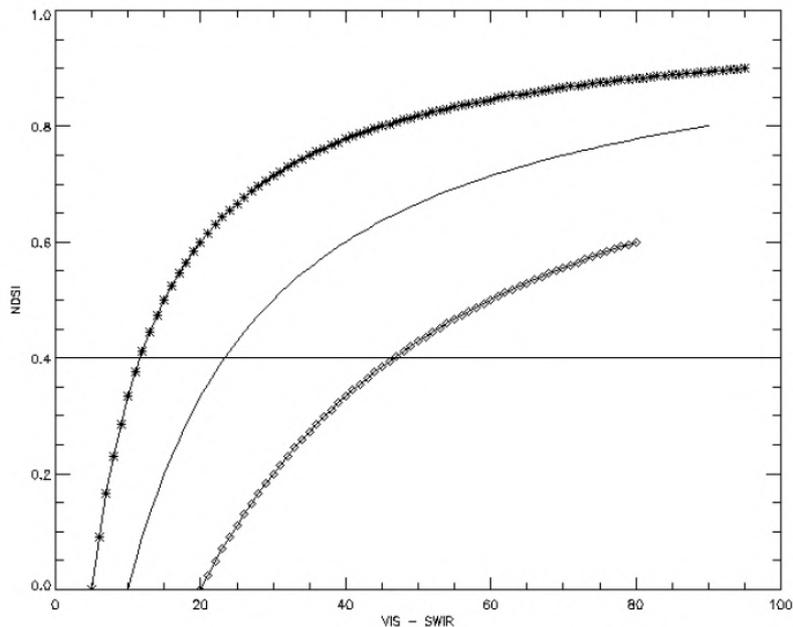


Figura 2.3: *Variazione del valore di NDSI in funzione della differenza tra le riflettanze nel visibile, VIS, e nell'infrarosso ad onda corta, SWIR, in tre diverse condizioni in cui la riflettanza al VIS aumenta dallo 0 al 100% con incrementi dell'1 % mentre la riflettanza nello SWIR rimane costante rispettivamente a: 1) 10% - linea continua; 2) 5% - linea di asterischi; 3) 1% - linea di diamanti (Hall, 2015).*

S4 - Screen per elevate riflettanze nello SWIR: La neve, tipicamente, ha bassa riflettanza nello SWIR, con valori tipici inferiori a 0.10, poiché è la banda di assorbimento della neve. In presenza di vegetazione, nubi con determinati contenuti di ghiaccio o altre caratteristiche della superficie, la riflettanza nello SWIR può risultare elevata, il che porta, con quantità di riflettanza nel VIS maggiori, a valori di NDSI relativamente alti. In queste condizioni i valori anomali di riflettanza nello SWIR per la neve, possono portare ad errori di commissione, rilevando il pixel come innevato, a causa dei corrispondenti valori di NDSI maggiori di zero. In questi termini lo screening dei dati rilevati da MODIS definisce due soglie secondo cui i pixel con valori anomali di riflettanza nello SWIR possono essere rilevati o come incerti o come assenza di neve.

$$\begin{aligned}
 &0.25 < SWIR \leq 0.45 \} \text{ Riflettanza inusuale} \\
 &SWIR > 0.45 \} \text{ No neve}
 \end{aligned}$$

S5 - Screen dell'angolo zenitale: La massima precisione dell'algoritmo si verifica in condizioni di illuminazione ideali con angoli zenitali al di sotto dei 70°. Per angoli

compresi tra 85° e 70° , la precisione dell'algoritmo è inferiore poiché aumenta la scarsa illuminazione in quella determinata geometria di osservazione, soprattutto negli inverni dell'emisfero settentrionale, rendendo difficoltosa la rilevazione della neve. Nonostante ciò la tecnica, sfruttando il calcolo dell'indice NDSI, è comunque in grado di individuare la neve in queste condizioni di illuminazione, ciò che incide sull'algoritmo è perciò l'accuratezza della rilevazione. Perciò, lo screen dell'angolo zenitale, θ , aggiunge informazioni sulla precisione del rilevamento in funzione di determinate soglie a cui corrispondono le diverse condizioni di illuminazione illustrate.

$$\begin{aligned} \theta \leq 70^\circ & \} \text{Maggiore precisione} \\ 70^\circ < \theta \leq 85^\circ & \} \text{Minore precisione} \end{aligned}$$

Maschere dati

M1 - **Maschera delle nubi:** Alcune tipologie di nubi posseggono caratteristiche di riflettanza e valori di NDSI molto simili a quelli del manto nevoso, questo rende estremamente complesso il tentativo di distinguerli. Con l'obiettivo di evitare errori di commissione e/o omissione dovuti alla presenza di queste particolari nubi, l'algoritmo prevede una maschera apposita per la copertura nuvolosa, la quale consiste nell'assegnare ad ogni pixel un flag di affidabilità in termini di nube, "*Unobstructed field of view quality flag*" che deriva dai risultati dell'analisi spettrale M*D35_L2, in input per la produzione dei prodotti MODIS, derivante dall'applicazione di una maschera di risoluzione spaziale di 1 km ricoprente quattro pixel di 500 m. Se in questo modo viene rilevata una confidenza di nube sufficiente ("*decisamente nube*") allora il pixel preso in analisi viene classificato come tale, se, tuttavia, il livello di affidabilità non è sufficiente ("*probabile nube/probabile cielo sereno/decisamente cielo sereno*") allora la classificazione è quella di un pixel di cielo sereno. Queste classificazioni, accoppiate con il flag corrispondente, sono inclusi nel prodotto finale di neve, fornendo all'utente un'informazione esplicativa della classificazione, utile per la valutazione dei prodotti, specialmente in condizioni di probabile confusione tra neve e nubi.

M2 - **Maschera dell'acqua:** La maschera dell'acqua viene utilizzata per tagliare le superfici oceaniche e per elaborare i corpi idrici sulla superficie terrestre. Per quanto riguarda i corpi idrici interni alla superficie, viene applicato l'algoritmo MODIS il quale, nel calcolo dell'NDSI, sfrutta la maggior profondità e l'elevato assorbimento della radiazione solare incidente, che sono caratteristiche peculiari dei corpi idrici. In particolare, in funzione del valore della riflettanza nella Banda 2 e nella Banda 4 del sensore, l'algoritmo fornisce una classificazione dell'acqua presente sulla superficie, la quale viene implementata nei prodotti di copertura

nevosa, in modo tale da evitare possibili errori di commissione, rilevandoli come superficie non innevate.

$$\left. \begin{array}{l} \text{Banda 2} \leq 0.10 \\ \text{Banda 4} \leq 0.11 \end{array} \right\} \text{Corpo idrico sulla superficie terrestre}$$

Per quanto riguarda invece gli oceani si applica una vera e propria maschera, con risoluzione spaziale di 1 km, all'interno dell'algoritmo di elaborazione dei prodotti di geolocalizzazione.

M3 - Maschera del periodo notturno: Durante la notte la superficie terrestre è nelle condizioni di illuminazioni peggiori per il rilevamento della copertura nevosa, essendo basato sull'analisi dei valori di riflettanza della superficie principalmente sullo spettro del visibile e della radiazione infrarossa ad onda corta. Le rilevazioni della copertura di neve in questi termini, perciò, sono da interpretare come non significative. La maschera si propone quindi di impostare una soglia massima all'angolo zenitale, oltre il quale consideriamo essersi avviata la fase notturna.

$$\theta \geq 85^\circ \} \text{ Fase notturna}$$

Prodotti

- **NDSI_Snow_Cover:** Il prodotto *NDSI_Snow_Cover* consiste in mappe di estensione del manto nevoso, come risultato dell'algoritmo, in termini del valore di NDSI nel range di validità [0 -100], i cui limiti corrispondono ad assenza di manto nevoso e copertura totale di neve del pixel. A completamento del prodotto all'interno della mappa di estensione sono riportati i risultati finali degli screening e delle maschere applicati ai dati, classificati tramite uno specifico codice identificativo (Tabella 2.2).

0-100	200	201	211	237	250
Neve	No Data	No Decision	Notte	Acqua	Nube

Tabella 2.2: Lista degli attributi locali del prodotto *NDSI_Snow_Cover* dell'algoritmo del sensore MODIS con relativa classificazione (Riggs, 2019).

Per una maggiore comprensione e valutazione del prodotto vengono sviluppati due prodotti aggiuntivi:

NDSI_Snow_Cover_Basic_QA, prodotto che fornisce una stima della qualità dei risultati per ogni pixel, sulla base dei dati di input di radianza, M*D02HKM, e dello screening relativo all'angolo zenitale di illuminazione, fornendo le informazioni, tramite l'utilizzo di apposite etichette (Tabella 2.3), necessarie alla valutazione dell'utilità del dato di copertura nevosa.

0	1	2	3	211	239	255
Best	Good	Ok	Poor/Not used	Notte	Oceano	No Data

Tabella 2.3: *Lista degli attributi di qualità del prodotto NDSI_Snow_Cover_Basic_QA dell' algoritmo del sensore MODIS con relativa classificazione (Riggs, 2019) .*

NDSI_Snow_Cover_Algorithm_Flags_QA, prodotto che contiene l'indicazione dello screening applicato ai dati, fornendo in questo modo le informazioni riguardo tutte le operazioni intermedie svolte per produrre la classificazione finale del prodotto (Tabella 2.4). Tipicamente da tale prodotto si può determinare se il valore di un pixel di neve è stato invertito successivamente allo screening del dato, con conseguente incertezza del rilevamento di manto nevoso.

0	1	2	3	4	5	6	7
M2	S1	S2	S3	S4	M1	M1	S5

Tabella 2.4: *Lista della classificazione degli screening (S1-S5) e delle maschere (M1-M3) del prodotto NDSI_Snow_Cover_Algorithm_Flags_QA applicati pixel per pixel nell'algoritmo del sensore MODIS (Riggs, 2019).*

- **NDSI:** Il prodotto NDSI raccoglie in una mappa i risultati del calcolo del NDSI puro, senza l'applicazione di screening o maschere, per ogni pixel nella fascia di visualizzazione, riportati in formato scalato con fattore di scala $f_s = 0.0001$ e range di validità (-10000,10000).

Capitolo 3

Analisi preliminari

L'analisi preliminare di questa tesi si propone di indagare sull'indice alla base dell'algoritmo di elaborazione dei prodotti di copertura di neve di MODIS, ossia l'indice di rilevazione di neve NDSI. Nello specifico, tenendo in considerazione l'esteso background bibliografico dell'indice NDSI, si sono analizzate le proprietà radiative di alcune delle tipiche classi di copertura della superficie terrestre: neve, acqua, nubi e suolo. Tale analisi è stata svolta al fine di verificare le proprietà spettrali di ogni classe di copertura della superficie, così da poter ricavare ed interpretare l'indice NDSI per ciascuna di esse; nel tentativo di valutare l'adattabilità della soglia di riferimento globale raccomandata per il rilevamento del manto nevoso ($NDSI \geq 0.40$) alla geomorfologia dell'Emilia-Romagna. Successivamente si è indagato, con le stesse modalità, l'influenza e climatologia delle nubi ghiacciate sul rilevamento della copertura nuvolosa in termini spettrali e di indice NDSI. Infine si è osservato il comportamento dell'indice in corrispondenza dei pixel classificati da MODIS come "No Decision", valutandone un'eventuale correzione.

Per effettuare quest'analisi sono stati utilizzati i dati di riflettanza, convertita al top dell'atmosfera (TOA), rilevati dal sensore *Sea and Land Surface Temperature Radiometer (SLSTR)* a bordo del sistema di satelliti gemelli *Sentinel-3A* e *Sentinel-3B* della programma *Copernicus*. Le immagini multispettrali di tale sensore satellitare sono state fornite dal Laboratorio di telerilevamento della struttura Idro-Meteo-Clima di Arpa Emilia - Romagna. Si tratta dei prodotti di rilevazione del satellite, ortorettificati e georeferenziati, (Tabella 3.1) i quali vengono utilizzati da Arpae per la produzione di Bollettini di innevamento, di cui si riporta un esempio in Appendice C, in quanto *offre il miglior compromesso tra risoluzione spaziale, spettrale e tempo di rivisita per la tipologia di applicazione* (Pirola et al., 2020).

Satellite	Sensore	Risoluzione Spaziale							Risoluzione Temporale
Sentinel-3	SLSTR	500 m (VIS e IR) - 1 km (IR termico)							1 gg
Banda SLSTR		-	1	2	3	5	6	8	9
Nome Banda		Blue	Verde	Rosso	NIR	MIR1	MIR2	FAR1	FAR2
Lunghezza d'onda centrale (μm)		0.45	0.55	0.65	0.85	1.6	2.2	10	12

Tabella 3.1: *Descrizione dei prodotti satellitari del sensore di Sentinel-3 per la rilevazione del manto nevoso e delle bande del sensore (Pirola et al., 2020).*

3.1 Studio dell'indice NDSI

3.1.1 NDSI

Il Normalized Difference Snow Index, NDSI, rappresenta la misura dell'intensità relativa della differenza normalizzata, in termini di riflettanza, delle lunghezze d'onda del visibile (VIS) e dell'infrarosso ad onda corta (SWIR):

$$NDSI = \frac{Banda_{VIS} - Banda_{SWIR}}{Banda_{VIS} + Banda_{SWIR}} \quad (3.1)$$

La sua utilità principale risiede nella rilevazione della copertura nevosa, in quanto le proprietà spettrali intrinseche della neve presentano elevate riflettanze nel VIS, le quali diminuiscono progressivamente per lunghezze d'onda sempre maggiori fino alla banda spettrale dello SWIR, in cui le corrispondenti riflettanze sono più basse. Queste proprietà, a seconda delle condizioni di illuminazione, corrispondono a valori variabili di NDSI, crescenti con l'aumento della differenza radiativa tra le due bande e con il tendere delle condizioni all'idealità. Il calcolo dell'indice NDSI, perciò, rende possibile la produzione di mappe di copertura nevosa, mettendola in contrasto rispetto alle altre classi di copertura della superficie e separandola discretamente dalla copertura nuvolosa. Le nubi, infatti, possiedono un comportamento spettrale nettamente diverso da quello della neve, mantenendo riflettanze relativamente elevate nelle stesse parti dello spettro, dal VIS

allo SWIR; perciò, nella maggior parte dei casi, in funzione dei valori assunti dall’NDSI possono essere correttamente identificate al fine di separarle dalla rilevazione del manto nevoso. L’NDSI vede le sue origini attorno alla metà del 1970, anni in cui per la prima volta venne documentato l’utilizzo del rapporto tra i canali satellitari relativi alle bande del VIS e dello SWIR (o del vicino infrarosso, NIR) per la separazione di neve e nubi e per la rilevazione della copertura nevosa. Il primo fu Valovcin (1976), il quale individuò il range spettrale del vicino infrarosso, identificato nelle sue conclusioni nelle lunghezze d’onda superiori a $1.55 \mu\text{m}$, come banda ideale per la discriminazione neve/nubi, sulla base del rapporto, *Mean Snow Ratio*, tra la banda del visibile, per cui rilevò elevate riflettanze per tre scenari (neve, nubi di acqua e nubi ghiacciate), e la banda del vicino infrarosso, dove ogni scenario presentava differenze sostanziali in termini di riflettanza. Con il progresso dei sistemi satellitari, lo studio della copertura nevosa nel range spettrale individuato divenne lo strumento principale per misurazioni multispettrali, atte allo sviluppo di mappe di estensione del manto nevoso. In particolare con l’avvento del Landsat Thematic Mapper, Dozier (1989) raffinò l’analisi del manto nevoso introducendo l’utilizzo della differenza normalizzata delle riflettanze delle bande del VIS e del NIR su scala regionale. Inoltre, in funzione di questa differenza spettrale, definì un valore di soglia, corrispondente a 0.4, in modo tale da evitare l’erronea classificazione di pixel le cui riflettanze sulla banda del NIR sono troppo elevate a confronto con le rispettive della banda del VIS; ulteriore criterio imposto al fine di separare la copertura nevosa da quella nuvolosa. Hall (1995), con il termine NDSI, Normalized Difference Snow Index, ereditando l’utilizzo della differenza normalizzata per l’analisi del manto nevoso. A partire dall’inizio del periodo operativo del sensore MODIS (2000), sui satelliti Terra e Acqua, tale indice divenne la base dell’algoritmo di mappatura della copertura nevosa, sfruttando la differenza tra la Banda 4 e la Banda 6 di MODIS, accoppiato con una serie di test spettrali. A tutt’oggi, nonostante abbia subito varie modifiche nel corso degli anni (versione corrente 6.1), l’algoritmo di rilevazione del manto nevoso è ancora basato sull’indice NDSI, anche per molti sensori analoghi (*es. VIIRS*).

Il valore che assume l’indice NDSI ricopre l’intervallo (0.0 – 1.0), un ampio range di condizioni di copertura nevosa in funzione dell’illuminazione e delle caratteristiche della superficie. In questi termini, viene definito un valore soglia per l’indice, in modo tale che i valori di NDSI calcolati per ogni pixel possano determinare, con discreta accuratezza, la presenza di superficie innevata, se superiori alla soglia. Ciò permette di evitare la sovrastima della copertura nevosa classificando pixel non innevati come “neve”. Tenendo in considerazione che il valore di NDSI delle nubi tipicamente ricade nel range (-0.4 – 0.4) (Stillinger et al., 2019), risulta evidente come per bassi valori di NDSI aumenti la probabilità di errata rilevazione di neve in presenza di copertura nevosa. Per questo, il valore soglia preso in considerazione, 0.4 (Dozier, 1989; Riggs, 2017), è tutt’ora oggetto di dibattiti e studi specifici. La soglia imposta, infatti, si propone di ricoprire tutte le possibilità di errore di rilevazione di neve su scala globale, trascurando le peculiarità di ogni specifica area geografica interessata da copertura nevosa. Studiando la variabilità

della copertura nevosa, in funzione di valori di soglia per l’NDSI differenti, risulta chiaro come non esista una soglia esatta per la rilevazione della neve, ma è possibile stabilirne una sufficientemente ragionevole. Tramite l’analisi di cinque scenari statunitensi ed uno islandese, Hall (1995) valutò la variazione del valore di soglia dell’NDSI, incrementata da 0 ad 1 ad intervalli di 0.05, in relazione con le corrispondenti variazioni della copertura nevosa rilevata. Tramite questa analisi individuò un intervallo di soglie di NDSI efficienti nella rilevazione del manto nevoso (0.25 – 0.45), fuori da tale range è più probabile un’errata rilevazione di neve o una consistente sottostima della copertura nevosa (Figura 3.1) (Hall, 1995). A questo proposito la forza degli attuali prodotti di copertura nevosa di MODIS, risiede nello sviluppare mappe di copertura nevosa non binarie, dove ad ogni pixel di neve è assegnato il valore di NDSI corrispondente, all’interno dell’intervallo di validità. Ciò permette al singolo utente di identificare la soglia di rilevazione di copertura nevosa sulla base dell’area geografica di interesse, ottenendo così mappe di neve con maggiore accuratezza (Zhang et al., 2019; Da Ronco et al., 2020; Wang, 2010).

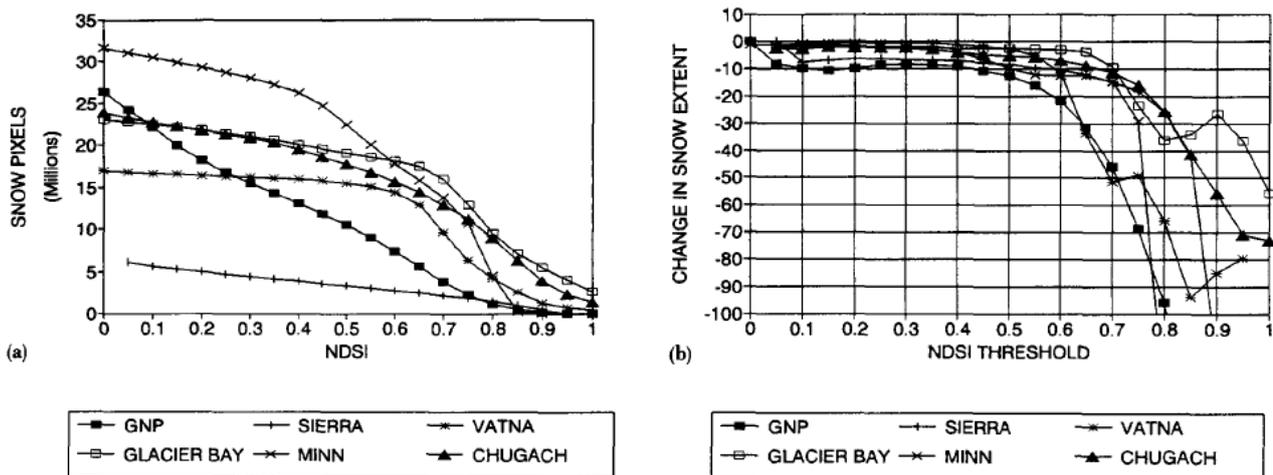


Figura 3.1: *Studio della variabilità della soglia identificata per l’indice NDSI, in relazione alle corrispondenti variazioni della copertura nevosa rilevata in sei zone, negli Stati Uniti e in Islanda. a) Rappresenta le rilevazioni di neve, espresse come numero totale di pixel, per ogni soglia. Si può notare come il numero di pixel di neve diminuisca con l’aumento della soglia di NDSI da 0 a 1, in particolare l’entità della variazione tra le soglie comincia in modo relativamente costante passando poi ad un rapida decrescita a seconda della scena e della soglia.; b) Rappresenta la variazione della copertura nevosa in funzione della soglia selezionata. Qui si identifica un range di NDSI tra 0.10 e 0.50 per cui i risultati delle mappe sono consistenti, con variazione di copertura tra soglie successive inferiore al 10%, oltre 0.50 invece la copertura nevosa rilevata subisce un drastico calo. (Hall, 1995).*

3.1.2 Area di studio: Emilia-Romagna

La regione Emilia-Romagna si colloca nella parte centro-settentrionale dell'Italia, tra $43^{\circ} 80'$ e $45^{\circ} 10'$ di latitudine N e $9^{\circ} 20'$ e $12^{\circ} 75'$ di longitudine E, estendendosi per $22\,452\text{ km}^2$. La geomorfologia della regione segue un andamento parallelo da nord-ovest a sud-est evidenziato dai tre rilievi caratteristici: l'Appennino settentrionale, circoscritto in 5635 km^2 localizzati sul versante meridionale della regione, in cui si trovano le principali cime montuose dell'Emilia-Romagna, con quote assestate attorno ai 1900 m slm , tra le quali si distingue il Monte Cimone come cima più alta della regione con i suoi 2165 m slm ; la zona collinare che si estende nella parte nord-orientale per 6084 km^2 ed infine la restante superficie regionale di $10\,733\text{ km}^2$, al centro, al nord e al sud-est della regione, ossia la Pianura Padana (Nistor, 2016; Spisni et al., 2011; Villani et al., 2021). La variabilità geomorfologica della regione viene direttamente influenzata anche dalla presenza dei due fiumi principali, il Po e il Reno, nella parte centro-nord della costa emiliano-romagnola e dalla presenza del Mar Adriatico ad est, caratterizzando complessivamente il clima eterogeneo della regione. In particolare, secondo la classificazione climatica di Köppen-Geiger (Figura 3.2), è possibile evidenziare come gli aspetti fisici dei rilievi della regione possano influenzarne la tipologia di clima a scala regionale, nello specifico possiamo distinguere due zone di omogeneità climatica predominanti (Kottek et al., 2006; Ben Hamouda et al., 2021): nelle zone montane a sud e sud-ovest è stato individuato il clima *Cfb*, caratteristico di una zona temperata fresca prevalentemente umida con estati calde, mentre nei versanti opposti, a nord, al centro e a nord-est della regione il clima viene classificato come *Cfa*, ossia un clima temperato completamente umido e con estati caldo-torride. Le condizioni necessarie per l'identificazione delle due soglie sono evidenziate in Tabella 3.2.

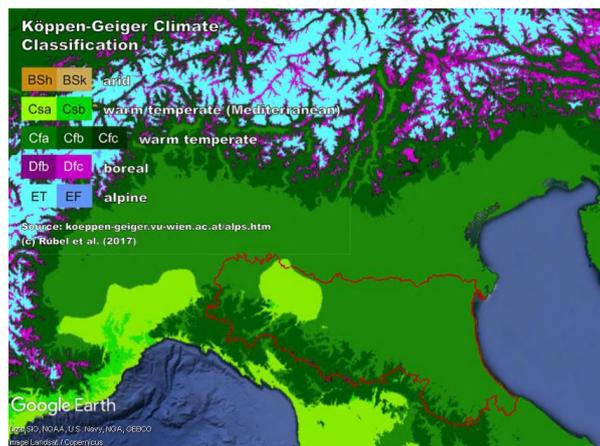


Figura 3.2: Classificazione climatica di Köppen-Geiger dell'Emilia-Romagna <http://koepfen-geiger.vu-wien.ac.at/alps.html> (Rubel et al., 2017).

	<i>Clima Principale (C)</i>	<i>Precipitazioni (f)</i>	<i>Temperatura (a/b)</i>
<i>Cfa</i>	Clima Temperato $-3\text{ °C} \leq T_{min} \leq 18\text{ °C}$	Completamente umido Precipitazioni in ogni mese	Estate Torride $T_{max} \geq 22\text{ °C}$
<i>Cfb</i>	Clima Temperato $-3\text{ °C} \leq T_{min} \leq 18\text{ °C}$	Completamente umido Precipitazioni in ogni mese	Estate Calde $T_{max} < 22\text{ °C}$ Almeno 4 mesi con $T_{mensile} \geq 10\text{ °C}$

Tabella 3.2: *Descrizione dei climi di Köppen & Geiger caratteristici dell'Emilia-Romagna. La classificazione è composta di 3 lettere: la prima indica il clima principale della zona geografica, la seconda descrive le condizioni delle precipitazioni e la terza classifica la temperatura (Kottek et al., 2006).*

Queste caratteristiche geomorfologiche e climatiche del territorio emiliano romagnolo, inoltre, inducono l'eterogeneità del suolo e delle rispettive funzionalità agricole e di approvvigionamento delle riserve idriche sotterranee. Ciò permette di definire la variabilità caratteristica della flora della regione, ossia la presenza di boschi di conifere e boschi misti a foglie e sempreverdi nelle zone montane, boschi di latifoglie e terreni agricoli scendendo nelle zone collinari, fino alla Pianura Padana e alle zone costiere con lagune e paludi.

3.1.3 Firme spettrali

Il principio su cui si fonda il telerilevamento satellitare è la capacità di identificare e distinguere le classi di copertura della superficie terrestre, sfruttando le differenti risposte spettrali di ognuna di esse all'interazione con la radiazione elettromagnetica incidente. Ogni superficie, a seconda delle proprietà chimico-fisiche, nell'istante in cui avviene l'interazione con la radiazione evidenzia differenti comportamenti spettrali, determinati dalla frazione di radiazione assorbita, trasmessa e/o riflessa, la quale dipenderà dalla lunghezza d'onda della radiazione a cui sono esposte. In questi termini, tramite l'osservazione della percentuale di radiazione incidente riflessa dalla superficie, riflettanza, in funzione della lunghezza d'onda, possono definirsi delle curve di riflettività, chiamate *Firme Spettrali*. Le firme spettrali permettono di identificare il comportamento spettrale medio di ogni classe di copertura superficiale, un'impronta digitale che permette la classificazione di ogni copertura della superficie terrestre (Gomasca et al., 2001).

Sulla base di queste considerazioni, si è effettuata una prima analisi del territorio della regione Emilia-Romagna, allo scopo di indagare il comportamento di ogni classe di copertura della superficie in termini di riflettività; in modo tale da valutare l'influenza che ognuna di esse può avere sulla rilevazione della copertura nevosa. Per fare ciò, si sono

analizzate le immagini multispettrali del satellite Sentinel-3 di quattro giornate dell'inverno 2020/2021: 27 dicembre 2020, 13 gennaio 2021, 14 febbraio 2021 e 28 febbraio 2021 (Figura 3.3). La scelta di tali scenari invernali deriva dalla necessità della presenza di ogni classe di copertura superficiale di interesse, in particolare la presenza di neve; perciò sono state individuate queste date sulla base dell'archivio dei Bollettini di innevamento di Arpa Emilia-Romagna. Per ogni scenario, si è effettuato un campionamento delle riflettanze di 15 pixel per ognuna delle classi di copertura di interesse della superficie, visivamente interpretate come tali, ossia: acqua, suolo, nubi e neve. Tale interpretazione è stata guidata principalmente dalla colorazione delle immagini satellitari, evidenziate tramite la visualizzazione *RGB 5-3-2*. In questo modo si è potuta individuare la firma spettrale per ogni classe di copertura, rappresentando le percentuali di riflettanza del pixel per ognuna delle lunghezze d'onda corrispondenti alle bande del sensore *SLSRT* di Sentinel-3. La rappresentazione grafica delle firme spettrali di ogni classe rilevata, ha permesso di evidenziare il comportamento spettrale di ognuna di esse nel territorio emiliano-romagnolo, nonché la valutazione di analogie e differenze tramite un reciproco confronto.

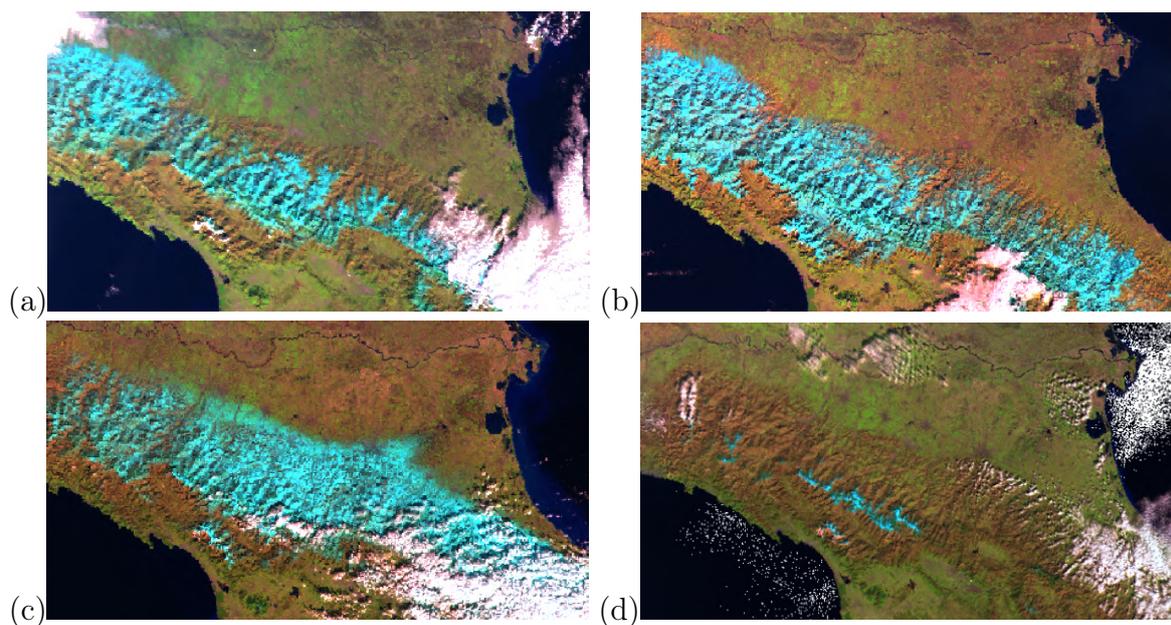
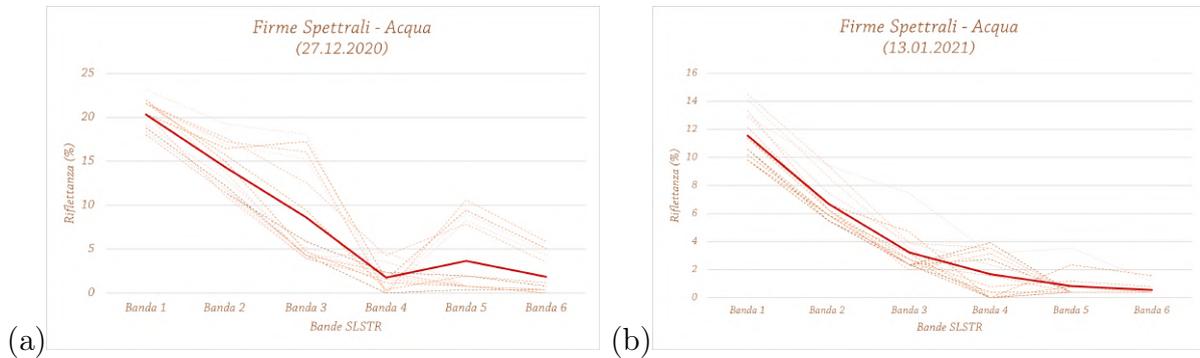


Figura 3.3: Immagini multispettrali delle radianze rilevate dal sensore *SLSRT* di Sentinel-3. Nelle immagini sono state messe in evidenza le bande dello *SWIR*, del *NIR* e del rosso. Le colorazioni danno un'indicazione chiara delle classi di copertura della superficie: ciano - neve, rosa - nube, nero - acqua, marrone/verde - suolo/edificato. a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.

Acqua

La costruzione della tipica firma spettrale dell'acqua regionale si è basata sulla rilevazione di pixel di corpi idrici interni al territorio dell'Emilia - Romagna, quali principalmente il fiume Po, che bagna le province reggiane e ferraresi, e le Valli di Comacchio, vasta zona umida tra la provincia di Ravenna e Ferrara (130 km²). Tramite le riflettanze acquisite per ogni pixel, si è valutata la variazione delle risposte spettrali dell'acqua in funzione della lunghezza d'onda, all'interno dello spettro elettromagnetico del sensore. Nel complesso la firma spettrale dell'acqua, Figura 3.4, mostra riflettanze di entità contenuta nell'intero range spettrale, con picchi di riflettività nelle lunghezze d'onda del visibile, Banda 1 e Banda 2 del sensore, mediamente attorno al 10-15% di riflettività. Per lunghezze d'onda più elevate, in particolare dalla banda del NIR (Banda 3) fino allo SWIR (Banda 5/6), i valori di riflettanza diminuiscono progressivamente fino ad assestarsi a minimi di riflettività vicino allo 0%, queste zone spettrali infatti, determinano le bande in cui si concentra l'assorbimento della radiazione elettromagnetica da parte dell'acqua. Chiaramente le firme spettrali per ogni pixel, linee tratteggiate in Figura 3.4, presentano una discreta variabilità, dovuta alla presenza di picchi secondari di riflettanza elevata, in corrispondenza delle bande del NIR e dello SWIR (Figura 3.4-(a),(d)), e soprattutto dalla variazione dell'entità del picco principale di riflettanza percentuale, da un minimo di 7% ad un massimo di 20%. Questa variabilità è presumibilmente dovuta alla presenza di vegetazione o impurezze nell'acqua che ne aumentano la capacità riflettente.



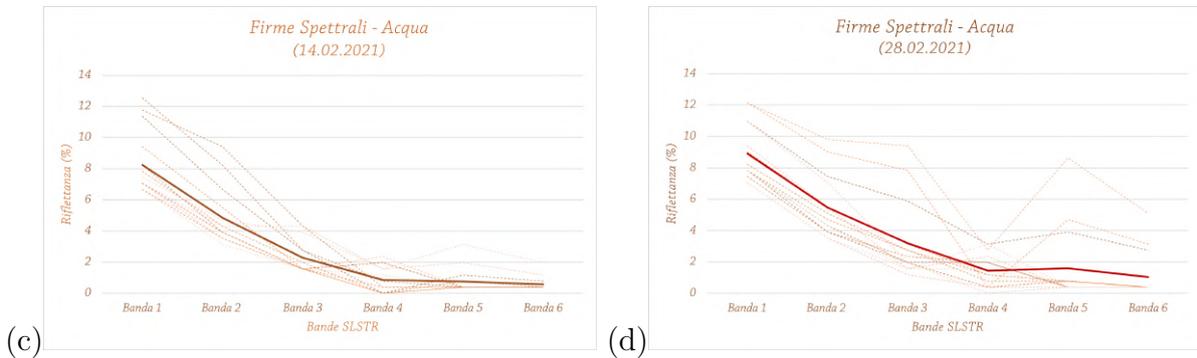


Figura 3.4: *Firme spettrali di corpi idrici interni al territorio emiliano-romagnolo acquisiti su 15 pixel per quattro scenari nevosi, le linee tratteggiate rappresentano le firme spettrali di ogni pixel acquisito, mentre la linea continua rappresenta la firma spettrale media per quella data. a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.*

Suolo

Il suolo è un materiale eterogeneo in termini di composizione fisica, conformazione ed umidità; composizione chimica, contenuto di sostanze organiche; granulometria e vegetazione. L'ampia variabilità del suolo influisce direttamente sulla sua risposta radiativa all'interazione con la radiazione elettromagnetica incidente, il che si traduce in una gamma di diverse firme spettrali (Gomasasca et al., 2001; Tinon, 2017). Per questa analisi non è stata effettuata la distinzione tra le varie tipologie di suolo (es. suolo asciutto, suolo umido e vegetazione), dunque, il comportamento spettrale medio del suolo è il risultato delle risposte spettrali di differenti caratteristiche del suolo stesso. Nonostante ciò, è possibile individuare un comportamento spettrale medio del suolo sufficientemente univoco, in modo tale da poterlo rilevare e distinguere, rappresentato con linea continua nelle firme spettrali in Figura 3.5. In generale la firma spettrale del suolo, in tutti gli scenari presi in analisi, presenta una crescita nell'infrarosso che raggiunge massimi più o meno piccati, tra il 35% e il 40%, nella Banda 3 del sensore, corrispondente alle lunghezze d'onda dell'infrarosso, centrata in $0.85 \mu m$. Questo comportamento è presumibilmente dovuto alla presenza di vegetazione, in quanto quest'ultima presenta elevate percentuali di riflettanza in queste zone dello spettro, attorno al 60%, rispetto alla frazione di suolo non ricoperta da vegetazione, la quale presenta massimi di riflettanza attorno al 20% (De Giglio, 2008). Oltre tale massimo, l'andamento della curva spettrale presenta una decrescita pressoché costante con l'aumentare della lunghezza d'onda, interrotta da un minimo di riflettanza in corrispondenza della Banda 4: banda centrata in $1.4 \mu m$, la quale viene utilizzata per la rilevazione dei cirri d'alta quota e, dunque, è molto sensibile alla presenza di vapore acqueo.

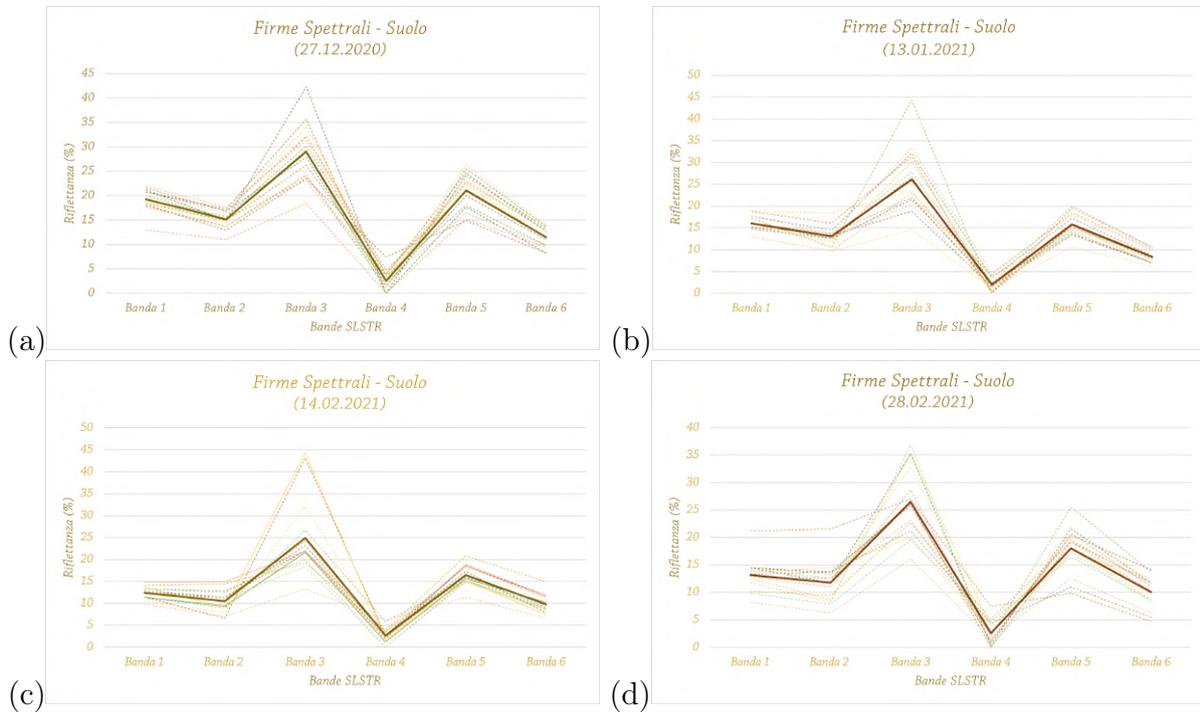


Figura 3.5: *Firme spettrali del suolo emiliano-romagnolo acquisite su 15 pixel per quattro scenari nevosi, le linee tratteggiate rappresentano le firme spettrali di ogni pixel acquisito, mentre la linea continua rappresenta la firma spettrale media per quella data. a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.*

Nubi

La tipologia e la distribuzione spazio-temporale della copertura nuvolosa rappresentano una variabile radiativa di estrema importanza, sia dal punto di vista dell'influenza sul trasferimento della radiazione solare alla superficie e sul budget energetico globale, sia dal punto di vista del monitoraggio tramite telerilevamento satellitare. A questo proposito le firme spettrali delle nubi, per ogni scenario analizzato (Figura 3.6), presentano elevate riflettanze nel visibile, in un range di riflettanza percentuale abbastanza ampio, tra il 60% e il 100% nelle prime tre Bande (VIS e NIR). Questi picchi di riflettanza variano all'interno del range presumibilmente in funzione delle caratteristiche della nube in analisi, a partire dalla tipologia delle idrometeorie in nube. Chiaramente, il picco risulterà maggiore per nubi fredde con elevata concentrazione di cristalli di ghiaccio, mentre sarà minore per le nubi calde contenenti esclusivamente acqua allo stato liquido, maggiormente assorbente. La firma spettrale della nube, tuttavia, non evidenzia marcate descrescite, cala lentamente per poi riacquisire percentuali di riflettività elevate nella zona spettrale dello SWIR, Bande 5 e 6.

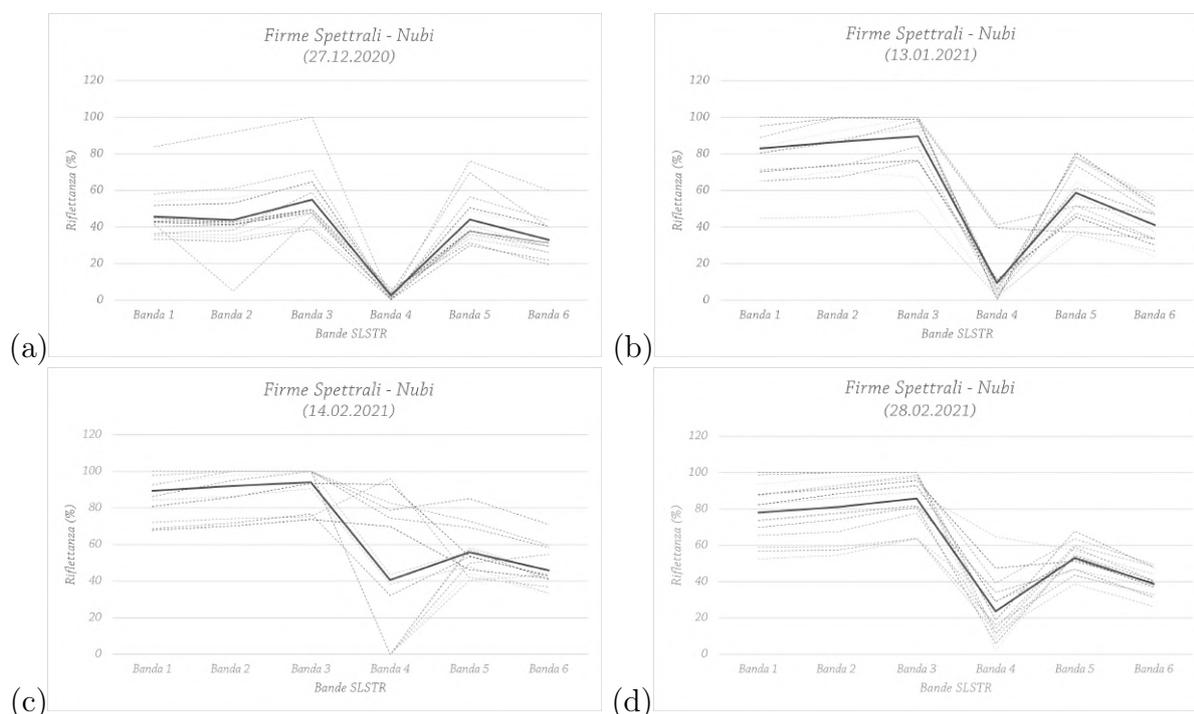


Figura 3.6: *Firme spettrali della copertura nuvolosa al di sopra dell'Emilia-Romagna acquisite su 15 pixel per quattro scenari nevosi, le linee tratteggiate rappresentano le firme spettrali di ogni pixel acquisito, mentre la linea continua rappresenta la firma spettrale media per quella data. a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.*

Neve

Come visto ampiamente nel capitolo 1.3.2, le proprietà ottiche della copertura nevosa variano sulla base di svariati fattori come: granulometria, età del manto, concentrazione di impurità, angolo zenitale e collocazione geografica. Sulla base della presenza di uno o più di questi fattori nella copertura nevosa, molteplici studi hanno evidenziato la variabilità intrinseca della firma spettrale della neve per diverse tipologie di manto nevoso (Wiscombe, 1980a; Hannula, 2019; Spisni et al., 2011). In questa analisi, tuttavia, la neve presenta una firma spettrale sommariamente ben definita (Figura 3.7). Questo è probabilmente dovuto alla modalità con cui sono state scelte le immagini di questa analisi, ossia sulla base dei Bollettini di innevamento di Arpa, i quali selezionano la prima immagine multispettrale libera da nubi successiva alla nevicata. Si suppone, perciò, che la variabilità intrinseca del manto in seguito ad una recente nevicata non sia influenzata fortemente da tutti questi fattori. Nello specifico la firma spettrale della neve mostra un picco di riflettanza molto elevato nel VIS (Bande 1-2), tendente al 100%, coerentemente con la caratteristica radiativa della copertura nevosa, ossia un'albedo molto elevato.

Successivamente le riflettanze subiscono una rapida decrescita nell'infrarosso fino a raggiungere un minimo di riflettività, in corrispondenza delle bande di assorbimento, tra il 2% e il 15% di radiazione riflessa.

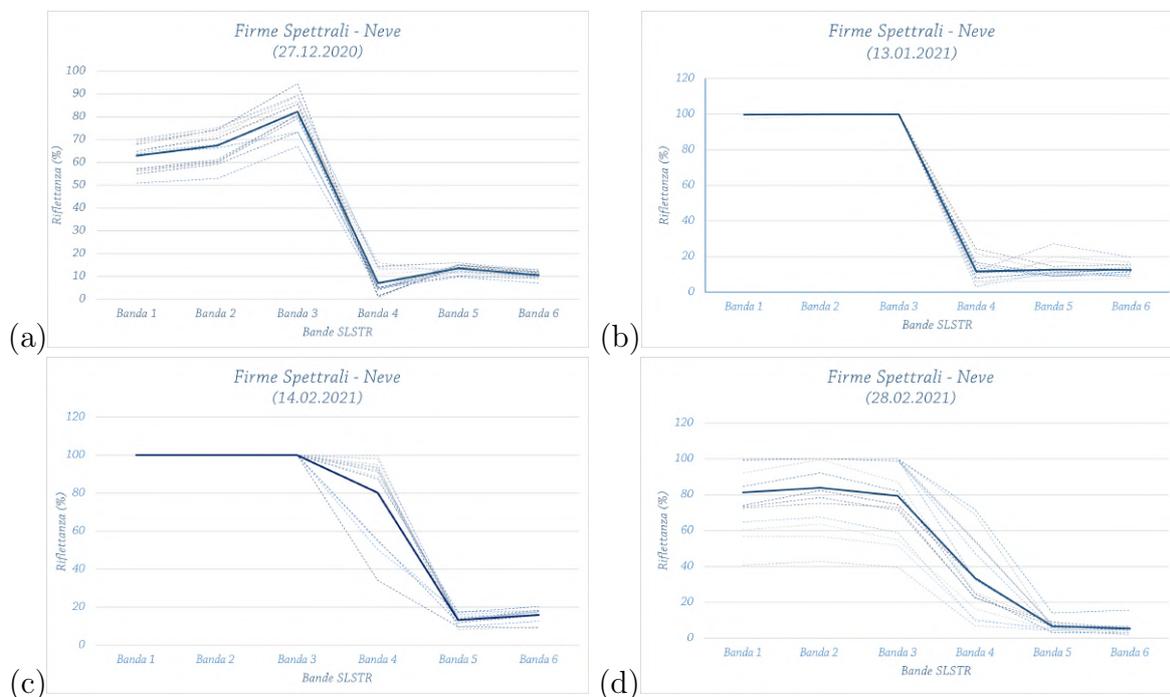


Figura 3.7: *Firme spettrali del manto nevoso sulla superficie emiliano-romagnola acquisite su 15 pixel per quattro scenari nevosi, le linee tratteggiate rappresentano le firme spettrali di ogni pixel acquisito, mentre la linea continua rappresenta la firma spettrale media per quella data. a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.*

Confronto firme spettrali

Tramite il confronto delle firme spettrali, raccolte per ogni classe di copertura della superficie, è possibile effettuare un riconoscimento preliminare dell'area osservata. Come visto, la distribuzione spettrale delle riflettanze percentuali, per ogni classe, evidenzia differenti comportamenti in funzione della lunghezza d'onda. Per ogni banda dello spettro di rilevazione, perciò, ogni risposta spettrale si distinguerà dalle altre permettendo l'identificazione e la distinzione di ogni classe di copertura nel range di osservazione. In questi termini, si sono raccolte le firme spettrali medie per ogni classe nei quattro scenari temporali in analisi, in modo tale da valutarne analogie e differenze (Figura 3.8).

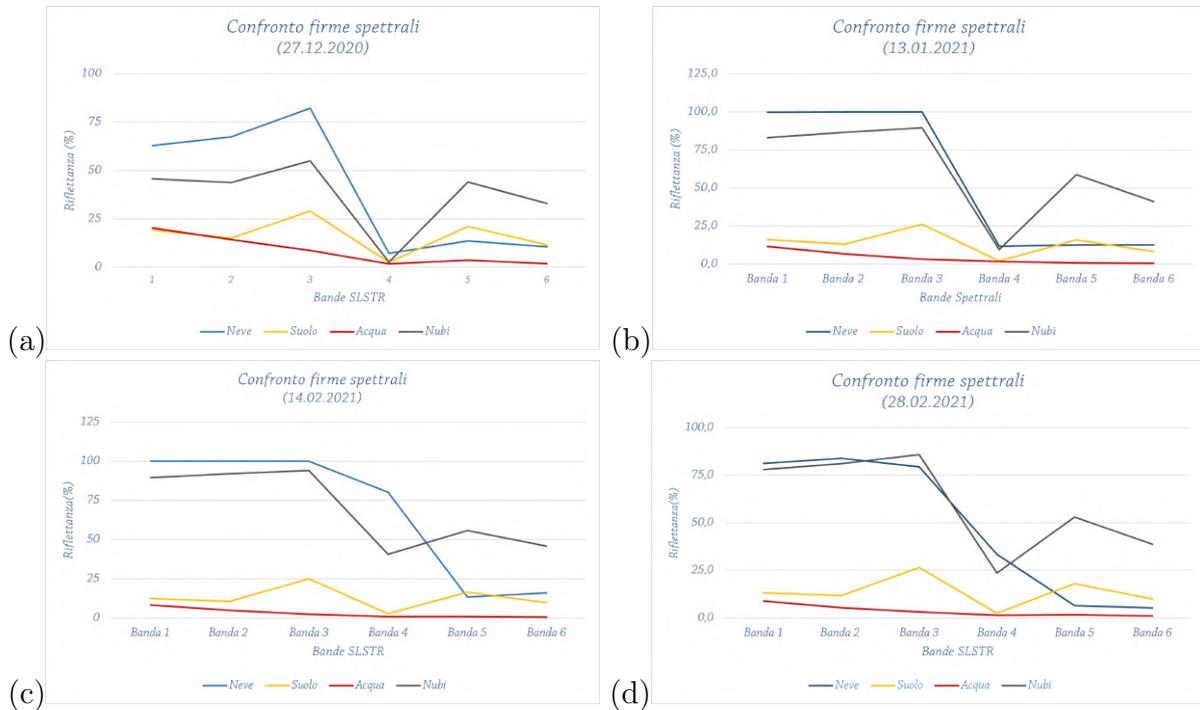


Figura 3.8: *Firme spettrali medie di ogni classe di copertura della superficie del territorio emiliano-romagnolo. La media è effettuata sulle riflettanze percentuali acquisite su 15 pixel per quattro scenari nevosi: Le linee blu rappresentano la risposta spettrale della neve, le linee grigie quella delle nubi, le linee rosse quella dell’acqua e le linee gialle quella del suolo. a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.*

Nelle bande del visibile è evidente come la risposta spettrale dominante sia quella della neve, con riflettanze percentuali che tendono al 100% nelle prime tre bande (VNIR), seguita dalle nubi, inferiori solamente al massimo di un 20% di riflettanza percentuale nelle stesse bande, mentre le risposte spettrali del suolo e dell’acqua risultano mantenersi sempre nettamente al di sotto del 25% di riflettanza percentuale, ossia 1/5 della radiazione riflessa dalla copertura nevosa. Nelle bande successive, ossia le bande dello SWIR, tutte le classi di copertura subiscono una rapida decrescita in corrispondenza della Banda 4, la banda per il rilevamento dei cirri di alta quota, per poi ristabilirsi a riflettanze medio-basse tra il 20% e il 40%, come suolo e nubi rispettivamente nella Banda 5 dello SWIR, oppure assestarsi a basse percentuali di riflettanza tendenti allo zero, come per le firme spettrali dell’acqua e della neve. Nel complesso perciò, le firme spettrali di ogni classe di copertura superficiale presentano comportamenti ben diversificati gli uni dagli altri; tuttavia, presentano risposte spettrali simili in particolari bande. Per questo motivo, vengono individuate le bande di maggior interesse per la rilevazione della copertura nevosa, in funzione delle caratteristiche spettrali della neve e delle zone

dello spettro in cui essa risulta facilmente identificabile. In particolare, tali zone sono la banda del VIS, ove la firma spettrale delle neve prevale su tutte le altre classi di copertura ed è facilmente individuabile, e la banda dello SWIR dove, nonostante la risposta spettrale della neve risulti attenuata o nulla, i comportamenti spettrali della neve e delle nubi risultano nettamente opposti. Il contrasto tra le due risposte spettrali, in questo modo, può costituire il discriminante chiave per il rilevamento della copertura nevosa e nuvolosa.

Grazie a questa analisi, abbiamo ottenuto le informazioni necessarie per la valutazione successiva dell'indice di rilevazione di neve NDSI sulle stesse classi di copertura superficiali.

3.1.4 Valore soglia

L'analisi svolta sulle firme spettrali delle classi di copertura tipiche delle superficie terrestre, di interesse per il monitoraggio della copertura nevosa, ha fornito le basi e le conferme necessarie per comprendere l'utilità dell'indice NDSI per il rilevamento del manto nevoso. Le proprietà spettrali dei materiali presi in esame ha reso evidente come, per poter differenziare la neve dalle altre classi di copertura superficiali e per poterne dare una classificazione, le bande di interesse principale siano proprio le bande del VIS e dello SWIR, ossia quelle utilizzate nel calcolo dell'indice. A questo proposito si è indagato sul comportamento di tale indice in riferimento alle stesse superfici, tentando di valutare la possibile influenza sulla rilevazione del manto nevoso basata sull'NDSI e di conseguenza se le maschere e le soglie in letteratura, con riferimento specifico al sensore MODIS, (Hall, 1995; Dozier, 1989) possano essere efficienti anche sul territorio emiliano-romagnolo, quindi a scala regionale. Sulla base dei dati di riflettanza percentuale, utilizzati nella precedente analisi, si è quindi calcolato l'indice NDSI per ciascun pixel, per ogni scenario invernale 2020/2021 acquisito. A tale scopo la formula generale dell'indice, Equazione 3.1.1, è stata adattata in funzione delle bande del VIS e dello SWIR del sensore SLSRT di Sentinel-3 utilizzato:

$$NDSI_{S3} = \frac{\text{Banda 1} - \text{Banda 5}}{\text{Banda 1} + \text{Banda 5}} \quad (3.2)$$

I valori ottenuti di NDSI si sono confrontati graficamente per ogni scenario, in Figura 3.9, al fine di evidenziare l'andamento di tali valori e l'entità media dell'indice per ogni classe di copertura, Tabella 3.3.

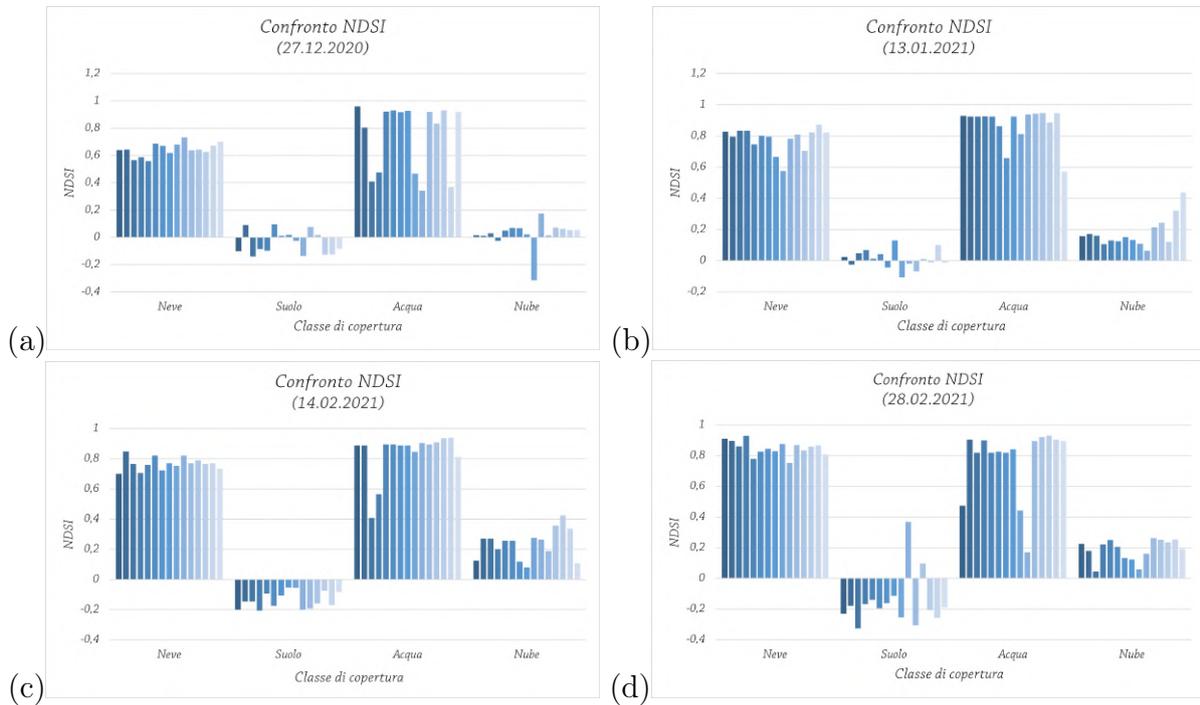


Figura 3.9: Valori dell'indice NDSI calcolato a partire dai valori di riflettanza acquisiti in 15 pixel selezionati, per ognuna delle quattro classi di copertura della superficie di interesse, relativi a quattro scenari temporali differenti dell'inverno 2020/2021: a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.

Data	Valore Medio NDSI			
	Neve	Suolo	Acqua	Nubi
27.12.2020	0.65	-0.04	0.74	0.02
13.01.2021	0.78	0.01	0.87	0.18
14.02.2021	0.77	-0.14	0.84	0.24
28.02.2021	0.85	-0.15	0.77	0.19

Tabella 3.3: Valori di NDSI medio di ogni classe di copertura della superficie per ogni scenario dell'inverno 2020/2021 sulla base dell'indice calcolato per ogni pixel acquisito.

Le rappresentazioni grafiche dei valori di NDSI, per ogni classe di copertura della superficie, mostrano un comportamento relativamente univoco in tutti gli scenari, coerentemente all'univocità delle firme spettrali. I valori più elevati di NDSI, infatti, si osservano in corrispondenza delle caratteristiche spettrali della superficie che, anche se con entità nettamente differenti, sono caratterizzate da curve spettrali con massimi di riflettanza percentuale nel VIS e minimi nello SWIR, favorendo l'entità e la positività

della differenza normalizzata; tali valori di NDSI corrispondono infatti all'acqua, ossia i corpi idrici interni alla superficie, e alla neve, quindi alla copertura nevosa. In particolare, i valori di NDSI dei corpi idrici sono superiori o paragonabili ai corrispettivi valori di neve, con valori medi confrontabili compresi tra 0.65 e 0.87. Questo ci permette di concludere che, in assenza di operazioni di screening e mascheramento dei dati, come, in questo caso, la maschera dell'acqua utilizzata nell'elaborazione dei prodotti di MODIS, la rilevazione di neve tramite l'indice NDSI sarebbe compromessa dalla presenza di corpi idrici sulla superficie. In questi termini, infatti, per favorire il rilevamento della copertura nevosa, l'algoritmo di elaborazione dei prodotti di neve MODIS maschera i corpi idrici ponendo una soglia alla banda del NIR e alla banda del verde del sensore. Per quanto riguarda le nubi, nonostante a livello spettrale mostrino riflettanze comparabili alla neve nel visibile, a causa del picco secondario di riflettanza caratteristico, i valori dell'indice risultano positivi ma non eccessivamente elevati, con minimi vicino allo zero e valori massimi non superiori a 0.44. Il suolo, infine, riporta valori di NDSI molto bassi, vicini allo zero o negativi, in quanto la distribuzione spettrale è caratterizzata tendenzialmente da valori di riflettanza più elevati nella banda dello SWIR rispetto alle riflettanze nel VIS.

Sulla base di queste osservazioni, perciò, si è ritenuto il valore soglia globalmente riconosciuto sufficientemente attendibile per la rilevazione della copertura nevosa in Emilia-Romagna, in quanto evidenzia discretamente la presenza di neve, eliminando le classi di copertura con valori di NDSI positivi ma inferiori, così come le nubi.

3.2 Studio delle nubi ghiacciate

Tra le classi di copertura che maggiormente influenzano la corretta rilevazione della copertura nevosa, vi sono le nubi ghiacciate. Al contrario delle nubi analizzate precedentemente, sono composte in gran parte da cristalli di ghiaccio, i quali aumentano le riflettanze percentuali rilevate dai sensori satellitari nelle bande del visibile. A questo proposito, sulla base delle osservazioni degli operatori del Laboratorio di telerilevamento di Arpa, si è deciso di indagare sul comportamento delle nubi ghiacciate. Si è quindi analizzato, analogamente alle classi di copertura della superficie precedenti, il comportamento spettrale delle nubi ghiacciate in relazione a due immagini multispettrali, per le date del 29 gennaio 2021 e 4 febbraio 2021, le quali mostrano con evidenza la presenza di tali nubi. Le immagini, visualizzate mantenendo la composizione delle bande utilizzata fino ad ora, mostrano le nubi ghiacciate con la stessa colorazione nei toni del ciano della neve, prima evidenza del ruolo importante che assumono nella rilevazione della copertura nevosa (Figura 3.10).

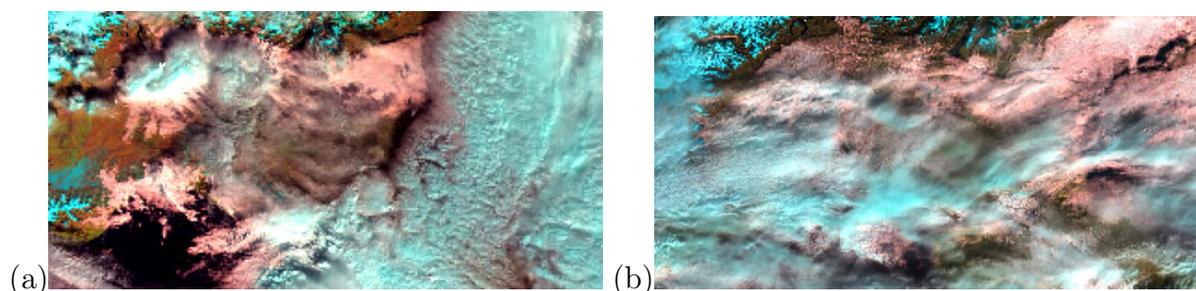
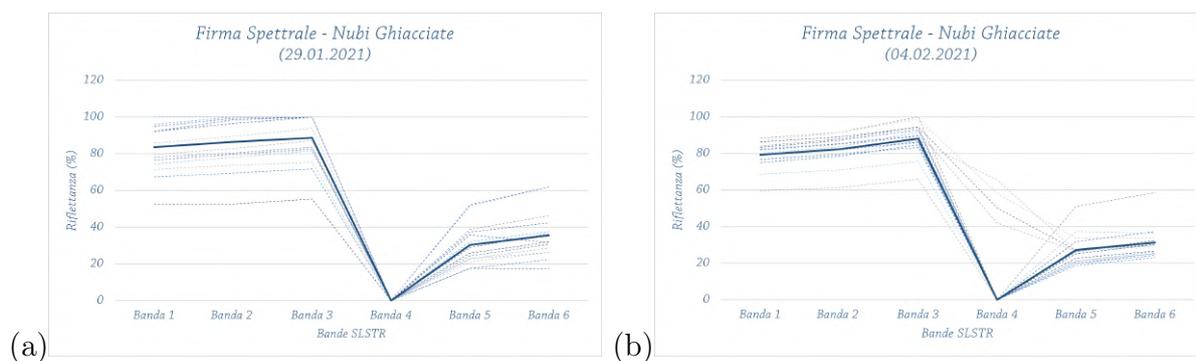


Figura 3.10: Immagini multispettrali delle radianze rilevate dal sensore SLSRT di Sentinel-3. Nelle immagini sono state messe in evidenza le bande dello SWIR, del NIR e del rosso. Le colorazioni danno un'indicazione chiara delle classi di copertura della superficie: ciano - neve/nube ghiacciata, rosa - nube, nero - acqua, marrone/verde - suolo/edificato. Il colore ciano, in questo caso, identifica sia la neve che le nubi ghiacciate. a) 29 gennaio 2021 e b) 04 febbraio 2021.

Dall'analisi delle firme spettrali delle nubi ghiacciate negli scenari analizzati (Figura 3.11, (a,b)) si evidenziano analogie con la consueta curva spettrale che assume la neve. I massimi di riflettanza percentuale nel visibile infatti assumono valori in un range molto elevato, tra l' 80% e il 100%, e coincidenti con i valori tipici di riflettanza della neve nelle stesse bande, evidente dal confronto grafico con le firme spettrali medie della neve ottenute precedentemente (Figura 3.11, (c,d)). Nelle bande dello SWIR tuttavia, le nubi ghiacciate ricalcano il comportamento spettrali delle nubi d'acqua, evidenziando un picco di riflettività che rimane assestato attorno al 40%.



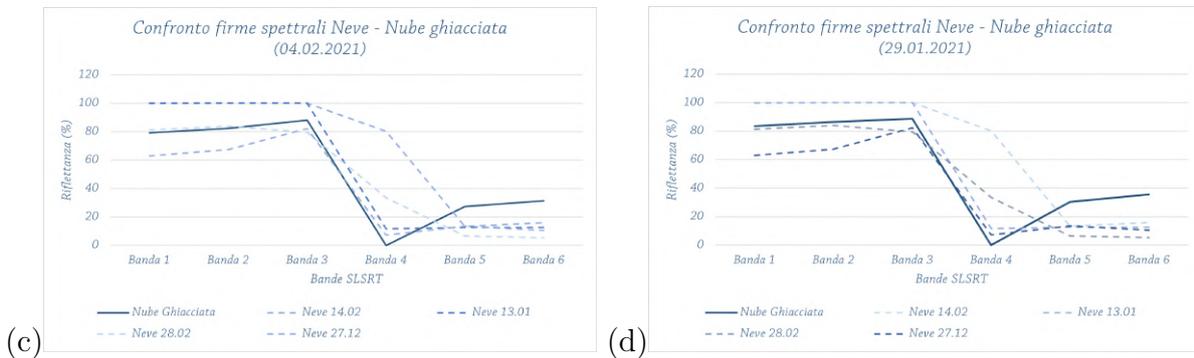


Figura 3.11: a,b) Firme spettrali delle nubi ghiacciate sulla superficie emiliano-romagnola acquisite su 15 pixel per due scenari nevosi, le linee tratteggiate rappresentano le firme spettrali di ogni pixel acquisito, mentre la linea continua rappresenta la firma spettrale media per quella data. a) 29 gennaio 2021 e b) 04 febbraio 2021; c,d) Firme spettrali medie delle nubi ghiacciate, linea continua, a confronto con le firme spettrali medie della copertura nevosa delle date: 27 dicembre 2020, 13 gennaio 2021, 14 febbraio 2021, 28 febbraio 2021, linee tratteggiate.

Seguendo il flusso dell'analisi precedente, anche per le nubi ghiacciate si è calcolato il valore dell'indice NDSI, per ogni pixel dei due scenari dell'inverno 2020/2021, ponendoli a confronto con i valori di NDSI dei pixel rilevati precedentemente (Figura 3.12). Prevedibilmente, le elevate riflettanze nel VIS nella distribuzione spettrale delle nubi ghiacciate comportano un incremento dell'indice NDSI, essendo la differenza tra le bande del VIS e dello SWIR maggiore rispetto alle nubi d'acqua, con valori che raggiungono mediamente 0.5; al di fuori del range di nube individuato (Stillinger et al., 2019). Sulla base dei valori di NDSI ottenuti, si è notato come il valore massimo delle nubi ghiacciate sia 0.607, nonostante si sia tentato di campionare i pixel visivamente più luminosi. In questi termini si è individuata un'ulteriore soglia per l'NDSI, costruita sulla base dei valori massimi individuati. Ciò, nel tentativo di evitare l'errata rilevazione di neve in presenza di nubi ghiacciate e nel medesimo tempo rilevare i pixel di copertura nevosa, visibili, che si collocano al di sotto di tali nubi tipicamente nelle zone limitrofe e che possono essere inglobati nella classificazione complessiva della nube stessa. Si propone perciò, di invertire il valore di classificazione dei pixel rilevati come nube, dal sensore MODIS, in pixel innevati nell'eventualità che il valore di NDSI corrispondente fosse maggiore o uguale alla soglia, individuata nel valore di NDSI: 0.62; rilevando auspicabilmente la copertura nevosa al di sotto delle nubi ghiacciate.

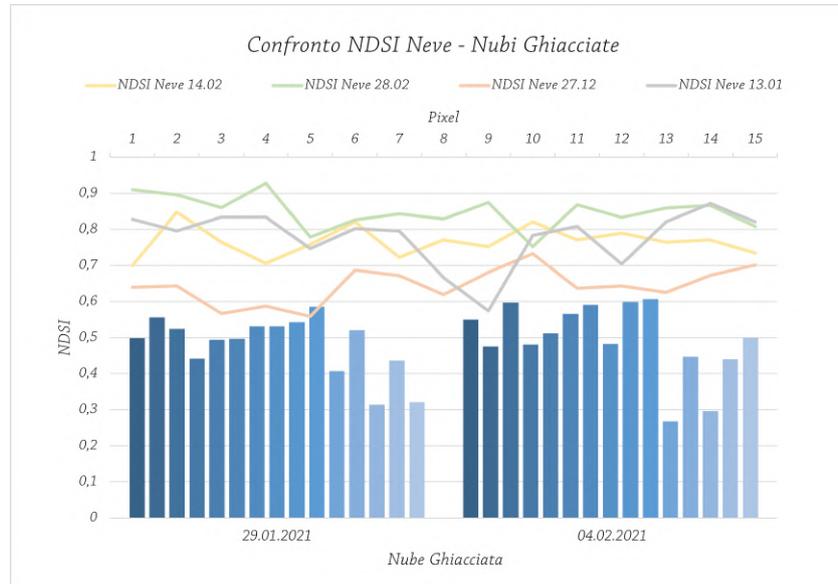


Figura 3.12: Valori dell'indice NDSI calcolati per le nubi ghiacciate a partire dai valori di riflettanza percentuale acquisiti per gli scenari del 29 gennaio 2021 e del 04 febbraio 2021, a confronto con i valori di NDSI rilevati per la copertura nevosa per gli scenari nevosi del 27 dicembre 2021, 13 gennaio 2021, 14 febbraio 2021 e 28 febbraio 2021.

3.3 Studio dei pixel "No Decision"

L'algoritmo di MODIS prevede dei processi di screening al fine di evitare errori di omissione e/o commissione in presenza di caratteristiche o condizioni ambientali che possono influenzare la rilevazione del manto nevoso. Uno di questi screening è applicato in condizioni di basse riflettanze nel VIS. Se le riflettanze nelle Bande 2 e 4 di MODIS risultano minori o uguali alla soglia di 0.07 vengono classificate nei prodotti di copertura nevosa giornaliera con il codice 201, il quale corrisponde alla dicitura "No Decision". Per valutare l'efficienza di questo screen di MODIS sull'Emilia Romagna è stato effettuato il confronto tra i prodotti giornalieri di neve MODIS, *NDSI_Snow_Cover* e *NDSI*, e l'immagine multispettrale rilevata dal sensore SLSRT di Sentinel-3 per la giornata del 27 dicembre 2021, selezionata in quanto immagine con maggior rapporto tra copertura nevosa e numero di pixel classificati con 201, nonché l'immagine cui meglio si sovrappone ai prodotti MODIS in assenza di correzioni georeferenziali. L'analisi di questo confronto si è proposta di individuare i pixel classificati, nel prodotto *NDSI_Snow_Cover*, come *No Decision* tramite il codice 201 e valutarne visivamente l'effettiva presenza di innevamento, nonostante le riflettanze molto basse nel visibile, come ad esempio nel caso di ombre orografiche (Figura 3.13). Tenendo in considerazione che, nonostante le giornate fossero le stesse, una serie di fattori potevano portare alla non perfetta sovrapposizione dei pixel

delle immagini dei due satelliti, come una diversa geometria di vista, orario differente o diversa geo-referenziazione, l'osservazione si è svolta solamente sui i pixel i cui *nearest neighbors* siano rilevati come innevati.

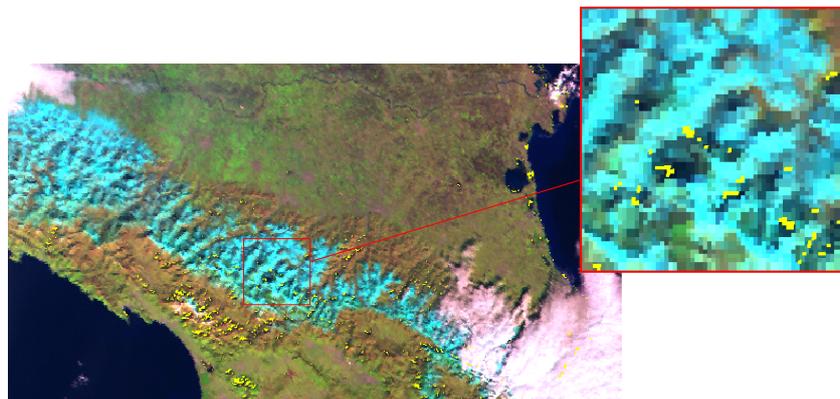


Figura 3.13: Sovrapposizione pixel classificati come "No Decision", colore giallo, dei prodotti di copertura nevosa di MODIS e rilevazione multispettrale di Sentinel 3 dell'Emilia-Romagna, con relativo zoom. Le colorazioni danno un'indicazione delle classi di copertura della superficie: ciano - neve, rosa - nube, nero - acqua, marrone/verde - suolo/edificato.

Da quest'analisi si è osservato come, in condizioni di basse riflettanze nelle bande del visibile ed evidenza di condizioni di non innevamento sulla superficie, l'indice NDSI in corrispondenza dei pixel *No Decision* presenti valori sufficientemente bassi da non essere erroneamente rilevati come neve, grazie alla soglia generica di rilevamento di 0.42 (ESA, n.d.). Tuttavia, alcuni pixel classificati come tali, tipicamente circondati da 8 pixel innevati, corrispondono a valori di NDSI superiori alla soglia e possono essere individuati visivamente come innevati, dal colore nei toni del ciano. Per questo motivo, si è ritenuto di introdurre un'ulteriore soglia di controllo dei prodotti MODIS, allo scopo di evitare errori di omissione di copertura nevosa. La soglia si propone di controllare i pixel identificati con il codice 201, nei prodotti *NDSI_Snow_Cover*, tramite i valori di NDSI grezzi del prodotto *NDSI*, riclassificando i pixel con valori di NDSI superiore o uguale alla soglia generica di rilevamento della neve, 0.42; in caso contrario i pixel vengono riclassificati come non innevati.

3.4 Albero decisionale

La tecnica di classificazione ad albero decisionale, si basa sulla ripartizione sequenziale di un dataset di input in sottogruppi omogenei secondari, sulla base di regole o

soglie gerarchiche. Un albero decisionale è tipicamente composto dal nodo principale, detto *Root Node*, che comprende il dataset di input nella sua totalità, da cui si diramano molteplici sottogruppi sulla base delle condizioni decisionali definite nei nodi interni, detti *Split*, fino a raggiungere i nodi terminali, *Leaf*, che costituiscono il completamento del flusso decisionale dell'albero, ossia la suddivisione in determinate classi omogenee dei dati osservati (Simard, 2000). La tecnica ad albero decisionale, essendo estremamente semplice, esplicita, intuitiva e flessibile, evidenzia un potenziale significativo per la mappatura delle coperture della superficie tramite telerilevamento. Gli algoritmi basati su tale tecnica, infatti, sono non parametrici, ossia sono liberi da assunzioni sulla distribuzione dei dati di input a priori e perciò adatti all'applicazione satellitare (Brodley, 1997). La tecnica permette, inoltre, una discreta efficienza computazionale e garantisce un'interpretazione agevole delle osservazioni, riducendo l'analisi ai dati di maggior interesse ed eliminando quelli meno significativi.

Sulla base delle osservazioni preliminari effettuate e le peculiarità estrapolate da ogni classe di copertura della superficie, al fine di risaltare quelle di maggior interesse per la rilevazione della copertura nevosa, sono state individuate soglie per suddividere i dati dei prodotti di copertura nevosa MODIS in tre classi principali: neve, nube, no-neve. In questi termini, si è sviluppato un albero decisionale statico a partire dai prodotti del terzo livello di MODIS, M*D1A01, i quali vengono opportunamente geo-referenziati e circoscritti alla regione Emilia-Romagna tramite una pre-elaborazione dei dati. I prodotti specifici corrispondenti a tale livello dell'algoritmo MODIS, che consistono in mappe di copertura nevosa classificate in funzione del valore di NDSI, vengono dunque analizzati pixel per pixel tramite un albero decisionale, rappresentato in Figura 3.14.

In primis, viene preso in analisi il prodotto *NDSI_Snow_Cover* (*NDSI_SC*). I pixel relativi a tale prodotto vengono, dunque, sottoposti ad una prima suddivisione: per quanto riguarda i pixel classificati da MODIS come "neve", ossia i pixel corrispondenti a valori in un range tra 0 e 100, viene impostata la soglia generale individuata di 0.42, adattata a 42, in questo caso, per omogeneità rispetto alla scala dei valori. I valori dei pixel superiori a tale soglia confermeranno la classificazione MODIS, ossia "neve", mentre i pixel corrispondenti a valori inferiori verranno classificati come pixel non innevati, quindi "no neve". Successivamente, vengono presi in considerazione i pixel i cui valori corrispondono al codice MODIS relativo alle nubi, 250. In questo caso, dopo aver individuato il pixel nel prodotto *NDSI_Snow_Cover*, viene effettuata la classificazione sulla base della soglia individuata per le nubi ghiacciate, quindi 0.62, al prodotto relativo all'indice NDSI grezzo, *NDSI*. I pixel con valori di NDSI grezzo inferiori a tale soglia, confermeranno la classificazione di MODIS e verranno perciò identificati come "nube"; tuttavia, se il valore risulterà essere superiore alla soglia, la classificazione verrà invertita a "neve". Allo stesso modo vengono riclassificati i pixel "No Decision" di MODIS, con codice 201, la cui soglia determinante di NDSI grezzo sarà invece quella generale, 0.42, e determinerà in caso di valore maggiore la classificazione a "neve" e contrariamente a "no-neve". Il prodotto finale dell'albero decisionale è, perciò, una mappa di copertura nevosa con

classificazione ternaria: neve, nube, no-neve; rispettivamente identificati numericamente con 1, -1 e 0. Tale mappa, auspicabilmente, risulterà in un prodotto di copertura nevosa caratterizzato da una diminuzione efficace degli errori di rilevazione, per reciproca confusione, delle classi di copertura superficiali, soprattutto tra copertura nevosa e nuvolosa.

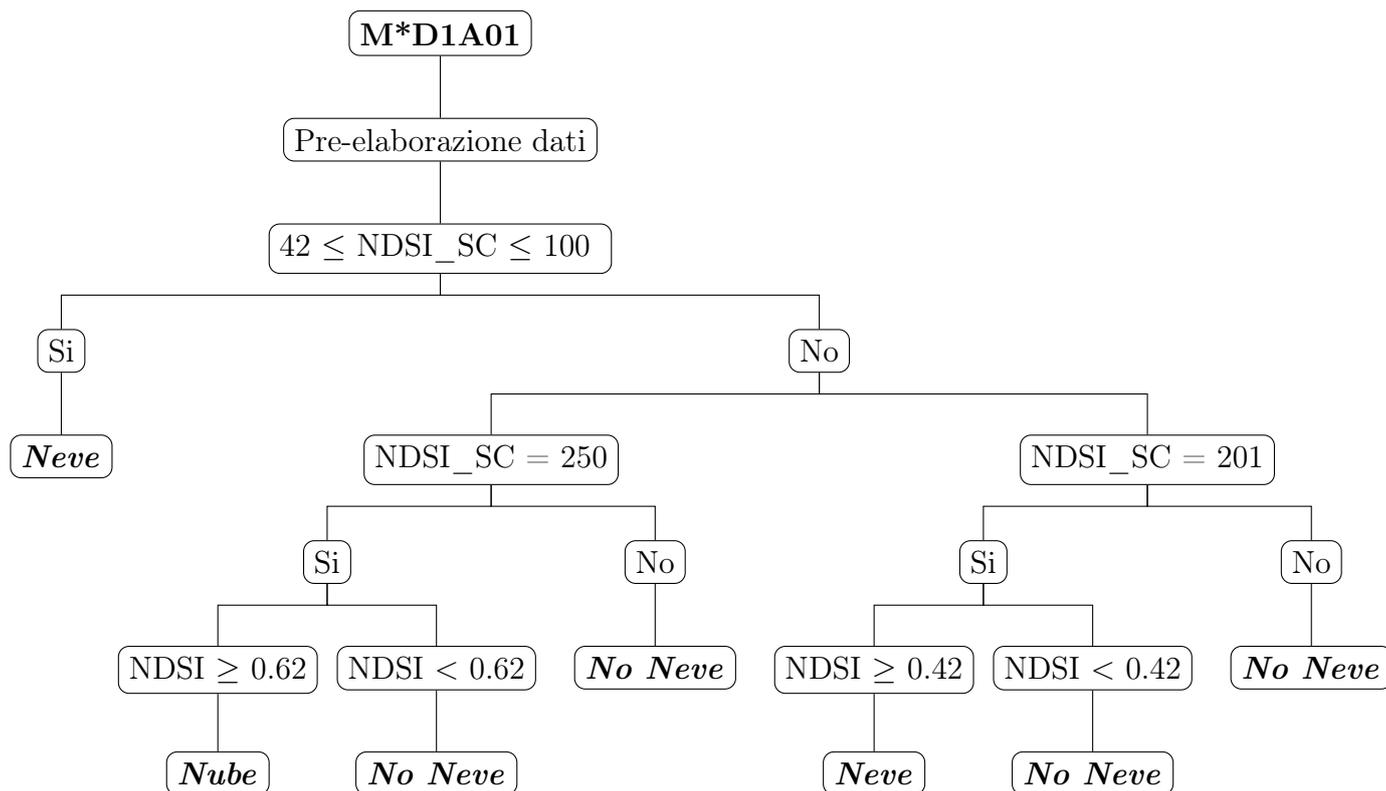


Figura 3.14: Rappresentazione dell'albero decisionale per l'elaborazione dei prodotti M*D1A01 di copertura nevosa del sensore MODIS e la produzione di mappe ternarie: neve-no-neve-nube.

Capitolo 4

Analisi dei dati

La permanenza in orbita e l'attività di rilevazione del satellite Terra sin dal 1999, rendono i prodotti dei sensori satellitari ospitanti a bordo una preziosa risorsa per gli studi sul lungo periodo. Tra questi, i prodotti di copertura nevosa del sensore MODIS, utilizzati per numerosissimi studi ed analisi del manto nevoso (Notarnicola et al., 2015; Spisni, 2007; Cianfarra, 2014; Zhang et al., 2019; Tong et al., 2020). Gli obiettivi principali di questa tesi sono lo sviluppo di mappe sintetiche di copertura nevosa costruite a partire dai prodotti di neve MODIS, M*D10A1, e sulla base delle considerazioni fatte sul comportamento dell'indice NDSI sulla regione Emilia-Romagna e il successivo studio di indici per la valutazione climatica dell'estensione del manto nevoso per i periodi invernali, dalla metà di ottobre e la metà di aprile dell'anno successivo, per il ventennio 2000-2020. L'analisi dei dati satellitari è stata implementata nell'ambiente di sviluppo integrato *Eclipse*, tramite script specifici in linguaggio Python per l'analisi dei dati e la produzioni di mappe, sfruttando principalmente la libreria *GDAL* per l'elaborazione di dati geo-spaziali.

4.1 Dati

I prodotti di copertura nevosa del sensore MODIS sono forniti come matrici, suddivise, secondo la *MODIS Sinusoidal Tile Grid* (Figura 4.1), in 460 riquadri standard adiacenti, non sovrapposti e ricoprenti approssimativamente una superficie di 1200 x 1200 km^2 , chiamati "tasselli", con risoluzione nominale di 500 m. Ogni tassello viene identificato tramite un indice orizzontale (h) e verticale (v), la cui combinazione ne definisce il codice identificativo, di seguito ID, e permette di individuare i dati nell'area di interesse. La numerazione viene assegnata a partire dall'angolo della griglia in alto a sinistra, ID *h00v00*, fino all'angolo in basso a destra, ID *h35v17*. Il tassello contenente i dati relativi alla regione Emilia-Romagna corrisponde all'ID *h18v04*, calcolato tramite

un tool di identificazione dell'ID a partire dalle coordinate geografiche centrali della zona di interesse, fornito dal *MODIS Land Discipline Group (MODLAND)*.

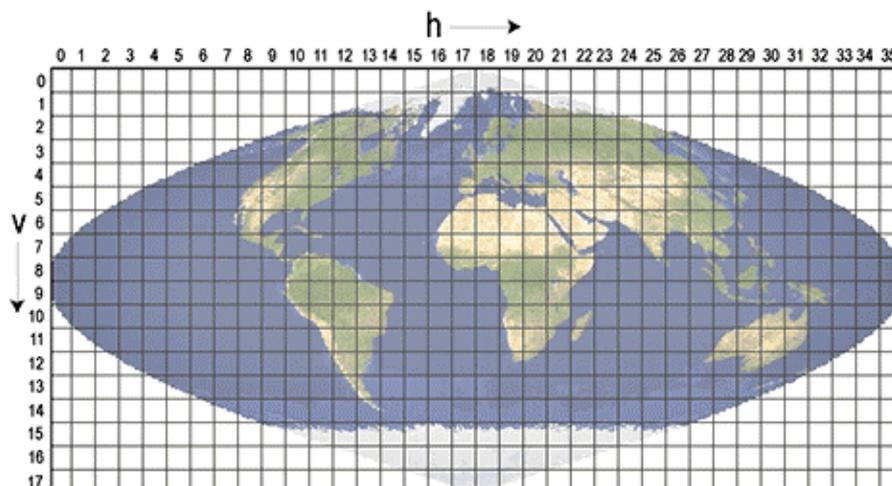


Figura 4.1: *Rappresentazione della MODIS Sinusoidal Tile Grid composta di 36 tasselli sul lato orizzontale (h) e 18 tasselli sul lato verticale (v) la cui combinazione identifica l'area di estrazione dei dati MODIS (Hall, 2021).*

I dati relativi ad ogni tassello in cui viene suddiviso il planisfero sono scaricabili gratuitamente, previa registrazione, tramite il sito del *National Snow & Ice Data Center*¹. Selezionando il tassello corrispondente all'area di interesse e il periodo di analisi vengono forniti i prodotti MODIS giornalieri in formato HDF-EOS, al fine di specificare e fornire le informazioni di geo-localizzazione del file, i cui nomi seguono una convenzione di denominazione esplicativa delle caratteristiche utili del prodotto specifico (Tabella 4.1).

¹<https://nsidc.org/data/MOD10A1/versions/6>

<i>MOD10A1.A2020362.h18v04.061.2021006104810.hdf</i>		
<i>Variabile</i>	<i>Codice</i>	<i>Descrizione</i>
MOD	M*D	Dato MODIS/Terra
10A1	PID	ID del prodotto MODIS
A2020362	A-YYYYDDD	Giorno Giuliano di Acquisizione
h18v04	h[NN]v[NN]	ID della tessera (h - orizzontale, v - verticale)
061	VVV	Versione
2021006	YYYYDDD	Giorno Giuliano di Produzione
104810	HHMMSS	Orario di Produzione in GMT
.hdf	.hdf	Formato dati HDF-EOS

Tabella 4.1: *Variabili esplicative nella convenzione di denominazione dei file MODIS con relativo codice generico e descrizione (Hall, 2021).*

4.2 Metodi

Per l'elaborazione dei prodotti di copertura nevosa di MODIS, sulla base delle considerazioni svolte nel capitolo precedente, si è sfruttata la libreria GDAL, *Geospatial Data Abstraction Library*, all'interno dell'ambiente di sviluppo Eclipse IDE. GDAL è una libreria Input/Output universale, introdotta da Warmerdam (1998) e mantenuta successivamente come prodotto OSGeo, *Open Source Geospatial Foundation*, la quale rappresenta uno strumento efficace per la lettura e l'elaborazione di dati geo-spaziali, supportando differenti formati e sistemi di riferimento e fornendo una serie di comandi per il processamento e la conversione del dato. Queste funzionalità, infatti, sono fondamentali per l'elaborazione di dati caratterizzati da un riferimento spaziale che identifica la georeferenziazione e le informazioni temporali del dato stesso. I dati geo-spaziali sono tipicamente dati su griglia (raster), ossia dati continui o categoriali strutturati su griglia nello spazio geografico, dove ogni pixel assume un valore rappresentativo, o dati vettoriali, ossia dati che rappresentano le caratteristiche geografiche come oggetti geometrici (es. linee, punti, poligoni) con coordinate spaziali esplicite e caratteristiche geografiche determinate. La componente principale di tali dati è proprio il sistema di riferimento spaziale a cui si riferiscono, le cui coordinate vengono sfruttate per la descrizione dei pixel, in particolare per l'individuazione della loro posizione nello spazio reale. I dati geo-spaziali che ricoprono la stessa area, infatti, possono avere un sistema di riferimento differente. GDAL permette di trasformare la proiezione di un sistema di riferimento tramite il metodo di ri-proiezione cartografica ad un sistema di riferimento standard, definito nel database EPSG, oppure tramite l'impostazione di parametri chiave definiti dall'utente.

In questi termini, una libreria come GDAL supporta la maggior parte dei dati satellitari, i quali possono essere facilmente visualizzati, processati ed analizzati per un'ampia

gamma di applicazioni geo-spaziali con un'ottima flessibilità di interfaccia di programmazione (Qin, 2020). Essendo una libreria scritta in C++, è compatibile con molteplici piattaforme e può funzionare sia su ambienti di programmazione di vari linguaggi sia tramite sistemi GIS per l'elaborazione delle immagini che la implementano (es. Qgis, Google Maps)(Yang, 2017).

4.3 Mappe di copertura nevosa

Per sviluppare le mappe di copertura nevosa della regione Emilia-Romagna, sulla base delle soglie individuate per l'indice NDSI riassunte nell'albero decisionale della sezione precedente, si è prodotto uno script di elaborazione automatica dei prodotti di neve del sensore MODIS, M*D10A1: nello specifico i prodotti *NDSI_Snow_Cover* e *NDSI*.

La prima parte della procedura automatica si concentra sulla lettura dei file HDF-EOS, dei prodotti di copertura nevosa di MODIS, e sulla preliminare elaborazione di ri-proiezione e georeferenziazione, al fine di estrarre in formato *GeoTiff* i prodotti di interesse correttamente settati, ritagliati e proiettati sulla regione Emilia-Romagna. Per l'elaborazione si è sfruttata la funzione *gdalwarp* della libreria GDAL, la quale permette la ri-proiezione di dati raster tra proiezioni supportate e formati differenti. Tramite questa funzione, attraverso un unico comando (Codice 4.1), è possibile ri-proiettare il sistema di riferimento spaziale del dato definendo il sistema di riferimento spaziale di origine (`-s srs`), impostando la proiezione del sistema di riferimento di destinazione (`-t srs`) sul sistema di riferimento EPSG:32632 desiderata, settando il formato di output (`-of`), definendo il valore da assegnare ai "nodata" nel file di destinazione (`-dstnodata`) a partire dal valore del "nodata" del file di origine (`-srcnodata`) e, infine, impostando l'estensione della georeferenziazione del sistema di riferimento del file di destinazione sulla regione Emilia-Romagna (`-te`). Al termine di questa prima fase di elaborazione automatica ogni prodotto di neve giornaliero, M*D10A1, si tradurrà in due file .tif corrispondenti ai prodotti di interesse per l'analisi, *NDSI_Snow_Cover* e *NDSI*, correttamente geolocalizzati sull'area di studio (Figura 4.2).

```
os.system('gdalwarp -s_srs "+proj=sinu +lon_0=0 +x_0=0
+y_0=0 +R=6371007.181 +units=m +no_defs" -t_srs
EPSG:32632 -of GTiff -ot Float32 -srcnodata
-32768 -dstnodata -9999.0 -te
511112.2481317908968776 4837300.9643837111070752
801513.1250200913054869 4998981.2071911543607712
HDF4_EOS:EOS_GRID:'+
MOD10A1.AYYYYDDD.h18v04.061.YYYYYDDHHMMSS.hdf +
':MOD_Grid_Snow_500m:NDSI'" + path_file +
"NDSI_YYYYDDD_32632.tif")
```

```
os.system('gdalwarp -s_srs "+proj=sinu +lon_0=0 +x_0=0
+y_0=0 +R=6371007.181 +units=m +no_defs" -t_srs
EPSG:32632 -of GTiff -ot Float32 -srcnodata 255.0
-dstnodata -9999.0 -te 511112.2481317908968776
4837300.9643837111070752 801513.1250200913054869
4998981.2071911543607712 HDF4_EOS:EOS_GRID:'+
MOD10A1.AYYYYDDD.h18v04.061.YYYYDDDDHHMMSS.hdf +
'" :MOD_Grid_Snow_500m:NDSI_Snow_Cover"' + path_file +
"NDSI_Snow_Cover_YYYYDDD_32632.tif")
```

Codice 4.1: Comandi di pre-elaborazione dei prodotti di copertura nevosa *M*D10A1*: estrazione dei prodotti *NDSI_Snow_Cover* e *NDSI* con rispettiva ri-proiezione, impostazione del formato di output, impostazione dei valori identificati come "no data", ritaglio dell'immagine sulla regione Emilia-Romagna (Appendice D.1).

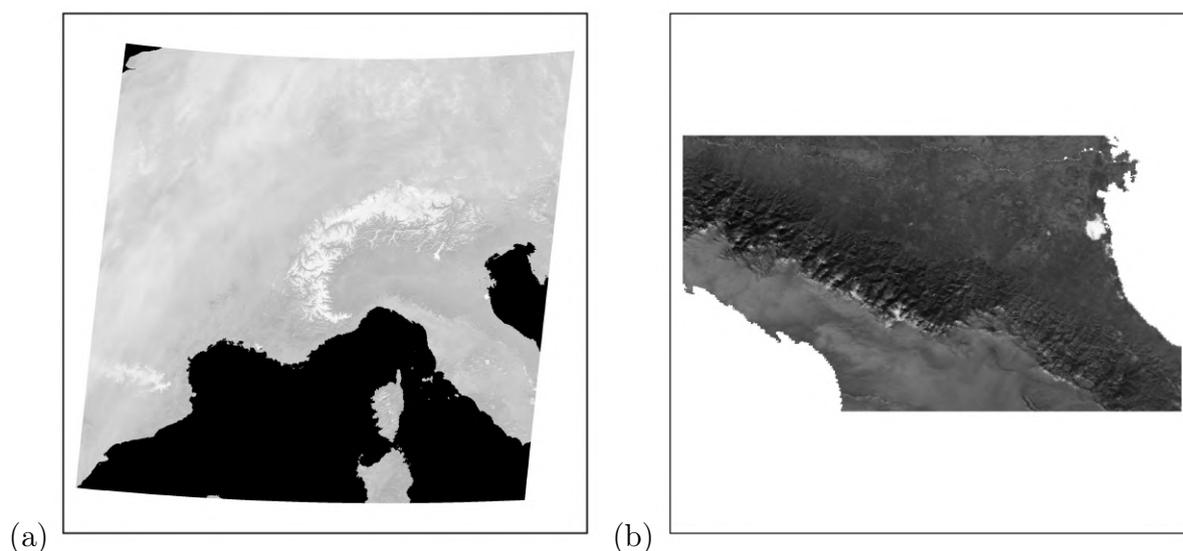


Figura 4.2: Prodotto di copertura nevosa MODIS NDSI prima (a) e dopo (b) l'elaborazione preliminare di ritaglio, georeferenziazione, ri-proiezione e settaggio dei parametri.

Una volta terminata la fase di pre-elaborazione dei prodotti iniziali di copertura nevosa, i file in formato .tif vengono aperti (`gdal.Open`) e letti come array per un'elaborazione maggiormente agevole (`ReadAsArray()`). Letti in questo modo, i valori dei pixel delle mappe *NDSI_Snow_Cover* e *NDSI* costituiranno gli elementi degli array corrispondenti, `ndsi_sc` e `ndsi`. Gli array a questo punto, vengono elaborati seguendo il flusso di un algoritmo, basato sull'albero decisionale costruito al termine del Capitolo 3, tramite una serie di istruzioni condizionali (Codice 4.2) in modalità "element-wise", ossia elemento per elemento. Perciò, ogni valore dell'array, corrispondente ad un determinato pixel,

verrà analizzato e convertito a valore di neve (1) , no-neve (0) o nube (-1) a seconda della condizione da esso soddisfatta. Al fine di evitare la sovrascrittura dei file di origine, il valore di conversione viene attribuito ad un array di supporto, `result`, nella posizione corrispondente.

```

for index, value in np.ndenumerate(ndsi_sc):
    if (np.any(value>=42)) and (np.any(value<=100)):
        result[index]=1
    if np.any(value==201):
        if ndsi[index]>=0.42:
            result[index]=1
    if np.any(value==250):
        if ndsi[index]>= 0.62:
            result[index]=1
        if ndsi[index]<0.62:
            result[index]=-1

```

Codice 4.2: Implementazione dell'albero decisionale in una serie di istruzioni condizionali elemento per elemento: `ndsi_sc` rappresenta l'array dei pixel del prodotto `NDSI_Snow_Cover`, `ndsi` l'array dei pixel del prodotto `NDSI` e `result` l'array finale contenente i valori dei pixel convertiti a 1 (neve), 0 (no-neve) e -1 (nube) (Appendice D.1).

Terminata l'elaborazione, al fine di mascherare le zone al di fuori dei confini geopolitici della regione nonché di filtrare nel modo più efficiente possibile i corpi idrici esterni ed interni, viene applicato all'array `result` una maschera². La maschera, dunque, elimina i valori dei pixel corrispondenti agli specchi d'acqua, i quali rappresentano una fonte consistente di errori nella rilevazione della copertura nevosa. La maschera, opportunamente geo-referenziata e allineata ai prodotti iniziali manualmente tramite il programma `QGIS`, rappresenta una mappa binaria della regione Emilia-Romagna; nella maschera ai pixel "validi" è stato attribuito il valore 1, mentre i pixel mascherati hanno valore 0 (Figura in Appendice D.1). Una volta effettuati l'accesso e la lettura della maschera come array (`mask`), dunque, l'applicazione della maschera all'array finale viene effettuata convertendo i valori dell'array `result` a "NoDataValue" se corrispondenti a valori dell'array `mask` uguali a zero (Codice 4.3).

```

M = gdal.Open("C:/.../Maschera_Praga.tif")
mask = M.ReadAsArray()
risultato[mask==0]= NoDataValue

```

Codice 4.3: Codice per l'applicazione della maschera all'array finale `result` al fine di mascherare le aree al di fuori dei confini geopolitici della regione e i corpi idrici esterni ed interni ad essa (Appendice D.1).

²La maschera in questione è stata messa a disposizione per l'elaborazione degli script di analisi da Arpae Emilia-Romagna.

Al termine di tutte le elaborazioni, l'array `result`, i cui elementi sono stati convertiti secondo le condizioni imposte dall'albero decisionale e mascherati in funzione della maschera, viene salvato al formato *GeoTIFF* tramite la funzione `SalvaFile`³ e salvato con la codifica denominativa: "NEVE_YYYYDDD" (es. NEVE_2000365), per facilitare la selezione del periodo temporale di analisi. Il prodotto finale consisterà, quindi, in un set di mappe ternarie del manto nevoso della regione Emilia-Romagna, su base giornaliera, rappresentante le zone della regione innevate (pixel = 1), non innevate (pixel = 0) e ricoperte da nubi (pixel = -1). Si riporta un esempio in Figura 4.3.

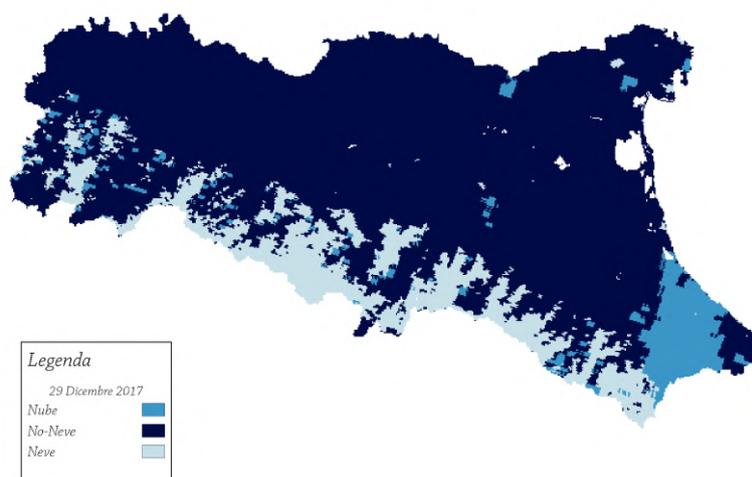


Figura 4.3: Esempio di mappa ternaria della copertura nevosa dell'Emilia Romagna, risultante dallo script di elaborazione (Appendice D.1) e rappresentante le zone innevate (pixel = 1), non innevate (pixel = 0) e ricoperte da nubi (pixel = -1) distinte dalla colorazione presente in legenda.

³La funzione `SalvaFile` è stata creata e messa a disposizione per l'elaborazione degli script di analisi da Arpae Emilia-Romagna.

4.4 Indici di neve

4.4.1 SCF - Snow Cover Frequency

Sulla base delle mappe di copertura nevosa, nella procedura precedentemente descritta, si è calcolato il primo indice descrittivo della variabilità dell'estensione del manto nevoso: la frequenza di innevamento *SCF*. Tale indice è stato calcolato per ogni settimana del periodo invernale, per tutti gli inverni compresi dal 2000 al 2020. A tal proposito, poiché l'inizio e la fine delle settimane di ogni anno solare non ricadono sempre nello stesso giorno, si sono consultati i calendari giuliani di ogni anno dal 2000 al 2020 per creare una lista (Codice 4.4) che raccogliesse il primo giorno della prima settimana, il primo giorno della seconda settimana ed il primo e l'ultimo giorno della 52^a settimana, estendendo quest'ultimo al giorno finale della 53^a settimana, se presente. Utilizzando come riferimento questi giorni iniziali e finali, tramite la procedura in Appendice D.2, si sono popolate 52 liste, una per ogni settimana dell'anno, con i nomi dei file delle mappe di copertura nevosa corrispondenti ai giorni di tali settimane per ogni inverno, contenute a loro volta all'interno di una lista complessiva (`listaset`). Chiaramente, avendo a disposizione per l'analisi solamente i file relativi al periodo invernale, le liste corrispondenti alle settimane dei periodi esterni a tale intervallo temporale (dalla 16^a alla 39^a settimana) risulteranno vuote e non saranno prese in considerazione per le analisi successive.

```
#[anno, inizio prima settimana, inizio seconda settimana, inizio
  52esima, fine 52/53esima incluse]
in_sett=[[2000, '003', '010', '360', '366'], [2001, '001', '008', '358', '364'],
         [2002, '365', '007', '357', '363'], [2003, '364', '006', '356', '362'],
         [2004, '363', '005', '355', '002'], [2005, '003', '010', '360', '001'],
         [2006, '002', '009', '359', '365'], [2007, '001', '008', '358', '364'],
         [2008, '365', '007', '357', '363'], [2009, '364', '005', '355', '003'],
         [2010, '004', '011', '361', '002'], [2011, '003', '010', '360', '001'],
         [2012, '002', '009', '359', '365'], [2013, '366', '007', '357', '363'],
         [2014, '364', '006', '356', '362'], [2015, '363', '005', '355', '003'],
         [2016, '004', '011', '361', '001'], [2017, '002', '011', '359', '365'],
         [2018, '001', '008', '358', '364'], [2019, '365', '007', '357', '363'],
         [2020, '364', '006', '356', '003'], [2021, '004', '011', '361', '002'],
         [2022, '003', '010', '360', '001']]
```

Codice 4.4: *Lista contenente l'anno, il primo giorno della prima settimana dell'anno, il primo giorno della seconda settimana, l'inizio della 52^a settimana e l'ultimo giorno dell'ultima settimana (eventuale 53^a settimana compresa) espressi in giorni giuliani (Appendice D.2).*

Una volta costituite correttamente le liste, con i giorni complessivi di ogni settimana di tutti i periodi invernali dal 2000 al 2020, per ogni settimana si è effettuata l'apertura e la lettura come array di ogni mappa, `map`, per il calcolo dell'indice SCF. L'indice è stato ricavato tramite una procedura di conteggio pixel per pixel, per ogni giorno di

una determinata settimana di tutti gli inverni, del numero di volte in cui il pixel è stato rilevato come innevato, perciò con valore 1, e del numero di volte in cui il pixel è considerato come valido, ossia quando il suo valore è 1 oppure 0 (Codice 4.5). Nel conteggio non sono stati presi in considerazione i pixel classificati come nube, con valore corrispondente a -1, in quanto non possono identificare né l'effettiva presenza né l'effettiva assenza di copertura nevosa al suolo; perciò, non sono stati ritenuti significativi per il calcolo dell'indice. Il numero di pixel innevati e il numero di pixel validi risultanti sono dunque stati assegnati, nella posizione corrispondente al pixel nell'array `map`, a due array di supporto `neve` e `validi`. Sfruttando tali array, dunque, viene calcolato l'indice di frequenza di innevamento per ogni settimana, su tutti i periodi invernali, come il rapporto pixel per pixel tra l'array `neve`, contenente il conteggio del numero totale di pixel innevati nella settimana, e l'array `validi`, contenente il conteggio del numero totale di pixel innevati e non innevati. Il valore del SCF per ogni pixel dunque viene assegnato, nella posizione corrispondente, all'array `frequenza`. Quest'ultimo viene infine salvato, tramite la funzione `SalvaFile`, in formato GeoTIFF, permettendo di ottenere una mappa delle frequenze di innevamento per ogni settimana.

```

for s in settimana:
    neve = np.zeros((351,630))
    validi = np.zeros((351,630))
    frequenza = np.zeros((351,630))
    if (listaset[s] == []):
        continue
    for archivio in listaset[s]:
        A = gdal.Open(archivio)
        map = A.ReadAsArray()
        for i in range(map.shape[0]):
            for j in range(map.shape[1]):
                if map[i,j] == 1:
                    neve[i,j] += 1
                    validi[i,j] += 1
                elif map[i,j] == 0:
                    validi[i,j] += 1
        A = None
    np.divide(neve, validi, frequenza)

```

Codice 4.5: *Ciclo per ogni settimana per il conteggio delle occorrenze di neve, pixel uguali a 1, e delle occorrenze di pixel validi, ossia uguali ad 1 o 0 per il calcolo della frequenza di innevamento con aggregazione settimanale sulla base di tutti gli inverni dal 2000 al 2021. (Appendice D.2).*

Soglia

Per avere un'indicazione più specifica sulla climatologia dell'innevamento della regione Emilia-Romagna, sulla base della serie storica di rilevazioni satellitari del manto nevoso

dal 2000 al 2020, si è impostato un valore di soglia sulla distribuzione della frequenza di innevamento del 66% (Codice 4.6). A questo scopo per ogni mappa dell'indice SCF, ottenuta dall'elaborazione precedente, si sono selezionate unicamente le frequenze con valore maggiore o uguale a 0.66, in modalità pixel per pixel, assegnandovi il valore 1 nella corrispondente posizione dell'array `soglia`; assegnandovi invece il valore di 0 in caso contrario. In questo modo si ottiene un'ulteriore mappa dell'indice SCF che, tuttavia, indica solamente i pixel con valori rilevanti sulla base dei dati storici di lungo periodo.

```
for num in sett1:
    A = gdal.Open(pathInput + "Frequenza_sett_" + str(num) + ".tif")
    frequenza = A.ReadAsArray()
    soglia = np.zeros((351,630))
    for i in range(frequenza.shape[0]):
        for j in range(frequenza.shape[1]):
            if frequenza[i,j]>= 0.66:
                soglia[i,j]+=1
            else:
                continue
    A = None
```

Codice 4.6: *Selezione dei pixel con valori dell'indice di frequenza di innevamento maggiori o uguali del 66%, i quali evidenziano perciò le zone della superficie regionali con maggiore frequenza settimanale di copertura nevosa (Appendice D.2.1).*

Questo prodotto rappresenta una risorsa già testata nei Bollettini di Neve di Arpa Emilia Romagna, sulla base dei dati di neve dal 2000 al 2012 (Appendice C). Tale prodotto, infatti, viene utilizzato all'interno di una mappa di confronto tra la frequenza di innevamento maggiore del 66% e la situazione di copertura nevosa della superficie in seguito ad un evento di neve. Il confronto in questi termini permette di valutare l'entità dell'evento di neve rispetto alla tendenza della copertura nevosa, sulla base dei dati storici nella settimana in cui ricade.

Colorazione

Al fine di evidenziare qualitativamente le zone con un determinato valore dell'indice SCF e, dunque, risaltare le zone della regione Emilia-Romagna in cui la copertura nevosa è maggiormente presente durante una determinata settimana del periodo invernale, sono state raggruppate le frequenze di innevamento in intervalli significativi a cui è stato assegnato un colore. Per ogni mappa di SCF del periodo invernale, la procedura di colorazione consiste, dunque, nel raggruppare i pixel negli intervalli significativi di frequenza, assegnandogli il colore corrispondente riportato in Tabella 4.2, come combinazione *RGB* (Red-Blue-Green). Si riporta un esempio in Figura 4.4.

Colore							
Intervallo di frequenza	0-5%	5-10%	10-20%	20-40%	40-60%	60-80%	80-100%

Tabella 4.2: Intervalli di frequenze di innevamento con rispettiva colorazione.

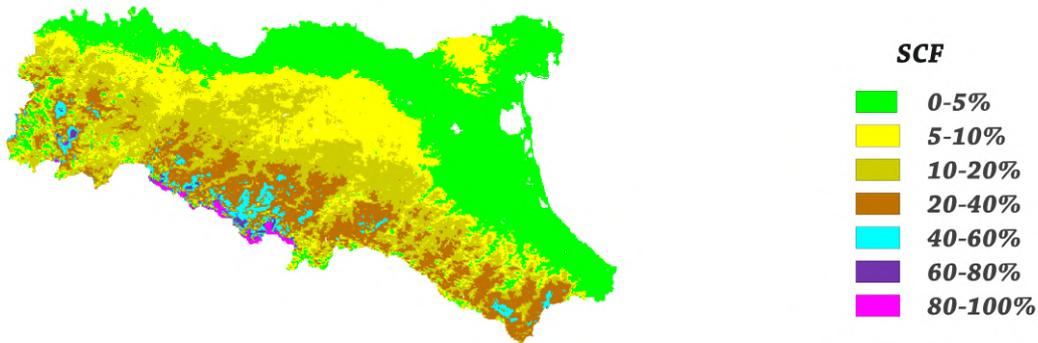


Figura 4.4: Esempio di mappa di SCF dell’Emilia-Romagna con colorazione specifica in funzione di sette intervalli di frequenza di innevamento.

4.4.2 SCD - Snow Cover Days

L’indice SCD (*Snow Cover Days*) rappresenta il numero totale di giorni in cui vi è copertura di neve al suolo all’interno di un periodo invernale, considerato per questa analisi a partire dalla metà di ottobre fino alla metà del mese di aprile dell’anno successivo. Il parametro in generale identifica l’estensione spazio-temporale del manto nevoso al suolo per ogni inverno (Matiu et al., 2021), permettendo il confronto delle variabilità della copertura nevosa all’interno di un’analisi interannuale. L’efficacia dell’utilizzo di tale parametro viene supportata dalla praticità dei dati satellitari, i quali possono rilevare il suolo su larga scala a diverse risoluzioni. La produzione di mappe di SCD, a partire dalle mappe ternarie di copertura nevosa, avviene tramite il calcolo, per ogni pixel, del numero di giorni in cui viene rilevata neve durante l’interno inverno; perciò, quando il valore del pixel corrisponde ad 1.

L’indice SCD di ogni pixel sull’interno inverno è dunque definito come:

$$SCD_j = \sum_{i=1}^n (Pixel_i = 1) \tag{4.1}$$

dove SCD_j è il numero di giorni innevati nel j -esimo pixel del i -esimo giorno ed n rap-

presenta il numero di giorni totali che ricoprono il periodo invernale (Bi et al., 2015). Per produrre le mappe di SCD, in formato GeoTIFF, è stata elaborata una procedura automatica che, una volta selezionate le mappe ternarie di copertura nevosa corrispondenti ai giorni complessivi di un determinato inverno, analizza ogni giorno, pixel per pixel, conteggiando il numero di volte in cui un determinato pixel assume il valore 1. In particolare (Codice 4.7), una volta aperta ogni mappa di copertura nevosa e letta come array, tramite le funzioni GDAL introdotte precedentemente, ogni pixel viene letto e se la condizione di innevamento (pixel = 1) viene soddisfatta viene incrementato di uno il valore dell'elemento dell'array `neve`, contenente tutti i conteggi, nella posizione corrispondente.

```
neve = np.zeros((351,630))
for archivio in listainverno:
    A = gdal.Open(archivio)
    map = A.ReadAsArray()

    for i in range(map.shape[0]):
        for j in range(map.shape[1]):
            if map[i,j] == 1:
                neve[i,j] += 1
A = None
```

Codice 4.7: *Conteggio dei giorni innevati per ogni pixel sull'intero periodo invernale, per tutti gli inverni dal 2000 al 2020.*

4.4.3 SCA - Snow Cover Area

L'indice SCA (*Snow Cover Area*) consiste nella frazione di area ricoperta da neve, tipicamente espressa in estensione areale o frazione di una determinata area. Tale indice rappresenta la proprietà spaziale primaria per il monitoraggio dell'evoluzione temporale della copertura nevosa, sia per studi climatici che per studi idrologici (Feldman, 2000). Essendo un indice esteso spazialmente, non puntuale, ne risulta efficace la misura tramite telerilevamento satellitare. In particolare, sono state elaborate procedure automatiche per il calcolo quattro tipologie di indici SCA: l'indice di massima estensione areale del manto, l'indice di massima estensione percentuale, il valore della mediana dell'estensione totale di manto regionale areale e percentuale ed il conteggio dei giorni con estensione superiore al 39,5% della superficie regionale, rappresentante l'area con altitudine superiore a 300 m s.l.m., tutti ricavati per ogni inverno compreso tra il 2000 e il 2020. Il calcolo di ogni indice è stato effettuato prendendo in considerazione solamente le giornate con copertura nuvolosa ridotta, impostando perciò un filtro sul valore di nuvolosità, calcolato come la frazione di tutti i pixel ricoperti da nubi (-1) della giornata sulla totalità dei pixel validi, tutti i pixel esclusi quelli classificati come "No Data" (Codice 4.8). L'analisi degli indici SCA e della combinazione di alcuni di essi ha permesso la descrizione

sintetica della variabilità interannuale del manto nevoso nella regione Emilia-Romagna, evidenziando gli eventi più rilevanti nel periodo 2000-2020 e l'andamento medio annuale del manto nevoso in ciascun inverno.

```
for archivio in listainverno:
    A = gdal.Open(archivio)
    map = A.ReadAsArray()
    pixelnubi = (map == -1).sum()
    pixelvalidi = (map != -9999.0).sum()
    nuvolosita = pixelnubi/pixelvalidi
```

Codice 4.8: *Calcolo della frazione di area ricoperta da nubi come rapporto tra pixel classificati come nube, -1, e tutti i pixel validi, esclusi, dunque, i pixel "No Data" (Appendice D.4).*

Estensione Massima

L'indice di massima estensione areale del manto nevoso nella regione Emilia-Romagna è stato ricavato, per ogni inverno tra il 2000 e il 2020, calcolando l'estensione della copertura nevosa di ogni giorno con nuvolosità ridotta, all'interno del periodo invernale. L'estensione del manto nevoso giornaliera, in questi termini, consiste nella somma dei pixel innevati, della rispettiva mappa ternaria di copertura nevosa, ossia la somma di tutti i pixel uguali a 1 (Codice 4.9).

```
for archivio in listainverno:
    A = gdal.Open(archivio)
    map = A.ReadAsArray()
    pixelneve = (map == 1).sum()
```

Codice 4.9: *Calcolo dell'estensione del manto nevoso giornaliera come somma di tutti i pixel, della mappa ternaria di copertura nevosa corrispondente, uguali ad 1 (Appendice D.4).*

Se il valore di nuvolosità del giorno in analisi risulta essere sufficientemente ridotto, al di sotto di una determinata soglia, allora il valore di estensione del manto nevoso giornaliera viene memorizzato in una lista di supporto, `listaestensioni_area`, come valore in termini di km^2 , tramite la funzione `TrasformaPixel`. Tale funzione permette di convertire un valore espresso in termini di numero di pixel in un valore superficiale in km^2 moltiplicando il numero di pixel per l'area che ricopre un singolo pixel, ossia [460,95 x 460,62] metri (Codice 4.10).

```
def TrasformaPixel(pixel):
    dim_pix = 460.9537728385720925*460.6274723858782068
    metri_q=pixel*dim_pix
    return metri_q*(10**-6)
```

```
[...]

listaestensioni_area = []
for archivio in listainverno:
    [...]
    if nuvolosita < #soglia:
        listaestensioni_area.append(TrasformaPixel(pixelneve))
    else:
        continue
```

Codice 4.10: Raccolta delle estensioni giornaliere di copertura nevosa, come somma dei pixel innevati della rispettiva mappa di neve giornaliera, in *listaestensioni_area* come valore di superficie risultante dalla conversione del numero di pixel tramite la funzione *TrasformaPixel*(Appendice D.4).

L'indice di massima estensione, una volta terminata la procedura per ogni giorno del periodo invernale, viene dunque calcolato come il massimo valore, *massima_area*, all'interno della *listaestensioni_area* (Codice 4.11).

```
if listaestensioni != []:
    massima_area = max(listaestensioni_area)
else:
    continue
```

Codice 4.11: Calcolo dell'indice di massima estensione, *massima_area*, come valore massimo in termini di superficie dell'estensioni giornaliere di copertura nevosa del periodo invernale, contenute in *listaestensioni_area*(Appendice D.4).

Estensione Percentuale

Analogamente è stata sviluppata la procedura per il calcolo dell'indice di massima estensione percentuale del manto nevoso della regione per i giorni con ridotta nuvolosità. Per ogni periodo invernale viene calcolata l'estensione percentuale giornaliera, definita come il rapporto tra il numero di pixel innevati e il numero di pixel validi non ricoperti da nubi, ossia la somma dei pixel di neve (1) e i pixel non innevati (0), moltiplicato per 100 (Codice 4.12).

```
for archivio in listainverno:
    A = gdal.Open(archivio)
    map = A.ReadAsArray()
    pixelnubi = (map==-1).sum()
    pixelneve = (map==1).sum()
    pixelnoneve = (map==0).sum()
    est_percentuale = (pixelneve/(pixelnoneve+pixelneve))*100
```

Codice 4.12: Calcolo dell'estensione percentuale del manto nevoso giornaliera come rapporto tra la somma dei pixel innevati e la somma di tutti i pixel validi non ricoperti da nubi, della mappa ternaria di copertura nevosa corrispondente (Appendice D.4).

Tali estensioni vengono poi raccolte, se relative a giorni con nuvolosità inferiore ad una determinata soglia, in un'ulteriore lista, `listaestensioni_perc`, cui massimo valore consisterà nell'indice di massima estensione percentuale dell'inverno, `massima_perc` (Codice 4.13).

```
listaestensioni_perc = []
for archivio in listainverno:
    [...]
    if nuvolosita < #soglia:
        listaestensioni_perc.append(est_percentuale)
    else:
        continue
    [...]
if listaestensioni != []:
    massima_perc = max(listaestensioni_perc)
else:
    continue
```

Codice 4.13: *Raccolta delle estensioni percentuali giornaliere di copertura nevosa in `listaestensioni_area`, cui valore massimo risulterà nell'indice di massima estensione percentuale del periodo invernale, `massima_perc` (Appendice D.4).*

Mediana

La mediana è un indice di sintesi della statistica descrittiva che rappresenta il valore centrale della distribuzione dei dati, tipicamente interpretato come il 50° percentile del set dei dati, ossia il valore che separa il 50% dei dati dal resto ed indica in tal modo l'evento con frequenza più elevata. Nell'analisi dei dati idrologici, come la copertura nevosa, la mediana risulta essere un indice descrittivo robusto rispetto al valore medio, in quanto non è influenzata dai valori estremi del set di dati, gli *outliers*. Tali dati sono valori della serie distanti dalla maggior parte dei dati della serie stessa che possono influenzare la statistica portando a risultati non rappresentativi per il fenomeno in analisi, che nel caso del manto nevoso si possono identificare nei giorni corrispondenti alle prime nevicate e nei giorni corrispondenti allo scioglimento del manto.

A questo proposito si è sviluppata un'ulteriore procedura automatica di analisi per il calcolo della mediana dell'estensione massima della copertura nevosa nella regione Emilia-Romagna. Tale estensione viene calcolata tramite la funzione `statistics.median()` della libreria `statistics` di Python, la quale fornisce funzioni per il calcolo statistico di dati numerici. Raccogliendo in due liste le massime estensioni areali e percentuali dei periodi invernali tra il 2000 e il 2020, `listamassime_perc` e `listamassime_area`, ed applicandovi la funzione `statistics.median` verrà restituito il valore mediano delle estensioni massime areali e percentuali di ogni inverno utilizzando il metodo “*mean of middle two*”, ossia laddove il numero dei dati della lista è pari, la mediana viene calcolata come la media dei due valori mediani (Codice 4.14).

```

if listaestensioni != []:
    massima_perc = max(listaestensioni)
    massima_area = max(listaestensioni_area)
    listamassime_perc.append(massima)
    listamassime_area.append(massima_area)
else:
    continue
if listamassime_perc == []:
    mediana_perc.append(0)
else:
    mediana_perc.append(float(stat.median(listamassime_perc)))
if listamassime_area == []:
    mediana_area.append(0)
else:
    mediana_area.append(float(stat.median(listamassime_area)))

```

Codice 4.14: *Calcolo della mediana delle estensioni massime, sia areali che percentuali, per ogni inverno utilizzando la funzione `statistics.median()`, i cui argomenti sono le liste contenenti i valori di estensione massima di ogni inverno, `listamassime_perc` e `listamassime_area` (Appendice D.4).*

Numero di nevicate anomale

Sfruttando le estensioni di copertura nevosa giornaliera di ogni periodo invernale, calcolate precedentemente, si è ricavato un ultimo indice descrittivo della variabilità del manto nevoso della regione Emilia-Romagna: il numero dei giorni con estensione massima superiore al 39,5% della superficie regionale; frazione della superficie regionale corrispondente alle zone di montagna ed alta collina, quindi ad altitudini superiori a 300 m s.l.m.. Conteggiando il numero di giorni con estensione superiore a tale frazione superficiale, vengono messi in risalto gli inverni in cui le nevicate hanno raggiunto anche quote più basse rispetto alla norma, evidenziando così gli inverni con nevicate più estese. Per fare ciò, per prima cosa, si è calcolata la superficie dell'Emilia-Romagna come il numero totale di pixel validi, ricavato dal conteggio dei pixel con valore 1 della maschera utilizzata precedentemente, ricoprenti la superficie regionale, (`emilia`), coerentemente convertito da numero di pixel ad area in km^2 tramite la funzione `TrasformaPixel`, descritta nel Codice 4.10 (Codice 4.15).

```

for archivio in listainverno:
    pixelvalidi = (map != -9999.0).sum()
    emilia = TrasformaPixel(pixelvalidi)

```

Codice 4.15: *Calcolo dell'estensione totale della superficie regionale dell'Emilia-Romagna, calcolata come il numero totale di pixel validi, ossia non classificati come "No Data", convertito in km^2 . (Appendice D.4).*

Per ricavare l'indice, dunque, si sono confrontate le estensioni di copertura nevosa areali, contenute nella lista contenente i dati di estensione del manto nevoso nei periodi invernali dal 2000 al 2020 (`listaestensioni_area`), e l'estensione corrispondente al 39,5% della superficie totale della regione (`emilia x 0,395`) (Codice 4.16). Le giornate corrispondenti ad estensioni di copertura nevosa maggiori o uguali alla frazione della regione Emilia-Romagna, presa in considerazione, saranno conteggiate; al contrario le estensioni che non raggiungono tale entità superficiale non contribuiscono al calcolo dell'indice.

```
contaemilia = 0
for idx, el in enumerate(listaestensioni_area):
    if el >= emilia*0.395:
        contaemilia +=1
```

Codice 4.16: *Calcolo dell'estensione totale della superficie regionale dell'Emilia-Romagna, ricavata dalla trasformazione in superficie del numero dei pixel validi della maschera utilizzata, i cui valori sono uguali ad 1 (Appendice D.4).*

Prima di scegliere questa frazione della superficie regionale come soglia per il conteggio dei giorni con estensione significativa, tuttavia, è stata testata una soglia mobile, corrispondente all'80% dell'estensione massima di ogni inverno. Il conteggio, dunque, è stato effettuato inverno per inverno e ad esso contribuivano solamente i giorni la cui estensione di copertura nevosa risultasse maggiore o uguale all'80% dell'estensione massima relativa all'inverno stesso. L'utilizzo di una soglia mobile come questa è risultato non soddisfacente nell'evidenziare le nevicate significative di ogni inverno, in quanto l'estensione massima invernale dipende strettamente dalla nuvolosità, poiché la frazione di territorio ricoperto da nubi porta ad una possibile sottostima dell'estensione del manto nevoso. L'influenza della nuvolosità, assieme al filtro sulle nubi imposto nel calcolo delle estensioni stesse, portava alla notevole diminuzione dell'estensione massima della copertura nevosa per gli inverni maggiormente nuvolosi, in quanto riduceva significativamente il numero di mappe giornaliere elaborate per ogni inverno. La conclusione che ha portato alla scelta di una soglia fissa, basata sulla superficie regionale totale, nasce dunque dalla non rappresentatività della soglia mobile per i casi di estensione significativa del manto nevoso.

Capitolo 5

Validazione dati

La rilevazione della copertura nevosa, come discusso precedentemente, è spesso influenzata da svariati fattori che possono comprometterne la corretta identificazione della presenza di neve al suolo tramite telerilevamento satellitare. Questo ha portato a ritenere necessaria, per ampliare la valutazione qualitativa dei risultati ottenuti dall'elaborazione dei prodotti di neve MODIS, una procedura di validazione dei dati satellitari di copertura nevosa, introducendo una misura quantitativa dell'accuratezza e dell'affidabilità della rilevazione satellitare. A tal fine sono state prese in esame le misure di altezza totale del manto nevoso di 24 stazioni meteorologiche, 17 stazioni di Arpa Emilia-Romagna e 7 stazioni di proprietà del Corpo dei Carabinieri Forestali, per i periodi invernali dal 2000 al 2012. Le stazioni meteorologiche e il periodo di riferimento analizzati sono stati selezionati sulla base della consistenza delle serie di dati, prediligendo dataset completo e con un numero di dati consistente ricoprenti un periodo complessivo sufficientemente esteso. La procedura di validazione si propone di confrontare la presenza del manto nevoso, in termini di altezza giornaliera, osservata nelle stazioni meteorologiche e le rilevazioni satellitari estratte in corrispondenza di tali stazioni, tramite strumenti della statistica dicotomica quali la costruzione di tabelle di contingenza e il calcolo di indici statistici riassuntivi.

5.1 Introduzione ai dati da terra

I dati utilizzati per la validazione dei prodotti di copertura nevosa derivano da osservazioni giornaliere nivometeorologiche effettuate presso stazioni meteorologiche fisse distribuite sul territorio regionale emiliano-romagnolo. In queste stazioni non automatiche vengono raccolte, ad una determinata ora del giorno, tipicamente le 9 del mattino, le misurazioni di temperatura massima e minima giornaliera, di precipitazione cumulata nelle 24 ore precedenti e di altezza del manto nevoso all'ora dell'osservazione; vengono, inoltre, valutate le condizioni del cielo alla medesima ora, la nuvolosità e la visibilità,

nonché la presenza di precipitazioni o eventi meteorologici rilevanti avvenuti nel corso delle 24 ore precedenti. Al fine di ottenere misure rappresentative, le stazioni sono situate in luoghi facilmente accessibili ma, per quanto possibile, lontani da impedimenti artificiali e/o naturali (es. edifici, vegetazione boschiva) su terrazzamenti pianeggianti naturali. Ciò nel tentativo di evitare il più possibile che l'ambiente circostante possa alterare il valore reale del dato (Ferrari, 2014).

La rilevazione manuale dell'altezza del manto nevoso viene effettuata da operatori formati, i quali utilizzano un'asta nivometrica, lo strumento tradizionale per la misura dei centimetri di neve presenti al suolo, spesso fissata in un campo di misura recintato per evitare il passaggio di persone o animali vicino ad essa. Ogni giorno, dunque, gli operatori riportano su apposite tabelle di raccolta, Figura 5.1, i dati meteorologici giornalieri, tra cui l'altezza del manto in centimetri letta dalla scala graduata dell'asta nivometrica ed eventuali osservazioni relative alle caratteristiche dell'evento nevoso, come ad esempio la tipologia di precipitazione. La procedura di misurazione dell'altezza del manto nevoso, così descritta, evidenzia come questo rappresenti un indice di neve non estremamente robusto. Esso infatti può introdurre svariati errori, generalmente imputati ad una rilevazione non corretta della misura per lettura errata, mal posizionamento dell'asta o a causa delle caratteristiche dell'area di osservazione, la quale non risulta sufficientemente rappresentativa per la misurazione (Govoni, 2005). Le tabelle di raccolta dati, una volta completate, vengono valutate in termini di attendibilità del dato, dal *SIMC (Struttura Idro-Meteo-Clima)* di Arpa Emilia-Romagna, sfruttando una procedura a posteriori che prevede il confronto delle osservazioni raccolte con le stazioni circostanti ed i relativi dati di temperatura e di precipitazione. In questo modo, è possibile evidenziare possibili rilevazioni errate e/o correggere dati mancanti. Questi ultimi rappresentano uno dei problemi principali che può caratterizzare la serie di dati dell'altezza del manto nevoso. Spesso, infatti, un dato di neve può essere mancante anche se i giorni immediatamente precedenti e successivi sono presenti e corrispondono a presenza di neve. In tal caso il dato può essere recuperato controllando l'andamento dei dati di neve nei giorni adiacenti, i dati di temperatura e le condizioni meteorologiche prossimi al dato mancante; se le temperature sono basse, vi è precipitazione e la neve è presente prima e dopo il dato mancante allora con buona probabilità la neve era presente anche nel giorno mancante. Questa ricostruzione permette di completare la serie di dati di altezza del manto nevoso al suolo dando continuità alla serie dei dati, anche se limitata solamente a uno o massimo due giorni mancanti consecutivi, per evitare di alterare il valore medio della serie. Una procedura analoga, dunque, non esiste per periodi con più giorni mancanti, tipicamente dovuti a malfunzionamenti della stazione o imprecisione o incostanza delle misure manuali, che rimarranno non recuperabili.

108

MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI
SERVIZIO IDROGRAFICO - SEZIONE AUTONOMA DI BOLOGNA

Bacino del *Fiume Reno* Stazione Termo Pluviometrica di *Carpi*

Anno *1935* Mese *Gennaio*

Giorni	Stato della osservazione	Stato della visibilità	DIREZIONE del vento	TEMPERATURA		Dira in cui è avvenuta e durata del fenomeno	PRECIPITAZIONE ATMOSFERICA			Altezza in cm. dello strato nevoso sul suolo	Osservazioni
				Massima	Minima		litri	decimetri	Parti dell'ora		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	nuvoloso	non	var.	6.5	7	deposizione	0	3	6	52	
2	nuvoloso	non	var.	2	7.5	di nebbia			4	42	assoluta
3	nuvoloso	non	var.	4	9					42	
4	sereno	non	var.	2	10					42	
5	nuvoloso	non	var.	3	10.5	intermittente	1	4	7	58	
6	nuvoloso	non	var.	9	12	continua		2	7	60	
7	variabile	sul	var.	11	16	intermittente		1		61	assoluta
8	nuvoloso	sul	var.	11	17	di nebbia	0	5	6	62	
9	nuvoloso	sul non	var.	11	13	intermittente	1	5	6	72	
10	variabile	sul non	var.	11	10.5	grando		3	2	81	
11	sereno	non	var.	7	13					70	
12	sereno	non	var.	2	11					69	
13	nuvoloso	non	var.	1.5	11					65	
14	nuvoloso	sul	var.	7	6.5	grando	1	1	2	60	
15	nuvoloso	sul	var.	0	6	intermittente	1	4	6	62	
16	nuvoloso	sul	var.	2	2.5	intermittente	1	2	4	72	
17	nuvoloso	sul non	var.	0	3	grando	2	1	2	86	
18	nuvoloso	sul non	var.	0.5	4					86	
19	variabile	sul non	var.	1	2.5					80	assoluta
20	nuvoloso	sul	var.	1.5	2.5					72	diminuisce
21	nuvoloso	sul	var.	2.5	0	grando		7	4	65	
22	nuvoloso	sul	var.	5.5	0.5	intermittente	2	1		49	
23	variabile	sul	var.	7.5	5					15	
24	nuvoloso	sul	var.	8.5	4	di nebbia		1	1	15	
25	sereno	non	var.	5.5	3					16	
26	nuvoloso	sul non	var.	1.5	3	intermittente		2	5	8	
27	variabile	sul non	var.	1.5	7	di grando	6	4	4	6	
28	sereno	non	var.	5	2					5	
29	sereno	non	var.	6.5	4					4	
30	sereno	non	var.	0.5	4.5					3	
31	sereno	non	var.	0	0.5					3	

L'OSSERVATORE

Figura 5.1: Esempio di tabella di raccolta di dati meteorologici giornalieri presso le stazioni meteorologiche di Arpae Emilia-Romagna. I dati principali raccolti sono: stato del cielo, direzione del vento, temperatura massima e minima, tipologia di precipitazione atmosferica, quantità di acqua precipitata (litri) ed altezza del manto nevoso (cm) (De Bellis, 2010).

5.1.1 Anagrafica stazioni

Le stazioni meteorologiche selezionate per la procedura di validazione sono in totale 24: 17 stazioni di Arpae Emilia – Romagna e 7 stazioni del Corpo dei Carabinieri Forestali (COFOR) della regione. La selezione di queste stazioni, sulla totalità delle stazioni disponibili nel database di Arpae e del Corpo dei Carabinieri Forestali, è stata effettuata sulla base della qualità della serie in termini di continuità. Sono state mantenute, dunque, solamente le stazioni presentanti una serie di dati continua nel periodo più esteso possibile, identificato nell'intervallo annuale 2000-2012 in quanto i dati per ora disponibili presso le stazioni dei Carabinieri Forestali ricoprono solo questo periodo, e con il minor numero di dati mancanti.

Le stazioni selezionate per la validazione, di cui sono riportati i nominativi e le principali caratteristiche anagrafiche in Tabella 5.1, ricoprono sia le zone di maggior interesse in termini nivometeorologici, ossia le zone montane dell'Appennino Settentrionale maggiormente interessate da copertura nevosa, sia zone collinari, della pianura e zone in prossimità della costa. Questa distribuzione spaziale, Figura 5.2, seppur non estesa a tutta la regione, permette di effettuare la validazione in diverse condizioni di geo-localizzazione ed orografia regionale, rendendo possibile la valutazione della rilevazione satellitare del dato di copertura nevosa nella quasi totalità delle situazioni possibili, osservabili all'interno della regione Emilia-Romagna, permettendo di valutare la bontà della rilevazione della copertura nevosa su scala regionale.

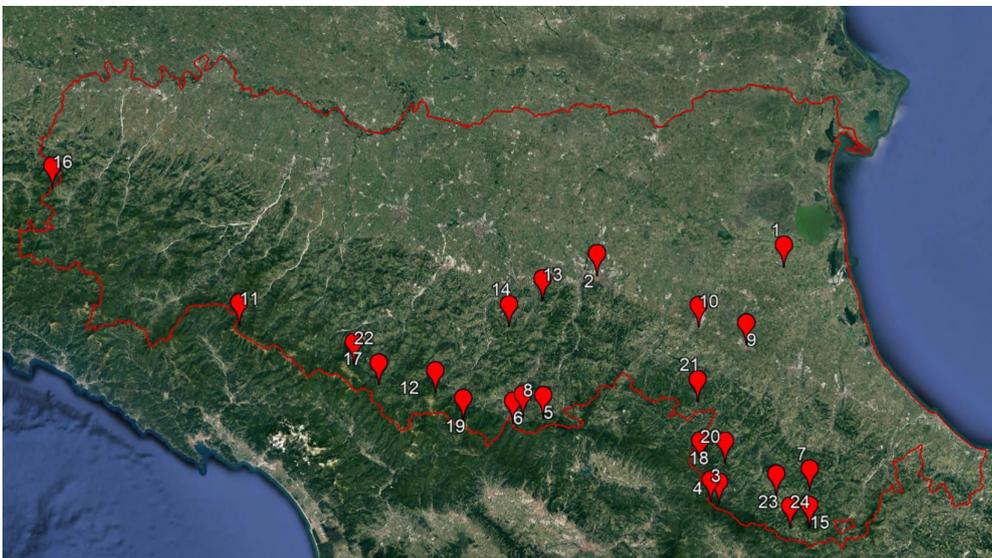


Figura 5.2: *Mappa di distribuzione delle 24 stazioni meteorologiche utilizzate per la procedura di validazione della rilevazione satellitare di copertura nevosa, realizzata tramite Google Earth, con numerazione identificativa relativa all'anagrafica delle stazioni in Tabella 5.1.*

<i>N.</i>	<i>Nome Stazione</i>	<i>ID</i>	<i>WGS84 lon</i>	<i>WGS84 lat</i>	<i>Quota (m s.l.m.)</i>	<i>Gestore</i>
<i>1</i>	Alfonsine	8278	12.04452	44.493012	5	SIMC
<i>2</i>	Bologna UI	8270	11.346156	44.499883	84	SIMC
<i>3</i>	Campigna	12550	11.71655	43.87914	1450	COFOR
<i>4</i>	Campigna	8286	11.747182	43.872193	1068	SIMC
<i>5</i>	Diga Brasimone	5648	11.117775	44.129064	846	SIMC
<i>6</i>	Diga di Pavana	5649	11.005552	44.11826	480	SIMC
<i>7</i>	Diga di Quarto	8289	12.086371	43.890673	325	SIMC
<i>8</i>	Diga di Suviana	5650	11.042988	44.134424	500	SIMC
<i>9</i>	Faenza	8280	11.886243	44.291254	35	SIMC
<i>10</i>	Imola	8275	11.712674	44.345812	42	SIMC
<i>11</i>	Lagdei	12546	10.009624	44.413168	1252	COFOR
<i>12</i>	Lago della Ninfa	12548	10.72433	44.210062	1550	COFOR
<i>13</i>	Monte San Pietro	5630	11.138369	44.440299	291	SIMC
<i>14</i>	Monteombraro	8267	11.008748	44.376321	700	SIMC
<i>15</i>	Passo della Biancarda	12551	12.075334	43.793838	1340	COFOR
<i>16</i>	Passo Penice	12545	9.327097	44.796087	1195	COFOR
<i>17</i>	Piandelagotti	8255	10.516331	44.237129	1219	SIMC
<i>18</i>	Premilcuore	5603	11.779106	43.979415	452	SIMC
<i>19</i>	Rifugio Cavone	12549	10.822075	44.132919	1416	COFOR
<i>20</i>	San Benedetto in Alpe	8283	11.686724	43.984795	585	SIMC
<i>21</i>	San Cassiano	8279	11.691541	44.148438	230	SIMC
<i>22</i>	Sperella	12547	10.428066	44.295528	1150	COFOR
<i>23</i>	Terzo di Carnaio	4762	11.960789	43.882979	704	SIMC
<i>24</i>	Verghereto	8287	12.004406	43.795193	798	SIMC

Tabella 5.1: *Caratteristiche anagrafiche delle stazioni meteorologiche utilizzate per la procedura di validazione della rilevazione satellitare della copertura nevosa, quali: numero di riferimento, nome, codice identificativo, coordinate geografiche (longitudine, latitudine), quota ed ente gestore delle stazioni.*

5.2 Procedura di validazione

La validazione della rilevazione satellitare della copertura nevosa, e dunque i risultati ottenuti dall'elaborazione dei prodotti di neve del sensore MODIS, è stata compiuta al fine di valutarne l'attendibilità, tramite l'utilizzo di rigorose tecniche statistiche estrapolate dal confronto diretto tra le osservazioni di copertura nevosa al suolo e le rispettive rilevazioni satellitari. Le informazioni ricavate da validazioni di questo tipo permettono

di offrire all'analisi della variabilità del manto nevoso nel territorio emiliano-romagnolo una misura oggettiva dell'affidabilità della rilevazione del manto stesso, arricchendo l'analisi con informazioni sulla qualità del dato e fornendo indicazioni utili per migliorare la procedura di elaborazione dei dati satellitari ed individuare aree di ricerca e approfondimento. Gli approcci di validazione statistica sono di diversa tipologia, le cui linee guida sono dettate dal *Joint Working Group on Forecast Verification Research* del WMO (*World Meteorological Organization*). Nel caso di variabili deterministiche discrete che possono assumere unicamente due valori, le quali forniscono informazioni sul verificarsi o meno di un evento meteorologico in un determinato intervallo spazio temporale (in questo caso neve e no-neve), viene utilizzata la statistica dicotomica. La procedura di validazione si è dunque articolata in due fasi: una fase di pre-elaborazione ed una fase di analisi statistica.

La prima è la fase di pre-elaborazione dei dataset, la quale consiste nell'estrazione dei valori di copertura nevosa dalle mappe satellitari giornaliere in corrispondenza delle stazioni meteorologiche al suolo, selezionate per la validazione; nell'elaborazione dei file `.csv` contenenti le altezze giornaliere del manto nevoso di ogni stazione meteorologica, la quale consiste nella conversione dei dati centimetrici in dati deterministici, e nel completamento dei dati giornalieri mancanti delle stazioni meteorologiche di proprietà del Corpo dei Carabinieri Forestali della regione Emilia-Romagna.

La seconda fase, invece, prevede lo sviluppo di una procedura di confronto tra i valori di copertura nevosa giornalieri dei due dataset, meteorologico e satellitare, al fine di suddividerli in classi, definite in questa tesi come *classi di corrispondenza*, identificanti l'accordo o il disaccordo tra i valori giornalieri e la successiva analisi statistica delle corrispondenze risultanti, tramite la costruzione di *tabelle di contingenza* per ogni stazione meteorologica.

5.2.1 Pre-elaborazione

Estrazione dei dati satellitari

La prima parte della pre-elaborazione si è concentrata sulla costruzione del dataset satellitare di copertura nevosa, per ogni stazione meteorologica al suolo. In particolare, il dataset si compone dei valori estratti dalle mappe ternarie giornaliere di copertura nevosa, risultanti dall'elaborazione dei prodotti di neve MODIS, individuati in corrispondenza delle coordinate geografiche delle stazioni meteorologiche utilizzate per la validazione. La procedura automatica sviluppata a tale scopo, dunque, si propone di selezionare una stazione e le relative coordinate, latitudine e longitudine, e di estrarre i valori giornalieri di neve del pixel corrispondente a tale geo-localizzazione. Nello specifico, è stata creata una tuple (`stazioni`), ossia una lista che mantiene immutati gli elementi al suo interno durante il flusso di lavoro dello script, contenente i nominativi delle stazioni meteorologiche e i rispettivi valori di latitudine e longitudine nella proiezione WGS84 (Appendice D.5).

Per ogni stazione appartenente a `stazioni` è stata effettuata l'estrazione dei dati tramite un'apposita funzione `EstrazioneValore`¹. La funzione, in particolare, sfrutta un tool della libreria GDAL, `gdallocationinfo`, il quale fornisce un meccanismo di indagine delle informazioni di geo-localizzazione di un determinato pixel nei sistemi di coordinate supportati dalla libreria. Tramite questo tool, all'interno della funzione, viene effettuato l'accesso alle informazioni del pixel, corrispondente alle coordinate di longitudine (`lon`) e latitudine (`lat`) in input, nella proiezione WGS84 (`-wgs84`) della stazione, estraendone solamente il valore (`-valonly`) che viene assegnato alla variabile `val` (Codice 5.1).

```
def EstrazioneValore(pathFile, lon, lat):
    print("EstrazioneValore")
    val = os.open('gdallocationinfo -wgs84 -valonly' + pathFile
+ ' ' + str(lon) + ' ' + str(lat)).read()
    return val
```

Codice 5.1: Funzione per l'estrazione dei valori di ogni pixel contenuto nella mappa giornaliera di copertura nevosa in funzione delle coordinate geografiche, latitudine e longitudine, della stazione meteorologica presa in esame (Appendice D.5).

Così facendo, per ogni mappa di copertura nevosa giornaliera disponibile, vengono estratti i pixel corrispondenti alle stazioni e raccolti all'interno della lista `valori` (Codice 5.2).

```
for archivio in os.listdir(pathIn):
    [...]
    valori = [i for i in range(len(stazioni))]
    for ind, tup in enumerate(stazioni):
        valori[ind] = EstrazioneValore(pathIn + archivio, tup[2],
                                     tup[1])
```

Codice 5.2: Procedura di estrazione dei valori di ogni pixel, per ogni mappa giornaliera di copertura nevosa, per ogni stazione meteorologica all'interno della tuple sfruttando la funzione `EstrazioneValore`(Appendice D.5).

Infine, l'elaborazione dei dati satellitari di copertura nevosa si conclude con la conversione dei valori dei pixel corrispondenti a nubi, pixel uguali a -1, al valore di -9999.0, ovvero "No Data"; poiché, non identificando l'effettiva presenza o assenza della copertura nevosa, non sono stati ritenuti utili per la procedura di validazione (Codice 5.3).

¹La funzione `EstrazioneValore` è stata creata e messa a disposizione per l'elaborazione degli script di analisi da Arpa Emilia-Romagna.

```
for i in range(len(listadati)):
    if listadati[i][2]==-1:
        listadati[i][2]=-9999.0
```

Codice 5.3: *Conversione dei valori estratti dai pixel classificati come nube nelle mappe satellitari di copertura nevosa, con valore corrispondente a -1, in "NoData"; poichè non utilizzabili ai fini della validazione del dataset satellitare tramite le osservazioni delle stazioni meteorologiche da terra (Appendice D.6).*

Omogeneizzazione dei dati da stazione

La seconda parte della pre-elaborazione si è concentrata sull'elaborazione dei dataset di altezza del manto nevoso delle stazioni meteorologiche da terra, al fine di prepararli per l'analisi statistica e renderli compatibili al formato binario dei dati estratti dalle mappe di copertura nevosa di origine satellitare. In particolare, i dati giornalieri di altezza del manto nevoso espressi in centimetri, relativi al periodo invernale considerato per lo sviluppo delle mappe satellitari di copertura nevosa, sono stati convertiti al valore 1 se superiori a 5 cm, altezza del manto stabilita come soglia minima rilevabile da satellite, ed al valore 0 se inferiori; in questo modo i dataset di copertura nevosa al suolo risulteranno compatibili con il rispettivo dataset satellitare estratto, identificando univocamente la presenza di neve (1) e la sua assenza (0) (Codice 5.4).

```
for i in range(len(listadati)):
    if listadati[i][1]!=-9999.0:
        elif listadati[i][1] >= 5:
            listadati[i][1] = 1
        elif listadati[i][1] < 5:
            listadati[i][1] = 0
```

Codice 5.4: *Pre-elaborazione di conversione dei dati di altezza del manto nevoso espressi in centimetri in classificazione binaria. Le altezze del manto superiori alla soglia minima rilevabile da satellite, 5 cm, sono convertiti ad 1, altrimenti convertiti a 0 (Appendice D.6).*

Successivamente, l'elaborazione delle stazioni al suolo si è concentrata sullo sviluppo di una procedura specifica per i dati di altezza del manto relativi alle stazioni meteorologiche COFOR. I dataset relativi a queste stazioni, i cui file sono stati identificati con una denominazione standard "*Stazione_CF.csv*", differiscono dai dataset delle stazioni di proprietà di Arpae Emilia-Romagna, in quanto raccolgono unicamente le osservazioni di altezza del manto giornaliera escludendo dal dataset le giornate corrispondenti ai dati mancanti. Per queste stazioni, dunque, è stato creato un iter per il completamento del dataset, seguendo le modalità di ricostruzione dei dati mancanti tipicamente effettuata

durante la valutazione delle tabelle di raccolta dati di Arpae; già implementato nei dataset delle stazioni meteorologiche di Arpae.

Nello specifico, la procedura di completamento dei dati mancanti consiste, per prima cosa, nell'inserire le giornate mancanti all'interno del dataset assegnandovi un valore fittizio di -9999.0, corrispondente all'identificazione utilizzata per i dati mancanti. Successivamente, tutte le giornate corrispondenti a tale valore vengono convertite a valore di copertura nevosa, 1, esclusivamente nel caso in cui i giorni precedente e successivo corrispondano a giorni nevosi, quindi con valore 1; in caso contrario il valore della giornata corrispondente viene mantenuto come -9999.0, ossia "NoData" (Codice 5.5).

```
if el.endswith('_CF.csv'):
    for i in range(len(listadati)):
        if listadati[i][1] == -9999.0:
            if listadati[i-1][1] == 1 and listadati[i+1][1]==1:
                listadati[i][1]=1
```

Codice 5.5: *Completamento delle giornate mancanti dei dataset delle stazioni meteorologiche COFOR della regione, selezionate in funzione della denominazione standard assegnata ai file, corrispondente al suffisso "_CF.csv". Il completamento viene effettuato solamente se la giornata precedente e quella successiva corrispondono al valore 1, indicante la presenza di copertura nevosa (Appendice D.6).*

Al termine della pre-elaborazione, i dataset, ottenuti dall'estrazione dei valori geolocalizzati di copertura nevosa delle mappe satellitari e dall'elaborazione dei file contenenti i valori di altezza del manto nevoso al suolo per le stazioni di Arpae e del COFOR, vengono uniti in un file .csv per facilitare lo sviluppo della procedura statistica di confronto.

5.2.2 Statistica di validazione

Approccio teorico

Una volta estratti i dati di neve dalle mappe di copertura nevosa e resi omogenei i due dataset, completando i dati mancanti e trasformando i dati di altezza del manto nevoso centimetriche in variabili discrete, è stato possibile procedere con il confronto statistico su un periodo in validazione di 12 anni, al fine di verificare l'attendibilità della copertura nevosa del dato satellitare.

L'approccio statistico utilizzato per la validazione dei dati di copertura nevosa di origine satellitare, e dunque delle mappe e degli indici di neve da essi ricavati, si concentra sulle nozioni di base della statistica dicotomica. La statistica dicotomica viene tipicamente utilizzata per verificare le capacità di un dataset di rilevare/prevedere correttamente la presenza o l'assenza di una determinata condizione, in questo caso determina la capacità di rilevare correttamente la presenza di copertura nevosa al suolo, nel contesto territoriale

della regione Emilia-Romagna. Nello specifico, l'approccio statistico in questione si basa sulla costruzione di tabelle di contingenza, Tabella 5.2, uno strumento statistico efficace ed immediato che si propone di confrontare direttamente i valori rilevati (rilevazioni satellitari) del dataset in analisi, e i valori osservati (misure dell'altezza del manto nevoso) del dataset di riferimento, descrivendo i casi in cui le osservazioni di altezza del manto a terra confermano o meno la rilevazione della copertura nevosa da satellite e/o portano ad una falsa stima relativa dell'estensione del manto nevoso. Sostanzialmente, la tabella di contingenza raccoglie il numero di occorrenze corrispondenti ad ognuna delle quattro combinazioni possibili di accordo o disaccordo tra valore osservato e rilevato, esprimibili come quattro indici categorici:

- *Hits (H)*: combinazione di accordo tra i due dataset, la quale rappresenta il numero di casi in cui la presenza copertura nevosa viene sia osservata che rilevata;
- *Misses (M)*: conteggio dei cosiddetti falsi negativi, i quali descrivono l'eventualità in cui viene osservata la presenza di copertura nevosa al suolo, non rilevata tuttavia dalla rilevazione satellitare;
- *False Alarms (FA)*: vengono chiamati falsi allarmi e corrispondono al numero di casi in cui la copertura nevosa viene rilevata da satellite, ma non ne viene osservata l'effettiva presenza al suolo;
- *Correct Negatives (CN)*: combinazione di accordo tra i due dataset che esprime la corrispondenza dell'osservazione e della rilevazione nell'identificare l'assenza della copertura nevosa al suolo.

		<i>Stazione</i>		
		<i>Neve</i>	<i>No Neve</i>	<i>TOT</i>
<i>Satellite</i>	<i>Neve</i>	H	FA	H+FA
	<i>No Neve</i>	M	CN	M + CN
	<i>TOT</i>	H + M	FA + CN	TOT = H + M + FA + CN

Tabella 5.2: *Tabella di contingenza riassuntiva delle performance di rilevazione satellitare della copertura nevosa, risultante dal confronto del dataset meteorologico di riferimento e il dataset satellitare. Gli indici categorici della tabella sono indicati con: H - hits, FA - false alarms, M - misses e CN - correct negatives.*

Gli indici categorici contenuti all'interno delle tabelle di contingenza riassumono, dunque, il confronto diretto tra i dati di rilevazione satellitare della copertura nevosa e i dati di osservazione dell'altezza del manto al suolo, senza però dare un'effettiva indicazione dell'accuratezza predittiva della rilevazione satellitare. L'abilità di rilevazione, tuttavia,

può essere messa in risalto tramite il calcolo di indici statistici in grado di evidenziare le capacità del dataset satellitare di avvicinarsi al dataset di riferimento, ossia quello relativo alla stazione meteorologica in analisi, nella discriminazione dei giorni con copertura nevosa e dei giorni con assenza di neve. Per questa validazione sono stati ritenuti di maggior interesse quattro indici:

- **Accuracy (A):** Questo primo indice misura l'accuratezza della contingenza, ossia il grado di corrispondenza tra rilevazione satellitare ed osservazione del dato da terra. Tale indice viene definito come la frazione delle occorrenze di rilevazione satellitare che corrispondono all'osservazione del manto al suolo, sia in caso di effettiva presenza di copertura nevosa, sia di assenza di neve (Equazione 5.1; Tabella 5.3) (Wilks, 2006).

$$A = \frac{H + CN}{TOT} \tag{5.1}$$

<i>Range</i>	<i>Miglior Risultato</i>	<i>Peggior Risultato</i>
0 → 1	1	0

Tabella 5.3: *Specifiche dell'indice statistico Accuracy (A): range di valori e valori corrispondenti al miglior risultato e a quello peggiore.*

- **Hit Rate (HR):** L'indice di Hit Rate rappresenta il rapporto tra le rilevazioni di copertura nevosa corrette sul numero degli eventi rilevati (Equazione 5.2; Tabella 5.4). In questi termini, spesso viene utilizzata come probabilità condizionale, ossia la probabilità che le rilevazioni satellitari di copertura nevosa corrispondano all'osservazione di neve al suolo. Il parametro, così definito, risulta essere molto sensibile alla frequenza climatologia della copertura nevosa e, dunque, viene ritenuto poco significativo in caso di eventi di neve rari o dataset eccessivamente ridotti (Ferguglia, 2018).

$$HR = \frac{H}{H + M} \tag{5.2}$$

<i>Range</i>	<i>Miglior Risultato</i>	<i>Peggior Risultato</i>
0 → 1	1	0

Tabella 5.4: *Specifiche dell'indice statistico Hit Rate (HR): range di valori e valori corrispondenti al miglior risultato e a quello peggiore.*

- **False Alarm Rate (FAR):** Il False Alarm Rate esprime la percentuale di falsi allarmi registrati nella tabella di contingenza in rapporto al totale degli eventi di neve osservati al suolo (Equazione 5.3; Tabella 5.5). Tale indice fornisce un'indicazione della frequenza relativa condizionale di falsa rilevazione dei dati di neve, ossia il numero di volte in cui il dataset satellitare rileva copertura nevosa, mentre il dataset della stazione meteorologica al suolo non ne conferma l'effettiva presenza (Wilks, 2006).

$$FAR = \frac{FA}{H + FA} \tag{5.3}$$

<i>Range</i>	<i>Miglior Risultato</i>	<i>Peggior Risultato</i>
0 → 1	1	0

Tabella 5.5: Specifiche dell'indice statistico False Alarm Rate (FAR): range di valori e valori corrispondenti al miglior risultato e a quello peggiore.

- **Bias (B):** Il Bias è l'indice statistico che misura il rapporto tra il numero degli eventi di copertura nevosa rilevati dal dataset satellitare e quelli osservati dal dataset della stazione meteorologica di riferimento, definito esattamente come il numero di casi di rilevazione di copertura nevosa da satellite rapportato al numero di casi di osservazione del manto nevoso al suolo (Equazione: 5.4; Tabella 5.6). Il Bias, così definito, fornisce un'indicazione della tendenza del dataset satellitare a sotto-stimare la presenza della copertura nevosa ($B \ll 1$) o sovrastimarla ($B \gg 1$) rispetto al dataset meteorologico dell'altezza del manto nevoso di riferimento (Ferguglia, 2018).

$$B = \frac{H + FA}{H + M} \tag{5.4}$$

<i>Range</i>	<i>Bias = 1</i>	<i>Bias << 1</i>	<i>Bias >> 1</i>
0 → ∞	Stesso numero di eventi osservati e rilevati	Sottostima	Sovrastima

Tabella 5.6: Specifiche dell'indice statistico Bias (B): range di valori, valore corrispondente al miglior risultato e definizione dei casi con valori molto minori o molto maggiori del migliore.

Costruzione delle tabelle di contingenza

A partire dai file `.csv`, contenenti i due dataset di copertura nevosa, è stata sviluppata una procedura automatica per il confronto tra i valori giornalieri di copertura nevosa per gli inverni dal 2000 al 2012, alla base dell'analisi statistica per la validazione della rilevazione satellitare del manto nevoso. La procedura si propone di assegnare una classe di corrispondenza ai valori giornalieri di copertura nevosa in funzione dell'accordo/disaccordo tra il valore rilevato da satellite e il valore osservato al suolo. Le classi di corrispondenza definite per questo confronto sono:

- *Classe 1*: Accordo positivo tra valore osservato al suolo e rilevato da satellite, entrambi corrispondono al valore identificante la presenza di neve (1);
- *Classe 2*: Accordo negativo tra valore osservato al suolo e rilevato da satellite, entrambi corrispondono al valore identificante l'assenza di neve (0);
- *Classe 3*: Disaccordo tra valore osservato al suolo e rilevato da satellite, la presenza di neve viene osservata al suolo (1) ma non viene rilevata da satellite (0);
- *Classe 4*: Disaccordo tra valore osservato al suolo e rilevato da satellite, la presenza di neve non viene osservata al suolo (0) ma viene rilevata da satellite (1).

All'interno di questa procedura non sono state prese in considerazione le giornate corrispondenti ad un valore "No Data" (-9999.0) relativo all'osservazione al suolo e/o alla rilevazione satellitari, alle quali, infatti, non verrà assegnata alcuna classe di corrispondenza. Contemporaneamente alla classificazione, viene effettuato il conteggio del numero di giorni appartenenti ad una determinata classe di corrispondenza (Equazioni 5.5).

$$\begin{aligned}
 Hits &= \sum_i (Classe\ 1)_i \\
 Correct\ Negatives &= \sum_i (Classe\ 2)_i \\
 Misses &= \sum_i (Classe\ 3)_i \\
 False\ Alarms &= \sum_i (Classe\ 4)_i
 \end{aligned}
 \tag{5.5}$$

I valori finali del conteggio per ciascuna classe coincideranno ai rispettivi indici categorici, sulla base dei quali saranno costruite le tabelle di contingenza di ogni stazione meteorologica (Codice 5.6).

```

for i in range(len(staz)):
    if staz[i] == '-9999.0' or sat[i] == '-9999.0':
        classe[i]=''

```

```

elif staz[i] == '1' and sat[i]== '1':
    classe[i]=1
    hits +=1
elif staz[i] == '0' and sat[i]== '0':
    classe[i]=2
    corr_neg += 1
elif staz[i]== '1' and sat[i]== '0':
    classe[i]=3
    misses +=1
elif staz[i]== '0' and sat[i]== '1':
    classe[i]=4
    f_alarms +=1

```

Codice 5.6: Assegnazione delle classi di corrispondenza ad ogni giornata, in funzione del confronto tra la presenza/assenza della copertura nevosa osservata al suolo e rilevata da satellite e conteggio del numero di giorni appartenenti ad una determinata classe per la determinazione degli indici categorici delle tabelle di contingenza di ogni stazione: Hits (*hits*), Correct Negatives (*corr_neg*), Misses (*misses*) e False Alarms (*f_alarms*) (Appendice D.7).

La classe di contingenza associata ad ogni giornata e il calcolo degli indici categorici delle tabelle di contingenza, saranno infine inseriti all'interno del file `.csv` iniziale. Il risultato finale sarà, dunque, un file per ogni stazione meteorologica contenente i dati giornalieri di copertura nevosa al suolo e da satellite, le rispettive classi di corrispondenza nate dal reciproco confronto dei dati e il valore dei rispettivi indici categorici, di cui si riporta un esempio in Figura 5.3.

Data	Neve	Satellite	Classe di Corrispondenza	Hit	Correct Negative	Misses	False Alarm
15/10/2000	0	0	2	60	826	26	15
16/10/2000	0	-9999.0					
17/10/2000	0	0	2				
18/10/2000	0	-9999.0					
19/10/2000	0	0	2				
20/10/2000	0	-9999.0					
21/10/2000	0	-9999.0					
22/10/2000	0	0	2				
23/10/2000	0	0	2				
24/10/2000	0	0	2				
25/10/2000	0	-9999.0					
26/10/2000	0	0	2				
27/10/2000	0	-9999.0					
28/10/2000	0	0	2				

Figura 5.3: Schermata di un file `.csv` finale di confronto tra i valori di copertura nevosa osservati al suolo e i rispettivi valori rilevati da satellite, la classe di corrispondenza relativa al reciproco confronto dei due valori giornalieri, gli indici categorici delle tabelle di contingenza, calcolati come sommatoria delle giornate appartenenti ad ogni classe.

Questi ultimi verranno raccolti manualmente all'interno di una tabella di contingenza

specifica della stazione, per la quale saranno calcolati gli indici statistici per la valutazione dell'attendibilità della rilevazione satellitare in corrispondenza della posizione geografica di quella determinata stazione meteorologica.

5.3 Risultati validazione

L'analisi statistica di validazione effettuata, tramite la costruzione delle tabelle di contingenza per ciascuna stazione meteorologica in esame ed il calcolo degli indici statistici riassuntivi per ognuna di esse, ha permesso di valutare la qualità della rilevazione della copertura nevosa dei prodotti MODIS e l'affidabilità delle elaborazioni specifiche definite per la produzione delle mappe ternarie giornaliere e i relativi indici di neve, fornendo una misura oggettiva della qualità del dato. I risultati ottenuti dalla statistica dicotomica, in particolare, hanno portato alla suddivisione delle stazioni in categorie, in funzione dell'analisi congiunta degli indici statistici Hit Rate, False Alarm Rate e Accuracy, la quale mette in evidenza tre differenti comportamenti statistici, corrispondenti alle categorie identificate. Nello specifico, la distribuzione degli indici statistici delle 24 stazioni meteorologiche è stata rappresentata tramite uno scatterplot, utilizzando come riferimento determinate soglie di accettazione che identificano i risultati della validazione soddisfacenti (LaMMA, 2016; ISAC-CNR, 2020), elencate in Tabella 5.7, dal quale è immediata l'identificazione della suddivisione dei dati in tre cluster.

<i>Hit Rate</i>	<i>False Alarm Rate</i>	<i>Accuracy</i>	<i>Bias</i>
> 0.60	< 0.40	> 0.80	0.8 ÷ 1.2

Tabella 5.7: Soglie di accettazione utilizzate per l'analisi dei risultati statistici della validazione della rilevazione satellitare (LaMMA, 2016; ISAC-CNR, 2020).

Il primo cluster, prima categoria di suddivisione delle stazioni, colorato in verde in Figura 5.4, corrisponde a dati che si distribuiscono in maniera abbastanza omogenea, in un range dell'indice HR compreso tra soglia di 0.60 e valori superiori a 0.90 e in un range di FAR basso, compreso tra valori molto vicini allo zero e la soglia di accettazione di 0.40. Tutti i dati che fanno parte del primo cluster, inoltre, presentano un livello di accuratezza elevato, con valori di Accuracy sempre superiori alla soglia di 0.80. La prima categoria di suddivisione, da qui *Stazioni Valide*, comprende dunque tutte le stazioni meteorologiche con risultati di validazione ottimali.

Il secondo cluster di dati, di colore rosso, analogamente, mantiene un range di FAR decisamente buono con valori che si assestano al di sotto di 0.30, decisamente inferiore della soglia di accuratezza. Tuttavia, si discosta dalla distribuzione del primo cluster evidenziando un indice HR e un livello di accuratezza molto bassi. Il primo si assesta in un range inferiore alla soglia di 0.60 fino ad un minimo attorno a 0.20, mentre l'Accuracy presenta valori sempre inferiori alla soglia di 0.80, ad eccezione della stazione Campigna

(N.4) di Arpae la quale presenta un indice Accuracy superiore. Sulla base delle caratteristiche statistiche, discusse in seguito, la categoria corrispondente al secondo cluster è identificata come *Stazioni STT* (STT - Sottostima).

Il terzo ed ultimo cluster di dati colorato in giallo, infine, mostra un andamento degli indici statici nuovamente differente, mantenendo un indice HR molto elevato, sempre sopra la soglia di accettazione, con due stazioni, Imola (N.10) e Alfonsine (N.1), con indice uguale a 1, ovvero il miglior risultato ottenibile. Analogamente al primo cluster visualizzato il livello di accuratezza risulta superiore alla soglia e, dunque, elevato, mentre l'indice FAR di tutte le stazioni risulta nettamente elevato rispetto alla soglia di accettazione di 0.40, in un range compreso tra 0.5 e 0.7. Quest'ultima categoria di stazioni verrà identificata come *Stazioni SVR* (SVR -Sovrastima).

I risultati statistici ottenuti dalla procedura di validazione verranno dunque discussi per ogni categoria di suddivisione delle stazioni meteorologiche identificata: *Stazioni Valide*, *Stazioni STT* e *Stazioni SVR*.

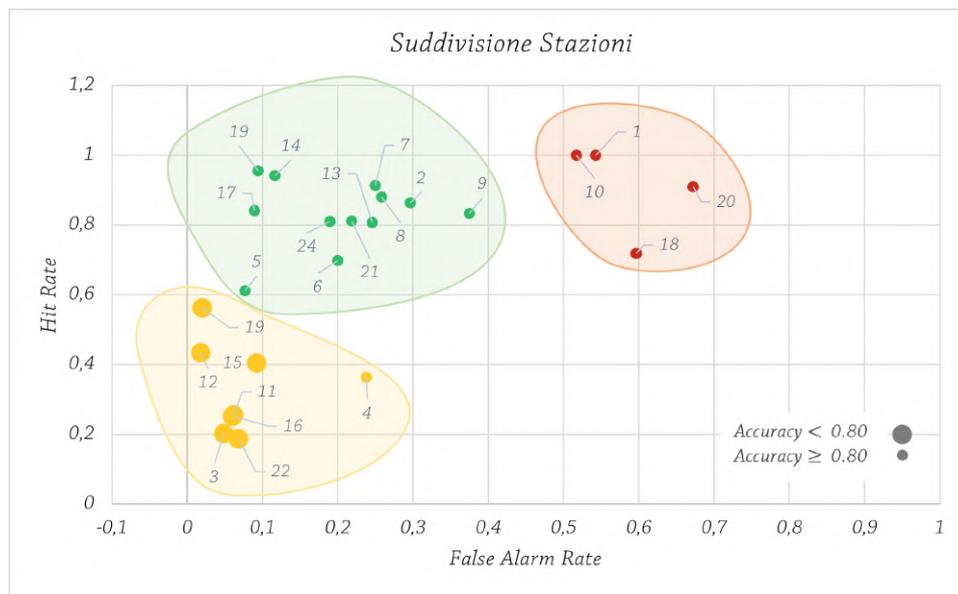


Figura 5.4: Caratterizzazione delle 24 stazioni meteorologiche utilizzate nelle procedura di validazione dei dati nelle tre categorie individuate, in funzione dei valori degli indici statistici False Alarm Rate, Hit Rate e Accuracy: Categoria 1 - Verde, Categoria 2 - Giallo e Categoria 3 - Rosso.

Categoria 1: Stazioni Valide

La prima categoria, *Stazioni Valide*, comprende 12 delle stazioni meteorologiche, ovvero la maggior parte delle stazioni analizzate. Nel dettaglio, corrispondono all'esatta

metà delle stazioni totali analizzate e al 75% delle stazioni di Arpae. L'analisi delle tabelle di contingenza di ciascuna stazione di questa categoria, raccolte in Tabella 5.8, mostra come sulla totalità dei dati analizzati nella procedura di validazione, corrispondenti in media ad 800 dati giornalieri, la maggior parte di essi presenti accordo, positivo (hits) o negativo (correct negatives), tra il valore osservato al suolo e la rilevazione satellitare sempre maggiore rispetto al numero di rilevazioni mancate (misses) e di falsi allarmi (false alarms). In particolare, la frequenza relativa degli eventi di neve non è molto elevata rispetto alla totalità delle giornate valide per l'analisi, da un hits minimo di 15 per la città di Faenza ad un massimo di 143 per la stazione Piandelagotti; prevalgono, invece, le giornate con assenza di neve, le quali costituiscono l'indice categorico più elevato in tutte le tabelle di contingenza. Le rilevazioni mancate si assestano al di sotto di un massimo misses di 23, per la stazione Diga di Suviana, mantenendosi sempre minori delle rilevazioni di copertura nevosa in ogni stazione. Il numero di falsi allarmi allo stesso modo non raggiunge valori molto elevati, ad eccezione della stazione Diga Brasimone con false alarms di 61.

		Stazione		
		Neve	No Neve	TOT
Satellite	Neve	19	8	27
	No Neve	3	764	767
	TOT	22	772	794
	<i>Bologna UI</i>			

		Stazione		
		Neve	No Neve	TOT
Satellite	Neve	96	8	104
	No Neve	61	662	723
	TOT	157	670	827
	<i>Diga Brasimone</i>			

		Stazione		
		Neve	No Neve	TOT
Satellite	Neve	60	15	75
	No Neve	26	826	852
	TOT	86	841	927
	<i>Diga di Pavana</i>			

		Stazione		
		Neve	No Neve	TOT
Satellite	Neve	42	14	56
	No Neve	4	768	782
	TOT	46	782	828
	<i>Diga di Quarto</i>			

		Stazione		
		Neve	No Neve	TOT
Satellite	Neve	66	23	89
	No Neve	9	860	869
	TOT	75	883	958
	<i>Diga di Suviana</i>			

		Stazione		
		Neve	No Neve	TOT
Satellite	Neve	129	17	146
	No Neve	8	742	750
	TOT	137	759	896
	<i>Monteombraro</i>			

		Stazione		
		Neve	No Neve	TOT
Satellite	Neve	46	15	61
	No Neve	11	820	831
	TOT	57	835	892
	<i>Monte San Pietro</i>			

		Stazione		
		Neve	No Neve	TOT
Satellite	Neve	143	14	157
	No Neve	27	300	327
	TOT	170	314	484
	<i>Piandelagotti</i>			

		Stazione		
		Neve	No Neve	TOT
Satellite	Neve	43	12	55
	No Neve	10	785	795
	TOT	53	797	850
<i>San Cassiano</i>				

		Stazione		
		Neve	No Neve	TOT
Satellite	Neve	106	11	117
	No Neve	5	670	675
	TOT	111	681	792
<i>Terzo di Carnaio</i>				

		Stazione		
		Neve	No Neve	TOT
Satellite	Neve	77	18	95
	No Neve	18	602	620
	TOT	95	620	715
<i>Verghereto</i>				

		Stazione		
		Neve	No Neve	TOT
Satellite	Neve	15	9	24
	No Neve	3	804	807
	TOT	18	813	831
<i>Faenza</i>				

Tabella 5.8: Tabelle di contingenza tra osservazione di neve al suolo e rilevazione satellitare nelle 12 stazioni appartenenti alla seconda categoria individuata: le Stazioni Valide.

Gli indici statistici calcolati sulla base delle tabelle di contingenza di ogni stazione, come già anticipato precedentemente, superano ampiamente le soglie di accettazione stabilite; concludendosi quindi molto soddisfacenti (Figura 5.5). Nello specifico, questa categoria di stazioni raggiunge un livello di accuratezza (Accuracy) medio elevato, attorno a 0.96, con valori minimi per le stazioni Diga Brasimone e Piandelagotti, ad ogni modo superiori alla soglia di accettazione minima, corrispondente ad una buona capacità di rilevazione corretta sia della presenza che dell'assenza di copertura nevosa. Analogamente, si ottengono buoni risultati anche nell'analisi congiunta dell'indice HR e FAR, i quali presentano rispettivamente un valore medio elevato, 0.80, ed un valore medio molto basso di 0.17; identificando, dunque, un buon accordo tra le capacità di rilevazione della copertura nevosa e la frequenza ridotta di falsi allarmi che compromettono l'accuratezza della rilevazione. In particolare, tutte le stazioni presentano un FAR sempre inferiore alla soglia massima di 0.40 ed un indice HR sempre superiore alla soglia di accettazione minima di 0.60. Il Bias, infine, risulta assestarsi vicino a 1, con la maggior parte dei valori compresi nel range di accettazione identificato tra 0.80 e 1.2, con un valore medio attorno a 0.98; ad eccezione della stazione Diga Brasimone, alla quale corrisponde un Bias di 0.6, minimo assoluto dell'andamento, il quale indica come la rilevazione satellitare in corrispondenza di tale stazione sottostimi la presenza della copertura nevosa al suolo, risultato probabilmente relazionato al numero elevato di false alarms rispetto al numero di hits.

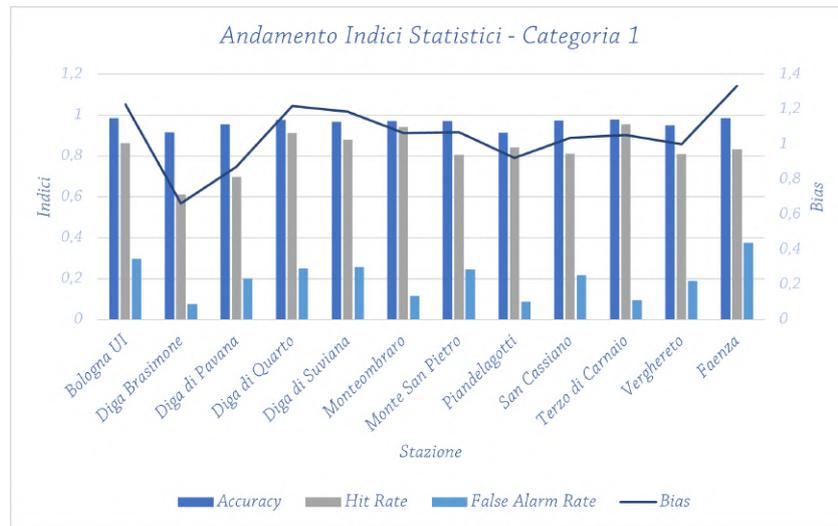


Figura 5.5: *Andamento degli indici statistici delle 12 stazioni meteorologiche della prima categoria: Stazioni Valide.*

Categoria 2: Stazioni STT

La seconda categoria identificata raccoglie 8 delle stazioni meteorologiche, le quali consistono nella totalità delle stazioni COFOR e nella stazione di Campigna di Arpae, accomunate da risultati statistici caratteristici simili. Le tabelle di contingenza costruite per ogni stazione, raccolte in Tabella 5.9, evidenziano le prime linee guida per l'identificazione delle caratteristiche di queste stazioni. Tutte le stazioni appartenenti a questa categoria presentano la maggioranza delle occorrenze in corrispondenza dell'indice categorico misses, relativo alle rilevazioni di copertura nevosa mancate ove invece risulta presente dalle osservazioni al suolo. Sul totale dei dati validi analizzati, mediamente attorno ai 350, i misses variano da un minimo di 84 occorrenze per la stazione Campigna (Arpae) ad un massimo di 233 per la stazione di Campigna (COFOR). Per la maggior parte delle stazioni, inoltre, il valore dei misses supera notevolmente i valori sia degli hits, rilevazioni corrette di presenza di copertura nevosa, sia dei correct negatives, rilevazioni corrette dell'assenza di neve. Il numero di falsi allarmi, al contrario, risulta esiguo rispetto alla totalità dei dati, con un massimo di 6 occorrenze per la stazione Passo della Biancarda.

		Stazione		
Satellite		Neve	No Neve	TOT
	Neve	59	3	62
	No Neve	233	28	261
	TOT	292	31	323
<i>Campigna</i>				

		Stazione		
Satellite		Neve	No Neve	TOT
	Neve	61	4	65
	No Neve	177	133	310
	TOT	238	137	375
<i>Lagdei</i>				

		Stazione		
Satellite		Neve	No Neve	TOT
	Neve	164	3	167
	No Neve	214	21	235
	TOT	378	24	402
<i>Lago della Ninfa</i>				

		Stazione		
Satellite		Neve	No Neve	TOT
	Neve	59	6	65
	No Neve	87	101	188
	TOT	146	107	253
<i>Passo della Biancarda</i>				

		Stazione		
Satellite		Neve	No Neve	TOT
	Neve	62	4	66
	No Neve	184	129	313
	TOT	246	133	379
<i>Passo Penice</i>				

		Stazione		
Satellite		Neve	No Neve	TOT
	Neve	198	4	202
	No Neve	154	32	186
	TOT	352	36	388
<i>Rifugio Cavone</i>				

		Stazione		
Satellite		Neve	No Neve	TOT
	Neve	41	3	44
	No Neve	179	103	282
	TOT	220	106	326
<i>Sperella</i>				

		Stazione		
Satellite		Neve	No Neve	TOT
	Neve	48	15	63
	No Neve	84	551	635
	TOT	132	566	698
<i>Campigna (Arpae)</i>				

Tabella 5.9: Tabelle di contingenza tra osservazione di neve al suolo e rilevazione satellitare nelle 8 stazioni della seconda categoria individuata: le Stazioni STT.

Le caratteristiche evidenziate dalle tabelle di contingenza delle Stazioni STT trovano conferma ed approfondimento nel calcolo degli indici statistici. Le stazioni, infatti, mostrano (Figura 5.6) un indice FAR ottimale, il quale si concentra, per tutte le stazioni, su valori notevolmente inferiori alla soglia di accettazione massima di 0.4, con valore medio corrispondente a 0.07. In contrapposizione all'eccellente risultato per l'indice FAR, i restanti indici statistici eccedono le soglie di accettazioni minima della rilevazione. In particolare, l'indice HR si mantiene per tutte le stazioni al di sotto della soglia di 0.60, con valore medio corrispondente a 0.33; allo stesso modo il livello di accuratezza si assesta al di sotto della soglia di 0.80, con un valore medio di 0.53, ad eccezione della stazione Campigna (Arpae) la quale rientra nel limite di soglia con un valore di Accuracy di 0.86. Il Bias di ogni stazione, infine, assume valori nettamente inferiori ad 1, all'interno di un range compreso tra 0.20 e 0.60 lontano dal range di accettazione, sottolineando la presenza di numerose occorrenze di rilevazioni mancate e, dunque, una consistente sottostima della copertura nevosa.

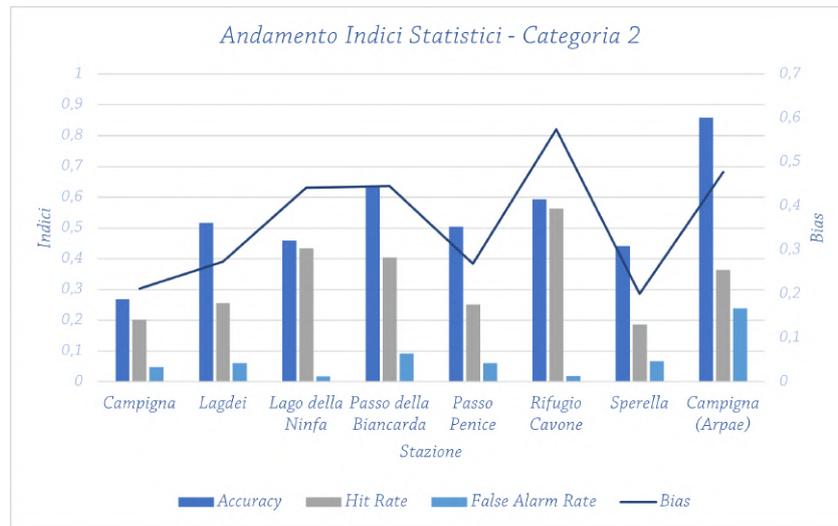


Figura 5.6: *Andamento degli indici statistici delle 8 stazioni meteorologiche appartenenti alla prima categoria: Stazioni STT.*

Dalle caratteristiche degli indici categorici delle tabelle di contingenza e dall'andamento combinato degli indici statistici riassuntivi si è supposto come le Stazioni STT, essendo stazioni principalmente localizzate sul crinale in quota, siano posizionate nelle prossimità di vegetazione spontanea sempreverde diffusa. La presenza di conifere sul crinale appenninico nelle prossimità delle stazioni meteorologiche, predisposte per l'osservazione giornaliera dell'altezza del manto nevoso, giustifica la presenza della neve al suolo e la mancata rilevazione satellitare di copertura nevosa, in quanto raccoglie la neve nei primi giorni successivi ad un evento di neve la quale, tuttavia, cade successivamente al suolo uscendo dal campo di rilevazione satellitare. Questo risultato offre molti spunti per perfezionare la procedura di elaborazione dei prodotti di copertura nevosa satellitari, ad esempio compiendo un'analisi specifica sulla vegetazione caratteristica dei crinali appenninici in relazione alla copertura nevosa e lo sviluppo di soglie di NDSI apposite tramite il confronto con l'analogo indice per la rilevazione della canopy vegetativa NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) (Klein et al., 1998), oppure mascherando sistematicamente le foreste di conifere escludendole dalla rilevazione.

Categoria 3: Stazioni SVR

L'ultima categoria di stazioni, le Stazioni SVR, comprende le restanti 5 stazioni meteorologiche, le quali presentano un andamento statistico anomalo e complesso da giustificare. In questi termini, le tabelle di contingenza delle stazioni mostrano (Tabella 5.10), su un media di dati totali validi di 790 dati, un numero esiguo di corrette rilevazioni di copertura nevosa, 2% in media dei dati totali, concentrando la maggior parte delle

occorrenze nei correct negatives, ossia le rilevazioni corrette di assenza di neve, in media equivalente al 93% dei dati totali. Allo stesso modo presentano un numero limitato di dati, con percentuali anche inferiori al 2%, anche gli indici misses, nullo per le stazioni di Alfonsine e Imola, e false alarms. Quest'ultimo indice, seppur limitato, tuttavia risulta in tutte le Stazioni SVR maggiore del numero di hits; ciò risulta determinante per la significatività della rilevazione della copertura nevosa in corrispondenza di tali stazioni, in quanto la percentuale significativamente bassa degli eventi di neve rispetto alla totalità dei dati, a confronto con il numero di false alarms, influenza il metodo di verifica utilizzato diminuendone la rappresentatività.

		Stazione			
		Neve	No Neve	TOT	
Satellite	Neve	16	19	35	
	No Neve	0	798	798	
	TOT	16	817	833	
	<i>Alfonsine</i>				

		Stazione			
		Neve	No Neve	TOT	
Satellite	Neve	14	15	29	
	No Neve	0	868	868	
	TOT	14	883	897	
	<i>Imola</i>				

		Stazione			
		Neve	No Neve	TOT	
Satellite	Neve	23	34	57	
	No Neve	9	716	725	
	TOT	32	750	782	
	<i>Premilcuore</i>				

		Stazione			
		Neve	No Neve	TOT	
Satellite	Neve	20	41	61	
	No Neve	2	606	608	
	TOT	22	647	669	
	<i>San Benedetto in Alpe</i>				

Tabella 5.10: Tabelle di contingenza tra osservazione di neve al suolo e rilevazione satellitare nelle 4 stazioni appartenenti alla seconda categoria individuata: le Stazioni SVR.

Gli indici statistici, infatti, evidenziano un andamento non soddisfacente rispetto alle prime due categorie di stazioni meteorologiche (Figura 5.7). In particolare, in questa categoria viene raggiunto un livello di accuratezza che si assesta mediamente a 0.96, quindi superiore alla soglia di accettazione ed un indice HR altrettanto elevato e dunque accettabile, in media attorno a 0.90. In contrapposizione, l'indice FAR invece risulta tendenzialmente alto e sopra la soglia di accettazione, con valore medio di 0.58, così come il Bias che raggiunge un massimo di 2.77 mantenendosi sempre al di fuori del range di accettazione. I valori anomali di questi due indici descrivono e confermano la tendenza della rilevazione satellitare della copertura nevosa, in corrispondenza delle Stazioni SVR, a sovrastimare la presenza di neve al suolo.

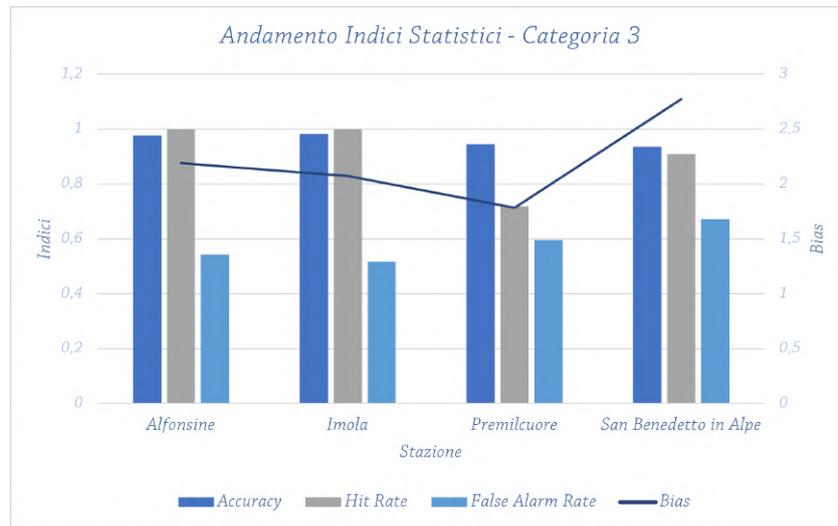


Figura 5.7: *Andamento degli indici statistici delle 4 stazioni meteorologiche della prima categoria: Stazioni SVR.*

Come anticipato nell’analisi delle tabelle di contingenza, nell’interpretazione dei risultati della validazione delle Stazioni SVR è doveroso tenere in considerazione come la rarità degli eventi di neve e della presenza di copertura nevosa, rispetto alla totalità dei dati validi utilizzati per l’analisi, possano influenzare il metodo di verifica. In generale, maggiore è il numero degli eventi di neve nell’arco temporale di analisi più rappresentative tenderanno ad essere le performance della validazione (LaMMA, 2016), viceversa un numero limitato di eventi nevosi può compromettere l’affidabilità della validazione. Tuttavia, sono state individuate due possibili sorgenti di errori che possono avere influenzato le caratteristiche statistiche dei dataset. Per prima cosa, dal momento che le stazioni appartenenti a questa categoria sembrano corrispondere maggiormente ad aree urbane relativamente estese, si può supporre che l’elevato numero di falsi allarmi sia dovuto all’influenza della superficie edificata nella rilevazione della copertura nevosa. Le pareti urbane, probabilmente, influenzano il valore della radianza rilevata da satellite riflettendo la radiazione solare incidente, incrementando i falsi allarmi. Secondariamente, non si esclude la possibilità di una sottostima della soglia per le nubi ghiacciate, determinata nell’elaborazione dei prodotti MODIS, la quale potrebbe portare all’erronea classificazione della copertura nevosa in pixel di neve e dunque all’aumento di occorrenza di rilevazioni fallaci. In conclusione, per una più accurata comprensione ed interpretazione delle caratteristiche statistiche di questa categoria di stazioni meteorologiche risulta necessaria un’indagine specifica e maggiormente approfondita.

Capitolo 6

Risultati

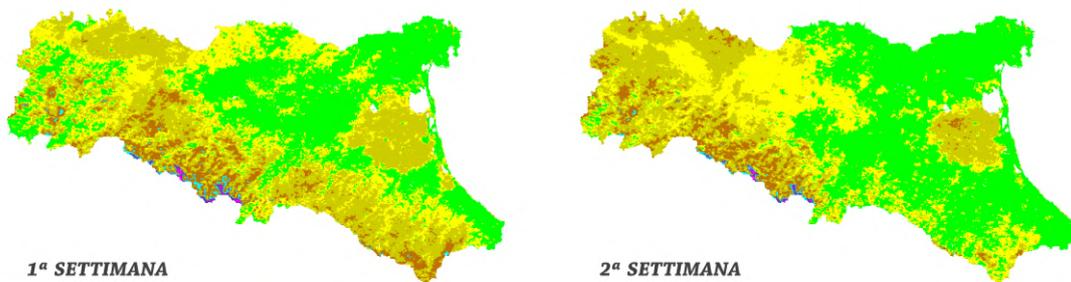
In questo capitolo sono illustrati i principali risultati delle analisi condotte secondo le procedure di elaborazione degli indici di neve, precedentemente descritte, al fine di fornire una descrizione sulla variabilità interannuale dell'estensione della copertura nevosa della regione Emilia-Romagna nel ventennio 2000-2020.

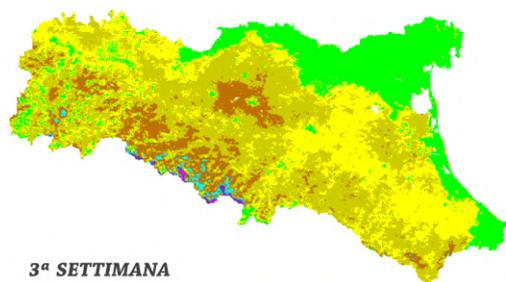
In primo luogo, vengono riportati i risultati dell'indice SCF (*Snow Cover Frequency*), ossia mappe ad intervalli di frequenza di innevamento, mettendo in risalto le zone del territorio regionale con maggiore indice SCF selezionando le frequenze di innevamento superiori al 66%. Successivamente, vengono descritti i risultati dell'indice SCD (*Snow Cover Days*), evidenziando gli inverni maggiormente nevosi con estensioni del manto spazialmente rilevanti e gli inverni caratterizzati da copertura nevosa con maggiore persistenza complessiva. Infine, specificando il filtro nubi utilizzato, vengono illustrati i risultati dell'analisi su ogni forma di indice SCA (*Snow Cover Area*): estensione massima, percentuale, mediana e frequenza di estensioni anomale per ogni inverno del periodo 2000-2020.

6.1 SCF

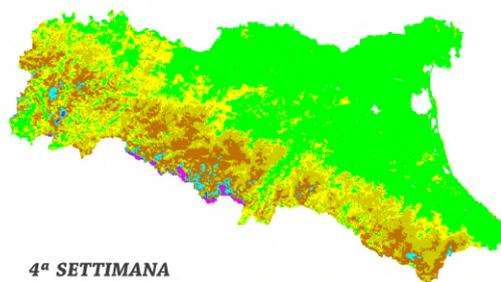
L'indice *Snow Cover Frequency* (SCF) rappresenta un prodotto della stagionalità della copertura nevosa, il quale, sfruttando la serie temporale climatica regionale di frequenza settimanale del manto nevoso, ne descrive la variabilità naturale (ESA, 2014). Pixel per pixel, l'indice SCF è espresso come serie temporale di probabilità di occorrenza del manto nevoso (ESA, 2014), riflettendone il valore medio e la variabilità interannuale stagionale sul periodo dal 2000 al 2020. Le mappe dell'indice, che costituiscono i risultati della procedura di elaborazione automatica, mostrano, dunque, settimana per settimana la variabilità intra-stagionale della copertura nevosa tenendo conto della climatologia della neve tra il 2000 e il 2020.

Dalle mappe ad intervalli di SCF della regione Emilia-Romagna, Figura 6.1, si osserva come la maggior frequenza di innevamento si localizzi principalmente sull'Appennino settentrionale, in particolare in prossimità delle cime più alte della regione: Monte Cimone (2165 m s.l.m.) e Monte Cusna (2.120 m s.l.m.). Sul questi rilievi, l'indice mantiene, nella maggior parte del periodo invernale, livelli di frequenza di innevamento superiori all'80%, abbassandosi a frequenze inferiori comprese tra il 60% e l'80% per le settimane corrispondenti al primo periodo primaverile (dalla 13^a alla 15^a settimana) fino a scendere drasticamente a un SCF inferiore al 5% nell'esteso periodo autunnale (dalla 41^a alla 48^a settimana). Le restanti zone del crinale appenninico con altitudini consistenti, come il Corno alle Scale (1.945 m s.l.m.) nel bolognese, i Monti Marmagna (1.852 m s.l.m.) e Maggiorasca (1.799 m s.l.m.) nel piacentino/parmense e i Monti Falterona (1.654 m s.l.m.) e Fumaiolo (1.407 m s.l.m.) nella zona romagnola, invece, per i periodi corrispondenti alla maggior frequenza di neve si mantengono prevalentemente a livelli di SCF superiori al 40%, per poi calare progressivamente nelle altre settimane seguendo, in proporzione, l'andamento delle cime principali della regione. La superficie regionale restante, per i periodi di pieno inverno, invece, si mantiene per la prima decina di settimane del periodo invernale e per le ultime due settimane, a valori di SCF in range tra il 10% e il 40% nella zona collinare, fino approssimativamente ai 300 m di quota, mentre rimane prevalentemente a basse frequenze, inferiori al 5%, in corrispondenza della pianura e delle zone costiere della regione, raggiungendo massimi mai superiori al 20% in alcune sporadiche settimane.

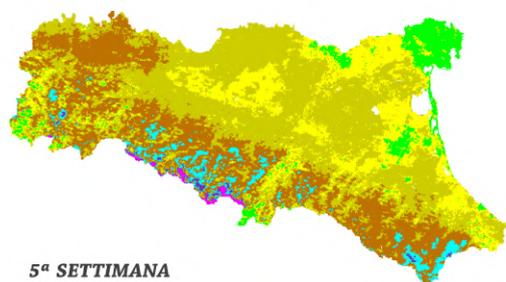




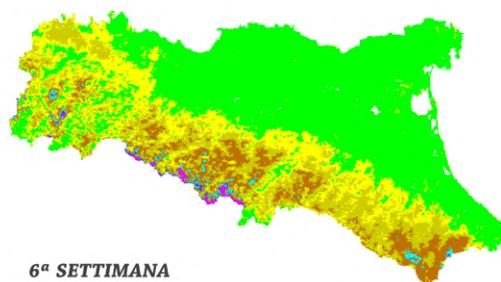
3^a SETTIMANA



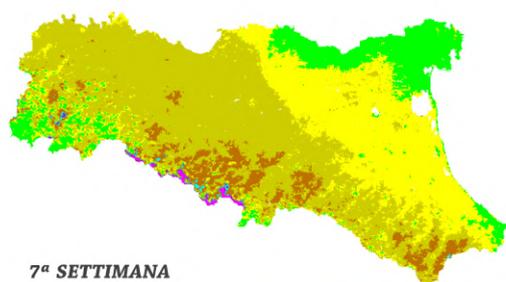
4^a SETTIMANA



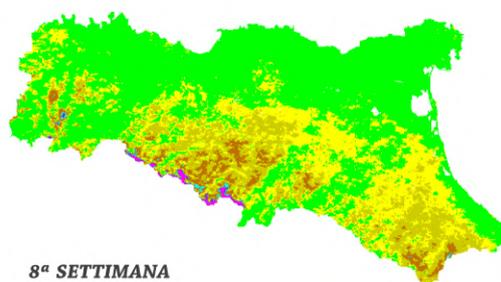
5^a SETTIMANA



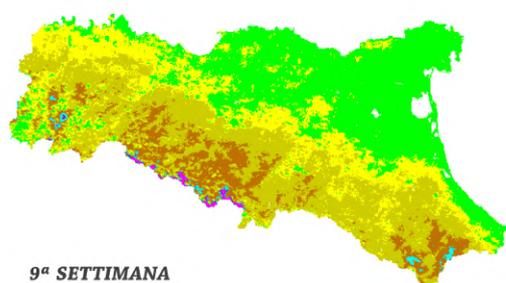
6^a SETTIMANA



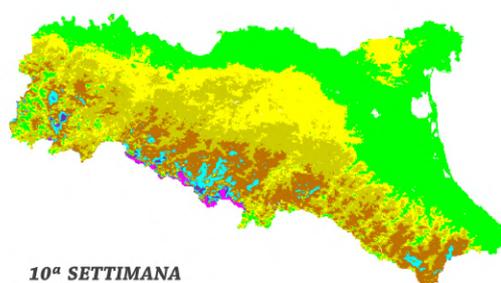
7^a SETTIMANA



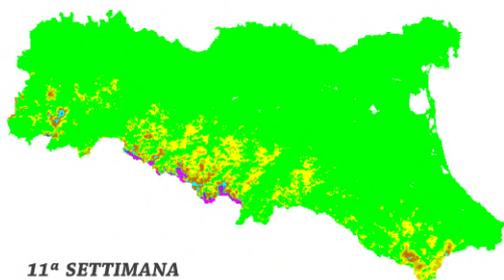
8^a SETTIMANA



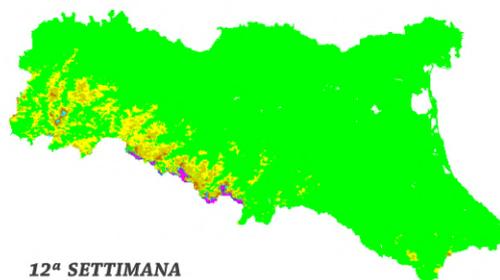
9^a SETTIMANA



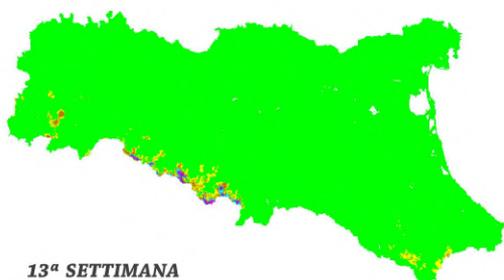
10^a SETTIMANA



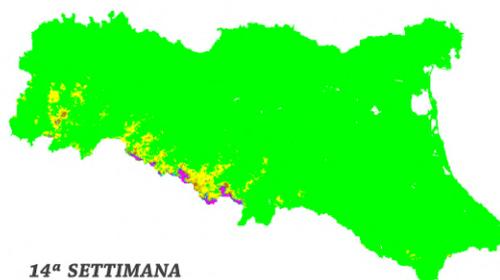
11^a SETTIMANA



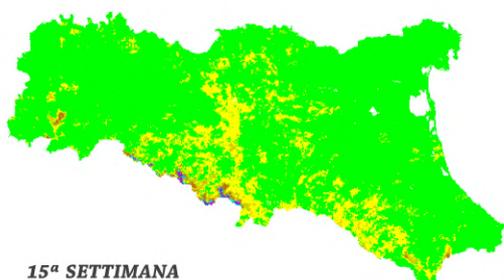
12^a SETTIMANA



13^a SETTIMANA



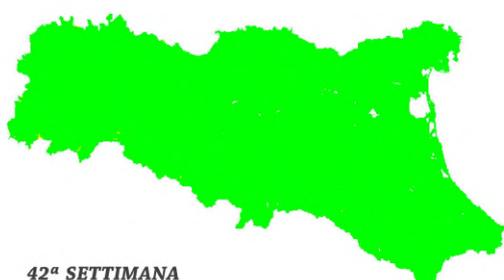
14^a SETTIMANA



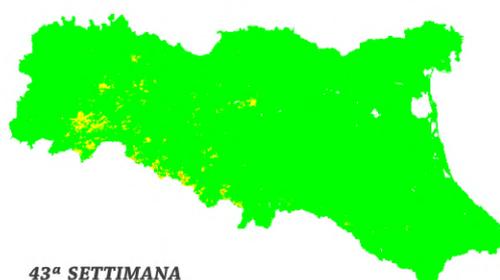
15^a SETTIMANA



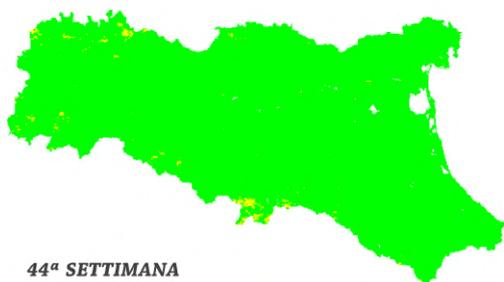
41^a SETTIMANA



42^a SETTIMANA



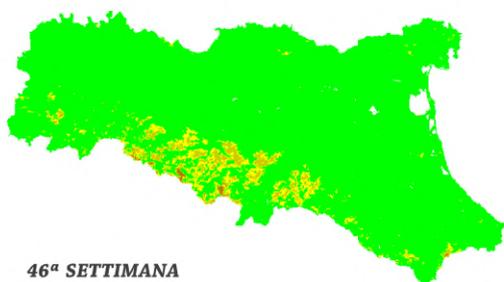
43^a SETTIMANA



44ª SETTIMANA



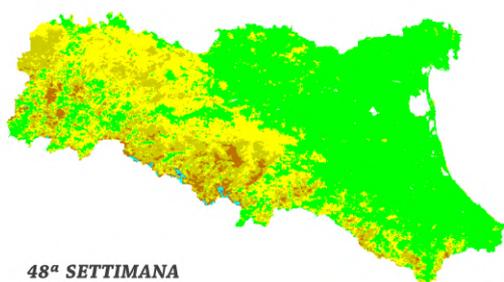
45ª SETTIMANA



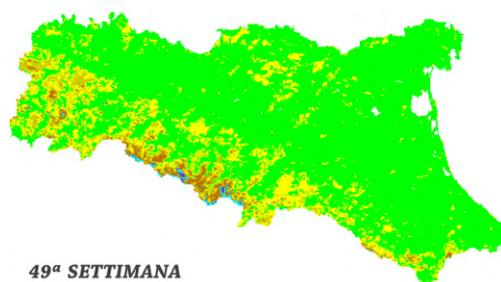
46ª SETTIMANA



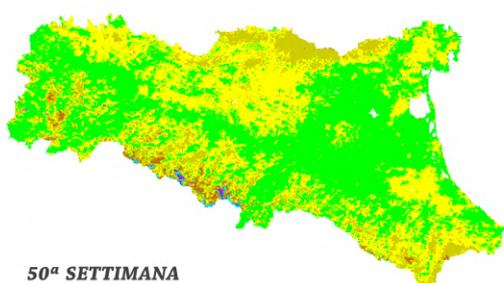
47ª SETTIMANA



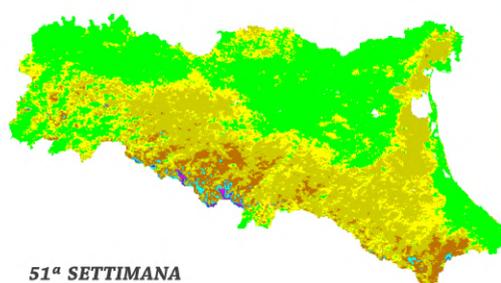
48ª SETTIMANA



49ª SETTIMANA



50ª SETTIMANA



51ª SETTIMANA

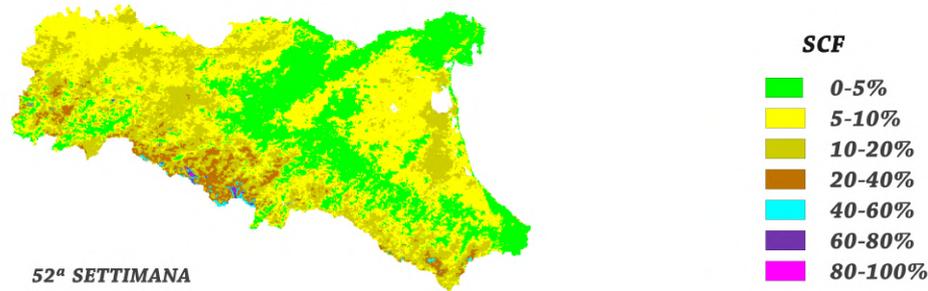


Figura 6.1: Mappe di frequenza di innevamento con aggregazione settimanale dei periodi invernali del ventennio 2000-2020 con colorazione specifica ad intervalli di frequenza.

Sono state altresì elaborate mappe di SCF con soglia di frequenza di innevamento maggiore del 66%, le quali rappresentano un prodotto complementare dell'indice già in uso nei Bollettini di Innevamento di Arpa Emilia-Romagna (Appendice C). Nello specifico, questo prodotto viene utilizzato nel confronto con l'evento di neve osservato, al fine di verificare se esso rifletta la stagionalità predominante del manto nevoso regionale o, al contrario, evidenzia un evento di neve sopra o sotto la media. In Figura 6.2 viene riportato un esempio di una mappa di frequenza di innevamento con soglia del 66%, relativa all'indice SCF caratteristico delle decima settimana di ogni inverno nel range temporale 2000-2020. Le aree in azzurro identificano la zona di copertura nevosa maggiormente frequente sulla base della climatologia del periodo interannuale, mentre le aree in grigio raccolgono tutte le frequenze inferiori alla soglia stabilita, quindi identificanti un innevamento meno frequente. Coerentemente alle mappe di SCF complete osservate precedentemente, le zone con maggior frequenza di innevamento si localizzano sul crinale appenninico in prossimità delle quote principali della regione. Pertanto, un evento di neve osservato in corrispondenza della rispettiva settimana dell'anno, la cui estensione coincide approssimativamente con l'area identificata, rispecchia l'andamento climatico dell'innnevamento regionale. Diversamente, se l'estensione del manto, in corrispondenza dell'evento di neve, supera spazialmente l'area identificata dalla mappa di SCF con soglia del 66%, tale evento nevoso potrà identificarsi come sopra alla media climatica; viceversa verrà riconosciuto come sotto la media.

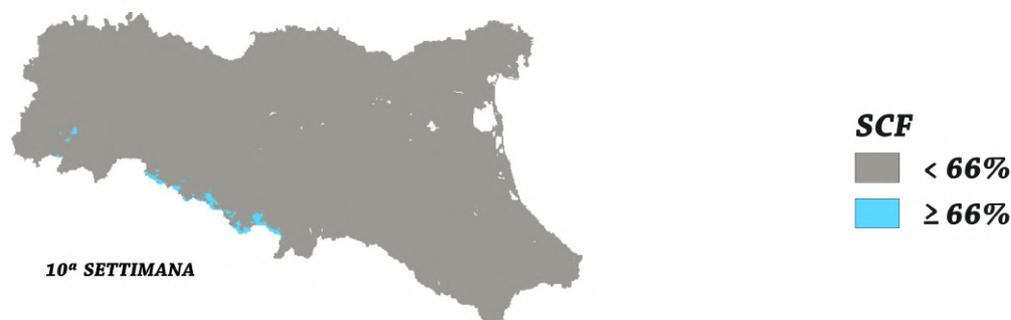


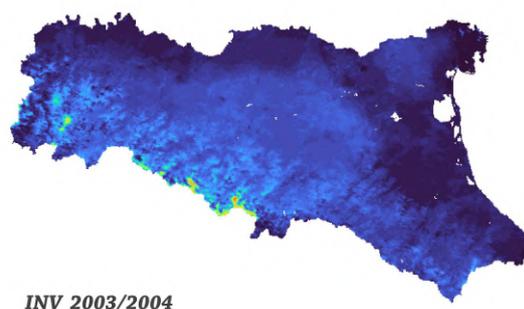
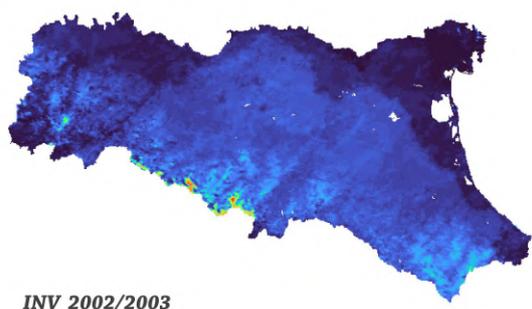
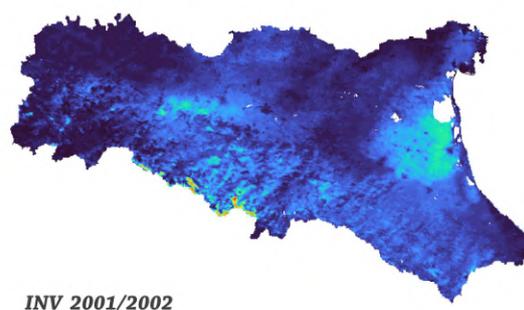
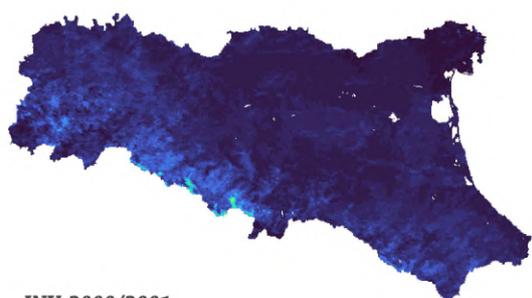
Figura 6.2: Esempio di mappa rappresentante la frazione di territorio dell'Emilia-Romagna con frequenza di innevamento stagionale, SCF, maggiore del 66% per la 10^a settimana dell'anno.

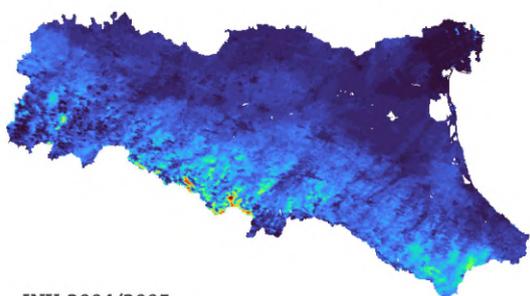
6.2 SCD

In Figura 6.3 è rappresentata la distribuzione spaziale dell'indice *Snow Cover Days* (SCD) sulla regione Emilia-Romagna nel periodo invernale di ogni anno del ventennio 2000-2020. L'indice viene rappresentato, pixel per pixel, in un range di valori compreso tra 0, colore blu, ad un valore massimo di 76, colore rosso, il quale rappresenta il massimo assoluto di giorni totali innevati del ventennio. Quest'ultimo è stato preso come riferimento al posto del numero totale di giorni appartenenti ad un inverno (tipicamente attorno ai 187 giorni), per mettere maggiormente in evidenza i pochi pixel con indice SCD maggiore.

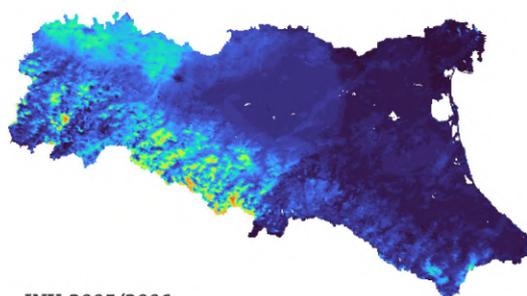
Il pattern della distribuzione mostra un'elevata eterogeneità spaziale rilevando sia inverni più nevosi in termini di persistenza, sia inverni caratterizzati da nevicate estese anche a tutta la regione. In particolare, per tutti gli inverni valori di SCD maggiori di 38 giorni corrispondono ad una frazione di regione molto ridotta e localizzata sui crinali appenninici di altitudine più consistente, Monte Cimone, Corno alle Scale e Monte Cusna, rappresentanti le aree con copertura nevosa maggiormente stabile e persistente durante la maggior parte degli inverni del ventennio (Bi et al., 2015; Zhang et al., 2021). I minimi di SCD, in queste zone di alta quota, si riscontrano negli inverni 2000/2001, 2006/2007, 2018/2019 e 2019/2020, dove l'indice SCD si mantiene maggiore di 19 giorni solamente nei pochi pixel localizzati sulle cime del Monte Cimone e del Monte Cusna; i massimi di SCD sulle zone appenniniche, invece, corrispondono a pochi inverni, 2001/2002, 2002/2003, 2020/2021 e 2004/2005, quest'ultimo in particolare corrisponde all'unico anno in cui si raggiunge il massimo assoluto di giorni innevati negli inverni del ventennio 2000-2020, ossia 76 giorni. Gli inverni restanti presentano un andamento dell'indice SCD

sul crinale variabile nell'intervallo compreso tra 19 giorni e 57 giorni nevosi. Invece, le aree con SCD basso, ossia minore di 38 giorni, si distribuiscono in tutta la superficie restante della regione, quindi zone collinari, pianura e costa. Queste regioni, infatti, non raggiungono mai indici SCD superiori al valore mediano di 38 giorni, mantenendosi nel range compreso tra 19 e 38 giorni principalmente nelle zone con quota indicativamente superiore a 300 m s.l.m. nella maggior parte dei periodi invernali. Negli inverni più nevosi, queste zone si estendono anche fino alla pianura e le zone costiere, mettendoli in evidenza come gli inverni con estensioni maggiormente significative, con presenza di copertura nevosa rilevata su quasi tutta la regione; ossia gli inverni 2009/2010 e 2011/2012 principalmente. Negli inverni individuati come meno nevosi, invece, presentano tipicamente indice SCD molto vicino a 0 ovunque, ad eccezione, come detto, delle cime più alte dei crinali dell'Appennino Settentrionale.

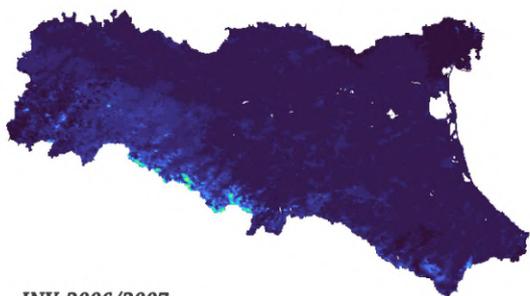




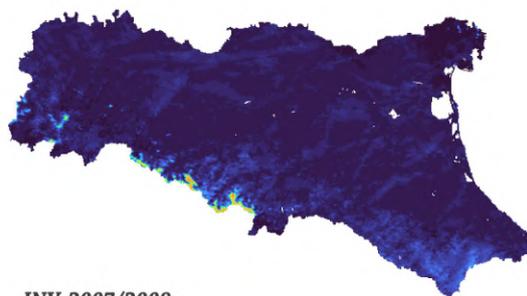
INV 2004/2005



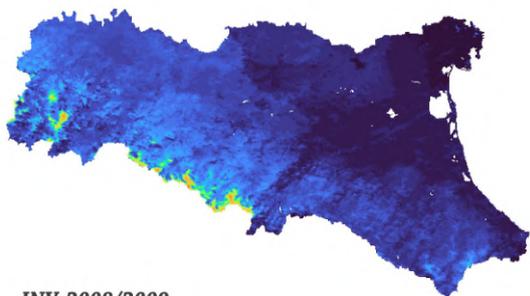
INV 2005/2006



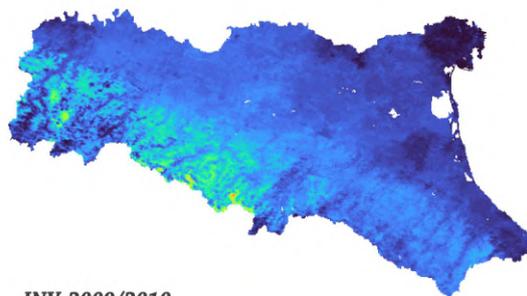
INV 2006/2007



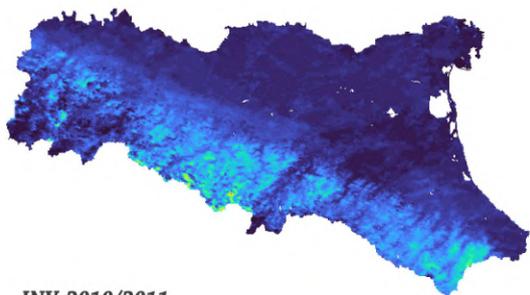
INV 2007/2008



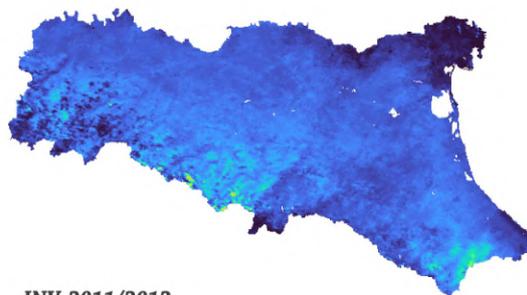
INV 2008/2009



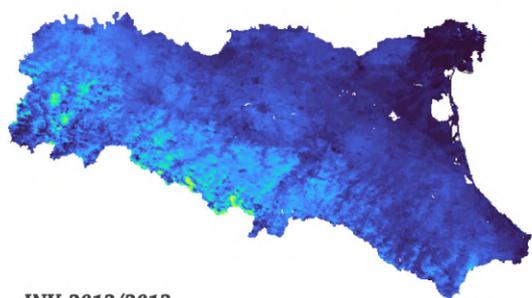
INV 2009/2010



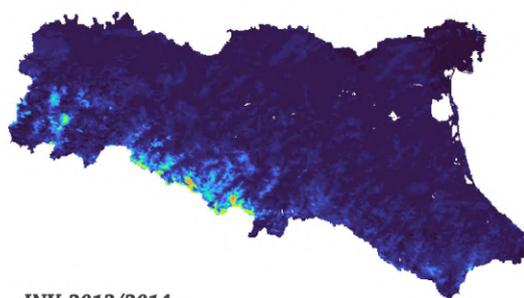
INV 2010/2011



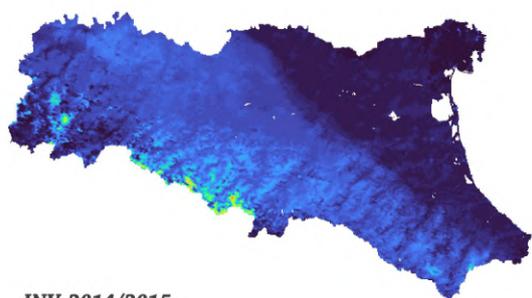
INV 2011/2012



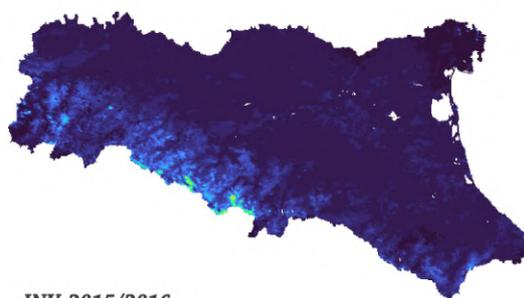
INV 2012/2013



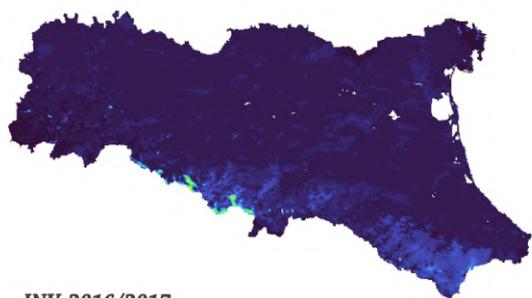
INV 2013/2014



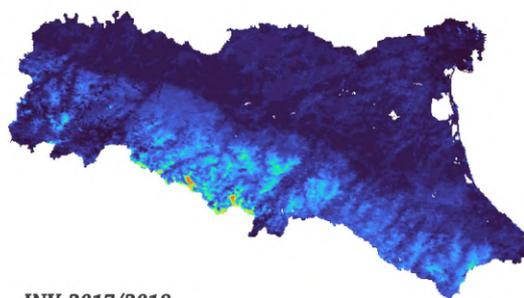
INV 2014/2015



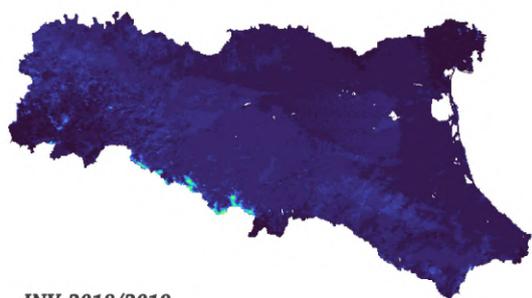
INV 2015/2016



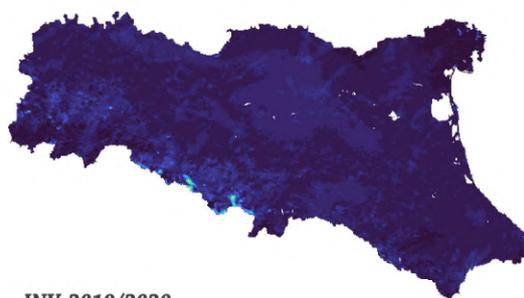
INV 2016/2017



INV 2017/2018



INV 2018/2019



INV 2019/2020

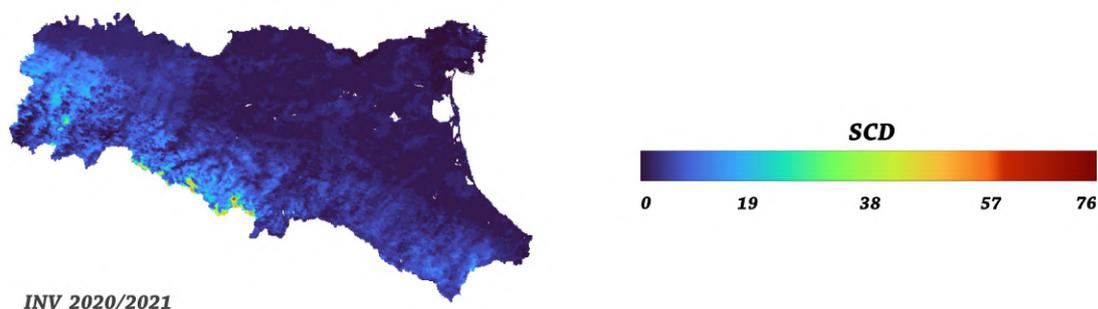


Figura 6.3: *Distribuzione dell'indice SCD sulla regione Emilia-Romagna per ogni periodo invernale.*

6.3 SCA

L'indice *Snow Cover Area* (SCA) rappresenta la misura dell'estensione del manto nevoso regionale per gli inverni nel periodo 2000-2020. In particolare, si concentra l'attenzione sull'andamento di diversi indici SCA per ogni periodo invernale dal 2000 al 2020: il valore massimo dell'indice SCA, espresso in termini di estensione superficiale (km^2) e di percentuale (%); il valore mediano dell'indice e la frequenza di indici SCA identificanti estensioni del manto nevoso notevoli.

All'interno della procedura di elaborazione dell'indice SCA viene utilizzata una soglia generica come filtro sulla nuvolosità, definita come il rapporto tra il numero di pixel classificati come nubi e il numero di pixel totali, la cui identificazione è stata oggetto di un'analisi specifica. Nell'elaborazione dell'indice SCA, infatti, sono state testate due soglie distinte come filtro per la nuvolosità al fine di valutare il miglior compromesso tra qualità dell'immagine, maggiore con il diminuire della frazione di superficie ricoperta da nubi, ed il numero di mappe con caratteristiche valide per l'analisi, il quale non deve essere eccessivamente ridotto per mantenere la significatività statistica. Le due soglie di nuvolosità analizzate sono state l'80% e il 60%. La valutazione dei due differenti filtri sulla nuvolosità, in particolare, è stata effettuata tramite il confronto diretto tra le rispettive distribuzioni dei risultati di estensione massima stagionale sul periodo 2000-2020 e la distribuzione interannuale dell'estensione massima del manto ottenuta senza l'applicazione di alcun filtro sulla nuvolosità. Dal suddetto confronto, in Figura 6.4, è possibile osservare come le estensioni massime con il filtro al 60% coincidano con le rispettive estensioni senza filtro in 20 inverni su 21, ad eccezione dell'inverno 2000/2001. Il filtro sulla nuvolosità al 80%, invece, corrisponde solamente in 16 inverni su 21, mostrando discrepanze rilevanti per gli inverni 2000/2001, 2010/2011, 2017/2018 e 2018/2019. A questo proposito è stata valutata come soglia maggiormente efficace la soglia del 60%, in

quanto in grado di filtrare efficacemente la copertura nuvolosa mantenendo un numero di dati di neve significativo. Gli indici SCA ottenuti dall'elaborazione delle mappe di copertura nevosa, dunque, corrispondono ad immagini satellitari con nuvolosità inferiore al 60%.

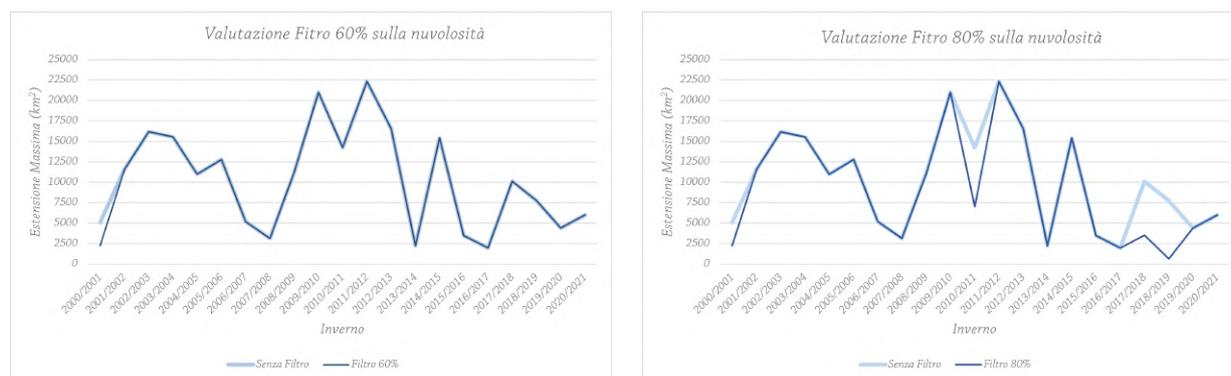


Figura 6.4: Confronto tra le estensioni massime del manto nevoso per ogni inverno del periodo 2000-2020 in assenza di filtro sulla nuvolosità con, rispettivamente, il filtro al 60%, grafico a sinistra, ed il filtro al 80%, grafico a destra.

6.3.1 Estensione Massima

Le estensioni massime del manto nevoso ricavate da mappe di copertura nevosa con nuvolosità inferiore al 60% di ogni periodo invernale dal 2000 al 2020, riportate in Tabella 6.1, permettono di individuare i periodi invernali con copertura nevosa maggiormente estesa e quelli che, invece, presentano un'estensione ridotta, fornendo informazioni utili sulla variabilità spatio-temporale del manto nel corso degli anni. Nello specifico, il periodo con estensione massima maggiore dell'intero ventennio si osserva nell'inverno 2011/2012, con indice SCA massimo di 22326.07 km^2 corrispondente al 89,3% dell'intera superficie regionale, 25014.78 km^2 , e a più del doppio del valore di estensione massima media, 10199.35 km^2 , del ventennio. Altrettanto consistente risulta l'estensione massima dell'inverno 2009/2010 di 20989.47 km^2 , con manto nevoso ricoprente dunque l'83,9% della regione. Questi ultimi risultati dell'indice SCA massimo trovano corrispondenza con le osservazioni effettuate sulla distribuzione spaziale dell'indice SCD, la quale individua i due inverni come i periodi caratterizzati da una distribuzione della copertura nevosa estesa alla quasi totalità della regione. Per quanto riguarda l'estensione massima minore, invece, si osserva una superficie di manto nevoso di 642.08 km^2 , relativa all'inverno 2018/2019, la quale corrisponde a solamente il 2,56% della superficie regionale totale, al 2,87% dell'estensione massima maggiore del periodo complessivo di analisi e al 6,29% dell'estensione massima media del ventennio 2000-2020. Anche in questo

caso, viene osservata corretta corrispondenza tra l'indice SCA massimo e l'indice SCD dei medesimi inverni. Infine, si osserva come i valori di estensione massima dei restanti inverni si mantengano prevalentemente attorno al valore medio dell'intero periodo, in un range compreso tra un minimo di 1963.40 km^2 e un massimo di 16550.75 km^2 , risaltando ulteriormente i valori di estensione massima maggiori ed il valore di estensione massima minore, per cui si può concludere come essi identifichino rispettivamente gli inverni più nevosi e l'inverno meno nevoso dal 2000 al 2020.

<i>Inverno</i>	<i>Estensione Massima (km^2)</i>	<i>Inverno</i>	<i>Estensione Massima (km^2)</i>
2000/2001	2231.14	2011/2012	22326.07
2001/2002	11557.65	2012/2013	16550.75
2002/2003	16163.68	2013/2014	2242.40
2003/2004	15542.62	2014/2015	15393.14
2004/2005	10977.57	2015/2016	3482.60
2005/2006	12774.92	2016/2017	1963.40
2006/2007	5184.62	2017/2018	3527.62
2007/2008	3134.39	2018/2019	642.08
2008/2009	11037.66	2019/2020	4391.80
2009/2010	20989.47	2020/2021	5994.66
2010/2011	6988.99	Media	10199.35

Tabella 6.1: *Estensioni massime (km^2) di ogni periodo invernale del ventennio 2000-2020 e valore medio su tutti gli inverni.*

6.3.2 Estensione Percentuale

L'estensione massima del manto nevoso è stata nuovamente calcolata, a partire da mappe di copertura nevosa con nuvolosità inferiore al 60%, in termini percentuali, ossia come rapporto tra il numero di pixel innevati e il numero di pixel totali privi di copertura nuvolosa, innevati e non innevati. I valori di estensione ottenuti da questa elaborazione hanno portato ad un risultato interessante nel confronto con le estensioni massime del manto regionale in termini di superficie in km^2 . L'analisi del confronto grafico, Figura 6.5, tra l'andamento interannuale dell'estensione massima percentuale e i rispettivi valori di estensione massima areale, permettono di avere una stima della nuvolosità associata al dato e, dunque, della sua affidabilità. In particolare, quando le due curve sono molto vicine, supponendo un'incertezza del 10%, l'estensione massima può essere interpretata come significativa per il periodo invernale; tuttavia, se le curve si discostano fortemente l'estensione massima è interpretata come valore incerto, la cui correttezza è, dunque, dubbia poiché non si ha la certezza dell'effettiva assenza/presenza della copertura nevosa al di sotto delle nubi nella maggior parte dell'immagine.

A questo proposito, la maggior parte delle estensioni del manto nevoso invernali possono valutarsi come significative, con discostamento medio delle curve di 5.5% per 16 inverni su 21, le cui estensioni massime ottenute, perciò, sono da considerarsi rappresentative per il corrispondente inverno; gli inverni con corrispondenza migliore tra estensione percentuale e areale, con un discostamento vicino allo 0%, sono: 2000/2001, 2006/2007, 2007/2008 e gli inverni dal 2015/2016 al 2019/2020, con la sola eccezione dell'inverno 2017/2018. Per i restanti 5 inverni, su i 21 complessivi, il discostamento tra l'estensione percentuale e l'estensione areale massima risulta molto elevato, mediamente attorno a 27.4%, il che comporta un'incertezza rilevante sul valore di estensione massima del manto nevoso regionale, imputabile alla presenza di copertura nuvolosa estesa; gli inverni in questione sono: 2001/2002, 2004/2005, 2005/2006, 2008/2009 e 2010/2011.

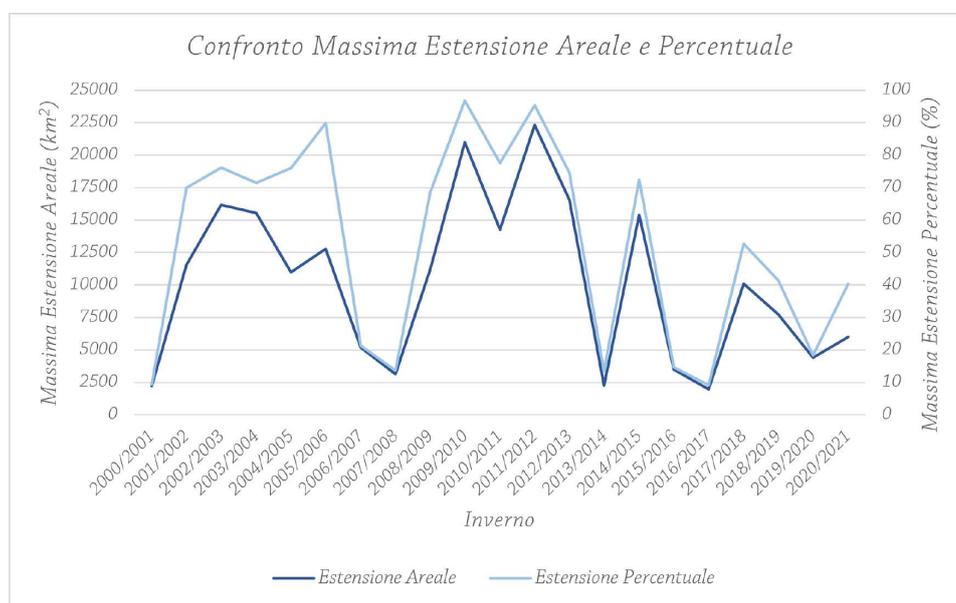


Figura 6.5: Confronto grafico tra la massima estensione del manto nevoso, nella regione Emilia-Romagna, nei periodi invernali dal 2000 al 2020, ottenuta dalle mappe satellitari di copertura nevosa con nuvolosità inferiore al 60%, espressa sia come percentuale dell'area priva di nubi che come superficie in km²; il quale permette di stimare la nuvolosità associata al dato e, dunque, la sua affidabilità.

6.3.3 Mediana

In Figura 6.6, viene illustrata la variabilità interannuale della mediana invernale dell'indice SCA, ossia il valore mediano delle estensioni massime giornaliere stagionali, per

ogni inverno dal 2000 al 2020. L'andamento evidenzia una tendenza crescente nella prima parte del ventennio fino al raggiungimento di un picco principale in corrispondenza dell'estensione mediana dell'inverno 2005/2006, 880,4 km². Successivamente, si osserva un repentino calo nell'anno 2006/2007, con estensione mediana di 19 km², ed una seguente crescita fino al picco secondario dell'inverno 2010/2011, con mediana dell'estensione di 420,9 km². Gli ultimi anni del ventennio, poi, mostrano un tendenziale e progressivo calo del valore mediano delle estensione del manto nevoso, interrotto da un picco contenuto attorno ai 200 km² nell'inverno 2017/2018, fino al minimo assoluto tra i valori medi di estensione di 16,3 km², in corrispondenza dell'inverno 2019/2020. La variabilità interannuale dell'estensione mediana del manto nevoso permette di individuare, quindi, gli inverni 2005/2006 e 2010/2011 come gli inverni mediamente più nevosi e persistenti nel periodo.

Infine, è stata condotta un'analisi della relazione tra i valori stagionali delle estensioni mediane del manto nevoso, indice SCA mediano, e della temperatura media. A questo scopo, in Figura 6.6 è stato rappresentato l'andamento della temperatura media di ogni periodo invernale in contrapposizione con i valori corrispondenti di estensione mediana del manto; dal quale si può osservare come tendenzialmente un calo di temperatura media tra un anno e l'altro corrisponda ad un aumento dell'estensione del manto nevoso per l'inverno corrispondente, e viceversa.

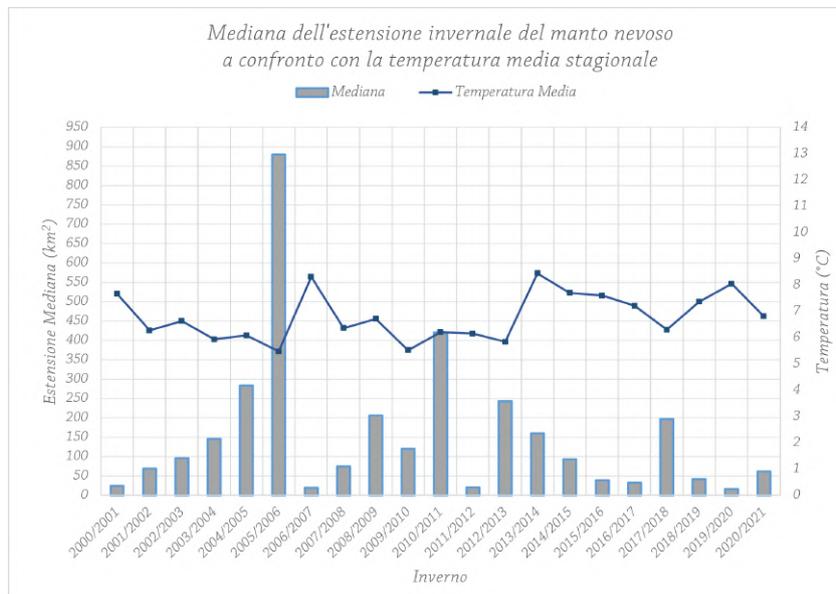


Figura 6.6: Estensioni mediane di ogni periodo invernale del ventennio 2000-2020 in relazione alla distribuzione della temperatura media stagionale.

La relazione tra le due variabili, seppur non robusta, evidenzia approssimativamente una proporzionalità inversa, per la quale un calo o un aumento della temperatura corrispondono ad un’espansione o ad una riduzione dell’estensione del manto nevoso. La correlazione inversa tra l’indice SCA e la temperatura è ben stabilita in molteplici studi e valutata tramite l’utilizzo di diversi test di correlazione: *Spearman* (ρ) (Choudhury et al., 2021), *Kendall* (τ) (Gurung et al., 2017) e *Pearson* (r) (Thapa et al., 2021). In quest’analisi è stata valutata la forza e la direzione dell’associazione tra SCA mediano e temperatura media stagionale tramite l’indice ρ di Spearman, il quale misura il grado di correlazione tra variabili, non parametriche e tipicamente influenzate dalla presenza di outliers, calcolando il coefficiente di correlazione lineare tra i ranghi assegnati ai valori del set di dati, piuttosto che ai dati stessi (Equazione 6.1; Tabella 6.2):

$$\rho = \frac{\sum_i (r_i - \bar{r})(s_i - \bar{s})}{\sqrt{\sum_i (r_i - \bar{r})^2} \sqrt{\sum_i (s_i - \bar{s})^2}} \quad (6.1)$$

con r_i e s_i ranghi delle due variabili.

$$\begin{array}{c} \textit{Spearman} (\rho) \\ \rho = -0.451 \\ \text{p-value} = 0.04 \end{array}$$

Tabella 6.2: *Coefficiente di correlazione non parametrico di Spearman (ρ) per la valutazione della relazione tra temperatura media stagionale e l’estensione mediana della copertura nevosa degli inverni compresi tra il 2000 e il 2020.*

I risultati ottenuti dal test di correlazione di Spearman mostrano una discreta correlazione tra l’indice SCA mediano e la temperatura media stagionale, con un coefficiente di correlazione di -0.451 per gli inverni dal 2000 al 2020; ciò porta a confermare la debole associazione negativa tra le variabili osservate, la quale risulta statisticamente significativa al 95%, con p-value inferiore al livello di confidenza definito di 0.05. Questi risultati, benché non robusti, si mostrano coerenti con analoghe analisi dell’associazione tra l’indice SCA e la variabile climatica di temperatura, che utilizzano lo stesso test di correlazione (Choudhury et al., 2021; Maskey et al., 2011).

6.3.4 Numero di nevicate anomale

In generale, gli eventi nevosi tendono a verificarsi prima alle quote più elevate, montane, per poi passare alla collina ed infine alla pianura. Prendendo in considerazione la superficie di alta quota (superiore a 300 m s.l.m.) della regione per il conteggio delle nevicate anomale, ossia il 39.5% della superficie regionale totale (9880 km²), è possibile

identificare gli inverni con nevicate estese a frazioni più ampie della regione, interessando, presumibilmente, collina e pianura. Nello specifico, i risultati ottenuti (Figura 6.7) confermano come le massime estensioni corrispondano ad inverni particolarmente nevosi, come il 2009/2010 e il 2011/2012. In particolare, i primi inverni del ventennio evidenziano un andamento dapprima crescente, raggiungendo negli inverni 2002/2003 e 2003/2004 estensioni del manto nevoso rilevanti con buona frequenza, 4 giorni interessati da copertura estesa, per poi decrescere ed assestarsi a nevicate spazialmente più contenute fino all’inverno 2007/2008. Dall’inverno successivo si osservano nuovamente estensioni del manto notevoli, in particolare si evidenzia un picco di frequenza di 9 giornate con nevicate estese nel 2009/2010 e un picco di 6 giornate con estensioni rilevanti del manto nevoso nel 2011/2012, seguite poi da un complessivo trend decrescente con frequenze più contenute.



Figura 6.7: Numero di giorni con estensione del manto nevoso maggiore o uguale al 39.5% della superficie regionale. Il dato dà un’idea della persistenza e della ripetibilità dei maggiori innevamenti nell’arco della stagione, ma può essere fortemente influenzato dalla presenza di nubi.

L’analisi di questo specifico indice SCA, pertanto, permette di fornire ulteriori indicazioni sulla persistenza e l’andamento generale dei maggiori innevamenti del ventennio 2000-2020 all’interno della stagione invernale. Tuttavia, essendo il conteggio fortemente influenzato dalla presenza di copertura nuvolosa, probabilmente rappresenta una sottostima delle frequenze reali a causa dell’impossibilità di verificare la presenza di estensioni notevoli del manto nevoso nelle giornate caratterizzate da estesa copertura nuvolosa; so-

prattutto per quanto riguarda l'inverno 2011/2012. In conclusione, dunque, benché i risultati di questo indice riflettano la presenza di inverni con occorrenze di estensioni del manto notevoli, è opportuno valutarne i risultati con la medesima incertezza attribuita ai dati di estensione massima stessa.

Conclusioni

L'analisi condotta in questo lavoro di tesi ha permesso di tracciare un profilo spazio-temporale della copertura nevosa nel territorio della regione Emilia-Romagna, fornendo informazioni e prodotti utili per l'osservazione e il monitoraggio operativi. In primo luogo, la ri-elaborazione dei prodotti di copertura MODIS, M*D10A1, tramite la costruzione di un albero decisionale con soglie multiple di NDSI basato sull'analisi delle risposte spettrali di ogni classe fondamentale della superficie terrestre, ha portato al risultato fondante di questo lavoro: la produzione di mappe di copertura nevosa specifiche per la regione Emilia-Romagna, identificando le tre classi di maggiore interesse, neve, no-neve e nubi. Complessivamente, il rilevamento della copertura nevosa nel periodo 2000-2020 ha permesso di evidenziare la tendenza di distribuzione della precipitazione nevosa sul territorio regionale, la quale, in particolare, ha mostrato una distribuzione spaziale eterogenea e in linea con la morfologia del territorio. In dettaglio, la nevosità è minima e irregolare nel Nord-Est, influenzato dalle altitudini contenute e dalla presenza del Mar Adriatico (De Bellis, 2010). I valori crescono progressivamente spostandosi verso Sud-Ovest con l'incremento delle quote e della continentalità del territorio, fino alle quote massime dei rilievi dei crinali appenninici, Monte Cimone (2165 m s.l.m.) e Monte Cusna (2.120 m s.l.m.); queste ultime sono caratterizzate da nevosità regionale massima e da una sostanziale regolarità interannuale.

L'accuratezza e l'affidabilità delle mappe di copertura nevosa sono sostenute dai buoni risultati ottenuti nella procedura di validazione intrapresa nel lavoro di tesi. Il confronto delle rilevazioni satellitari con i dati di altezza del manto nevoso al suolo, infatti, ha evidenziato un buon accordo per la maggior parte delle stazioni meteorologiche sfruttate nella procedura con un'accuratezza del 96%, Hit Rate di 80% e False Alarm Rate del 17%, i quali rientrano perfettamente nelle soglie di accettazione minima (ISAC-CNR, 2020; LaMMA, 2016). Benché si siano individuate stazioni con accordo meno significativo, ossia stazioni in quota influenzate dalla presenza di vegetazione sempreverde che induce un aumento consistente delle rilevazioni mancate (Hit Rate 33%) e stazioni tipicamente localizzate in paesaggi urbani estesi che portano, al contrario, alla rilevazione erronea della copertura nevosa (False Alarm Rate 58%), l'analisi di validazione ha permesso di individuare indicativamente le cause principali degli errori di rilevazione del manto. Da questo lavoro si è potuto concludere come tali errori non siano imputabili

unicamente al prodotto di copertura nevosa puro, cui viene attribuito un buon grado di affidabilità, e si sono ricavati ulteriori spunti per l'approfondimento e lo studio specifico delle casistiche problematiche individuate, per migliorare nuovamente la rilevazione del manto nevoso sulla regione. Segnatamente, lo sviluppo futuro delle mappe di copertura nevosa regionale può concentrarsi sull'indagine specifica delle risposte spettrali della vegetazione sempreverde presente sui crinali appenninici e degli ambienti urbani con estensioni rilevanti, al fine di elaborare ulteriori soglie specifiche di NDSI oppure per attuare un mascheramento sistematico di queste caratteristiche del territorio, le quali possono indurre rispettivamente alla sottostima e alla sovrastima della rilevazione del manto nevoso.

La seconda parte del lavoro di tesi ha permesso di delineare le principali caratteristiche del manto nevoso dell'Emilia-Romagna tramite l'analisi degli indici di neve descrittivi della variabilità interannuale della copertura nevosa regionale nel periodo 2000-2020. Nello specifico, l'analisi dell'indice SCF (*Snow Cover Frequency*), ossia della frequenza di innevamento stagionale, con aggregazione settimanale, sull'intero periodo 2000-2020, ha permesso di identificare le cime principali dell'Appennino Settentrionale, Monte Cimone (appennino modenese) e Monte Cusna (appennino reggiano), come zone contraddistinte dalla maggior frequenza e persistenza del manto nevoso nella maggior parte del periodo invernale (dalla metà di ottobre alla metà di aprile dell'anno successivo), evidenziando le settimane nelle quali, stagionalmente, il manto nevoso tende ad estendersi a quote inferiori rispetto i crinali appenninici, tipicamente a quote collinari. A questo proposito l'indice SCF è stato sfruttato nella ri-elaborazione di un prodotto contenuto nei Bollettini di Innevamento di Arpa Emilia-Romagna, il quale confronta gli eventi di neve e la stagionalità prevalente della frequenza di innevamento, ossia con valori di SCF maggiori del 66%, estendendo il periodo climatologico di riferimento di otto anni (2012-2020) e arricchendo il prodotto con mappe di copertura nevosa specifiche della regione. In questo modo si giunge a un confronto più accurato e in linea con la variazione dell'andamento del manto nevoso negli anni mancanti dal 2012 al 2020. L'analisi dell'indice SCD (*Snow Cover Days*) e degli indici SCA (*Snow Cover Area*), in particolare l'indice SCA massimo e l'occorrenza stagionale di nevicate anomale, inoltre, ha permesso di individuare gli inverni 2011/2012 e 2009/2010 come i periodi di maggiore nevosità, con estensioni massime del manto superiori all'80% della superficie regionale e con il maggior numero di giorni nevosi non consecutivi - mediamente 19 - nella frazione di territorio tendenzialmente meno nevosa, ovvero la pianura e la costa. Il periodo invernale con minor presenza di neve al suolo, invece, è stato identificato nell'inverno 2018/2019 a partire dal quale si evidenzia un tendenziale calo della nevosità negli ultimi anni del periodo complessivo. L'analisi dell'indice SCA mediano, infine, ossia delle estensioni mediane di ogni periodo invernale dal 2000 al 2020, ha identificato la miglior combinazione di estensione e persistenza stagionale del manto nevoso negli inverni 2005/2006 (880.4 km²) e 2010/2011 (420.9 km²), i quali delineano una possibile variabilità di lungo periodo nell'andamento interannuale delle estensioni mediane stagionali, evidenziando una crescita progressiva

della nevosità seguita da un repentino calo, mediamente ogni 7/8 inverni. L'indice di estensione mediana, inoltre, ha permesso di individuare una debole correlazione negativa tra la temperatura media stagionale e l'estensione mediana del manto nevoso nella regione Emilia-Romagna, con indice di correlazione di Spearman di -0.451 in un livello di confidenza del 95%. La diminuzione della temperatura media regionale, dunque, porta a incrementare l'estensione spazio-temporale della precipitazione nevosa e quindi l'accumulo di neve al suolo.

In conclusione, il lavoro svolto nel presente elaborato ha permesso di sviluppare prodotti di copertura nevosa maggiormente localizzati e specializzati per la regione Emilia-Romagna, fornendo ulteriori spunti per l'arricchimento della procedura di elaborazione e per migliorare ulteriormente l'accuratezza della rilevazione satellitare del manto nevoso regionale. I risultati ottenuti, comunque, hanno dimostrato una discreta capacità di valutazione della variabilità del manto nevoso sul territorio emiliano-romagnolo e la possibilità di sviluppare prodotti complementari utili per l'analisi a posteriori degli eventi nevosi. La validazione della rilevazione satellitare tramite il confronto con i dati delle stazioni meteorologiche, inoltre, ha permesso di attribuire una discreta accuratezza anche ai dataset delle stazioni meteorologiche stesse, valutati tenendo conto delle modalità di osservazione del manto tipicamente discontinue, incomplete o imprecise, e di introdurre le basi per un possibile studio dell'utilizzo delle stazioni da terra come proxy dell'estensione del manto nevoso al suolo.

Infine, occorre rilevare che questo tipo di studi sono assai rari in letteratura per almeno due motivi: a) necessità di disporre di dataset di copertura nevosa al suolo continui e ben verificati; b) difficoltà di attribuire i margini di errore che possono essere dovuti all'osservatore, alla conformazione del suolo o ai sensori satellitari e relativi algoritmi. In questo senso, studi come quello presentato in questa tesi possono validamente contribuire a mettere nella giusta luce le attività di monitoraggio della copertura nevosa al suolo sia per attività di monitoraggio che per una migliore comprensione dei cambiamenti climatici in atto. L'Emilia-Romagna possiede una valida rete di rilevazione del manto nevoso che fornisce dati di grande valore scientifico e operativo. Il tutto è necessariamente visto in ottica di una migliore gestione e pianificazione dell'uso delle risorse idriche per una molteplicità di utilizzi differenti (agricoltura, industria, produzione di energia, ecc.).

Appendice A

Classificazione delle forme di cristalli naturali di ghiaccio in nube

	N1a Elementary needle		C1f Hollow column		P2b Stellar with sectorlike ends
	N1b Bundle of elementary needles		C1g Solid thick plate		P2c Dendrite with plates at ends
	N1c Elementary sheath		C1h Thick plate of skeletal form		P2d Dendrite with sectorlike ends
	N1d Bundle of elementary sheaths		C1i Scroll		P2e Plate with simple extensions
	N1e Long solid column		C2a Combination of bullets		P2f Plate with sector extensions
	N2a Combination of needles		C2b Combination of columns		P2g Plate with dendrite extensions
	N2b Combination of sheaths		P1a Hexagonal plate		P3a Two branches
	N2c Combination of long solid columns		P1b Sector plate		P3b Three branches
	C1a Pyramid		P1c Broad branch		P3c Four branches
	C1b Cup		P1d Stellar		P4a Broad branch with 12 branches
	C1c Solid bullet		P1e Ordinary dendrite		P4b Dendrite with 12 branches
	C1d Hollow bullet		P1f Fernlike dendrite		P5 Malformed crystal
	C1e Solid column		P2a Stellar with plates at ends		P6a Plate with spatial branches
	P6b Plate with spatial dendrites		CP3d Plate with scrolls at ends		R3c Graupel-like with nonrimed extensions
	P6c Stellar with spatial plates		S1 Side planes		R4a Hexagonal graupel
	P6d Stellar with spatial dendrites		S2 Scalelike side planes		R4b Lump graupel
	P7a Radiating assemblage of plates		S3 Side planes with bullets and columns		R4c Conelike graupel
	P7b Radiating assemblage of dendrites		R1a Rimed needle		I1 Ice particle
	CP1a Column with plates		R1b Rimed columnar		I2 Rimed particle
	CP1b Column with dendrites		R1c Rimed plate or sector		I3a Broken branch
	CP1c Multiple capped column		R1d Rimed stellar		I3b Rimed broken branch
	CP2a Bullet with plates		R2a Densely rimed plate or sector		I4 Miscellaneous
	CP2b Bullet with dendrites		R2b Densely rimed stellar		G1 Minute column
	CP3a Stellar with needles		R2c Stellar with rimed spatial branches		G2 Germ of skeletal form
	CP3b Stellar with columns		R3a Graupel-like snow of hexagonal type		G3 Minute hexagonal plate
	CP3c Stellar with scrolls at ends		R3b Graupel-like snow of lump type		G4 Minute stellar
					G5 Minute assemblage of plates
					G6 Irregular germ

Figura A.1: Sistema di classificazione dei cristalli di ghiaccio (Magono and Lee, 1966).

Appendice B

ESDT (Earth Science Data Type)

ESDT	Nome esteso	Dati utilizzati
M*D02HKM	Radianze calibrate di MODIS Terra (MOD) e Acqua (MYD) (500 m)	Radianze delle bande MODIS Banda 1: 0.645 μm Banda 2: 0.865 μm Banda 4: 0.555 μm Banda 6: 1.640 μm
M*D021KM	Radianze calibrate di MODIS Terra (MOD) e Acqua (MYD) (1 km)	Radianze per le bande MODIS Banda 31: 11.03 μm
M*D03	Campi di geolocalizzazione di MODIS Terra (MOD) e Acqua (MYD) (1 km)	Maschera acque interne Angolo zenitale Latitudine Longitudine Quota geoide
M*D35_L2	Maschera dell nubi e risultati test spettrale MODIS Terra (MOD)e Acqua (MYD) (1 km)	Unstructured FOV flag Notte/Giorno Flag

Tabella B.1: *Prodotti di input, MODIS Terra/Aqua, dell'algoritmo per il rilevamento della copertura di neve MODIS (Riggs, 2019).*

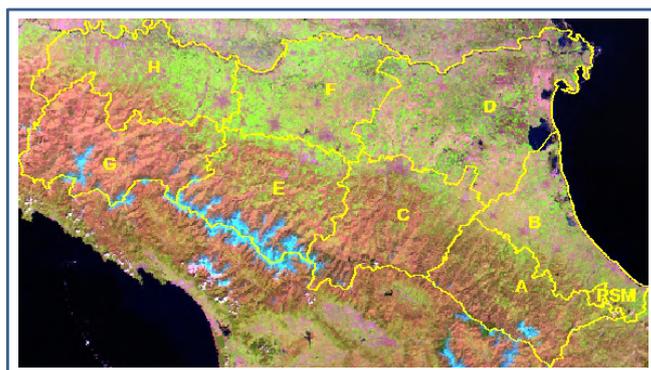
ESDT	Livello	Risoluzione Spaziale	Risoluzione Temporale	Proiezione
M*D10_L2	L2	500 m	5 min	Nessuna, georeferenziato
M*D10GA	L2G	500 m	Giornaliera	Sinusoidale
M*D10A1	L3	500 m	Giornaliera	Sinusoidale
M*D10A1F	L3	500 m	Giornaliera	Sinusoidale
M*D10CA	L3	0.05° x 0.05°	Giornaliera	Geografica
M*D10A2		500 m	Giornaliera	Sinusoidale
M*D10C2	L3	0.05° x 0.05°	8 giorni	Sinusoidale
M*D10CM	L3	0.05° x 0.05°	Mensile	Geografica

Tabella B.2: *Prodotti di copertura nevosa di MODIS Terra (MOD) e Aqua (MYD), indicati con la sigla M*D. (Riggs, 2019).*

Appendice C

Bollettino di innevamento

Dati da satellite 05/04/2022 09:41 UTC



Sentinel 3 SLSTR (risoluzione geometrica 500 m) – [R(1.61 μ);G(0.86 μ);B(0.65 μ)]
La neve, se presente, appare ciano. Colore simile può interessare anche formazioni nuvolose caratterizzate da ghiaccio. Le nubi, se presenti, appaiono bianco o grigio.
<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>

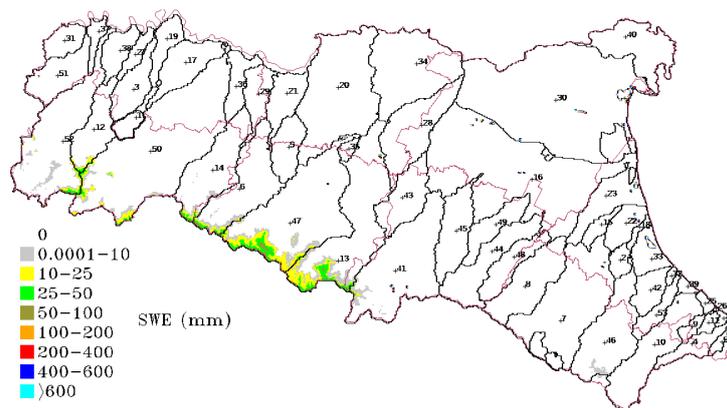


Fig. 2 – Equivalente in acqua della neve (SWE – mm): integrazione dati da modello e satellite
A cura di Struttura Idro-Meteo-Clima (Arpa Emilia-Romagna)

AGENZIA REGIONALE PER LA PREVENZIONE, L'AMBIENTE E L'ENERGIA DELL'EMILIA-ROMAGNA

Distribuzione per macro aree del manto nevoso				Distribuzione per bacini del manto nevoso e altezza di pioggia media equivalente delle zone innevate					
MA	QUOTA (da-a mslm)	AREA (kmq)	NEVE (kmq)	ID	BACINO	AREA (kmq)	NEVE (kmq)	SWE (mm)	Mmc
A-1	0-150	151,5	0,0	1	Arda	120,0	0,0	0,0	0,0
A-2	150-300	392,3	0,0	2	Bevano	89,8	0,0	0,0	0,0
A-3	300-600	1.022,5	0,0	3	Chlavenna	283,5	0,0	0,0	0,0
A-4	600-1000	873,0	1,0	4	Conca	162,3	0,0	0,0	0,0
A-5	1000-1500	156,8	26,3	5	Crostolo	259,0	0,0	0,0	0,0
A-6	1500-2000	1,3	1,3	6	Enza	650,5	65,3	17,2	1,1
B-1	0-150	1.987,3	0,0	7	Fiumi Uniti	1.151,8	4,5	5,2	0,0
B-2	150-300	254,3	0,0	8	Lamone	517,3	0,0	0,0	0,0
B-3	300-600	72,8	0,0	9	Marano	60,3	0,0	0,0	0,0
C-1	0-150	671,0	0,0	10	Marecchia	601,0	1,3	2,7	0,0
C-2	150-300	539,5	0,0	11	Melo	45,8	0,0	0,0	0,0
C-3	300-600	881,8	0,0	12	Nure	354,8	18,8	16,5	0,3
C-4	600-1000	805,0	0,0	13	Panaro	1.123,8	208,0	17,3	3,6
C-5	1000-1500	159,3	45,5	14	Parma	600,5	41,3	18,8	0,8
C-6	1500-2000	10,0	10,0	15	Pianura Fiumi Uniti	88,0	0,0	0,0	0,0
D-1	0-150	4.807,3	0,0	16	Pianura Reno	2.092,0	0,0	0,0	0,0
D-2	150-300	0,0	0,0	17	Pianura tra Arda e Taro	351,3	0,0	0,0	0,0
D-3	300-600	0,0	0,0	18	Pianura tra Bevano e Savio	38,8	0,0	0,0	0,0
E-1	0-150	349,5	0,0	19	Pianura tra Chlavenna e Arda	178,3	0,0	0,0	0,0
E-2	150-300	348,8	0,0	20	Pianura tra Crostolo e Secchia	1.197,0	0,0	0,0	0,0
E-3	300-600	906,0	0,0	21	Pianura tra Enza e Crostolo	263,0	0,0	0,0	0,0
E-4	600-1000	884,5	6,3	22	Pianura tra Fiumi Uniti e Bevano	185,3	0,0	0,0	0,0
E-5	1000-1500	476,8	348,3	23	Pianura tra Lamone e Fiumi Uniti	338,0	0,0	0,0	0,0
E-6	1500-2000	136,0	136,0	24	Pianura tra Marano e Melo	23,0	0,0	0,0	0,0
E-7	2000-2500	0,3	0,3	25	Pianura tra Marecchia e Marano	35,3	0,0	0,0	0,0
F-1	0-150	2.884,0	0,0	26	Pianura tra Melo e Conca	3,0	0,0	0,0	0,0
F-2	150-300	0,0	0,0	27	Pianura tra Nure e Chlavenna	98,5	0,0	0,0	0,0
F-3	300-600	0,0	0,0	28	Pianura tra Panaro e Reno	581,3	0,0	0,0	0,0
F-4	600-1000	0,0	0,0	29	Pianura tra Parma ed Enza	225,3	0,0	0,0	0,0
G-1	0-150	5,0	0,0	30	Pianura tra Po e Reno	2.321,3	0,0	0,0	0,0
G-2	150-300	209,8	0,0	31	Pianura tra Po e Tidone	164,3	0,0	0,0	0,0
G-3	300-600	758,0	0,0	32	Pianura tra Rubicone e Uso	21,3	0,0	0,0	0,0
G-4	600-1000	1.347,0	1,5	33	Pianura tra Savio e Rubicone	180,5	0,0	0,0	0,0
G-5	1000-1500	690,3	218,3	34	Pianura tra Secchia e Panaro Nord	881,8	0,0	0,0	0,0
G-6	1500-2000	33,0	33,0	35	Pianura tra Secchia e Panaro Sud	47,3	0,0	0,0	0,0
H-1	0-150	2.021,0	0,0	36	Pianura tra Taro e Parma	197,0	0,0	0,0	0,0
H-2	150-300	431,0	0,0	37	Pianura tra Tidone e Trebbia	90,0	0,0	0,0	0,0
H-3	300-600	467,5	0,0	38	Pianura tra Trebbia e Nure	193,0	0,0	0,0	0,0
H-4	600-1000	182,0	0,0	39	Pianura tra Uso e Marecchia	37,8	0,0	0,0	0,0
H-5	1000-1500	28,5	0,0	40	Po	502,0	0,0	0,0	0,0
Totale		24.944,0	827,5	41	Reno	1.056,3	36,8	10,4	0,4
MA	QUOTA (da-a mslm)	AREA (kmq)	NEVE (kmq)	42	Rubicone	185,8	0,0	0,0	0,0
RSM-1	0-150	10,0	0,0	43	Samoggia	370,8	0,0	0,0	0,0
RSM-2	150-300	29,8	0,0	44	Santeramo	462,3	0,3	5,1	0,0
RSM-3	300-600	32,0	0,0	45	Savena	400,0	0,0	0,0	0,0
RSM-4	600-1000	0,5	0,0	46	Savio	648,0	18,3	3,4	0,1
Totale		72,3	0,0	47	Secchia	1.319,3	234,0	19,9	4,7
				48	Senio	271,3	0,0	0,0	0,0
				49	Sillaro	247,8	0,0	0,0	0,0
				50	Taro	1.896,5	107,8	13,5	1,5
				51	Tidone	350,5	0,0	0,0	0,0
				52	Trebbia	978,5	85,5	12,3	1,1
				53	Uso	147,8	0,0	0,0	0,0
				54	Ventena	43,0	0,0	0,0	0,0
				Totale		24.731,3	821,5		
					Swe media su tutta l'area (mm)		0,5		
					Swe media su superficie innevata (mm)		65,5		
					Millioni mc totali		13,5		
						AREA (kmq)	NEVE (kmq)	SWE (mm)	Mmc
					Bacino diretto di Ridracoli	35,3	0,5	1,7	0,0
					Bacini allacciati di Ridracoli	54,3	1,8	5,5	0,0
					Mignano	88,5	0,0	0,0	0,0

Nivometri - 05/04/2022 10:00 UTC			
STAZIONE	PROV	QUOTA	NEVE (cm)
Badia Tedalda	AR	859	0
Barco	FI	720	0
Civago	RE	1051	0
Doccia di Fiumalbo	MO	1371	0
Febbio	RE	1148	0
Lagdei	PR	1252	0
Lago Paduli	MS	1151	0
Lago Prätignano	MO	1319	7
Lago Scaffaiolo	MO	1794	19
Ligonchio	RE	900	ND
Loiano	BO	741	ND
Monteacuto nelle Alpi	BO	900	0
Montegropo	PR	656	0
Passo delle Radici	LU	1535	28
Piandelagotti	MO	1219	0
Reggio nell'Emilia	RE	72	ND
Rivalta Re	RE	94	0
San Marino	RSM	680	0

NOTE

Il SWE della neve è stato corretto con il dato da satelliti con soglia 10 mm.
Non sono presenti nubi.

SIGNIFICATO COLONNE IN TABELLA BACINI

- ID: identificativo del bacino
- AREA: superficie del bacino
- NEVE: neve sul bacino
- SWE: SWE su superficie innevata del bacino
- Mmc: volume di acqua immagazzinato nella neve per bacino in milioni di metri cubi
- SWE media su tutta l'area (mm): volume medio su tutta l'area di competenza idrografica regionale
- SWE media su superficie innevata (mm): volume medio sull'area innevata
- Millioni mc totali: somma dei volumi

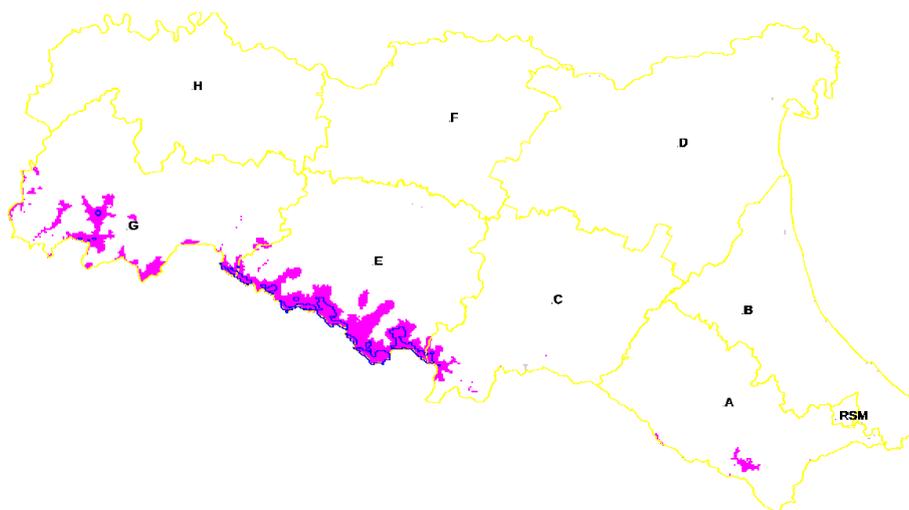
A cura di Struttura Idro-MeteoClima (Arpa Emilia-Romagna)

AGENZIA REGIONALE PER LA PREVENZIONE, L'AMBIENTE E L'ENERGIA DELL'EMILIA-ROMAGNA

Climatologia innevamento soglia $\geq 66\%$

Distribuzione della frequenza di neve sulla settimana (soglia $\geq 66\%$ su clima 2000-2012 Nasa / Esa-Cci) e confronto con dato di innevamento attuale. Per maggiori dettagli sulla climatologia dell'innevamento, consultare la pagina sotto.

<http://www.esa-landcover-cci.org/?q=node/161>



Lettura della mappa

- Le aree in magenta rappresentano zone in cui è presente la neve alla data del bollettino;
- Le aree in grigio chiaro (se presenti) rappresentano zone in cui è probabile la presenza di nubi;
- Le linee blu rappresentano la probabilità di presenza neve con percentuale $\geq 66\%$ nella settimana considerata;
- Le linee in giallo rappresentano le macro aree di protezione civile a chiusura dei bacini idrografici.

NOTE

Le aree innevate sono dovute alle nevicate intercorse tra il 2 e il 3 aprile.



Figura C.1: Bollettino di innevamento prodotto da Arpae Emilia-Romagna relativo alla data 06.04.2022.

Appendice D

Script

D.1 Mappe_Copertura_Nevosa.py

```
from osgeo import gdal
import os
import re
import numpy as np

# Funzione Salvataggio File (creator: Arpae Emilia-Romagna)
def SalvaFile(array, NomiBande, filename, projection,
              transformation, pathOut):
    print ("SalvaFile")
    print(NomiBande)
    gdtype = gdal.GDT_Float32
    outdriver = gdal.GetDriverByName("GTiff")
    suffix = ".tif"
    path = pathOut
    NoDataValue = -9999.0

    if len(array.shape)==3:
        bands=array.shape[0]
        rows=array.shape[2]
        col=array.shape[1]
    else:
        bands=1
        rows=array.shape[1]
        col=array.shape[0]

    print(path + filename + suffix, rows, col, bands, gdtype )
    outdata = outdriver.Create(path + filename + suffix, rows,
                               col, bands, gdtype)
    outdata.SetGeoTransform(transformation)
    outdata.SetProjection(projection)
```

```

for band in range(bands):
    print(band, NomiBande[band])
    outdata.GetRasterBand(band+1).SetDescription(str(NomiBande[band]
                                                    )))

    if not ("Mask" in filename):
        outdata.GetRasterBand(band+1).SetNoDataValue(NoDataValue)
    if bands!=1:
        outdata.GetRasterBand(band+1).WriteArray( array[band, :, :]
                                                    )
    else:
        outdata.GetRasterBand(1).WriteArray(array)

outdata=None

NoDataValue = -9999.0
path_file = "C:/.../file_tagliati/"
path_out = "C:/.../output/"

#Selenzione file
lista = []
for root, subfolders,files in os.walk("E:/.../dati"):
    for name in files:
        if re.search(r'\w{7}.A\d{7}.h18v04.\d{3}.\d{13}.hdf$', name):
            lista.append(os.path.join(root,name))

#Elaborazione
for filename in lista:

    #Proiezione + Settaggio NoData + Taglio con Maschera +Salvataggio
    in .tif

    os.system('gdalwarp -s_srs "+proj=sinu +lon_0=0 +x_0=0
              +y_0=0 +R=6371007.181 +units=m +no_defs" -t_srs
              EPSG:32632 -of GTiff -ot Float32 -srcnodata
              -32768 -dstnodata -9999.0 -te
              511112.2481317908968776 4837300.9643837111070752
              801513.1250200913054869 4998981.2071911543607712
              HDF4_EOS:EOS_GRID:'+ filename +
              ':MOD_Grid_Snow_500m:NDSI"' + path_file +
              "NDSI_" + filename.rsplit(".",6)[1].rsplit("A",
              1)[1] + "_32632.tif")

    os.system('gdalwarp -s_srs "+proj=sinu +lon_0=0 +x_0=0
              +y_0=0 +R=6371007.181 +units=m +no_defs" -t_srs
              EPSG:32632 -of GTiff -ot Float32 -srcnodata 255.0
              -dstnodata -9999.0 -te 511112.2481317908968776
              4837300.9643837111070752 801513.1250200913054869
              4998981.2071911543607712 HDF4_EOS:EOS_GRID:'+

```

```

        filename + ':MOD_Grid_NEVE_500m:NDSI_Snow_Cover"
        ' + path_file + "NDSI_Snow_Cover_" +
        filename.rsplit(".",6)[1].rsplit("A", 1)[1] +
        "_32632.tif")

A = gdal.Open(path_file + "NDSI_" +
              filename.rsplit(".",6)[1].rsplit("A", 1)[1]
              + "_32632.tif")
ndsi = A.ReadAsArray()
# Moltiplico per il fattore di scala
ndsi*= 9.999999747e-05
B = gdal.Open(path_file + "NDSI_NEVE_Cover_" +
              filename.rsplit(".",6)[1].rsplit("A", 1)[1]
              + "_32632.tif")
ndsi_sc = B.ReadAsArray()
proj = A.GetProjection()
trasf = A.GetGeoTransform()
risult = np.full(ndsi.shape,0)

#Albero Decisionale
for index, value in np.ndenumerate(ndsi_sc):
    if (np.any(value >= 42)) and (np.any(value <= 100)):
        risult[index] = 1
    if np.any(value == 201):
        if ndsi[index] >= .42:
            risult[index] = 1
    if np.any(value == 250):
        if ndsi[index] >= 0.62:
            risult[index] = 1
        if ndsi[index] < 0.62:
            risult[index] = -1

#Applicazione Maschera
M = gdal.Open("C:/.../Maschera.tif")
masc = M.ReadAsArray()
risult[masc==0]= NoDataValue
SalvaFile(risult, "neve", "NEVE_" +
filename.rsplit(".",6)[1].rsplit("A", 1)[1] , proj, trasf,
path_out)

A = None
B = None
M = None

print("Fine")

```

D.1.1 Maschera



Maschera
□ 0 - Pixel Mascherati
■ 1 - Pixel Validi

Figura D.1: *Maschera, mappa binaria della regione Emilia Romagna i cui valori uguali a 1 rappresentano i pixel validi, mentre i valori uguali a 0 rappresentano i pixel mascherati.*

D.2 SCF.py

```
from osgeo import gdal
import os
import re
import numpy as np

pathfile = "C:/.../output/"

def SalvaFile(array, NomiBande, filename, projection, transformation,
             pathOut):
    #[...]

# Estrazione Proiezione e Trasformazione Geografica
A = gdal.Open("C:/.../output/NEVE_2012045.tif")
proj = A.GetProjection()
trasf = A.GetGeoTransform()
A = None
```

```

settimana = range(0,52)
# [anno, inizio prima settimana, inizio seconda settimana, inizio 52
  esima, fine 52/53esima incluse]
in_sett=[[2000,'003','010','360','366'],[2001,'001','008','358','364'],
        [2002,'365','007','357','363'],[2003,'364','006','356','362'],
        [2004,'363','005','355','002'],[2005,'003','010','360','001'],
        [2006,'002','009','359','365'],[2007,'001','008','358','364'],
        [2008,'365','007','357','363'],[2009,'364','005','355','003'],
        [2010,'004','011','361','002'],[2011,'003','010','360','001'],
        [2012,'002','009','359','365'],[2013,'366','007','357','363'],
        [2014,'364','006','356','362'],[2015,'363','005','355','003'],
        [2016,'004','011','361','001'],[2017,'002','011','359','365'],
        [2018,'001','008','358','364'],[2019,'365','007','357','363'],
        [2020,'364','006','356','003'],[2021,'004','011','361','002'],
        [2022,'003','010','360','001']]

anno = [2000,2001,2002,2003,2004,2005,2006,2007,2008,2009,2010,
        2011,2012,2013,2014,2015,2016,2017,2018,2019,2020,2021]

listaset = [f for f in range(52)]
listaset=[[ ] for f in listaset]

for val in range(len(anno)):
    primogiorno = int(in_sett[val][2])
    print(val)
    for el in settimana:

        # Prima Settimana
        if el == 0:
            if int(in_sett[val][1]) > 350:
                prima = [("0"*(3-len(str(f)))+ str(f)) for f in
                        range(int(in_sett[val][1]),370)]
                prima1 = [("0"*(3-len(str(f)))+ str(f)) for f in
                        range(1,int(in_sett[val][2]))]
                for jd in prima:
                    try:
                        listaset[el].append([pathfile + f for f in
                        os.listdir(pathfile) if re.search(r'NEVE_' +
                        str(in_sett[val-1][0]) + jd + '.tif$', f)][0])
                    except:
                        pass
                for jd in prima1:
                    try:
                        listaset[el].append([pathfile + f for f in
                        os.listdir(pathfile) if re.search(r'NEVE_' +
                        str(in_sett[val][0]) + jd + '.tif$', f)][0])
                    except:
                        pass

```

```

else:
    prima2 = [("0"*(3-len(str(f)))+ str(f)) for f in
              range(int(in_sett[val][1]),(int(in_sett[val][1])+7))]
    for jd in prima2:
        try:
            listaset[e1].append([pathfile + f for f in
                                os.listdir(pathfile) if re.search(r'NEVE_' +
                                str(in_sett[val][0]) + jd + '.tif$', f)][0])
        except:
            pass

# Ultima Settimana
elif e1 == 51:
    if int(in_sett[val][4]) < 100:
        ult = [("0"*(3-len(str(f)))+ str(f)) for f in
              range(1,int(in_sett[val+1][1]))]
        ult1 = [("0"*(3-len(str(f)))+ str(f)) for f in
              range(int(in_sett[val][3]),370)]
        for jd in ult1:
            try:
                listaset[e1].append([pathfile + f for f in
                                    os.listdir(pathfile) if re.search(r'NEVE_' +
                                    str(in_sett[val][0]) + jd + '.tif$', f)][0])
            except:
                pass
        for jd in ult:
            try:
                listaset[e1].append([pathfile + f for f in
                                    os.listdir(pathfile) if re.search(r'NEVE_' +
                                    str(in_sett[val+1][0]) + jd + '.tif$', f)][0])
            except:
                pass
    else:
        ult2 = [("0"*(3-len(str(f)))+ str(f)) for f in
              range(int(in_sett[val][3]),(int(in_sett[val][4])+1))]
        for jd in ult2:
            try:
                listaset[e1].append([pathfile + f for f in
                                    os.listdir(pathfile) if re.search(r'NEVE_' +
                                    str(in_sett[val][0]) + jd + '.tif$', f)][0])
            except:
                pass
else:
    sett = [("0"*(3-len(str(f)))+ str(f)) for f in
          range(primogiorno, (primogiorno+7))]
    for jd in sett:
        try:
            listaset[e1].append([pathfile + f for f in
                                os.listdir(pathfile) if re.search(r'NEVE_' +

```

```

        str(in_sett[val][0]) + jd + '.tif$', f)][0])
    except:
        pass

    primogiorno = (primogiorno + 7)

#Frequenza

for s in settimana:
    neve = np.zeros((351,630))
    validi = np.zeros((351,630))
    frequenza = np.zeros((351,630))
    if (listaset[s] == []):
        continue
    for archivio in listaset[s]:
        A = gdal.Open(archivio)
        map = A.ReadAsArray()
        for i in range(map.shape[0]):
            for j in range(map.shape[1]):
                if map[i,j] == 1:
                    neve[i,j] += 1
                    validi[i,j] += 1
                elif map[i,j] == 0:
                    validi[i,j] += 1
        A = None

    np.seterr(divide='ignore', invalid='ignore')
    np.divide(neve,validi,frequenza)

    SalvaFile(frequenza, 'neve', 'Frequenza_sett_'+ str(s), proj,
              trasf, "C:/.../frequenze/")

print("Fine")

```

D.2.1 Soglia

```

from osgeo import gdal
import numpy as np

def SalvaFile(array, NomiBande, filename, projection, transformation,
             pathOut):
    [...]

A = gdal.Open("C:/.../output/SNOW_2012045.tif")

```

```

proj = A.GetProjection()
trasf = A.GetGeoTransform()
A = None

pathInput = "C:/.../frequenze/"
pathOutput = "C:/.../frequenze_66/"

sett1 = range(0,16)
sett2 = range(40,52)

for num in sett1:
    A = gdal.Open(pathInput + "Frequenza_sett_" + str(num)+ ".tif")
    map = A.ReadAsArray()
    soglia = np.zeros((351,630))
    for i in range(map.shape[0]):
        for j in range(map.shape[1]):
            if map[i,j]>= 0.66:
                soglia[i,j]+=1
            else:
                continue
    A = None
    SalvaFile(soglia, '66%', 'Frequenza_66%_sett_'+ str(num), proj,
trasf, pathOutput)

for num in sett2:
    A = gdal.Open(pathInput + "Frequenza_sett_" + str(num)+ ".tif")
    map = A.ReadAsArray()
    soglia = np.zeros((351,630))
    for i in range(map.shape[0]):
        for j in range(map.shape[1]):
            if map[i,j]>= 0.66:
                soglia[i,j]+=1
            else:
                continue
    A = None
    SalvaFile(soglia, '66%', 'FREQUENZA_66%_sett_'+ str(num), proj,
trasf, pathOutput)

print("Fine")

```

D.2.2 Colorazione

```

from osgeo import gdal
import numpy as np

pathIn = "C:/.../frequenze/"

```

```

Data_Set1 = range(0,16)
Data_Set2 = range(40,52)

for f in Data_Set1:
    print(f)
    A = gdal.Open(pathIn +'Frequenza_sett_'+ str(f)+'.tif')
    map = A.ReadAsArray()
    tras = A.GetGeoTransform()
    proj = A.GetProjection()

    #Impostazione colori per ogni classe
    labels=np.ndarray(shape=(map.shape[0],map.shape[1],4),dtype=int)
    labels[np.logical_and(map>=0.0, map<0.05)]=(0,255,0,255)
    labels[np.logical_and(map>=0.05, map<0.10)]=(255,255,0,255)
    labels[np.logical_and(map>=0.10, map<0.20)]=(205,205,0,255)
    labels[np.logical_and(map>=0.20, map<0.40)]=(190,114,0,255)
    labels[np.logical_and(map>=0.40, map<0.60)]=(0,255,255,255)
    labels[np.logical_and(map>=0.60, map<0.80)]=(114,51,172,255)
    labels[np.logical_and(map>=0.80, map<=1.00)]=(255,0,255,255)

    outdriver = gdal.GetDriverByName("GTiff")
    outdata = outdriver.Create('C:/.../colorazione/Frequenza_sett_'+
                               str(f) + "_Colori.tif",
                               labels.shape[1], labels.shape[0],
                               labels.shape[2], gdal.GDT_Byte)

    outdata.SetGeoTransform(tras)
    outdata.SetProjection(proj)
    for band in range(labels.shape[2]):
        outdata.GetRasterBand(band+1).WriteArray( labels[ :, :, band] )

    outdata = None
    A = None

for f in Data_Set2:
    print(f)

    A = gdal.Open(pathIn +'Frequenza_sett_'+ str(f)+".tif")
    map = A.ReadAsArray()
    tras = A.GetGeoTransform()
    proj = A.GetProjection()

    #Impostazione colori per ogni classe
    labels=np.ndarray(shape=(map.shape[0],map.shape[1],4),dtype=int)
    labels[np.logical_and(map>=0.0, map<0.05)]=(0,255,0,255)
    labels[np.logical_and(map>=0.05, map<0.10)]=(255,255,0,255)
    labels[np.logical_and(map>=0.10, map<0.20)]=(205,205,0,255)
    labels[np.logical_and(map>=0.20, map<0.40)]=(190,114,0,255)
    labels[np.logical_and(map>=0.40, map<0.60)]=(0,255,255,255)

```

```

labels[np.logical_and(map >=0.60, map <0.80)]=(114,51,172,255)
labels[np.logical_and(map >=0.80, map <=1.00)]=(255,0,255,255)

outdriver = gdal.GetDriverByName("GTiff")
outdata = outdriver.Create('C:/.../colorazione/Frequenza_sett_'+
                           str(f) + "_Colori.tif",
                           labels.shape[1], labels.shape[0],
                           labels.shape[2], gdal.GDT_Byte)

outdata.SetGeoTransform(tras)
outdata.SetProjection(proj)
for band in range(labels.shape[2]):
    outdata.GetRasterBand(band+1).WriteArray( labels[ :, :, band] )

outdata = None
A = None

print("Fine")

```

D.3 SCD.py

```

from osgeo import gdal
import os
import re
import numpy as np

def SalvaFile(array, NomiBande, filename, projection, transformation,
             pathOut):
    # [...]
    pathfile = "C:/.../output/"
    pathOutput = "C:/.../Neve_Annua/"
    anno = [2000,2001,2002,2003,2004,2005,2006,2007,2008,2009,2010,
            2011,2012,2013,2014,2015,2016,2017,2018,2019,2020,2021,2022]

    # Estrazione Proiezione e Trasformazione Geografica
    A = gdal.Open("C:/.../NEVE_2012045.tif")
    proj = A.GetProjection()
    trasf = A.GetGeoTransform()
    map = A.ReadAsArray()
    snow = np.copy(arr)
    A = None

    #Selezione file di copertura nevosa dei giorni dell'inverno
    for val in range(len(anno)):
        listainverno = []

```

```

prima = [("0"*(3-len(str(f)))+ str(f)) for f in range(270,370)]
seconda = [("0"*(3-len(str(f)))+ str(f)) for f in range(1,110)]

for jd in prima:
    try:
        listainverno.append([pathfile+ f for f in os.listdir(
pathfile)
                            if re.search(r'NEVE_'+ str(anno[val])+ jd
                            +'.tif$',f)])[0])
    except:
        pass

for jd in seconda:
    try:
        listainverno.append([pathfile+ f for f in os.listdir(
pathfile)
                            if re.search(r'NEVE_'+ str(anno[val+1]) +
                            jd + '.tif$',f)])[0])
    except:
        pass

#Conteggio dei giorni innevati dell'inverno per ogni pixel
neve = np.zeros((351,630))
for archivio in listainverno:
    A = gdal.Open(archivio)
    map = A.ReadAsArray()

    for i in range(map.shape[0]):
        for j in range(map.shape[1]):
            if map[i,j] == 1:
                neve[i,j] += 1
    A = None

SalvaFile(neve, 'neve', 'Neve_Annua_' + str(anno[val]), proj,
          trasf, pathOutput)

print('Fine')
```

D.4 SCA.py

```

from osgeo import gdal
import os
import re
import statistics as stat
import csv

anno = [2000,2001,2002,2003,2004,2005,2006,2007,2008,2009,2010,
```

```
2011,2012,2013,2014,2015,2016,2017,2018,2019,2020,2021]

pathOut= "C:/.../indice_SCA/"
pathfile = "C:/.../output/"

# Estrazione Proiezione e Trasformazione Geografica
A = gdal.Open("C:/...A/output/NEVE_2012045.tif")
proj = A.GetProjection()
trasf = A.GetGeoTransform()
A = None

def TrasformaPixel(pixel):
    [...]

listamassime = []
listamassime_area = []
listamassime_pixel = []
listaconteggiEM = []
mediana_km = []
mediana_px = []
mediana = []

#Selezione archivi di ogni inverno
for val in range(len(anno)):
    listainverno = []
    prima = [("0"*(3-len(str(f)))+ str(f)) for f in range(270,370)]
    seconda = [("0"*(3-len(str(f)))+ str(f)) for f in range(1,110)]
    for jd in prima:
        try:
            listainverno.append([pathfile + f for f in os.listdir(
                pathfile) if re.search(r'NEVE_'+
                    str(anno[val])+ jd + '.tif$',f)][0])
        except:
            pass

    for jd in seconda:
        try:
            listainverno.append([pathfile + f for f in os.listdir(
                pathfile) if re.search(r'NEVE_'+
                    str(anno[val+1]) + jd + '.tif$',f)][0])
        except:
            pass

listaestensioni = []
listaestensioni_area = []
listaestensioni_pixel = []

#Estensioni Giornaliere
```

```
for archivio in listainverno:
    A = gdal.Open(archivio)
    map = A.ReadAsArray()
    pixelnubi = (map==-1).sum()
    pixelneve = (map==1).sum()
    pixelnoneve = (map==0).sum()
    pixelvalidi = (map!=-9999.0).sum()
    nuvolosita = pixelnubi/pixelvalidi
    emilia = TrasformaPixel(pixelvalidi)

    if nuvolosita < 0.60:
        est_percentuale = (pixelneve/(pixelnoneve+pixelneve))*100
        listaestensioni.append(est_percentuale)
        listaestensioni_area.append(TrasformaPixel(pixelneve))
        listaestensioni_pixel.append(pixelneve)
    else:
        continue

if listaestensioni != []:
    massima = max(listaestensioni)
    massima_area = max(listaestensioni_area)
    massima_pixel = max(listaestensioni_pixel)
    listamassime.append(massima)
    listamassime_area.append(massima_area)
    listamassime_pixel.append(massima_pixel)
else:
    continue

# Conteggio dei giorni con estensione maggiore o uguale all'39.5%
della regione
contaemilia = 0
for idx, el in enumerate(listaestensioni_area):
    if el >= emilia*0.395:
        contaemilia +=1
    else:
        continue
listaconteggiEM.append(contaemilia)

#Eliminazione delle estensioni nulle dell'inverno
listamassime_pixel = [i for i in listamassime_pixel if i !=0]
listamassime_area = [i for i in listamassime_area if i!= 0.0]
listamassime = [ i for i in listamassime if i!= 0.0]

# Calcolo della Media e della Mediana delle estensioni giornaliere
if listamassime_area == []:
    mediana_km.append(0)
else:
    mediana_km.append(float(stat.median(listaestensioni_area)))
```

```

if listamassime_pixel == []:
    mediana_px.append(0)
else:
    mediana_px.append(float(stat.median(listamassime_pixel)))

if listamassime == []:
    mediana.append(0)
else:
    mediana.append(float(stat.median(listamassime)))

#Scrittura file .csv di output
CsvOutFile = csv.writer(open(pathOut + "Indici_SCA.csv",
                             "w"), delimiter = ';', lineterminator='\n')

CsvOutFile.writerow(['Inverno', 'Estensione Percentuale Massima',
                    'Massima Estensione (km)', 'Massima Estensione (px)
                    , 'N.Giorni Est >= 39,5% Estensione Emilia Romagna',
                    'Mediana (%)', 'Mediana (km)',
                    'Mediana (px)'])

for idx in range(len(anno)-1):
    CsvOutFile.writerow([str(anno[idx])+'/' +str(anno[idx]+1),
                        listamassime[idx], listamassime_area[idx],
                        listamassime_pixel[idx], listaconteggiEM[idx],
                        mediana[idx], mediana_km[idx], mediana_px[idx]
                        ])

print("Fine")

```

D.5 Estrazione _Dati.py

```

import os
import csv
from osgeo import gdal
import datetime
from datetime import datetime, timedelta, date
import pandas as pd

# (nome stazione, latitudine, longitudine)
stazioni=(( 'Verghereto', 43.795193, 12.004406), ( 'Terzo_di_Carnaio',
        43.882979, 11.960789), ( 'S.Cassiano', 44.148438, 11.691541),
        ( 'S.Benedetto_in_Alpe', 43.984795, 11.686724), ( 'Premilcuore',
        43.979415, 11.779106), ( 'Piandelagotti', 44.237129,

```

```

10.516331), ('Monte_San_Pietro', 44.440299, 11.138369),
('Monteombraro', 44.376321, 11.008748), ('Imola', 44.345812,
11.712674), ('Faenza', 44.291254, 11.886243),
('Diga_di_Suviana', 44.134424, 11.042988), ('Diga_di_Quarto',
43.890673, 12.086371), ('Diga_Brasimone', 44.129064,
11.117775), ('Diga_di_Pavana', 44.11826, 11.005552),
('Campigna', 43.872193, 11.747182), ('Bologna_UI',
44.499883, 11.346156), ('Alfonsine', 44.493012, 12.04452),
('Passo_della_Biancarda_CF', 43.793838, 12.075334),
('Campigna_CF', 43.87914, 11.71655), ('Rifugio_Cavone_CF',
44.132919, 10.822075), ('Lago_della_Ninfa_CF',
44.210062, 10.72433), ('Sperella_CF', 44.295528, 10.428066),
('Lagdei_CF', 44.413168, 10.009624), ('Passo_Penice_CF',
44.796087, 9.327097))

#Funzioni
#creator: Arpae Emilia-Romagna
def EstrazioneValore(pathFile, lon, lat):
    print("EstrazioneValore")
    val = os.open('gdallocationinfo -wgs84 -valonly ' + pathFile + ' '
        + str(lon) + ' ' + str(lat)).read()
    return val

def ConversioneData(jd):
    data_file = jd
    giorno_giuliano = datetime.strptime(file_date, '%y%j')
    giorno_std = giorno_giuliano.strftime('%d')
    mese_std = giorno_giuliano.strftime('%m')
    return giorno_std, mese_std

pathIn = "C:/.../output/"
pathOut = "C:/.../dati_estratti/"

CsvOutFile = csv.writer(open(pathOut + "Valori_estratti.csv", "w",
    encoding="utf-8"), delimiter = ';',
    lineterminator='\n')

CsvOutFile.writerow(['Data'] + [stazioni[i][0] for i in
    range(len(stazioni))])

for archivio in os.listdir(pathIn):
    print(archivio)
    anno = archivio.rsplit("_", 1)[1].rsplit(".", 1)[0][:4]
    giorno_mese = ConversioneData(archivio.rsplit("_", 1)[1].rsplit(
        ".", 1)[0][2:])

    valori = [i for i in range(len(stazioni))]

```

```

for ind, tup in enumerate(stazioni):
    valori[ind] = EstrazioneValore(pathIn + archivio, tup[2],
                                   tup[1])

CsvOutFile.writerow([str(giorno_mese[0])+'/' + str(giorno_mese[1]) +
                    '/' + str(anno)] + valori)

print("Fine")

```

D.6 Elaborazione _Stazioni.py

```

import os
import csv
import pandas as pd
from itertools import zip_longest

pathFile = 'C:/.../StazioniSelezionate/'
pathOut = 'C:/.../Stazioni_Satellite/'
pathSat = 'C:/.../Dati_Estratti/'

lista = []
for anno in range(2000,2013):
    lista.extend(pd.date_range(start = "15/10/" + str(anno),
                              end = "15/04/" + str(anno+1)).to_pydatetime().tolist())

fileNames = os.listdir(pathFile)
for idx, el in enumerate(fileNames):

    satellite = []
    datasat = []
    data = []
    neve = []
    neve_inverno = []
    inverno = []
    file = open(os.path.join(pathFile, fileNames[idx]))
    reader = csv.reader(file, delimiter=',')
    next(reader)

    # Selezione dei dati da satellite estratti
    with open(os.path.join(pathSat, 'Valori_estratti.csv')) as filesat:

        readersat = csv.reader(filesat, delimiter = ';')
        header = next(readersat)
        for i in range(len(header)):
            if el.rsplit('.', 1)[0] == header[i]:
                for row in readersat:

```

```

        satellite.append(row[i])
        datasat.append(row[0])
#(data, valore di neve satellite)
dati_sat = [list(x) for x in zip(datasat, satellite)]

# Creazione delle lista cumulativa dei dati
listadati = [f for f in range(len(lista))]
listadati = [[] for f in listadati]
for idx, elem in enumerate(lista):
    listadati[idx].append(elem)
    listadati[idx].append(-9999.0)
    listadati[idx].append(-9999.0)
for i in range(len(listadati)):
    listadati[i][0] = listadati[i][0].strftime('%d/%m/%Y')

# Lettura del file .csv della Stazione
for row in reader:
    try:
        data.append(row[0])
        neve.append(int(row[1]))
    except:
        neve.append(-9999.0)
#(data, valore di neve stazione)
dati = [list(x) for x in zip(data, neve)]

# Assegnazione dei valori di neve alla data corrispondente
# Stazione
for i in range(len(listadati)):
    for idx in range(len(dati)):
        if listadati[i][0]==dati[idx][0]:
            listadati[i][1]=int(dati[idx][1])
            break
        else:
            continue
# Satellite
for i in range(len(listadati)):
    for ind in range(len(dati_sat)):
        if listadati[i][0]==dati_sat[ind][0]:
            listadati[i][2]=int(dati_sat[ind][1])
            break
        else:
            continue
# Conversione dei valori di nube (-1) a nodata
for i in range(len(listadati)):
    if listadati[i][2]==-1:
        listadati[i][2]=-9999.0

```

```

# Conversione binaria dei dati di neve delle Stazioni
for i in range(len(listadati)):
    if listadati[i][1] != -9999.0:

        if listadati[i][1] == -999:
            listadati[i][1] = -9999.0
        elif listadati[i][1] >= 5:
            listadati[i][1] = 1
        elif listadati[i][1] < 5:
            listadati[i][1] = 0
        else:
            print("Nessuno dei casi!")
            print('Dato: ' + str(listadati[i][1]) + ' '+
                  'Posizione: ' + str(i))

# Completamento dati mancanti: solo per le stazioni dei Carabinieri
Forestali
if el.endswith('_CF.csv'):

    for i in range(len(listadati)):
        if listadati[i][1] == -9999.0:
            if listadati[i-1][1] == 1 and listadati[i+1][1] == 1:
                listadati[i][1] = 1

# Scrittura file .csv di output
CsvOutFile = csv.writer(open(pathOut + str(el), 'w'),
                        delimiter = ';', lineterminator='\n')
CsvOutFile.writerow(['Data', 'Neve', 'Satellite'])
for i in range(len(listadati)):
    CsvOutFile.writerow([listadati[i][0], listadati[i][1],
                        listadati[i][2]])

print("Fine")

```

D.7 Corrispondenza.py

```

import os
import csv

pathIn = 'C:/.../Stazioni_Satellite/'
pathOut = 'C:/.../Corrispondenza/'

#Lettura dei file .csv con i due dataset di copertura nevosa per ogni
stazione
fileNames = os.listdir(pathIn)

```

```
for idx, el in enumerate(fileNames):
    file = open(os.path.join(pathIn, fileNames[idx]))

    #Impostazione del file .csv finale
    reader = csv.reader(file, delimiter=';')
    writer = csv.writer(open(pathOut + fileNames[idx], 'w'),
                        delimiter = ';', lineterminator = '\n')

    header = next(reader)
    header.append('Classe di Corrispondenza')
    header.append('Hits')
    header.append('Correct Negatives')
    header.append('Misses')
    header.append('False Alarms')
    header.append('Totale dati')
    header.append('Dati Validi Totali')
    writer.writerow(header)

    #Lettura e raccolta di: data, valore al suolo e valore da satellite
    staz = []
    sat = []
    data = []
    for row in reader:
        data.append(row[0])
        staz.append(row[1])
        sat.append(row[2])

    #Classi di Corrispondenza e Calcolo degli indici Hit, Correct
    Negative, Misses e False Alarm
    invalidi = 0
    hit = 0
    corr_neg = 0
    misses = 0
    f_alarm = 0
    contatore = []
    classe = [i for i in range(len(staz))]
    for i in range(len(staz)):
        if staz[i] == '-9999.0' or sat[i]=='-9999.0':
            classe[i]=''
            invalidi +=1
        elif staz[i] == '1' and sat[i]== '1':
            classe[i]=1
            hit +=1
        elif staz[i] == '0' and sat[i]== '0':
            classe[i]=2
            corr_neg += 1
        elif staz[i]=='1' and sat[i]=='0':
            classe[i]=3
            misses +=1
        elif staz[i]=='0' and sat[i]=='1':
```

```
        classe[i]=4
        f_alarm +=1

contatore = [hit, corr_neg, misses, f_alarm]
tot_validi = sum(contatore)

for i in range(len(staz)):
    if i==0:
        writer.writerow([data[i], staz[i], sat[i], classe[i],
            hit, corr_neg, misses, f_alarm, len(staz), tot_validi,
invalidi])
    else:
        writer.writerow([data[i], staz[i], sat[i], classe[i]])

print('Fine')
```

Nomenclatura

A Accuracy

BT Temperatura di brillantezza

B Bias

CN Correct Negatives

COFOR Corpo dei Carabinieri Forestali

EODIS Earth Observing System Data and Information System

EOS Earth Observing System

EPSG European Petroleum Survey Group

ESDT Earth Science Data Type

FAR False Alarm Rate

FA False Alarms

GDAL Geospatial Data Abstraction Library

GIS Geographic Information System

GMT Greenwich Mean Time

HR Hit Rate

H Hits

INV Inverno

IO Input-Output

M*D Terra e Acqua MODIS

MODIS MOderate resolution Imaging Spectroradiometer

MOD Terra MODIS

MYD Acqua MODIS

M Misses

NASA National Aeronautics and Space Administration

NDSI_SC NDSI_Snow_Cover

NDSI Normalized Difference Snow Index

NIR Near InfraRed

OSGeo Open Source Geospatial Foundation

QGIS Quantum Geographic Information System

SCA Snow Cover Area

SCD Snow Cover Days

SCF Snow Cover Frequency

SLSTR Sea and Land Surface Temperature Radiometer

SWIR Short Wave Infra Red

TOA Top of the Atmosphere

UTC Universal Time Coordinate

VIS Visible

Elenco delle figure

1.1	<i>Meccanismi di ghiacciamento in nube: nucleazione omogenea, deposizione eterogenea, nucleazione per condensazione/immersione e nucleazione per contatto, (Levizzani, 2021).</i>	9
1.2	<i>Diagramma di Nakaya, rappresenta la relazione tra la geometria degli aggregati dei cristalli di ghiaccio, la temperatura e la sovrassaturazione dell'acqua, (Levizzani, 2021).</i>	10
1.3	<i>Relazione tra le concentrazioni di nuclei di ghiacciamento e particelle di aerosol sul Monte Feldberg/Taunus (Germania). (a) large particles, (b) Aitken particles (Pruppacher, 1996; Georgii & Kleinjung, 1967).</i>	12
1.4	<i>Elenco dei nuclei di ghiacciamento, delle caratteristiche cristallografiche (assi cristallografici) e delle rispettive temperature di attivazione.</i>	13
1.5	<i>Tipologie di precipitazione invernale in funzione della stratificazione termica dello strato compreso tra la base della nube ed il suolo (Levizzani, 2021).</i>	19
1.6	<i>Andamento della temperatura all'interno del manto nevoso, con variazione diurna e notturna dello strato superficiale (Bertoni, 2010).</i>	21
1.7	<i>Albedo di un manto nevoso semi-infinito in funzione della lunghezza d'onda per diverse dimensioni dei granelli di neve (Wiscombe, 1980a).</i>	24
1.8	<i>Confronto tra variazione dell'albedo in funzione della lunghezza d'onda per un campione di manto nevoso (Dry Old Snow), in condizioni di fusione (Wet Melting) e ricongelamento (Refrozen) per evidenziare l'effetto del contenuto di acqua liquida del manto nevoso sull'albedo e sulla dimensione dei granelli di neve (Wiscombe, 1980a; O'Brien, 1975).</i>	25
2.1	<i>Snapshot di un'osservazione dell'intera superficie globale dalla prospettiva del satellite Terra relativa al giorno 01.01.2022 alle 00 UTC, ottenuto tramite il portale EODIS Worldview della NASA (https://worldview.earthdata.nasa.gov/). Le aree nere, in cui non vi è rilevazione, danno un'idea dell'andamento orbitale del satellite, le quali vengono riempite grazie alla completezza dell'orbita del satellite Aqua.</i>	30

Lista Figure

2.2	<i>Rappresentazione del satellite Terra e dei 5 sensori, partendo da sinistra: CERES, MOPITT, MISR, ASTER E MODIS.</i>	32
2.3	<i>Variazione del valore di NDSI in funzione della differenza tra le riflettanze nel visibile, VIS, e nell'infrarosso ad onda corta, SWIR, in tre diverse condizioni in cui la riflettanza al VIS aumenta dallo 0 al 100% con incrementi dell'1 % mentre la riflettanza nello SWIR rimane costante rispettivamente a: 1) 10% - linea continua; 2) 5% - linea di asterischi; 3) 1% - linea di diamanti (Hall, 2015).</i>	38
3.1	<i>Studio della variabilità della soglia identificata per l'indice NDSI, in relazione alle corrispondenti variazioni della copertura nevosa rilevata in sei zone, negli Stati Uniti e in Islanda. a) Rappresenta le rilevazioni di neve, espresse come numero totale di pixel, per ogni soglia. Si può notare come il numero di pixel di neve diminuisca con l'aumento della soglia di NDSI da 0 a 1, in particolare l'entità della variazione tra le soglie comincia in modo relativamente costante passando poi ad una rapida decrescita a seconda della scena e della soglia.; b) Rappresenta la variazione della copertura nevosa in funzione della soglia selezionata. Qui si identifica un range di NDSI tra 0.10 e 0.50 per cui i risultati delle mappe sono consistenti, con variazioni di copertura tra soglie successive inferiori al 10%, oltre 0.50 invece la copertura nevosa rilevata subisce un drastico calo. (Hall, 1995).</i>	45
3.2	<i>Classificazione climatica di Köppen-Geiger dell'Emilia-Romagna http://kooppen-geiger.vu-wien.ac.at/alps.html (Rubel et al., 2017). .</i>	46
3.3	<i>Immagini multispettrali delle radianze rilevate dal sensore SLSRT di Sentinel-3. Nelle immagini sono state messe in evidenza le bande dello SWIR, del NIR e del rosso. Le colorazioni danno un'indicazione chiara delle classi di copertura della superficie: ciano - neve, rosa - nube, nero - acqua, marrone/verde - suolo/edificato. a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.</i>	48
3.4	<i>Firme spettrali di corpi idrici interni al territorio emiliano-romagnolo acquisiti su 15 pixel per quattro scenari nevosi, le linee tratteggiate rappresentano le firme spettrali di ogni pixel acquisito, mentre la linea continua rappresenta la firma spettrale media per quella data. a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.</i>	50
3.5	<i>Firme spettrali del suolo emiliano-romagnolo acquisite su 15 pixel per quattro scenari nevosi, le linee tratteggiate rappresentano le firme spettrali di ogni pixel acquisito, mentre la linea continua rappresenta la firma spettrale media per quella data. a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.</i>	51

Lista Figure

3.6	<i>Firme spettrali della copertura nuvolosa al di sopra dell'Emilia-Romagna acquisite su 15 pixel per quattro scenari nevosi, le linee tratteggiate rappresentano le firme spettrali di ogni pixel acquisito, mentre la linea continua rappresenta la firma spettrale media per quella data. a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.</i>	52
3.7	<i>Firme spettrali del manto nevoso sulla superficie emiliano-romagnola acquisite su 15 pixel per quattro scenari nevosi, le linee tratteggiate rappresentano le firme spettrali di ogni pixel acquisito, mentre la linea continua rappresenta la firma spettrale media per quella data. a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.</i>	53
3.8	<i>Firme spettrali medie di ogni classe di copertura della superficie del territorio emiliano-romagnolo. La media è effettuata sulle riflettanze percentuali acquisite su 15 pixel per quattro scenari nevosi: Le linee blu rappresentano la risposta spettrale della neve, le linee grigie quella delle nubi, le linee rosse quella dell'acqua e le linee gialle quella del suolo. a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021. . . .</i>	54
3.9	<i>Valori dell'indice NDSI calcolato a partire dai valori di riflettanza acquisiti in 15 pixel selezionati, per ognuna delle quattro classi di copertura della superficie di interesse, relativi a quattro scenari temporali differenti dell'inverno 2020/2021: a) 27 dicembre 2020; b) 13 gennaio 2021; c) 14 febbraio 2021 e d) 28 febbraio 2021.</i>	56
3.10	<i>Immagini multispettrali delle radianze rilevate dal sensore SLSRT di Sentinel-3. Nelle immagini sono state messe in evidenza le bande dello SWIR, del NIR e del rosso. Le colorazioni danno un'indicazione chiara delle classi di copertura della superficie: ciano - neve/nube ghiacciata, rosa - nube, nero - acqua, marrone/verde - suolo/edificato. Il colore ciano, in questo caso, identifica sia la neve che le nubi ghiacciate. a) 29 gennaio 2021 e b) 04 febbraio 2021.</i>	58
3.11	<i>a,b) Firme spettrali delle nubi ghiacciate sulla superficie emiliano-romagnola acquisite su 15 pixel per due scenari nevosi, le linee tratteggiate rappresentano le firme spettrali di ogni pixel acquisito, mentre la linea continua rappresenta la firma spettrale media per quella data. a) 29 gennaio 2021 e b) 04 febbraio 2021; c,d) Firme spettrali medie delle nubi ghiacciate, linea continua, a confronto con le firme spettrali medie della copertura nevosa delle date: 27 dicembre 2020, 13 gennaio 2021, 14 febbraio 2021 e 28 febbraio 2021, linee tratteggiate.</i>	59
3.12	<i>Valori dell'indice NDSI calcolati per le nubi ghiacciate a partire dai valori di riflettanza percentuale acquisiti per gli scenari del 29 gennaio 2021 e del 04 febbraio 2021, a confronto con i valori di NDSI rilevati per la copertura nevosa per gli scenari nevosi del 27 dicembre 2021, 13 gennaio 2021, 14 febbraio 2021 e 28 febbraio 2021.</i>	60

Lista Figure

- 3.13 Sovrapposizione pixel classificati come "No Decision", colore giallo, dei prodotti di copertura nevosa di MODIS e rilevazione multispettrale di Sentinel 3 dell'Emilia-Romagna, con relativo zoom. Le colorazioni danno un'indicazione delle classi di copertura della superficie: ciano - neve, rosa - nube, nero - acqua, marrone/verde - suolo/edificato. 61
- 3.14 Rappresentazione dell'albero decisionale per l'elaborazione dei prodotti M*D1A01 di copertura nevosa del sensore MODIS e la produzione di mappe ternarie: neve-no-neve-nube. 63
- 4.1 Rappresentazione della MODIS Sinusoidal Tile Grid composta di 36 tasselli sul lato orizzontale (h) e 18 tasselli sul lato verticale (v) la cui combinazione identifica l'area di estrazione dei dati MODIS (Hall, 2021). . . 65
- 4.2 Prodotto di copertura nevosa MODIS NDSI prima (a) e dopo (b) l'elaborazione preliminare di ritaglio, georeferenziazione, ri-proiezione e settaggio dei parametri. 68
- 4.3 Esempio di mappa ternaria della copertura nevosa dell'Emilia Romagna, risultante dallo script di elaborazione (Appendice D.1) e rappresentante le zone innevate (pixel = 1), non innevate (pixel = 0) e ricoperte da nubi (pixel = -1) distinte dalla colorazione presente in legenda. 70
- 4.4 Esempio di mappa di SCF dell'Emilia-Romagna con colorazione specifica in funzione di sette intervalli di frequenza di innevamento. 74
- 5.1 Esempio di tabella di raccolta di dati meteorologici giornalieri presso le stazioni meteorologiche di Arpae Emilia-Romagna. I dati principali raccolti sono: stato del cielo, direzione del vento, temperatura massima e minima, tipologia di precipitazione atmosferica, quantità di acqua precipitata (litri) ed altezza del manto nevoso (cm) (De Bellis, 2010). 83
- 5.2 Mappa di distribuzione delle 24 stazioni meteorologiche utilizzate per la procedura di validazione della rilevazione satellitare di copertura nevosa, realizzata tramite Google Earth, con numerazione identificativa relativa all'anagrafica delle stazioni in Tabella 5.1. 84
- 5.3 Schermata di un file .csv finale di confronto tra i valori di copertura nevosa osservati al suolo e i rispettivi valori rilevati da satellite, la classe di corrispondenza relativa al reciproco confronto dei due valori giornalieri, gli indici categorici delle tabelle di contingenza, calcolati come sommatoria delle giornate appartenenti ad ogni classe. 94
- 5.4 Caratterizzazione delle 24 stazioni meteorologiche utilizzate nelle procedura di validazione dei dati nelle tre categorie individuate, in funzione dei valori degli indici statistici False Alarm Rate, Hit Rate e Accuracy: Categoria 1 - Verde, Categoria 2 - Giallo e Categoria 3 - Rosso. 96

Lista Figure

5.5	<i>Andamento degli indici statistici delle 12 stazioni meteorologiche della prima categoria: Stazioni Valide.</i>	99
5.6	<i>Andamento degli indici statistici delle 8 stazioni meteorologiche appartenenti alla prima categoria: Stazioni STT.</i>	101
5.7	<i>Andamento degli indici statistici delle 4 stazioni meteorologiche della prima categoria: Stazioni SVR.</i>	103
6.1	<i>Mappe di frequenza di innevamento con aggregazione settimanale dei periodi invernali del ventennio 2000-2020 con colorazione specifica ad intervalli di frequenza.</i>	109
6.2	<i>Esempio di mappa rappresentante la frazione di territorio dell'Emilia-Romagna con frequenza di innevamento stagionale, SCF, maggiore del 66% per la 10^a settimana dell'anno.</i>	110
6.3	<i>Distribuzione dell'indice SCD sulla regione Emilia-Romagna per ogni periodo invernale.</i>	114
6.4	<i>Confronto tra le estensioni massime del manto nevoso per ogni inverno del periodo 2000-2020 in assenza di filtro sulla nuvolosità con, rispettivamente, il filtro al 60%, grafico a sinistra, ed il filtro al 80%, grafico a destra.</i>	115
6.5	<i>Confronto grafico tra la massima estensione del manto nevoso, nella regione Emilia-Romagna, nei periodi invernali dal 2000 al 2020, ottenuta dalle mappe satellitari di copertura nevosa con nuvolosità inferiore al 60%, espressa sia come percentuale dell'area priva di nubi che come superficie in km²; il quale permette di stimare la nuvolosità associata al dato e, dunque, la sua affidabilità.</i>	117
6.6	<i>Estensioni mediane di ogni periodo invernale del ventennio 2000-2020 in relazione alla distribuzione della temperatura media stagionale.</i>	118
6.7	<i>Numero di giorni con estensione del manto nevoso maggiore o uguale al 39.5% della superficie regionale. Il dato dà un'idea della persistenza e della ripetibilità dei maggiori innevamenti nell'arco della stagione, ma può essere fortemente influenzato dalla presenza di nubi.</i>	120
A.1	<i>Sistema di classificazione dei cristalli di ghiaccio (Magono and Lee, 1966).</i>	125
C.1	<i>Bollettino di innevamento prodotto da Arpa Emilia-Romagna relativo alla data 06.04.2022.</i>	130
D.1	<i>Maschera, mappa binaria della regione Emilia Romagna i cui valori uguali a 1 rappresentano i pixel validi, mentre i valori uguali a 0 rappresentano i pixel mascherati.</i>	134

Elenco delle tabelle

1.1	<i>Probabilità di presenza di ghiaccio in nube fredda in funzione della temperatura.</i>	5
1.2	<i>Variazione delle forme di base dei cristalli di ghiaccio con la temperatura (De Bellis, 2010).</i>	10
1.3	<i>Valori tipici delle variabili k e n per le tre forme base dei cristalli di ghiaccio.</i>	16
2.1	<i>Elenco completo delle 36 bande spettrali di MODIS con le relative risoluzioni spaziali e i corrispondenti range spettrali, indicati in nm nelle bande 1-19 e in μm nelle bande 20-36 (Salomonson et al., 2001).</i>	33
2.2	<i>Lista degli attributi locali del prodotto NDSI_Snow_Cover dell' algoritmo del sensore MODIS con relativa classificazione (Riggs, 2019).</i>	40
2.3	<i>Lista degli attributi di qualità del prodotto NDSI_Snow_Cover_Basic_QA dell' algoritmo del sensore MODIS con relativa classificazione (Riggs, 2019)</i>	41
2.4	<i>Lista della classificazione degli screening (S1-S5) e delle maschere (M1-M3) del prodotto NDSI_Snow_Cover_Algorithm_Flags_QA applicati pixel per pixel nell' algoritmo del sensore MODIS (Riggs, 2019).</i>	41
3.1	<i>Descrizione dei prodotti satellitari del sensore di Sentinel-3 per la rilevazione del manto nevoso e delle bande del sensore (Pirola et al., 2020).</i>	43
3.2	<i>Descrizione dei climi di Köppen & Geiger caratteristici dell' Emilia-Romagna. La classificazione è composta di 3 lettere: la prima indica il clima principale della zona geografica, la seconda descrive le condizioni delle precipitazione e la terza classifica la temperatura (Kottek et al., 2006).</i>	47
3.3	<i>Valori di NDSI medio di ogni classe di copertura della superficie per ogni scenario dell' inverno 2020/2021 sulla base dell' indice calcolato per ogni pixel acquisito.</i>	56
4.1	<i>Variabili esplicative nella convenzione di denominazione dei file MODIS con relativo codice generico e descrizione (Hall, 2021).</i>	66
4.2	<i>Intervalli di frequenze di innevamento con rispettiva colorazione.</i>	74

Lista Tabelle

5.1	<i>Caratteristiche anagrafiche delle stazioni meteorologiche utilizzate per la procedura di validazione della rilevazione satellitare della copertura nevosa, quali: numero di riferimento, nome, codice identificativo, coordinate geografiche (longitudine, latitudine), quota ed ente gestore delle stazioni.</i>	85
5.2	<i>Tabella di contingenza riassuntiva delle performance di rilevazione satellitare della copertura nevosa, risultante dal confronto del dataset meteorologico di riferimento e il dataset satellitare. Gli indici categorici della tabella sono indicati con: H - hits, FA - false alarms, M - misses e CN - correct negatives.</i>	90
5.3	<i>Specifiche dell'indice statistico Accuracy (A): range di valori e valori corrispondenti al miglior risultato e a quello peggiore.</i>	91
5.4	<i>Specifiche dell'indice statistico Hit Rate (HR): range di valori e valori corrispondenti al miglior risultato e a quello peggiore.</i>	91
5.5	<i>Specifiche dell'indice statistico False Alarm Rate (FAR): range di valori e valori corrispondenti al miglior risultato e a quello peggiore.</i>	92
5.6	<i>Specifiche dell'indice statistico Bias (B): range di valori, valore corrispondente al miglior risultato e definizione dei casi con valori molto minori o molto maggiori del migliore.</i>	92
5.7	<i>Soglie di accettazione utilizzate per l'analisi dei risultati statistici della validazione della rilevazione satellitare (LaMMA, 2016; ISAC-CNR, 2020).</i>	95
5.8	<i>Tabelle di contingenza tra osservazione di neve al suolo e rilevazione satellitare nelle 12 stazioni appartenenti alla seconda categoria individuata: le Stazioni Valide.</i>	98
5.9	<i>Tabelle di contingenza tra osservazione di neve al suolo e rilevazione satellitare nelle 8 stazioni della seconda categoria individuata: le Stazioni STT.</i>	100
5.10	<i>Tabelle di contingenza tra osservazione di neve al suolo e rilevazione satellitare nelle 4 stazioni appartenenti alla seconda categoria individuata: le Stazioni SVR.</i>	102
6.1	<i>Estensioni massime (km²) di ogni periodo invernale del ventennio 2000-2020 e valore medio su tutti gli inverni.</i>	116
6.2	<i>Coefficiente di correlazione non parametrico di Spearman (ρ) per la valutazione della relazione tra temperatura media stagionale e l'estensione mediana della copertura nevosa degli inverni compresi tra il 2000 e il 2020.</i>	119
B.1	<i>Prodotti di input, MODIS Terra/Aqua, dell'algoritmo per il rilevamento della copertura di neve MODIS (Riggs, 2019).</i>	126
B.2	<i>Prodotti di copertura nevosa di MODIS Terra (MOD) e Aqua (MYD), indicati con la sigla M*D. (Riggs, 2019).</i>	127

Bibliografia

- Aeronautics, United States. National e Space Administration (1987). *Earth Observing System: High-resolution Imaging Spectrometer : Science Opportunities for the 1990s : Instrument Panel Report. HIRIS. Volume Iic*. Vol. 2. Earth Observing System: High-resolution Imaging Spectrometer : Science Opportunities for the 1990s : Instrument Panel Report. HIRIS. Volume Iic pt. 3. National Aeronautics e Space Administration. URL: <https://books.google.it/books?id=--GiwyxRMfUC>.
- AghaKouchak A. & Mehran, A. (2013). “Extended contingency table: Performance metrics for satellite observations and climate model simulations”. In: *Water Resources Research* 49.10, pp. 7144–7149. DOI: <https://doi.org/10.1002/wrcr.20498>.
- Avdan U. & Kaplan, G. (2017). “Algorithm for snow monitoring using remote sensing data”. In: *Anadolu University Journal of Science and Technology - Applied Sciences and Engineering* 18, pp. 238–238. DOI: [10.18038/aubtda.273972](https://doi.org/10.18038/aubtda.273972).
- Ben Hamouda, G. et al. (2021). “Impacts of climate change and rising atmospheric CO2 on future projected reference evapotranspiration in Emilia-Romagna (Italy)”. In: *Theoretical and Applied Climatology* 146.1-2, 801–820. DOI: [10.1007/s00704-021-03745-3](https://doi.org/10.1007/s00704-021-03745-3).
- Bertoni, G. et al. (2010). *La Neve: cos'è e come si prevede*. AlphaTest. Cap. 4 and 8, 87–102 and 173–196.
- Bi, Y. et al. (2015). “Snow Cover Variations and Controlling Factors at Upper Heihe River Basin, Northwestern China”. In: *Remote Sensing* 7, pp. 6741–6762. DOI: [10.3390/rs70606741](https://doi.org/10.3390/rs70606741).
- Boschetti, M. et al. (2005). “Telerilevamento”. In: *Diffusione e sperimentazione della cartografia del telerilevamento e dei Sistemi Informativi Geografici, come tecnologie Didattiche applicate Allo Studio del Territorio e dell'Ambiente*. Vol. 3. Ministero dell'Istruzione, dell'Università e della ricerca.
- Brodley, M.A. Friedl & C.E. (1997). “Decision tree classification of land cover from remotely sensed data”. In: *Remote Sensing of Environment* 61.3, pp. 399–409. ISSN: 0034-4257. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(97\)00049-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(97)00049-7).
- Callaghan, T. V. et al. (2011). “Changing snow cover and its impacts”. In: *Snow, water, ice and permafrost in the arctic (SWIPA): Climate change and the cryosphere*, pp. 4–458.

- Choudhury, A., A. C. Yadav e S. Bonafoni (2021). “A Response of Snow Cover to the Climate in the Northwest Himalaya (NWH) Using Satellite Products”. In: *Remote Sensing* 13.4. ISSN: 2072-4292. DOI: 10.3390/rs13040655.
- Cianfarra P.& Valt, M. (2014). “Monitoraggio dell’equivalente in acqua della neve da dati MODIS: il caso studio dell’alto Piave (Alpi italiane orientali)”. In: *Neve e Valanghe* n. 83. URL: https://aineva.it/wp-content/uploads/2017/11/nv83_4.pdf.
- Da Ronco, P. et al. (2020). “Comparing MODIS snow products Collection 5 with Collection 6 over Italian Central Apennines”. In: *International Journal of Remote Sensing* 41.11, pp. 4174–4205. DOI: 10.1080/01431161.2020.1714778.
- De Bellis, A. et al. (2010). “Climatologia e variabilità interannuale della neve sull’Appennino Emiliano-Romagnolo”. In: *Quaderno Tecnico ARPA-SIMC* 19. DOI: 10.13140/2.1.4685.7287.
- De Giglio, M. (2008). “Monitoraggio di colture agricole mediante dati satellitari ASTER: problematiche e applicazioni”. Alma Mater Studiorum - Università di Bologna. URL: <https://core.ac.uk/download/pdf/11011797.pdf>.
- DeMott, P. J. et al. (2010). “Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate”. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107.25, pp. 11217–11222. DOI: 10.1073/pnas.0910818107.
- Dozier, J. (1989). “Spectral signature of alpine snow cover from the landsat thematic mapper”. In: *Remote Sensing of Environment* 28, pp. 9–22. ISSN: 0034-4257. DOI: [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(89\)90101-6](https://doi.org/10.1016/0034-4257(89)90101-6).
- ESA, European Space Agency (n.d.). “Sentinel-2 MSI Technical Guide - Level-2A Algorithm”. In: *Sentinel Online* (). URL: <https://sentinels.copernicus.eu/ca/web/sentinel/technical-guides/sentinel-2-msi/level-2a/algorithm>.
- ESA, European Space Agency (2014). *Seasonality products*. URL: <https://www.esa-landcover-cci.org/?q=node\%2F161>.
- Ettehadi Osgouei, P. et al. (2019). “Separating Built-Up Areas from Bare Land in Mediterranean Cities Using Sentinel-2A Imagery”. In: *Remote Sensing* 11.3. ISSN: 2072-4292. DOI: 10.3390/rs11030345.
- Feldman, A. D. (2000). “Snow Properties”. In: *Hydrologic Modeling System HEC-HMS: Technical reference manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- Ferguglia, O. (2018). “Analisi di tre prodotti di stima della precipitazione sull’East Africa e sull’Africa Australe”.
- Ferrari, A. (2014). “Le proprietà fisiche del manto nevoso: rilievo ed elaborazione di dati penetrometrici”. Università degli studi di Parma. URL: <http://tesi.cab.unipd.it/50147>.
- Fitzharris, B.N. et al. (1996). “The cryosphere: changes and their impacts”. In: *Climate Change 1995: Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, pp. 241–266.

- Fletcher, N. H. (1965). “Heterogeneous nucleation of ice crystals”. In: 10, pp. 101–105. URL: <https://www.phys.unsw.edu.au/music/people/publications/Fletcher1965.pdf>.
- Fletcher, N. H. (1966). “The freezing of water”. In: *Science Progress (1933-)* 54.214, pp. 227–241. URL: <http://www.jstor.org/stable/43419536>.
- Freppaz M. & Pasqualotto, M. (n.d.). “Neve, valanghe e cambiamenti climatici”. In: *Rivista Environment: Ambiente e territorio in Valle d’Aosta* (). URL: <https://doi.org/10.1088/1755-1315/13/1/012002>.
- Gomasasca, M. et al. (2001). “Telerilevamento (Remote sensing - in italian)”. In: 379 – 404. ISBN: 88-8134-083-6.
- Govoni C. & Marletto, V. (2005). “Evoluzione della nevosità in Emilia-Romagna”. In: *Quaderno Tecnico ARPA-SIM* 17.
- Grenfell, T. C. et al. (1994). “Reflection of solar radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelengths”. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 99.D9, pp. 18669–18684. DOI: <https://doi.org/10.1029/94JD01484>.
- Gurung, Deo Raj et al. (2017). “Climate and topographic controls on snow cover dynamics in the Hindu Kush Himalaya”. In: *International Journal of Climatology* 37.10, pp. 3873–3882. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.4961>.
- Hall, D. K. et al. (2002). “MODIS snow-cover products”. In: *Remote sensing of Environment* 83.1-2, pp. 181–194.
- Hall, D. K. et al. (2015). “Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD)”. In: URL: <https://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov>.
- Hall, D.K. et al. (1995). “Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data”. In: *Remote Sensing of Environment* 54.2, pp. 127–140. ISSN: 0034-4257. DOI: [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(95\)00137-P](https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00137-P).
- Hall D. K. & Riggs, G. A. (2011). “Normalized-Difference Snow Index (NDSI)”. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. A cura di Vijay P. Singh, Pratap Singh e Umesh K. Haritashya. Springer Netherlands, pp. 779–780. DOI: 10.1007/978-90-481-2642-2_376.
- Hall D. K. & Riggs, G. A. (2021). “MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m SIN Grid, Version 61”. In: DOI: <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD10A1.061>.
- Hannula H.R. & Pulliainen, J. (2019). “Spectral reflectance behavior of different boreal snow types”. In: *Journal of Glaciology* 65.254, 926–939. DOI: 10.1017/jog.2019.68.
- Hoose C. & Möhler, O. (2012). “Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: a review of results from laboratory experiments”. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 12.20, pp. 9817–9854. DOI: 10.5194/acp-12-9817-2012.
- Huang, S. et al. (2021). “Overview of biological ice nucleating particles in the atmosphere”. In: *Environment International* 146, p. 106197. ISSN: 0160-4120. DOI: 10.1016/j.envint.2020.106197.

- ISAC-CNR, Cagliari (2020). “Validazione Online”. In: *Istituto di Scienza dell’Atmosfera e del Clima*. URL: <https://www.isac.cnr.it/cagliari/meteo/validationr.html>.
- Khromova, T.E. (2010). “Cryosphere and climate”. In: *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* 13, p. 012002. DOI: 10.1088/1755-1315/13/1/012002.
- Klein, A. G., D. K. Hall e G. A. Riggs (1998). “Improving snow cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model”. In: *Hydrological Processes* 12.10-11, pp. 1723–1744. DOI: [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199808/09\)12:10/11<1723::AID-HYP691>3.0.CO;2-2](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12:10/11<1723::AID-HYP691>3.0.CO;2-2).
- Kottek, M. et al. (2006). “World Map of the Köppen-Geiger Climate Classification Updated”. In: *Meteorologische Zeitschrift* 15, pp. 259–263. DOI: 10.1127/0941-2948/2006/0130.
- LaMMA, Laboratorio di Monitoraggio e Modellistica Ambientale (2016). “Verifica delle previsioni meteorologiche”. In: *Report Meteorologico*. URL: <http://www.lamma.rete.toscana.it/>.
- Levizzani, V. (2021). *Il libro delle nuvole: manuale pratico e teorico per leggere il cielo*. Il Saggiatore.
- Lindsey R. & Herring, D. (n.d.). “MODIS: Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer”. In: *MODIS Brochure* (). URL: <https://modis.gsfc.nasa.gov/about/media.php>.
- Luciani, R. (2017). “Tecniche di classificazione e monitoraggio delle aree agricole nei paesi dell’Africa Centro-Orientale da immagini satellitari”. URL: <https://core.ac.uk/download/pdf/157570262.pdf>.
- Maskey, S., S. Uhlenbrook e S. Ojha (set. 2011). “An analysis of snow cover changes in the Himalayan region using MODIS snow products and in-situ temperature data”. In: *Climatic Change* 108, pp. 391–400. DOI: 10.1007/s10584-011-0181-y.
- Matiu, M. et al. (2021). “Observed snow depth trends in the European Alps 1971 to 2019”. In: *The Cryosphere* 15.3, 1343–1382. DOI: 10.5194/egusphere-egu21-3287.
- Möhler, O. et al. (2007). “Microbiology and atmospheric processes: the role of biological particles in cloud physics”. In: *Biogeosciences* 4.6, pp. 1059–1071. DOI: 10.5194/bg-4-1059-2007.
- Musil, R. et al. (2014). *L’uomo senza qualità*. ET scrittori. Einaudi. ISBN: 9788806222482.
- Natili, G. (2010). “Tecniche di remote sensing, Gis e Geostatistica applicate alla mappatura ed all’epidemiologia del mal dell’inchiostro del castagno”. Università degli studi della Tuscia. URL: <http://hdl.handle.net/2067/1033>.
- Nistor M.M. & Mîndrescu, M. (2019). “Climate change effect on groundwater resources in Emilia-Romagna region: An improved assessment through NISTOR-CEGW method”. In: *Quaternary International* 504, pp. 214–228. ISSN: 1040-6182. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.11.018>.
- Nistor, M.M. (2016). “Spatial distribution of climate indices in the Emilia-Romagna region”. In: *Meteorological Applications* 23.2, pp. 304–313. DOI: <https://doi.org/10.1002/met.1555>.

- Notarnicola, C. et al. (2015). “EURAC Snow MAPS: Monitoraggio automatico del manto nevoso sull’arco alpino con dati satellitari MODIS”. In: *Neve e Valanghe* n. 86. URL: https://aineva.it/wp-content/uploads/2016/07/nv86_rivista.pdf.
- O’Brien H.W. & Munis, R.H. (1975). *Red and Near-infrared Spectral Reflectance of Snow*. Research report. Corps of Engineers, U.S. Army, Cold Regions Research e Engineering Laboratory. URL: <https://books.google.it/books?id=WyhLHQAACAAJ>.
- Odontuya G. & Amarsaikhan, D. (2021). “Comparison of Spectral Signatures in Hyperspectral and Multispectral Data”. In: *Proceedings of the Environmental Science and Technology International Conference (ESTIC 2021)*. Atlantis Press, pp. 116–120. ISBN: 978-94-6239-446-9. DOI: <https://doi.org/10.2991/aer.k.211029.021>.
- Piazza, M. (2015). “Particelle di cellulosa come nuclei di ghiacciamento in nube”. Alma Mater Studiorum - Università di Bologna. URL: <https://amslaurea.unibo.it/11304/>.
- Pirola, A. et al. (2020). “Bollettino dell’innevamento: descrizione prodotto”. In: *Report Meteo Arpae*. URL: <https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/meteo/report-meteo/bollettini-innevamento>.
- Pruppacher H.R. & Klett, J.D. (1996). *Microphysics of clouds and precipitation*. Second Edition. Springer Netherlands. Cap. 9 and 7, 191–204 and 287–360. DOI: 10.1007/978-0-306-48100-0.
- Qin C.Z. & Zhu, L.J. (2020). “GDAL/OGR and Geospatial Data IO Libraries”. In: vol. 2020. ISBN: 25772848. DOI: 10.22224/gistbok/2020.4.1.
- Ranson, K.J. (2003). “NASA’s EOS Terra mission update”. In: *IGARSS 2003. 2003 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No.03CH37477)*. Vol. 5, pp. 3023–3024. DOI: 10.1109/IGARSS.2003.1294668.
- Riggs G.A. & Hall, D.K. (2004). “Snow and cloud discrimination factors in the MODIS snow algorithm”. In: *IGARSS 2004. 2004 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Vol. 6, 3714–3716 vol.6. DOI: 10.1109/IGARSS.2004.1369928.
- Riggs, G. A. et al. (2017). “Overview of NASA’s MODIS and Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS) snow-cover Earth System Data Records”. In: *Earth System Science Data* 9.2, pp. 765–777. DOI: 10.5194/essd-9-765-2017.
- Riggs, G.A. et al. (2019). “MODIS Snow Products User guide: Collection 6.1, Version 1”. In: URL: https://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/uploads/snow_user_guide_C6.1_final_revised_april.pdf.
- Rubel, F. et al. (2017). “The climate of the European Alps: Shift of very high resolution Köppen-Geiger climate zones 1800–2100”. In: *Meteorologische Zeitschrift* 26.2, pp. 115–125.
- Salomonson, V.V. et al. (2001). “A summary of the status of the EOS Terra mission Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and attendant data product development after one year of on-orbit performance”. In: *IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE 2001 International Geoscience*

- and Remote Sensing Symposium*. Vol. 3, pp. 1197–1199. DOI: 10.1109/IGARSS.2001.976790.
- Salvatori, R. et al. (2011). “Integrazione di immagini satellitari e dati di campo per l’analisi delle coperture nevose”. In: *CNR, Istituto sull’Inquinamento Atmosferico*. URL: <http://atti.asita.it/ASITA2011/Pdf/212.pdf>.
- Savtchenko, A et al. (2004). “Terra and Aqua MODIS products available from NASA GES DAAC”. In: *Advances in Space Research* 34.4, pp. 710–714. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2004.03.012>.
- Simard, M. et al. (2000). “The use of decision tree and multiscale texture for classification of JERS-1 SAR data over tropical forest”. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38.5, pp. 2310–2321. DOI: 10.1109/36.868888.
- Sivakumar, M.V.K. et al. (2003). “Satellite remote sensing and GIS applications in agricultural meteorology”. In: URL: <http://www.wamis.org/agm/pubs/agm8/WMO-TD1182.pdf>.
- Spearman (2008). “Spearman Rank Correlation Coefficient”. In: *The Concise Encyclopedia of Statistics*. New York, NY: Springer New York, pp. 502–505. ISBN: 978-0-387-32833-1. DOI: 10.1007/978-0-387-32833-1_379.
- Spisni, A. et al. (2011). “Snow cover analysis in Emilia-Romagna”. In: *Italian Journal of Remote Sensing* 43, pp. 59–73. DOI: 10.5721/ItJRS20114315.
- Spisni, A. et al. (2007). “Evoluzione della superficie innevata in Emilia-Romagna tramite dati Modis L1B”. In: *Neve e Valanghe*, pp. 32–41. URL: https://aineva.it/wp-content/uploads/Pubblicazioni/Rivista62/NV62_4.pdf.
- Stilling, T. et al. (2019). “Cloud Masking for Landsat 8 and MODIS Terra Over Snow-Covered Terrain: Error Analysis and Spectral Similarity Between Snow and Cloud”. In: *Water Resources Research* 55.7, pp. 6169–6184. DOI: <https://doi.org/10.1029/2019WR024932>.
- Thapa, Sahadeep et al. (2021). “Assessing the snow cover dynamics and its relationship with different hydro-climatic characteristics in Upper Ganges river basin and its sub-basins”. In: *Science of The Total Environment* 793, p. 148648. ISSN: 0048-9697. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.148648>.
- Tinon, S. (2017). “Una applicazione di remote sensing multispettrale per il monitoraggio realizzativo delle opere di contrasto del dissesto idrogeologico : il caso di Sentinel-2”. URL: <https://www.politesi.polimi.it/handle/10589/141556>.
- Tong, R. et al. (2020). “Mapping snow cover from daily Collection 6 MODIS products over Austria”. In: *Journal of Hydrology* 590, pp. 125–548. ISSN: 0022-1694. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125548>.
- Valovcin, F.R. (1976). *Snow/cloud Discrimination*. AFGL-TR. Air Force Geophysics Laboratories, Air Force Systems Command, United States Air Force. URL: https://books.google.it/books?id=_U6cYlpISRIC.

- Valt, M., S. Sofia e P. Cianfarra (2017). “Il manto nevoso sull’appennino nella stagione invernale 2015-2016”. In: *Neve e Valanghe* n. 88. URL: https://issuu.com/aineva7/docs/nv88_rivista.
- Villani, G. et al. (2021). “The iCOLT climate service: Seasonal predictions of irrigation for Emilia-Romagna, Italy”. In: *Meteorological Applications* 28.4. DOI: <https://doi.org/10.1002/met.2007>.
- Wang, J. et al. (2010). “Responses of snowmelt runoff to climatic change in an inland river basin, Northwestern China, over the past 50 years”. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 14.10, pp. 1979–1987. DOI: 10.5194/hess-14-1979-2010.
- Wang, X.Y. et al. (apr. 2018). “Snow Cover Mapping for Complex Mountainous Forested Environments Based on a Multi-Index Technique”. In: *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* PP, pp. 1–9. DOI: 10.1109/JSTARS.2018.2810094.
- Warmerdam, F. (set. 2008). “The Geospatial Data Abstraction Library”. In: vol. 2, pp. 87–104. ISBN: 978-3-540-74830-4. DOI: 10.1007/978-3-540-74831-1_5.
- Warren, S. G. (1982). “Optical properties of snow”. In: *Reviews of Geophysics* 20.1, pp. 67–89. DOI: <https://doi.org/10.1029/RG020i001p00067>.
- Warren, S. G. (2019). “Optical properties of ice and snow”. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 377.2146, p. 20180161. DOI: 10.1098/rsta.2018.0161.
- Wilks, D. S. (2006). “Forecast Verification”. In: *Statistical methods in the atmospheric science*. Second. Vol. 91. International Geophysics Series. Academic Press, 260–276.
- Wiscombe W. J. & Warren, S. G. (1980a). “A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow”. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 37.12, pp. 2712–2733. DOI: 10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2.
- Wiscombe, S. G. Warren & W. J. (1980b). “A Model for the Spectral Albedo of Snow. II: Snow Containing Atmospheric Aerosols”. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 37.12, pp. 2734–2745. DOI: 10.1175/1520-0469(1980)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2.
- Yang, D. et al. (2017). *Fast reading and display of remote sensing image based on Qt and GDAL*, pp. 388–393. DOI: 10.1109/ICMIC.2017.8321674.
- Zhang, C. et al. (2021). “Spatio-Temporal Variation Characteristics of Snow Depth and Snow Cover Days over the Tibetan Plateau”. In: *Water* 13.3. ISSN: 2073-4441. DOI: 10.3390/w13030307.
- Zhang, H. et al. (2019). “Ground-based evaluation of MODIS snow cover product V6 across China: Implications for the selection of NDSI threshold”. In: *Science of The Total Environment* 651, pp. 2712–2726. ISSN: 0048-9697. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.10.128>.